И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ОСНОВЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

ТОМ 2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

551.21
Л 87

И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ОСНОВЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

том 2

ДРЕВНИЕ ВУЛКАНЫ

97

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1971

УДК 551.21

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. Древние вулканы.

Во втором томе систематически изложены главнейшие сведения о древних вулканах и методах их изучения. Рассмотрены корневые зоны вулканов, проблема их захоронения и фациальная изменчивость вулканогенных толщ. Дан очерк вулканогенных формаций и типовых петрохимических ассоциаций. Приведены различные примеры палеовулканологических реконструкций и дан анализ общих отношений вулканизма к тектонике.
Табл. 10. Илл. 141. Библ. 784 назв.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
академик А. Л. Я Н Ш И Н

2-9-2
261-71 (II)

Глава I

КОРНИ ВУЛКАНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Внутреннее строение вулканов раскрывается в процессе их денудации. Этот процесс постоянно сопровождает рост вулкана, почти с момента его зарождения, и приводит к более или менее полному разрушению образующейся постройки после того, как рост ее прекращается. Естественно, что чем больше промежуток времени, в течение которого вулкан подвергается денудации после его угасания, тем глубже вскрывается строение вулканической постройки. Тем не менее расчленение вулкана эрозией начинается еще в период его активности и зависит от прочности материала постройки, крутизны ее склонов и ряда других факторов. Известно, например, что рыхлые отложения на склонах вулканов подвергаются активному переносу вследствие плоскостного смыва, а также расчленению овражной сетью, врезающейся в течение нескольких лет на многие метры, а иногда на десятки метров в глубь сформировавшегося рыхлого чехла. Лавовые покровы, наоборот, могут препятствовать размыву вулканической постройки. Крутизна склонов и значительная относительная высота вулкана приводят к сравнительно быстрому его расчленению, что наглядно подтверждается широким распространением барранкосов на крутых и высоких вулканических конусах.

В действующем вулкане внутреннее строение может быть вскрыто не только вследствие эрозии, но еще и в результате крупных эксплозий, подобных тем, которые наблюдались на Кракатау, Безымянном и на других вулканах, а также вследствие расчленения вулканической постройки трещинами, такими, например, какие известны в Исландии или на склонах многих конических вулканов.

Хотя расчленение вулкана начинается еще в период его активности, тем не менее денудация в это время обычно не достигает подошвы вулканической постройки, а также зон, связывающих ее с глубинными питающими очагами, существование которых предполагается по совокупности всех известных данных о вулканических извержениях. Поэтому глубинное строение действующих вулканов может быть определено только по косвенным геологическим данным или на основании геофизических, преимущественно сейсмических наблюдений. Непосредственное изучение глубинных очагов этих вулканов возможно лишь путем бурения, которое пока практически не применяется для таких целей, хотя вопрос о постановке соответствующих работ уже рассматривался, в частности, в нашей стране Сибирским отделением Академии наук СССР.

Древние вулканические постройки, подвергшиеся более или менее значительной денудации, дают срезы различной глубины, а поэтому представляют самостоятельную ценность в плане исследования глубинного строения вулканов и выявления их корней, уходящих в недра Земли. Однако здесь имеются свои трудности. Во-первых, чем глубже срез вул-

кана, тем более разобщенными могут оказаться структуры верхней части постройки и глубинные элементы ее строения, вследствие чего их сопоставление может потребовать привлечения косвенных данных. Во-вторых, если вулкан не был деформирован, то его срезы, расположенные ниже основания, вскрывают лишь те части постройки, непосредственная связь которых с выброшенными на поверхность продуктами извержений вообще не устанавливается. В-третьих, древние вулканические аппараты часто оказываются настолько сильно денудированными и деформированными в процессе длительного существования, что расшифровка их строения становится затруднительной даже независимо от условий обнаженности. Таким образом, по мере перехода от верхних частей вулканической постройки к более глубоким, корневым, постепенно утрачивается возможность непосредственного сравнения тех и других и все большее значение приобретают косвенные сопоставления и гипотетические построения. В таких сопоставлениях главную роль часто играют уже не прямые отношения вулкана к его корням, а вулканических масс, накопившихся в результате длительного развития ряда вулканов, т. е. различного рода вулканических (или вулканогенных) толщ, к корневым зонам, связывающим эти массы с недрами Земли.

КРАТКИЙ ОБЗОР РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА СВЯЗИ ВУЛКАНОВ С ГЛУБИННЫМИ ОЧАГАМИ

Во второй половине XVIII в. уже была создана система взглядов, предполагающая, что огромную роль в процессе формирования земной поверхности играет «подземный жар» (Ломоносов, 1763), что имеются «каменные субстанции» изверженного происхождения, возникшие при поддержке «подземного огня» (Hutton, 1795), и что породы, подобные гранитам и базальтам, образуются в результате вулканической деятельности (Guettard, 1756; Desmaret, 1771; Hutton, 1795). Влияние таких общих построений подкреплялось не только первыми геологическими экспериментами Дж. Холла и полевыми наблюдениями Геттара и Демаре, но также и гипотезами происхождения солнечной системы, предложенными Кантом и Лапласом. Сформировавшиеся в течение этого периода времени воззрения подготовили почву для разработки в дальнейшем новых концепций, опирающихся на более детальное исследование вулканической деятельности.

В начале XIX в. Гумбольдт (Humboldt, 1824) изучил ряд вулканов Южной Америки, а Бух (Buch, 1825) — Канарские острова и другие вулканические районы мира, что позволило им обосновать представления о питании вулканов за счет огненно-жидких расплавов, проникающих по трещинам из недр Земли к поверхности. Гумбольдт, в частности, считал, что недра Земли имеют вид огненно-жидкой массы, сохранившей первоначальное тепло и еще не остывшей, но покрытой твердой корой, мощность которой с течением времени постепенно увеличивается.

Хотя это представление позднее было принято в ряде работ, тем не менее оно не разделялось многими современниками Гумбольдта. Так, Скроп (Scrope, 1825), также считавший, что вулканическая деятельность осуществляется вследствие проникновения огненно-жидких масс по трещинам, писал о природе тепла, создающего эти массы, как о «непроницаемой тайне». По его мнению, выбор точки зрения на происхождение этого тепла является «проблемой чисто конъюнктурной».

Скроп первый, по-видимому, ввел термин «магма», опираясь на аналогии между извергающейся лавой и сахаром на одной из стадий его производства: «В обоих случаях,— писал Скроп (Scrope, 1825; цит. по Риду, 1949, стр. 164),— вещество является не гомогенной молекулярной жидкостью, подобной расплавленной или полностью растворенной субстанции, а (согласно моим воззрениям на природу лавы) м а г м о й, состоящей из кристаллических или зернистых частиц. Эти частицы обладают некоторой под-

вижностью, зависящей от присутствия интерстиционной жидкости, которая в обоих случаях является нагретой водой и паром».

Разделение процессов на плутонические, происходящие вследствие «расширения глубоко залегающих минеральных масс при подъеме температуры или при уменьшении давления», и вулканические также проведено впервые Скропом.

Решительным противником представлений Гумбольдта о расплавленном огненно-жидком ядре и каменной оболочке Земли выступал Ляйелль (Lyell, 1830 и более поздние работы). Он считал, что расплавленные массы (лавы) образуются в недрах Земли вследствие разогревания твердых горных пород под воздействием химических реакций. Таким образом, по его представлениям, никакого сплошного огненно-жидкого пояса в недрах Земли не существует и вулканы питаются за счет деятельности обособленных очагов. Большие полости, которые можно, по Ляйеллю, предположить на глубине нескольких миль под поверхностью Земли, служат вместилищем для накапливающейся там лавы, а когда вода, содержащая обыкновенную примесь воздуха, проникает в эти полости, то образующийся пар давит на лаву и «гонит ее вверх по протоку вулкана», вызывая извержение таким же образом, как и у гейзеров. В этой концепции, как пишет Ляйелль (1866, т. II, стр. 250), «разрыв и поднятие континентальных масс составляют такие явления, которые нетрудно объяснить, когда мы раз навсегда убедились, что достаточно сильный жар, не только расплавляющий, но и превращающий в газообразное состояние разнообразные вещества, сосредоточивается в известных частях внутри Земли».

Несмотря на то, что взгляды Ляйелля на твердое состояние внутренних частей Земли были впоследствии подтверждены, предположения о существовании огненно-жидкого ядра Земли, окруженного затвердевшей каменной оболочкой, долгое время сохранялись в качестве отправных построений для различного рода гипотез, объясняющих природу вулканической деятельности. Об этом писал в конце прошлого столетия Неймайр (Neumayr, 1890, русский перевод 1902, 1903—1904), указывая, что известные факторы дают достаточно оснований для предположений о существовании огненно-жидкого ядра внутри Земли и что в его (Неймайра) время «очень многие склоняются в пользу этой гипотезы». О том же сообщал Зупан во всех изданиях физической географии, последнее из которых на немецком языке вышло в 1908 г. (Supan, 1908, русский перевод 1899).

Во второй половине прошлого столетия новым важным элементом в области изучения связей вулканов с предполагаемыми глубинными очагами явились конкретные исследования различных вулканических районов мира, как современных, так и древних. В итоге к концу столетия были достигнуты значительные успехи в области изучения корневых зон вулканов. Полный перечень достижений невозможен в данной работе, но некоторые из них заслуживают краткого описания.

Прежде всего представляют интерес работы Джадда (Judd, 1874) по исследованию глубинных срезов третичных вулканов Шотландии (острова Малл, Скай и др.). Представленные Джаддом примеры вулканических построек, опоясанных лавовыми потоками, в центре которых выступают глубинные породы (граниты и габбро), привлекают внимание исследователей всего мира и сейчас; позднейшее изучение этих построек привело к созданию современных представлений о корневых зонах вулканов.

Своеобразными были обобщения Рейера (Reyer, 1888). Он описал подвергшийся денудации Эвганейский третичный вулкан в Падуе (Reyer, 1872) и привел ряд примеров перехода лав, заполняющих трещины и образующих жилы, в лавовые поля или покровы. Кроме работ Джадда, которым он дал оригинальную трактовку, исходящую из представлений об ограниченном значении интрузивных образований, Рейер привлек к обсуждению результаты исследований Дэна, рассматривавшего кристаллические породы вулканов Таити и некоторых других островов как вскрытые ядра вулканов,

а также данные Рейса и Фритча по Канарским островам (Пальма и Тенерифе), где в центре вулканических построек также были известны аналогичные породы. В построениях Рейера существенную роль играли его представления о куполах набухания (Quellkuppen).

Несколько позже Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888) указал на существование вулканических центров среди докембрийских образований Олонецкой возвышенности.

Выдающуюся роль не только в разработке проблемы корней вулканов, но и вообще в развитии палеовулканологии сыграли труды Гики (Geikie, 1897). В этих трудах, которые в нашей стране очень высоко ценил А. Н. Заварицкий (1946), был дан систематический обзор вулканической деятельности, протекавшей на Британских островах начиная с докембрия до третичного периода. Обзору Гики предпослал анализ отношений между постройками вулканов и их, как он назвал, «подземной фазой» деятельности, т. е. между вулканами и их глубинными корнями. Опираясь на результаты проведенного им исследования Гики отмечал, что, решая вопрос об универсальном или локальном распространении в недрах Земли жидких масс, частями которых являются лавы вулканов, приходится прибегать к спекулятивным построениям, но тем не менее различия между материалами, выброшенными из близко расположенных жерл, заставляют считать более вероятным существование ограниченных подземных резервуаров магмы.

Гики подчеркивал, что внедрение магмы обычно происходит по трещинам, подобным исландским. Такие трещины существуют, по его мнению, на более или менее значительном расстоянии от поверхности, а кверху они сменяются неправильными, округлыми или эллиптическими (в плане) отверстиями в земной коре, представляющими жерла вулканов. Впрочем, в Исландии, как отмечал Гики, трещины достигают поверхности. В случае нахождения древних излияний, подобных исландским, такие трещины сохраняются в виде системы даек, что типично, в частности, для третичного базальтового плато Шотландии. Размеры вулканических жерл варьируют в пределах от 1 *м* до 2—3 *км* и более. В процессе денудации они приобретают вид некков, состоящих либо из обломочного, либо из лавового материала. Некки из обломочного материала, по Гики, состоят: 1) из невулканического детритуса, 2) из вулканических агломератов или туфов, 3) из агломератов или туфов с центральной лавовой пробкой и 4) из агломератов или туфов с жилами, дайками или другими скоплениями лавы.

Гики указывал, кроме того, что деятельность вулканов связана с «подземными движениями магмы», следы которых сохраняются в виде даек и жил, силлов, лакколитов и боссов (штоков или кюлотов). Эти тела обычно сложены зернисто-кристаллическими глубинными породами, чем они и отличаются от продуктов вулканических извержений на поверхности. Однако Гики отмечал, что такие тела чаще всего изолированы от продуктов деятельности вулканов, поэтому их отношения часто остаются неопределенными. Гики подчеркивал также значение примера Электрик-Пика в Йеллоустонском национальном парке, где Иддингс выявил разрушенный вулканический конус с размытым эрозией ядром. В этом конусе вскрыты осадочные толщи, лежащие в его основании. Благодаря тому, что конус расчленен сбросом, в современном эрозионном срезе совмещены диориты, слагающие центральную горловину вулкана, сопровождающие их дайки и силлы порфиритов, а также расположенные по другую сторону сброса андезитовые брекчии и лавы, принадлежащие верхней части вулканической постройки. Этот пример Иддингс неоднократно приводил в своих работах (см., например, Iddings, 1914).

В конце прошлого столетия начал публиковать обширный труд «Лик Земли» Зюсс, закончивший его уже в нашем веке (Suess, 1883—1909). В этом труде Зюсс писал, что верхние периферические части земного шара поддерживаются тангенциальными напряжениями (Spannungen) в виде

сводов. Радиальные же напряжения вызывают расчленение земного шара и образование линзовидных полостей, или макул (maculae — термин, заимствованный Зюссом у Даттона), более или менее параллельных поверхности Земли. Такие макулы, по Зюссу, заполняются лавами, а затем, если тангенциальные напряжения разрешаются вследствие складчатости или образования системы надвигов, то свод опускается в макулу и из нее по трещинам и через зоны обрушения вытекают лавы. Зюсс развивал концепцию, предполагающую, что внутренние части земного шара твердые и никакого огненно-жидкого ядра в них нет. Предложенная Зюссом концепция стала господствующей в представлениях геологов, так как полученные к этому времени геофизические данные могли быть интерпретированы только с таких позиций.

Зюсс рассмотрел, кроме того, денудационные серии вулканических построек и показал существование переходов от вулканов к их корневым зонам на всем протяжении — от шлаковых конусов до залегающих в глубинных условиях гранитных массивов. Ему принадлежит также представление о батолитах как крупных интрузивных телах, вскрываемых только в результате глубокого размыва. Он считал, что под каждым вулканом может скрываться батолит, который в результате прогрессирующей денудации и тектонических перемещений в конце концов выводится на земную поверхность.

Почти одновременно с Зюссом выступил Штюбель (Stübel, 1901). Он утверждал, что в недрах Земли сохранились от прежнего огненно-жидкого состояния только отдельные очаги, сравнительно неглубокие (периферические) или глубокие, связанные с периферическими очагами дополнительными каналами (очаги второго и третьего порядка). По Штюбелю, вулканы питаются периферическими очагами и их деятельность связана с перемещением магмы к поверхности именно из этих очагов, исчерпав которые, вулкан угасает.

Новые взгляды на строение недр Земли, с которыми связана вулканическая деятельность, развивал также Дэли (Daly, 1903, 1908, 1911). Он считал, что в основании земной коры расположен универсальный магматический пояс базальтового состава, подстилающий сиалическую кору, преобразование которой вызывает появление гранитов. Опираясь на данные о независимой деятельности вулканов Килауэа и Мауна-Лоа на Гавайских островах, он пришел к выводу, что оба вулкана питаются самостоятельными очагами, представляющими различные интрузивные тела. Мауна-Лоа получает магматический расплав через центральное жерло из абиссальных глубин, а Килауэа — через побочное жерло из сателлитной интрузии, обособленной от более глубокой главной интрузии под Мауна-Лоа. В целом же Дэли придерживался, как и Зюсс, той точки зрения, что вулканы располагаются над крупными батолитами. Угасают вулканы, по Дэли, в тех случаях, когда кровля батолита под ними затвердевает.

Четкая система взглядов на связь вулканической деятельности с интрузиями была развита в эти же годы Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1913), обобщившим данные по вулканам и лавам Центрального Кавказа. Он указывал, что среди этих вулканов имеются прорвавшиеся наружу интрузивные образования, которые он предложил называть экструзивными массивами, или экструзивными телами. Такие экструзивные тела постепенными переходами связаны, по Левинсон-Лессингу, с лавовыми вулканами. Под экструзией Левинсон-Лессинг понимал «процесс возникновения таких вулканических аппаратов, в образовании которых не участвуют взрывы, а лишь напор лавы; это такие же моногенные, чисто лавовые образования, как и интрузивные массивы, но достигшие земной поверхности» (Левинсон-Лессинг, 1913; цит. по его избранным трудам, 1949, стр. 210). Являясь сторонником независимости вулканов от уже существующих трещин и признавая, что магма способна производить местные поднятия, Левинсон-Лессинг полагал, что причиной активности магмы являются «дислокацион-

ные условия» в пределах того магматического бассейна, который питал данное вулканическое жерло.

В сводке Вольфа (Wolff, 1914) принята схема, в соответствии с которой предполагается, что под кристаллической корой расположена зона магмы, находящаяся под высоким давлением и вследствие этого имеющая консистенцию стекла или вара. Эта зона служит, по Вольфу, источником вулканической деятельности, и с ней вулканы связаны своими корнями. Глубина залегания зоны магмы составляет примерно 30—40 *км*. Вольф указывал, что существующие взгляды на происхождение лав могут быть сгруппированы следующим образом.

1. Все лавы являются первичными элементами огненно-жидких недр Земли.

2. Лавы все или частично имеют вторичное происхождение. Они возникают: а) в результате проникновения воды и газов атмосферы в область расположения горячей магмы; б) в результате разгрузки давления; в) вследствие выделения тепла, образующегося при трении и механической работе (теория Малетта, Malett, 1873, и различные ее аналоги); г) в результате расплавления при погружении (например, в геосинклинальных зонах) или подъема геоизотерм; д) вследствие притока тепла из глубины. По мнению Вольфа, его современники отдавали предпочтение последней точке зрения (Брюн, Зюсс и др.).

Прежние представления о вулканах как о вентилях, открывающих доступ подземному огню на поверхность, сменились, как пишет Вольф, воззрениями, предполагающими существование ограниченных и истощаемых резервуаров магмы, отделенных один от другого и питающих вулканы, находящиеся на поверхности Земли. Эти резервуары, называемые очагами, представляют пространственно ограниченные, жидкие и поэтому способные к действию магматические массы, расположенные внутри твердой оболочки Земли и связанные с поверхностью вулканической горловиной. Такая ограниченная магматическая камера, по Вольфу, является интрузивным телом. Поэтому он считает, что каждое интрузивное тело, жилу, лакколит, батолит и т. д. следует относить к вулканическим очагам, так как они могут являться исходным пунктом для вулканических извержений на поверхности.

Вольф предпринял также попытку привести в систему данные о различных денудационных срезах, вскрывающих глубинное строение (Unterbau, вулканов (табл. 1). Рассмотренные им примеры включают как ясные случаи) так и недостаточно убедительные (в частности, Предаццо и Катценбуккель), в которых связи между глубинными образованиями, вскрытыми в этих районах, и породами верхней части вулканической постройки не устанавливаются; не исключена возможность того, что в этих случаях внедрение глубинных масс вообще не сопровождалось извержениями на поверхности.

Опираясь на проведенный ряд сравнений, Вольф подчеркивал, что для вулканов следует различать: 1) верхнее строение (Oberbau); 2) глубинное строение, представляющее область, в пределах которой магма осуществляет прорывы, чтобы на пути следования из очага достичь поверхности, 3) вулканический очаг — область, из которой берут начало вулканические явления. Все эти сопоставления привели Вольфа к выводу о том, что вулканические явления на поверхности имеют к о р н и в интрузивных массах, находящихся на глубине. Каждая интрузивная масса превращается в вулканический очаг, когда она соединяется с поверхностью. Область вулканического очага лежит, по его мнению, на глубинах свыше 1000 *м*.

Среди примеров связи вулканов с их глубинными корнями у Вольфа фигурировали данные Джадда по островам Малл и Скай и Дэли по Гавайям. Построения Дэли о возможном расположении вулканов над батолитами Вольф дополнил ссылками на аналогичные возможности размещения их над лакколитами, на связи вулканов с глубинными очагами непосредственно или через систему жил, заполняющих трещины над интрузиями.

Таблица 1

Данудационный ряд вулканов, по Вольфу (Wolff, 1914)

Срез, м	Возраст	Вулканическая область	Состояние области
~ до 60	Квартер — плиоцен	Лаахернское озеро, Роддерберг, Овернь	Верхнее строение с частично сохранившимися поверхностными формами, подобными пепловому куполу, кратеру, потокам. Сильное разрушение поверхности
100—200	Миоцен	Зибенгебирге, Лиманъ	Верхнее строение частично разрушено. Кратер разрушен. Потоки частично сохранились
300	Миоцен до олигоцена	Чешское среднегорье	Пепловый конус и кратер разрушены. Денудационные остатки потоков без связи с центром извержений. Интрузивные тела, жилы, лакколиты в верхней части постройки. Начало вскрытия глубинного строения (Unterbau)
500	Олигоцен до эоцена	Эвганеи	Лакколиты в глубинном основании. Верхняя и глубинная части постройки связаны. Многочисленные интрузивные образования наряду с жерлом большой глубины
550	Миоцен	Катценбуккель	Верхнее строение полностью разрушено. Жерло в глубинной части постройки, а также интрузивные массы
600—800	Современный до миоцена, эоцена	О-в Пальма	Верхняя и глубинные части постройки связаны. Внутри глубинной части интрузивное тело и жерло
1000	триас, среднетретичный	Предаццо	Выполнение жерла в глубинной части постройки. Глубинные породы, окружающие старое порфиритовое жерло
1000—2000	Постнеоком	Кимберли (рудник Августин)	Жерло в глубинном строении. Его начало лежит в жиле (очаг в данном случае жила)
До 4000	Среднетретичный	Анды, Чили	Вулканические очаги. Андийский батолит является вулканическим очагом андезитов вершинной области

В дальнейшем проблема глубинного строения вулканов привлекла внимание многих исследователей, рассмотревших различные ее аспекты.

Во-первых, было детально изучено строение третичных вулканов островов Скай, Малл и других в Шотландии, где ранее Джадд указывал распространение крупных вулканов, подвергшихся сильной денудации. Исследования Бейли, Андерсона, Ричи, Тирреля и других продолжались здесь на протяжении десятилетий и в настоящее время их результаты позволяют считать изученные примеры вулканических построек центрального типа эталонами для сравнения с аналогичными образцами других районов. Не случайно именно в этих районах Шотландии в 1969 г. Международной вулканологической ассоциацией был организован симпозиум по корням вулканов.

Во-вторых, была предпринята попытка выявить корни вулканов в области развития пологих надвигов. Изученный в этом направлении пример Мертвого моря (рис. I-1) привел Виллиса (Willis, 1928) к необходимости выяснения главных черт строения рифтовых долин Африки, что способствовало разработке представлений о существенной роли радиоактивного разогрева в процессе образования глубинных магматических очагов — астенолитов (Willis, 1936).

В-третьих, проблема корней вулканов была подвергнута обсуждению в обобщающих работах вулканологического (Sapper, 1927; Tyrrell, 1931) и петрографического (Wolff, 1914) направлений.

Запер (Sapper, 1927) в обширном труде выделил специальную главу под названием «Корни вулканов», где после обзора современных ему геофизических данных, указывающих на типичные черты строения земного шара, пришел к выводу о том, что современные вулканы и молодые лавовые покровы посредством горловин (Schlote) или жил, заполненных туфами или

массивными изверженными породами, связаны с интрузивными телами. Эти глубинные интрузивные тела имеют различные формы, но чаще всего они представляют огромные неправильные массы с увеличивающимся на глубине поперечником, уходящие на «неизмеримые глубины» и называемые, вслед за Зюссом, батолитами. Однако он тут же оговаривался, ссылаясь на исследования Клооса (Cloos, 1925) в Исполиновых горах Баварского Леса, что интрузивные тела, ранее считавшиеся батолитами, в некоторых случаях имеют совсем иное строение. Как известно, Клоос показал на этом примере, что у так называемых батолитов в современном эрозионном срезе можно наблюдать подошву. Такие подошвенные интрузивные тела имеют

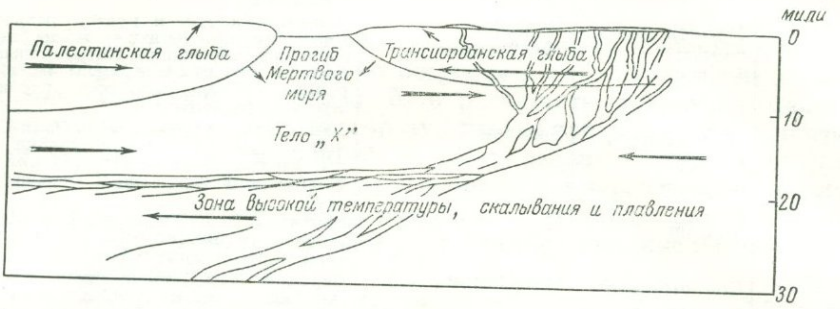


Рис. I-1. Впадина Мертвого моря. По Виллису, из Хиллса (1967)

серповидную форму и Клоос назвал их поэтому гарполитами (Harpos — серп).

Кроме батолитов, Запер указывал среди корневых образований вулканов также штоки, лакколиты, хонолиты, этмолиты, факолиты, пластовые жилы и т. д. Наряду с такими глубинными образованиями Запер выделяет — различные трубки, заполненные туфовым материалом, которые он называл некками, трубками прорыва, жерлами, эруптивными каналами, мааротуфовыми или мааробазальтовыми жилами, ссылаясь на Бюкинга (Bücking, 1903). Однако Запер подчеркивал, что некки представляют заполнения горловин эксплозионного вулкана, отвечающие происхождению и образованию трубок прорыва.

Запер отметил, что сведения о связях между наземными вулканическими постройками, маарами и лавовыми покровами, с одной стороны, и интрузиями — с другой, совершенно недостаточны. Связующие каналы между этими частями вулканической постройки обычно недоступны непосредственному наблюдению. В частности, наблюдаемые на Колумбийском лавовом плато в США трещины, через которые они питались, нигде не связаны с интрузивными телами. Запер возлагал большие надежды на петрографические исследования, которые, по его мнению, могли бы помочь в решении проблем размещения корневых зон вулканов различного возраста и неодинаковой сохранности.

Отдельную главу корням вулканов и древним вулканам посвятил в небольшой, но содержательной работе Тиррель (Tyrrell, 1931; русский перевод, 1934). Он отмечал, что корни вулканов можно изучать только в том случае, когда источники вулканической деятельности будут обнаружены благодаря продолжительной и глубокой эрозии древних вулканов. В таких угасших вулканах можно различать, во-первых, поверхностное строение (суперструктуру), образованное лавами и пеплами последовательных извержений вместе с пронизывающими их интрузиями; во-вторых, подземное строение (субструктуру), охватывающее область земной коры между корнями вулкана и земной поверхностью, и, в-третьих, вулканический очаг (фокус), за счет которого питаются вулканические извержения. Все эти части последовательно обнажаются эрозией.

По расположению различных элементов подземной структуры и остаткам поверхностного строения часто, как отмечал Тиррель, можно реконструировать исчезнувший конус и восстановить его историю (рис. I-2).

Когда происходят многократные извержения, сопровождаемые излияниями лав, накапливаются мощные толщи вулканических пород, которые при последующей денудации расчленяются и обнаруживается система корней, в прошлом питавших вулканическую деятельность. Подобные примеры, по Тиррелю, представляют нижнекаменноугольные базальтовые излияния Клайд-Плато в Шотландии, аналогичные излияниям третичного возраста на плато Колумбии в США, и многие другие. В пределах таких плато вскрываются корни вулканических построек, главным образом в виде даек, отчасти в виде некков или пробок. Дайки обычно имеют мощность от нескольких метров до 10—15 *м*, а иногда достигают 30—50 *м*, а на плато Колорадо Вильямс обнаружил дайку мощностью 120 *м*. Среди третичных базальтовых излияний в Западной Шотландии Тиррель указывал распространение многочисленных местных центров извержений, ссылаясь на изученные примеры разрушенных вулканических построек на островах Малл, Скай и других, на которых развиты кольцевые дайки и конические слои, а также на более древние вулканические очаги типа Гленко и Бен-Невис, где выявлены оседания крупных цилиндрических блоков земной коры.

Среди корневых образований вулканических построек Тиррель выделял также пластовые залежи; примером, по его данным, могут служить огромные серии интрузивных залежей, сопровождающих базальтовые излияния в районе Карру в Южной Африке, в меньшем масштабе — на восточном Шпицбергене и на Земле Франца-Иосифа, а также некоторые другие. Такие системы интрузивных залежей достигают колоссальных

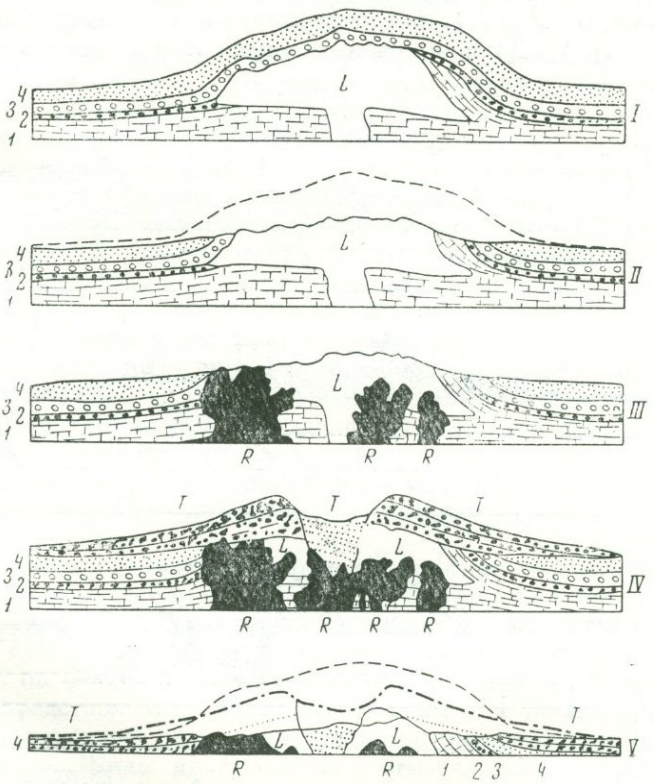


Рис. I-2. Стадии (*I*—*V*) развития вулкана Мэрисвилл-Бютт. По Вильямсу, из Г. В. Тиррель (1934)

1—4 — меловые и эоценовые осадочные породы; *L* — лакколит андезитового порфирита; *R* — интрузивные массы риолита; *T* — андезитовые и риолитовые туфы и брекчии

размеров и вместе с лополитами, по его данным, относятся к проявлениям вулканической активности, которая вызвала образование массовых базальтовых излияний на поверхности. В качестве корней вулканов Тиррель указывал также лакколиты, факолиты, хонолиты и батолиты, но для них не привел примеров, доказывающих связь их с вулканами.

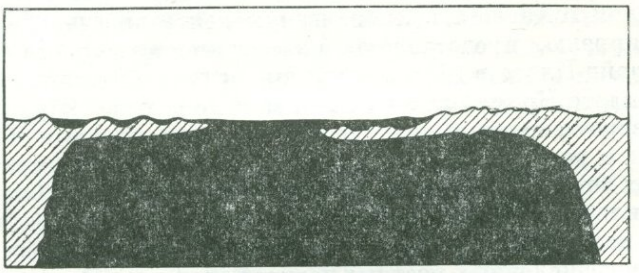


Рис. I-3. Схематический разрез через область извержения. По Дэли, из Вольфа (Wolff, 1914)

Значение трудов Дэли (Daly, 1914, 1933) для исследования корневых зон вулканов очевидно. В его обобщающих работах основой рассмотрения вулканической деятельности и глубинного строения вулканов является определенное представление о строении земного шара. Поэтому проблема связей вулканов с глубинными корнями оценивается Дэли с точки зрения принятой им схемы, согласно которой «земная кора относительно маломощна и покоится на стекловатом, весьма жестком, но исключительно слабом базальтовом слое, без перерывов охватывающем земной шар» (Дэли, 1936, стр. 9). Дэли дал очень полный обзор известных интрузивных

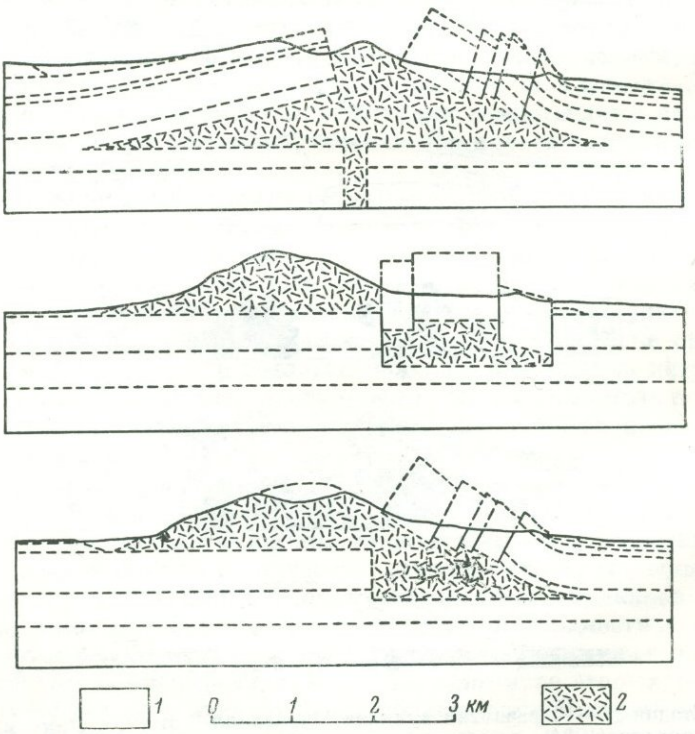


Рис. I-4. Разрезы через лакколит горы Эльден. По Робинсону, из Дэли (Daly, 1933)
1 — осадочные породы и древние лавы; *2* — изверженные породы (в древних массах)

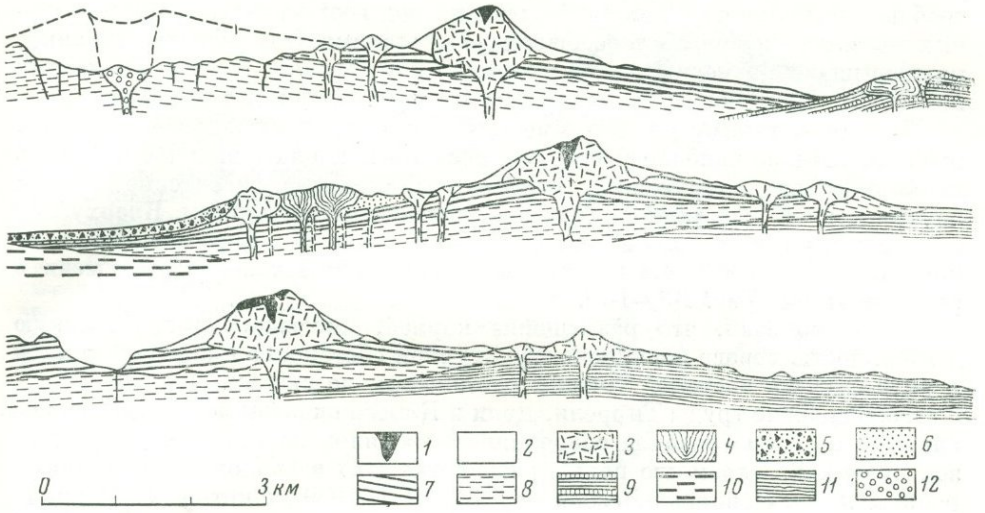


Рис. I-5. Разрезы различных эндогенных (кратерных) куполов, район Лассен-Пика, Калифорния. По Вильямсу, из Дэли (Daly, 1933)

1 — лава Лассен-Пика, 1915 г.; *2* — осыпи Лассен-Пика; *3* — андезитовые и дацитовые куполы; *4* — полосчатые дацитовые куполы; *5* — дацитовая брекчия; *6* — дацитовые пемзо-туфы; *7* — дацитовые потоки Лассен-Пика; *8* — взломанные андезиты; *9* — андезиты пика Дивайд; *10* — столовая гора; *11* — андезиты центрального плато; *12* — жерловые агломераты

тел, разделив их на инъецированные (согласные и несогласные) и сквозные массы, включив в эту серию кольцевые дайки и интрузивные конические слои, известные по исследованиям в Шотландии, некки, гарполиты и т. д. Он привлек построения Клуга, Мофа и Бейли (Clough a. o., 1909, 1916, 1924) для объяснения образования кольцевых интрузий и связанных с ними вулканических построек в результате оседания цилиндрических блоков земной коры, сославшись на примеры Гленко, Бен-Невис и др.

Помимо известных к тому времени трещинных изделий, корнями которых Дэли, как и другие исследователи, считал преимущественно дайки, он выделил еще тип вулканических плато, возникающих в результате проплавления батолитом кровли (рис. I-3). Дэли предполагал, кроме того, возможным вскрытие кровли и у лакколитов, подобных, например, эвганейскому, у которого наблюдается сочетание интрузивных форм залегания с покровами. Аналогичный пример, по его мнению, представляет описанный Робинзоном (Robinson; 1913) лакколит горы Эльден (рис. I-4). Для центральных вулканов Дэли выделял корневые зоны в виде вулканических некков (туфовых, лавовых и туфолавовых), а также эндогенные куполы и иглы. В его работе приведены, в частности, примеры эндогенных куполов района Лассен-Пика в Калифорнии по данным Вильямса (рис. I-5).

Исследования корневых зон вулканов, начатые в текущем столетии, были систематизированы Клоосом (Cloos, 1936, 1939). В его системе построений выделены глубинные продолжения вулканов, вулканы основания (Unter grundes), или субвулканы, а также плутоны. Среди глубинных продолжений вулканов он различал внутренние части вулкана, жерловину, корни жерловины, представленные обычно трещинами, и жилы (линейные и кольцевые), являющиеся теми же трещинами, заполненными вулканическим материалом. Жилы являются, как отмечал Клоос, проводниками к глубинному очагу, но взаимоотношения между теми и другим сложны. Не каждый такой очаг сопровождается жилами, а состав и размеры жил далеко не всегда отвечают соответствующим параметрам глубинного очага. Тем не менее жерловины и жилы ведут в глубь земных недр к следующему

сообществу вулканических тел, имеющих вид геологически самостоятельных массивов, которые Клоос назвал субвулканами. Они обычно невелики, не превышают размеров пеплового конуса или лавового купола и залегают неглубоко, но сообщаются каналами с более глубокими очагами.

Наряду с такими телами имеются более крупные тела — плутоны, представляющие наиболее глубокие, доступные наблюдению части общего вулканического сооружения, местами занимающие гигантские объемы внутри коры и уходящие на большие, неизведанные глубины. Кверху они прослеживаются достаточно определенно и иногда бывают связаны с вулканами. Вся эта система построений изображена Клоосом графически в ряде рисунков (рис. I-6—I-9).

Клоос показал, что размещение корней, питающих вулканическую деятельность, строго подчинено структурной обстановке и контролируется в ряде случаев системой трещин растяжения на сводах.

Обобщающие труды Тирреля, Дэли и Клооса оказали непосредственное влияние на формирование современных взглядов на проблему корневых зон вулканов. Огромную роль в разработке этих взглядов сыграли также работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1934, 1937, 1939), в которых он развил ранее выдвинутые им идеи, предполагавшие существование тесных связей между вулканами и интрузиями во всем их многообразии, свойственном в равной степени как породам габбрового ряда, так и гранитам. Левинсон-Лессинг привел примеры таких связей, сославшись, в частности, на граниты и кварцевые порфиры Финляндии и Бушвельдский комплекс Южной Африки и отметив, что реальные наблюдения за подобными взаимоотношениями трудны. Он подчеркнул также необходимость детального изучения комплексных интрузивных и эффузивных формаций.

Большое значение в общем развитии современных представлений о связях вулканов с их глубинными корнями имеют труды Ритмана (Rittmann, 1936, 1960; Ритман, 1964). Проблема корневых зон вулканов рассматривается им в общем виде в порядке построения ряда априорных схем, предполагающих определенный способ образования в земной коре магматических очагов, возникающих в связи с подъемом магмы по трещинам. Такие трещины или разрывы в земной коре появляются, по Ритману, вследствие движений в подкоровом субстрате, происходящих в виде: 1) горизонтальных потоков, передающих влияние путем трения на кору; 2) горизонтальных и параллельных потоков различной скорости, вызывающих скручивание; 3) горизонтальных разнонаправленных потоков. Образующиеся трещины могут быть либо зияющими, либо представлять просто ослабленные зоны, наиболее доступные для внедрения магмы. В ослабленных зонах подъем магмы затруднен в большей степени, чем в зияющих трещинах. Поэтому в таких условиях она может не достичь поверхности и застыть в виде плутона, если только новые тектонические движения не разрушат кровлю и не позволят магме подняться выше.

Ритман считает, что заполненные магмой трещины уходят на большую глубину. Поэтому исходный тип магматических очагов представляют вертикальные вытянутые клиновидные их формы, суживающиеся кверху. От них могут отходить, особенно в местах пересечения трещин, более или менее цилиндрические каналы, питающие вулканы. От вертикальных магматических очагов могут ответвляться меньшие, преимущественно горизонтально вытянутые «плоские магматические очаги». В зонах грабенов они вытянуты линейно, в бассейнах обрушения имеют изометрические очертания. Образование сравнительно крупных плоских магматических очагов, как считает Ритман, ограничено, вероятно, зоной, для которой характерны большие различия свойств между кристаллическим фундаментом и осадочной оболочкой.

Меньшие магматические очаги, которые ответвляются от больших вертикальных исходных магматических очагов или от больших межформационных очагов и которые, по Ритману, несомненно часто встречаются, могут

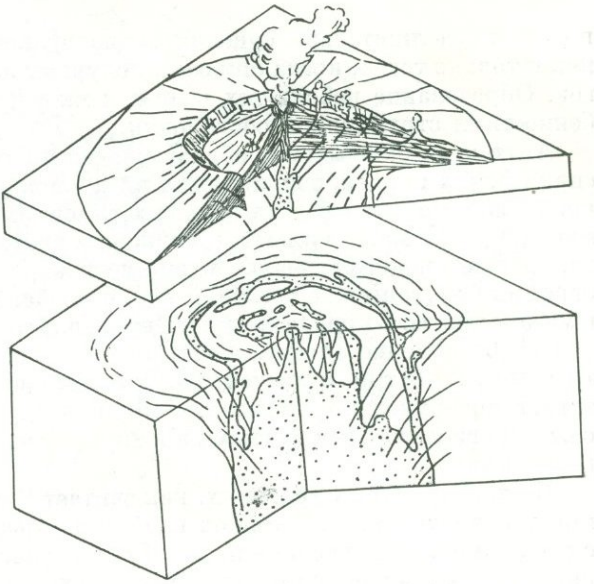
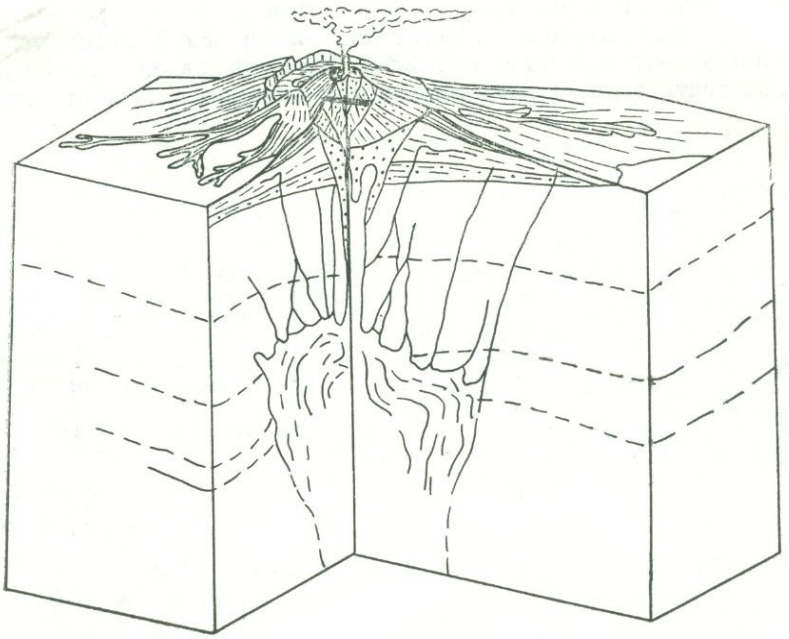


Рис. I-6. Схема строения вулкана. По Клоосу (Cloos, 1936).

Верхняя часть вулканической постройки (Oberbau) с кальдерой и центральным конусом, пластовыми, коническими и радиальными жилами, с кратером и жерловиной. Глубинная часть (Unterbau) — с коническими и кольцевыми жилами (частично продолжающими кольцевую кальдеру)



97

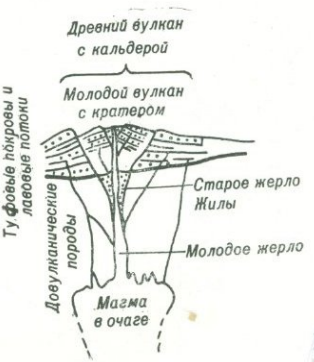


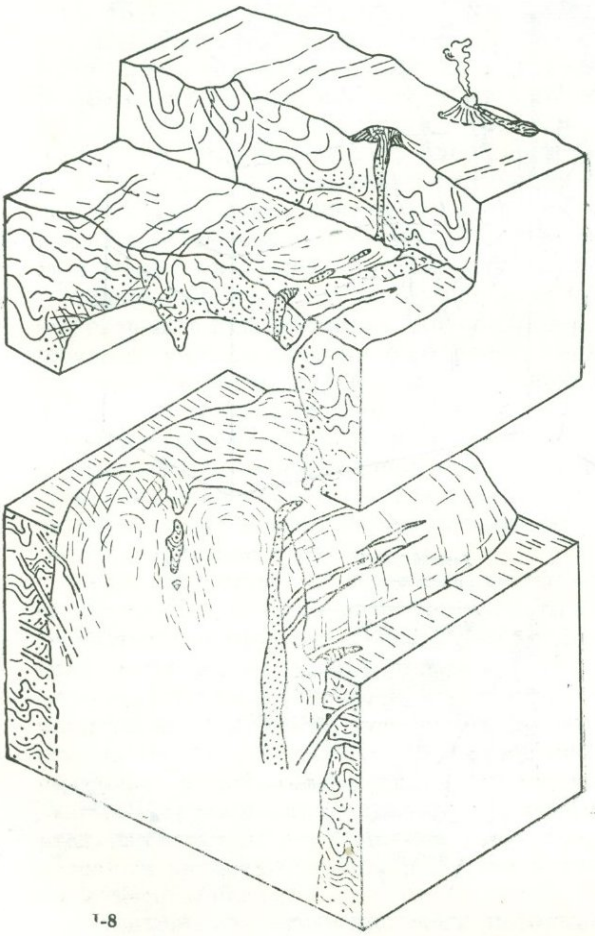
Рис. I-7. Везувий как пример стратовулкана с кальдерой. По Клоосу (Cloos, 1936). Общий вид, из Ритмана (1964)

Институт Геологических Наук

питать продолжительно существующие вулканы только в виде исключения и только тогда, когда они сами получают пополнение из исходных очагов. Образование небольших очагов и их размещение определяются особенностями структурной обстановки.

Анатектические магмы, образующиеся в наиболее погруженных частях сиалических корней, поднимаются предположительно вследствие повышенного бокового давления на больших глубинах. Так, во всяком случае, по мнению Ритмана, начинается движение анатектической магмы вверх, а в дальнейшем поднимающаяся магма веерообразно расширяется и образует огромные плутоны в виде батолитов, несогласно рассекающих метаграниты и метаморфиты. В кровле внедряющегося плутона происходит дробление пород и обособление апофиз, а если поднятие продолжается, то образуются трещины, по которым анатектическая или частично гибридная магма достигает поверхности и вызывает вулканическую деятельность, связанную с сильно взрывчатыми магмами преимущественно дацитового или риолитового состава.

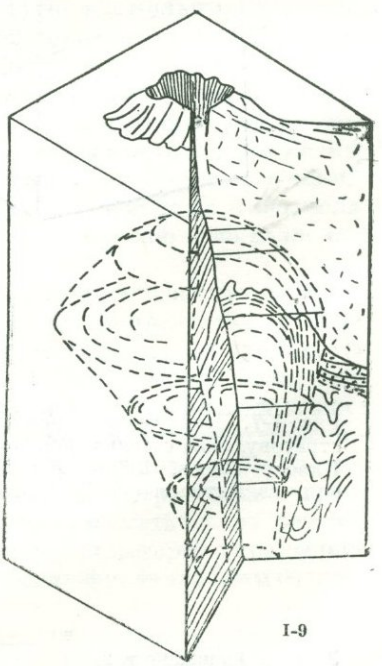
В благоприятных условиях, как считает Ритман, анатектические магмы могут подняться до небольших глубин и образовать поверхностные очаги с очень высоким давлением паров. Если давление в этих очагах достаточно высокое, их кровля взрывается и происходят сильные извержения пемзы или палящих туч, которые покрывают огромные площади пирокластическим и игнимбритовым материалом. После таких извержений образуются обширные вулкано-тектонические депрессии. Но если давление паров недостаточно, анатектические магмы застывают на глубине, а пневматолитические



I-8

Рис. I-8. Отношение плутона к земной поверхности. По Клоосу (Cloos, 1936)

Рис. I-9. Пространственная реконструкция Дракенфельдского трахитового купола (пепловый конус и туфы, третичные отложения и складчатый девон). По Клоосу (Cloos, 1936)



I-9

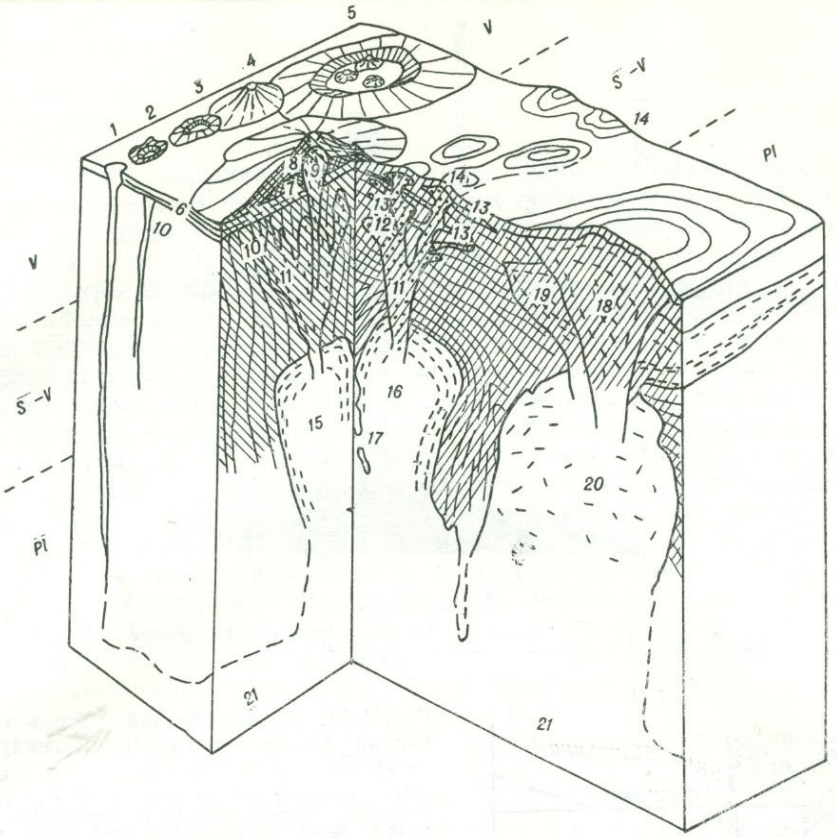


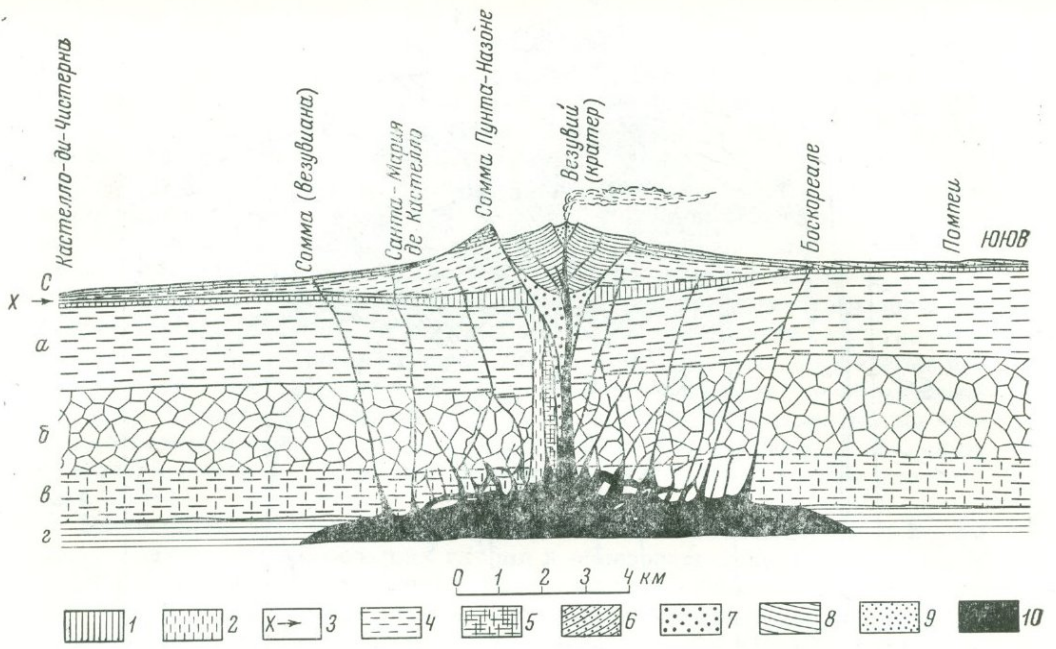
Рис. I-10. Общая систематика важнейших вулканических и плутонических типов. По Клоосу (Cloos, 1936)

V — вулканы: *1* — вулканическая трубка («диатрема»), *2* — маар, *3* — кольцевой вал, *4* — пепловый конус, *5* — кальдера с паразитическими конусами, *6* — вулканическое плато, *7* — щитовой вулкан, *8* — смешанный вулкан (стратовулкан), *9* — шток стратовулкана, *10* — вертикальная жила; *S—V* — субвулканы: *11* — вертикальный субвулкан с разветвлением, *12* — плоский субвулкан с разветвлением, *13* — пластовая залежь или жила, *14* — изгиб слоев над субвулканами («вздутие висячих слоев»); *Pl* — плутоны: *15* — вертикальный плутон, несогласный по отношению к вмещающим породам, *16* — антиклинальный плутон, согласный по отношению к вмещающим породам, *17* — септы во вмещающих породах между двумя плутонами, *18* — близповерхностный воронкообразный плутон, *19* — синклинальный догоризонтального плутон, *20* — пирамидальный плутон (собственно батолит), *21* — субплутоническая («абиссальная») глубинная зона. Примечание: *9*, *10* входят также в состав субвулканов

остаточные растворы могут длительно отделяться и выходить на поверхность в виде самостоятельных фумарольных полей, подобных Лардерелло в Италии.

Такова априорная схема размещения и миграции магматических очагов, предложенная Ритманом. Ритман не иллюстрировал свои построения соответствующими примерами, хотя, очевидно, они могут быть найдены, а Клоос дал схему (рис. I-10), в известном смысле наглядно изображающую общие представления Ритмана. Конкретные же данные по глубинному очагу детально изученного Везувия изображены Ритманом на разрезе (рис. I-11), демонстрирующем, что этот вулкан питался через трещинные каналы из довольно крупного, в общем плосковерхого очага (не менее 10 *км* в поперечнике), расположенного на глубине около 5 *км*.

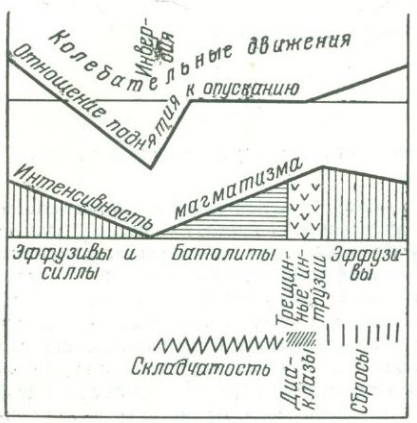
Одновременно с рассмотренными взглядами на отношение вулканических построек к их глубинным корням в середине 30-х годов наметились иные подходы к решению этой проблемы. Они были вызваны главным образом стремлением провести разграничения между интрузиями и вулканическими извержениями на основе представлений о связи тех



I-11

Рис. I-11. Гипотетический разрез через вулкан Сомма-Везувий. По Ритману, из А. Н. Заварицкого (1963)

Первоначальная Сомма: *1* — вулканическая постройка; *2* — канал; *3* — желтый неаполитанский туф; древняя Сомма, лейцитовый базальт; *4* — вулканическая постройка; *5* — канал; молодая Сомма, лейцитовые базальты, богатые лейцитом: *6* — вулканическая постройка; *7* — кратерная воронка; Везувий, лейцитовый тефрит и везувит (1631 г.): *8* — вулканическая постройка; *9* — кратер 1906 г.; *10* — магма.
а — третичные отложения: песчаник, мергель, глина; *б* — мел: главным образом известняк; *в* — триас: главным образом доломит; *г* — мергели, глины



I-12

Рис. I-12. Схема общего хода магматизма на фоне развития других тектонических процессов. По Тетяеву — Белоусову (Белоусов, 1948)

и других с различными стадиями формирования геологических структур, а также с особенностями глубинного строения земной коры, распадающейся, как предполагал ранее Зюсс, на сиалическую и симатическую оболочки. Стремление к поискам новых путей определялось еще и тем, что далеко не всегда непосредственные отношения интрузий с вулканическими явлениями устанавливались достаточно строго, особенно для гранитных тел, имеющих вид батолитов. Сама по себе гипотетичность представлений об отношениях гранитных батолитов к излияниям способствовала пересмотру и уточнению существующих взглядов.

Поиски новых путей, ведущих к выявлению закономерностей развития вулканических явлений во времени, были достаточно длительными и сложными. Ясно выраженные представления о вероятном отношении вулканизма к развитию геологических структур были выдвинуты лишь в 1934 г. М. М. Тетяевым. По Тетяеву, образование интрузий и эффузий происходит неодновременно. Интрузии внедряются во время складчатости, эффузии связаны с периодами общего погружения геосинклиналей (до складчатости) и подъема, завершающего тектонический цикл после периода складчатости.

Схема взаимоотношений между магматическими проявлениями и тектоническим развитием была изображена им графически (рис. I-12).

Построения М. М. Тетяева были приняты в нашей стране М. А. Усовым (1936, 1940а, б), Ю. А. Билибиным (1947б, 1948, 1959), В. В. Белоусовым (1948, 1954) и многими другими исследователями, развившими предложенную Тетяевым общую схему.

В зарубежных работах аналогичные идеи разделения эффузивных и интрузивных образований и отнесения их к разным стадиям развития геологических структур, а также к продуктам мобилизации вещества различных оболочек земной коры были сформулированы, с одной стороны, тектонистами (Stille, 1938, 1940, русский перевод 1964в), с другой — петрологами (Kennedy, Anderson 1938; Read, 1943, 1944, русский перевод 1949; Raguin 1946, 1957, и др.). В тектоническом аспекте развитие этих идей привело к построению широкоизвестной схемы отношений между магматологической, как называл ее Штилле, и тектонической последовательностью, в которой предполагается, что начальный с и м а т и ч е с к и й м а г м а т и з м сменяется с и а л и ч е с к и м п л у т о н и з м о м, затем с и а л и ч е с к и м в у л к а н и з м о м (обычно в сопровождении «интерцедентного» плутонизма), а в заключение — конечным с и м а т и ч е с к и м (базальтовым) в у л к а н и з м о м.

Петрологические построения, преследующие цель аналогичного разделения вулканических и плутонических образований, наиболее полно были изложены Кеннеди и Андерсоном (Kennedy, Anderson, 1938). По их мнению, следует различать две группы тел, сложенных изверженными породами и представляющих вулканические и плутонические ассоциации. В у л к а н и ч е с к а я ассоциация включает не только собственно в у л к а н и ч е с к и е (эффузивные и эксплозионные) образования, но и и н т р у з и и, генетически связанные с вулканической деятельностью и происходящие из того же источника. П л у т о н и ч е с к а я ассоциация охватывает группу г л у б и н н ы х (интрузивных) тел, не связанных с вулканическими образованиями, развитыми на поверхности.

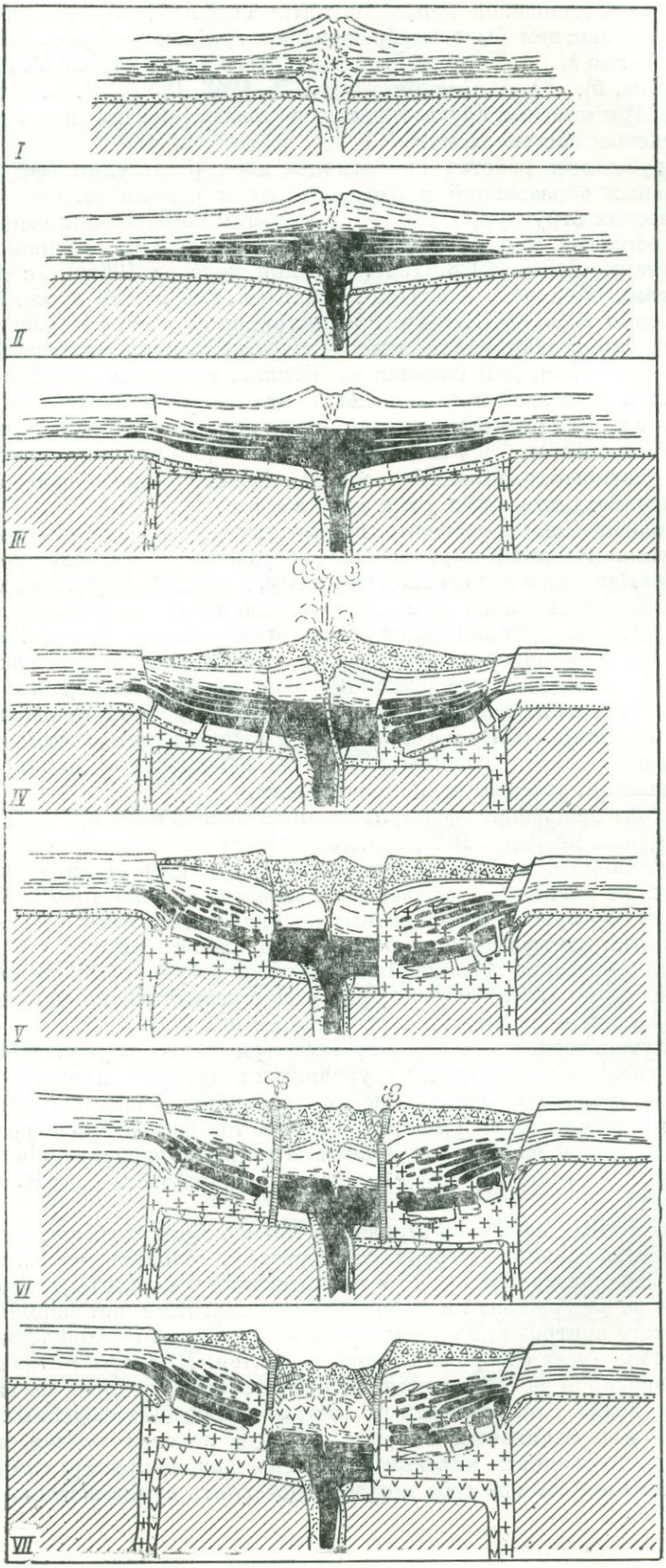
Основные положения сформулированы Кеннеди и Андерсоном в следующем виде (цит. по Риду, 1949, стр. 192—193):

«1. Вулканические и плутонические ассоциации представляют собой два особых и, по-видимому, независимых выражения магматической деятельности: они образуются из различных родоначальных магм и их последующее развитие контролируется различными процессами.

2. Вулканические ассоциации происходят от универсальной базальтовой магмы (или магм), которая образуется в результате плавления базальтовой оболочки — промежуточного слоя земной коры.

3. Плутонические ассоциации, несмотря на их глубокое залегание, образовались на более высоких уровнях и ведут свое происхождение от первичной, универсальной, гранодиоритовой родоначальной магмы. Последняя возникает благодаря переплавлению так называемого «гранитного» слоя. Подобное переплавление возможно только в ограниченной зоне, где тектоническое утолщение коры приводит нижние части гранита в состояние плавления.

4. Могут быть два случая вторжения магмы. Гранитные и гранодиоритовые батолиты проникают вверх, по-видимому, довольно медленно, сопровождаясь волной гранитизации и магматизации боковых пород до тех пор, пока они не задерживаются какими-то неизвестными нам формами гидростатического контроля до их выхода на поверхность. Восхождение базальтовой магмы имеет совершенно иной характер. Крупных интракрустальных резервуаров не образуется, и базальтовый расплав, по-видимому, прямо проходит к поверхности по системе узких дайкоподобных трещин. Затем он или изливается наружу, образуя лавовые потоки, или дает небольшие по размерам инъекционные тела, как, например, силлы и лакколиты, которые сами по себе могут представлять вулканические резерву-


I
II
III
IV
V
VI
VII

ары. Больше того, дифференциация основной магмы имеет место на тех же уровнях, что и ее кристаллизация и, следовательно, магматическая эволюция контролируется главным образом фракционной кристаллизацией».

В концепции Кеннеди и Андерсона, таким образом, предполагается, что наряду с вулканическими ассоциациями, имеющими корни, уходящие на большую глубину, есть глубинные плутонические ассоциации, образование которых не сопровождается вулканическими процессами, наблюдаемыми на земной поверхности. Корни вулканов первой, вулканической, ассоциации имеют вид «интеркрустальных» резервуаров, представляющих заполнения узких «дайкоподобных» трещин или инъекционные тела, такие, например, как силлы или лакколиты, а также крупные залежи типа Бушвельдского комплекса в Центральном Трансваале (Южная Африка). В этих резервуарах возможна дифференциация расплава и соответствующая магматическая эволюция, контролируемая кристаллизационной дифференциацией, при которой могут возникнуть и граниты. Для второй, плутонической, ассоциации указывается гипотетический гидростатический контроль, препятствующий выходу гранитной магмы на поверхность. Условность такого разделения очевидна, хотя, конечно, в этой концепции привлекает внимание возможность отделения таких плутонов, преимущественно гранитных, в которых не обнаруживается ясной связи с вулканическими образованиями, от остальных, сопровождаемых вулканическими породами.

Именно эта сторона проблемы была поддержана защитниками метасоматического происхождения гранитов и прежде всего Ридом (Read, 1943, 1944), поскольку при таком подходе к ней гранит приобретает значение объекта, выпадающего из ряда пород, происхождение которых связано с корневыми зонами вулканов. Для объяснения его происхождения требуются иные подходы. Прямые сопоставления между гранитами и вулканическими породами липаритового (риолитового) ряда, с этой точки зрения, не могут убедить в сходном происхождении тех и других, так как близость состава является следствием всего лишь конвергенции признаков. Раген (Raguin, 1946), рассматривая происхождение гранитов, также подчеркивал для них отсутствие связей с излияниями или эксплозиями. В расширенном втором издании своего труда он (Raguin, 1957) высказал мнение о том, что вообще достоверные переходы от вулкана к питавшей его интрузии или от типичной интрузивной породы к эффузивной не наблюдались, а в остальном вновь подчеркнул, вслед за Кеннеди и Андерсоном, самостоятельность гранитных плутонов и отсутствие их связей с вулканическими образованиями, приуроченность к складчатым поясам и т. д. Он так же, как Кеннеди и Андерсон, считал, что граниты, встречающиеся совместно с вулканическими породами в пределах одного и того же «магматического эпизода», отличаются более поздним возрастом.

Стремлению вырвать гранитные плутоны из ряда магматических образований, представляющих возможные корни вулканов, были противо-

◂

Рис. I-13. Схема возникновения субвулкана Мессум. По Корну и Мартину, из А. А. Полканова, 1955б

I — на кристаллической формации Дамара лежат слои Стромберг, в их основании пласт с остатками растений, далее лавы-мелафиры и базальты с туфами; наиболее молодые излияния принадлежат порфиритам и риолитам; *II* — внедрение лакколитообразных габбро по структурам слоистости; *III* — кольцевой разлом в кристаллическом основании, погружение глыбы и поднятие по кольцевому разлому гранита, сопровождаемое началом образования первой кальдеры оседания; *IV* — дальнейшее оседание и расколы этого блока, сопровождаемые внедрением гранита в кровлю субвулкана возобновление вулканизма и образование грубых агломератов, содержащих кварцевые порфиры; эти кварцевые порфиры могут рассматриваться как экструзивные выбросы гранитной магмы; эквивалентных эффузий не обнаружено; *V* — лавы и туфы сильно изменяются кислыми расплавами; отвердение и образование основных даек; *VI* — старый блок освобождается из гранитной оболочки и опускается глубже; интрудированная и пропитанная гранитом краевая часть блока кровли остается в том же положении, тогда как центральная часть блока кровли опускается в глубину; по кольцевым дайкам внедряются трахиты; вторая кальдера опускания; *VII* — центральный гранит, быть может, материнский расплав трахитов, внедряется в туфы и агломераты, которые в широкой зоне изменяются в сиениты; отвердевание сопровождается интрузией основных даек

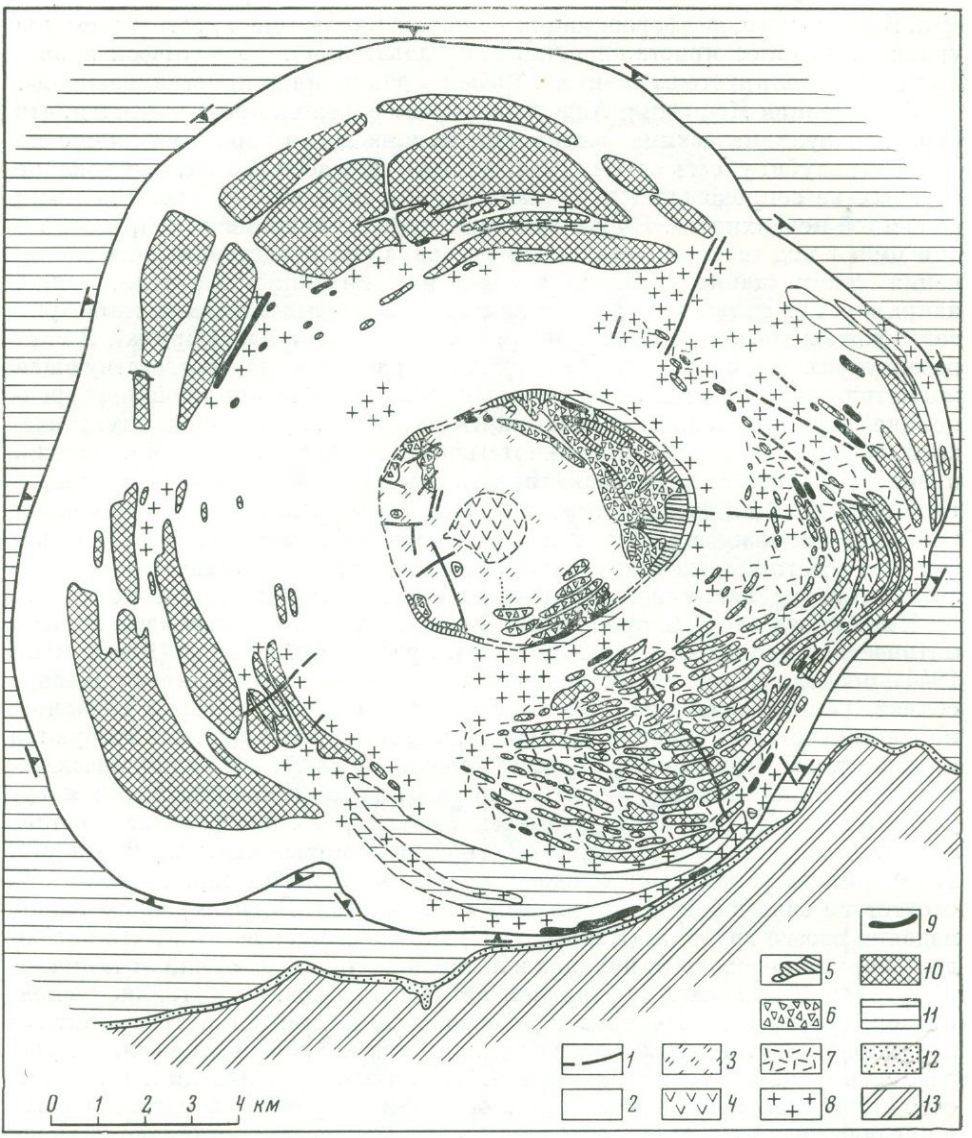


Рис. I-14. Субвулкан Мессум. По Корну и Мартину, из А. А. Полканова (1955б)

1 — основные дайки; *2* — пески и щебень; *3* — разрушенные агломераты и туфы; *4* — центральный гранит; *5* — трахит; *6* — агломераты, туфы и лавы; *7* — измененные лавы (сиениты); *8* — граниты; *9* — анортозит; *10* — габбро; *11* — лавы и туфы; *12* — осадки; *13* — кристаллические осадки

поставлены усилия многих исследователей, в том числе занятых изучением проблемы магматического происхождения гранитов. Были продолжены линии сравнения различных глубинных срезов вулканических построек, имеющих гранитное ядро или сопрождаемых гранитами в кол евых так называемых субвулканических структурах. Одним из ярких примеров, выявляющих связь гранитов с продуктами вулканической деятельности, послужила полоса кольцевых гранитных интрузий, изученная Корном и Мартином (Korn, Martin, 1953) в Юго-Западной Африке, где ранее Клоос обнаружил гранитный плутон Эронго, сопровождаемый кислыми лавами Схема образования крупного вулкана Мессум в этой области была представлена Корном и Мартином в серии разрезов (рис. I-13), а общий вид разрушенной сложной его постройки, в строении которой участвуют граниты, можно увидеть на составленной ими карте (рис. I-14).

Вскоре А. А. Полканов (1955а, б), опираясь на опыт исследований кольцевых гранитных интрузий, а также на данные изучения гранитов Балтийского щита, пришел к выводу о том, что, во-первых, гранитные плутоны не обнаруживают строгой приуроченности к складчатым поясам и наблюдаются также на платформах, во-вторых, они могут сопровождаться вулканическими образованиями и сосредоточиваться внутри вулканических построек.

Общие возражения были выдвинуты также Тиррелем (Tyrrell, 1955), отметившим, что лавовые серии от пироксеновых андезитов до риолитов имеют тот же химический состав, то же геологическое и географическое положение, а также тектоническое окружение и проявляются на той же стадии тектоно-магматического цикла, что и серии плутонические — от кварцевых диоритов до гранитов. Таким образом, андезит-дацит-риолитовые вулканические ассоциации теснейшим образом связаны с аналогичными по составу диорито-гранитными плутоническими ассоциациями. Отсюда следует, подчеркивал Тиррель, что полное разделение плутонических и вулканических ассоциаций просто не верно.

Наглядный пример, позволяющий проследить различные срезы вулканических построек, вскрывающие размещение гранитов в кольцевых структурах, был приведен Джекобсоном, Мак Лодом и Блейком (Jacobson a. o., 1958). В Северной Нигерии ими было выявлено 40 гранитных кольцевых комплексов в поясе длиной около 500 *км* и шириной до 150 *км*; эти гранитные интрузии сопровождаются риолитовыми лавами, сходными с интрузиями по химизму и близкими по возрасту.

Длительное изучение батолитов Северной Америки позволило Баддингтону (Buddington, 1959) дать сравнительный анализ гранитных плутонов, вскрытых эрозией до различных денудационных уровней. Он пришел к выводу, что все плутоны Северной Америки, исследованные за 25 предшествующих лет, могут быть объединены в три группы: первая — отвечает гранитным плутонам эпизоны, вторая — мезозоны и третья — катазоны. Эпизона, по Баддингтону, распространяется до глубины 4—6 *миль*, мезозона — от 4 до 10 *миль* и катазона — от 7 до 12 *миль*. Глубины эти определяются ориентировочно и перекрытие диапазонов глубины в таких условиях вполне естественно.

Гранитные плутоны эпизоны отличаются секущими (дискордантными) контактами, непосредственной связью с вулканическими породами и резким контрастом между энергетическим уровнем гранита и окружающих пород, очевидным по особенностям контактового метаморфизма. От этих плутонов прослеживаются переходы к плутонам мезозоны, в которых наряду с секущими наблюдаются также согласные контакты. В плутонах мезозоны, по Баддингтону, процессы гранитизации играют подчиненную роль; такие процессы свойственны катазоне, хотя и там, как полагает Баддингтон, главную роль играют магматические граниты. Опираясь на результаты изучения гравитационных полей над батолитами, Баддингтон отмечает существующие расхождения во взглядах, не позволяющие решить вопрос о том — связаны ли граниты мезозоны с более глубокими плутонами непосредственно или от гранитов мезозоны в глубь уходят корни.

Маршалл и Нерин (Marshall, Nairain, 1954) считали, что отрицательные гравитационные аномалии над гранитными массивами являются скорее свидетельством существования «корней гранитов», чем различий между гранитами и вмещающими породами. Для Боулдерского же массива Билер и Бонини (Biehler, Bonini, 1958) установили вероятную плоско-вогнутую форму (в разрезе), имеющую глубину около 10 *миль*. Таким образом, по Баддингтону, может быть установлена связь вулканов с их корнями, представляющими гранитные плутоны эпизоны; от плутонов эпизоны прослеживаются переходы к плутонам мезозоны, но отношения последних с гранитами катазоны остаются недостаточно ясными (рис. I-15).

Взгляды Баддингтона были подтверждены Смитом (Smith, 1960; Смит, 1963), изучавшим проблему происхождения игнимбритов. По Смиту,

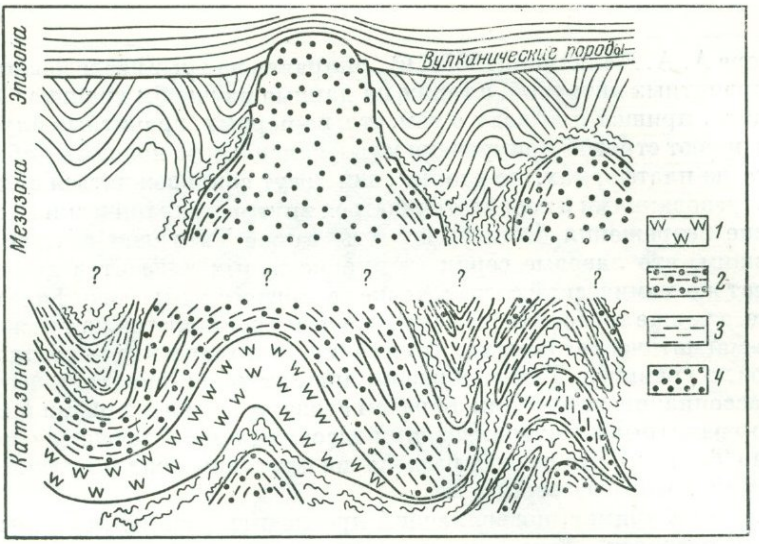


Рис. I-15. Схематическое изображение возможных структурных соотношений плутонов эпизоны, мезозоны и катазоны. По А. Баддингтону (1963)

1 — ортогнейсы в тектоно-пластических складках и куполах; *2* — конформный гранит гнейсовидный до гнейсового; *3* — псевдогранито-гнейс гранитизационного происхождения; *4* — гранит

игнимбриты возникают из пирокластических потоков, образующихся в результате вскрытия кровли гранитных интрузий. Хотя концепция Смита о происхождении игнимбритов может оспариваться, тем не менее образование огромных игнимбритовых масс, очевидно, невозможно без участия гранитных интрузий, представляющих корни вулканических построек, имеющих вид риолитовых вулканических плато. Об этом давно уже писал Дэли (Daly, 1933), а также многие другие исследователи.

Специальное изучение проблемы отношений между вулканическими и плутоническими ассоциациями привело Е. К. Устиева (1963) к выводу об их общности в трех формациях Охотского пояса, расположенного на востоке нашей страны. Нижнемеловая формация в этой области характеризуется сочетанием андезитов и дацитов с диоритами и гранодиоритами, отчасти также липаритов и дацитов с гранитами и адамеллитами, верхнемеловая — липаритов с гранитами и третичная — базальтов и отчасти андезитов с габбро и диоритами, едва вскрытыми в Охотском поясе.

Таким образом, это изучение тоже подтверждает общую линию исследований, устанавливающих связь вулканов с плутонами, в том числе с теми, которые имеют гранитный состав. Нет, конечно, необходимости выделять подобные сочетания в качестве вулкано-плутонических ассоциаций или формаций, так как каждая вулканическая формация и ассоциация является в то же время и вулкано-плутонической.

Что касается собственно плутонических формаций, т. е. такого рода формаций, которые вообще не связаны с вулканической деятельностью, то их обособление потребует в дальнейшем более определенных данных, чем привлекаемые сейчас к исследованию отношения между вулканическими и интрузивными образованиями. Если опираться на результаты изучения Баддингтона, то собственно плутоническими могут считаться только гранитные плутоны катазоны и их аналоги иного состава. Большое количество работ, появившихся в последнее время по проблеме вулкано-плутонических формаций, находимых, в сущности, повсеместно, является естественным результатом более строгого, чем раньше, подхода к изучению корней вулканов, имеющих широкое распространение и сопровождающих каждую вулканическую постройку и, следовательно, каждую вулканическую ассоциацию.

Для современных вулканов корневые зоны выявляются геофизическими методами достаточно определенно, и к этому следует обратиться прежде, чем рассматривать более или менее глубокие срезы вулканических построек, подвергшихся денудации.

КОРНЕВЫЕ ЗОНЫ СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОВ

Современные вулканы имеют вид сложных построек, при расчленении которых денудационные деструктивные процессы вскрывают на более или менее значительную глубину не только накопления продуктов вулканической деятельности, образовавшиеся в результате извержений, но также и каналы, питавшие эти извержения. Таким путем обнаруживаются прежде всего различные дайки, принадлежащие верхней части уходящих на глубину корней вулкана. В конических постройках ориентировка даек преимущественно подчинена форме вулкана: они располагаются либо радиально, например на Кракатау (Escher, 1919), либо концентрически по отношению к кратеру. Радиальное размещение питающих каналов весьма обычно, и оно подтверждается соответствующим направлением трещин, которым следуют извержения на склонах конических построек. Примером могут служить многие извержения на склонах Ключевского вулкана (Камчатка), в частности Юбилейной группы кратеров прорыва, аналогичные извержения на склонах Этны (рис. I-16), Везувия и других вулканов.

Кольцевое распределение питающих каналов выражено менее отчетливо. Это объясняется тем, что заполнение подобных каналов магмой приводит к образованию кольцевых даек (ring dykes), конических пластов (cone sheets) и залежей, в общем тех тел, простирание которых полностью или частично совпадает с направлением напластования в толще вулканогенных пород, образующей вулканический конус. Конические пласты и кольцевые дайки действующих вулканов плохо изучены. Ритман (1954, стр. 202) даже указывает, что такие дайки вообще «нельзя наблюдать на действующих вулканах». Впрочем, сам он отметил на северном склоне Стромболи выход дайки (Ритман именует ее, как и все остальные дайки,— жилой), имеющей вид стены, простирающейся перпендикулярно к радиусу вулкана и падающей внутрь вулкана под углом около 85°. Так как эта жила прослежена лишь на 30 *м*, то Ритман подчеркивает, что трудно установить действительную ее принадлежность к кольцевым дайкам.

Более определенные сведения имеются по Корякскому вулкану (Камчатка), где в верхней трети вулканического конуса имеются три дайки, ориентированные перпендикулярно радиальным направлениям (Маренина и др., 1962). Протяжение даек 130—200 *м*, ширина 3—6 *м*. Они наклонены в сторону осевой части вулкана под углами 40—80°. Расположение даек указывает на вероятное их размещение вдоль дугообразного разлома. Число подобных примеров кольцевых даек в современных вулканах, по-видимому, невелико.

Немного точных сведений имеется и о пластовых залежах, внедряющихся вдоль напластования вулканогенных толщ, образующих склоны действующих вулканов. Тем не менее Ритман придает большое значение таким пластовым телам. Он называет их плащеобразными жилами (Mantelgänge) и отмечает, что изучение этих жил затруднено из-за их сходства с лавовыми потоками. Главные отличия пластовых залежей, или силлов — отсутствие шлаков в кровле, контактовое влияние на вмещающие породы, залегающие в кровле силла, большая протяженность, а также местные пересечения отдельных пластов, сопровождаемые переходами залежи с пласта на пласт. Подобные пластовые залежи Ритман наблюдал, детально изучая внутренние стенки кратера Соммы, крутые склоны Стромболи и другие обнажения. Он считает, что по меньшей мере 20% отложений (по мощности) составляют плащеобразные пластовые тела, наиболее мощные и многочисленные вблизи вулканического канала. Такое размещение силлов

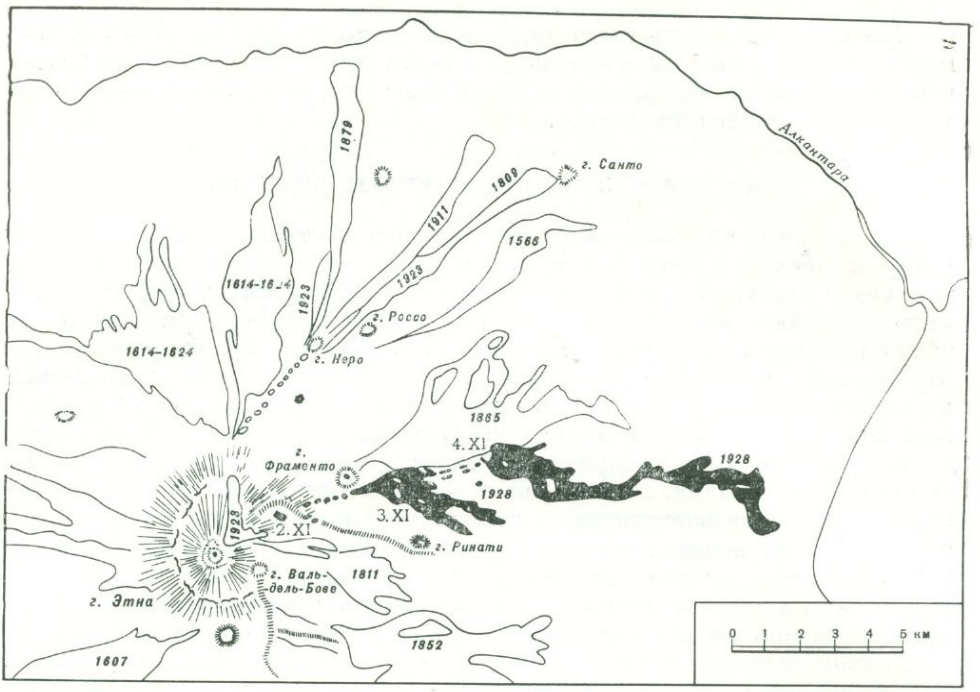


Рис. I-16. Схема северо-восточного квадранта Этны. Из Г. В. Тирреля (1934)
Лавы отмечены датами их извержений

приводит, по его мнению, к значительному «разбуханию» верхней части постройки и увеличению наклона внешних склонов.

Образование пластовых тел, как считает Ритман, вызывается закупоркой трещин вследствие застывания в период временного прекращения излияний и последующим внедрением «еще способной к извержению магмы. Если сила ее сопротивления больше, чем вес базальтовой кровли, то магма внедрится вдоль плоскости напластования и образует силл. При этом поверхность часто совсем не приподнимается. Гораздо чаще происходит погружение лежачего бока. Поэтому фактически речь идет только об обмене местом, который почти не требует затраты энергии» (Ритман, 1964, стр. 327). Более строгой оценки возможностей образования пластовых залежей Ритман не приводит; поэтому предложенный им механизм представляется недостаточно аргументированным.

Вообще, механизм избирательного внедрения магмы между пластами, а не по трещинам, недостаточно ясен; тем более трудно объяснить появление пластовых залежей в верхней части конуса. Не случайно поэтому, что когда Джагар (Jaggar, 1925) после извержения Килауэа в 1924 г. обнаружил в стенке кратера Халемаумау крупный силл раскаленной докрасна породы, то вопрос о природе и способе образования этого силла привлек внимание многих исследователей. По описаниям Стирнса (Stearns, 1930), вид залежи свидетельствовал о возможном образовании ее путем поглощения значительных частей соседних пластов. На этом основании Дэли (Daly, 1933) объяснил ее появление газовым плавлением. Он отметил, что такое же происхождение могло иметь и описанное им ранее интрузивное тело пикритового базальта, расположенное вдоль утесов Увекахуна того же вулкана Килауэа. Общий характер залегания пластообразного тела, которое Дэли назвал первоначально лакколитом, указывал, по его представлениям, на возможность скорее замещения, чем смещения боковых пород материалом «лакколита».

Вольф высказал по этому поводу сомнения и, опираясь на доводы Крооса и Пауэрса, предположил, что интрузивное тело Увекахуна возникло в

результате заполнения лавой крупной туннелеобразной полости. Возражая Вольфу, Дэли отметил малую вероятность существования таких крупных полостей, но наблюдения Вентворса и Макдональда (Wentworth, Macdonald, 1953) за лавовыми трубами и туннелями, а также Уотерса (Waters, 1960) и других исследователей за крупными отдушинами в базальтовых потоках заставляют при исследовании пластовых и лакколитообразных тел, подобных описанным Дэли и Ритманом, иметь в виду сходство таких тел с заполнениями лавовых туннелей и труб. Эти тела, которые многие исследователи относят к пластовым залежам или силлам, не только по форме и другим признакам, но и по активному контакту в кровле могут оказаться в ряде случаев лавовыми заполнениями полостей, отдушин и туннелей в базальтовых или иных потоках.

Пластовые залежи отмечались и Б. И. Пийпом (1941а) в структуре вулкана Зимина, где имеются интрузии кислых андезитов, расположенные между слоями более основных лав стратовулкана. Внедрение этих интрузий, по наблюдениям Пийпа, сопровождалось явлениями гибридизма.

Кроме пластовых плащеобразных тел, Ритман выделял трубчатые жилы, тоже согласные, распространение которых он отметил на скале Циа-Катарина вулкана Стромболи и на Вулканелло (Липарские острова). Ритман указывал на современных вулканах еще и массивные интрузии, имеющие вид лакколитов. В качестве примера он приводил интрузивное тело на Стромболи (берег Лабронца), от которого кверху ответвляются две жилы, служившие подводящими каналами слабого эксцентрического извержения, на что указывает их переход в шлаковый вал.

Наряду с пластовыми залежами, радиальными и коническими дайками в современной структуре вулканических построек формируются линейные системы даек, подчиненные рифтовым зонам (например, на склонах щитовых вулканов Мауна-Лоа и Килауэа) или принадлежащие элементам более общей структуры, не зависящим от размещения и формы отдельных вулканов. Размеры всех этих разнообразных даек и пластовых тел не превышают первых сотен метров по протяжению и 15 *м* по мощности, обычно же они составляют два-три десятка метров в длину при ширине 3—5 *м*.

В области базальтовых вулканических плато обычно наблюдаются системы питающих каналов, представляющих линейно вытянутые дайки, следующие какому-либо господствующему направлению, зависящему от особенностей геологической структуры фундамента, на котором покоятся покровы базальтов. Такая система линейно вытянутых даек протяжением до десятков километров хорошо известна в Исландии. Что касается риолитовых плато, то многое для них неясно. Поэтому вопрос о том, питались ли игнимбритовые извержения через трещины или через центральные каналы и расположены ли под риолитовыми плато гранитные интрузии батолитового типа, установить пока невозможно. В то же время при решении этого вопроса необходимо учитывать, что в области распространения таких плато располагаются вулканические конусы, имеющие центральный канал, подобный вулканам Катмай и Новарупта на Аляске и Таравера в Новой Зеландии. Разрушение подобного типа построек на риолитовых плато или на иных территориях приводит к появлению некков, представляющих заполнения подобных каналов.

В конических постройках, принадлежащих ряду стратовулканов, корни выявляются не только в результате процессов денудации и деструкции, вскрывающих глубинное строение жерла и позволяющих наблюдать его в виде некка, но и вследствие того, что эти корни в некоторых случаях выдвигаются на поверхность, образуя куполы или иглы, растущие непосредственно из жерла вулкана. Такие иглы и куполы относятся, в сущности, к поднятым на поверхность корням вулканической постройки.

Общее разрушение жерла и других элементов строения современных вулканов иногда позволяет обнаружить в наиболее глубоких частях кратера или на рассеченных эрозией склонах вулкана интрузивные породы. Такие приме-

ры известны, в частности, на о-ве Пальма, где знаменитая эрозионная Кальдера, описанная Бухом, выявляет внутреннее строение вулканической постройки на большую глубину. В нижней части этой постройки наблюдаются штоки и дайки эссекситов, нефелиновых сиенитов, монцонитов и пикритов, образовавшиеся на ранних стадиях развития вулкана. Считается, что все эти породы возникли из того же очага, который обеспечивает питанием современную деятельность вулкана, сопровождавшуюся извержениями в XVI и XVII столетиях. На Гавайских островах в вулкане Кауаи можно наблюдать породы габбрового ряда в центральной части вулканической постройки вследствие того, что она подверглась длительной эрозии, начавшейся, по-видимому, еще в плиоцене. В Каскадных горах и Сьерра-Неваде в ряде недавно действовавших и ныне угасших вулканов также обнаружены во внутреннем строении конусов, расчлененных эрозией, интрузивные породы — базальты, дациты и риолиты.

Наглядным примером может служить вулкан разрушенной горы Мазума с ее величественным кратерным озером (Кратер-Лейк), блестяще описанным Вильямсом (Williams, 1942). Пароксизмальное извержение этого вулкана, вызвавшее образование этого озера, произошло около 5000 лет назад. Тем не менее в коньонах, врезанных в склоны обезглавленного вулканического конуса, нарядус пирокластическими видны интрузивные породы (базальты, дациты, риолиты), залегающие преимущественно в виде даек.

На востоке Скалистых гор в Йеллоустонском национальном парке расположен крупный верхнемиоценовый вулкан, имеющий размеры Этны, в ядре которого вскрыты габбровые интрузивные породы, обнажившиеся после того, как эрозия после прекращения вулканической деятельности снесла около 3000 *м* мощности вулканогенных пород, образующих мантию вулкана.

В современных вулканах, независимо от их формы и размеров, а также в вулканах, сравнительно недавно прекративших деятельность, во многих случаях можно видеть различной морфологии корневые зоны, охватывающие серию даек, штоков, куполов и игл, а также, по-видимому, пластовых залежей и лакколитов. Эти корневые зоны сложены различными интрузивными породами, имеющими либо зернисто-кристаллическую, либо порфировую, витрофировую или иную структуру, более обычную для эффузивных, чем для интрузивных пород.

Общие черты строения непосредственно наблюдаемых корневых зон вулканов, таким образом, достаточно сложны. По особенностям взаимоотношений между дайками и пластовыми телами, с одной стороны, и разнообразными пирокластическими или излившимися породами, образующими мантию вулкана,— с другой, современная вулканическая постройка создает впечатление вулканогенной серии, прорванной более поздними интрузивными породами. Это впечатление обычно усиливается благодаря тому, что всегда могут быть найдены такие дайки или иные интрузивные тела, которые пересекают даже самые юные породы мантии вулкана, а подобные факты нетрудно привлечь для обоснования наиболее молодого возраста всего в целом дайкового или интрузивного комплекса. И хотя действительные соотношения имеют иной характер, выявить их далеко не просто, так как при одинаковом составе дайковых и иных интрузивных тел обнаружить в серии пород, слагающих подвергшуюся разрушению вулканическую постройку, более ранние дайки и другие интрузии и отделить их от поздних далеко не всегда возможно даже при очень детальных исследованиях. Все это необходимо учитывать при изучении вулканов, особенно древних; поэтому общий обзор корневых зон современных вулканов предпослан изложению сведений о корнях древних вулканов.

Помимо непосредственно наблюдаемых корневых зон верхней постройки, в современных вулканах устанавливаются также глубинные корни; они выявляются по геофизическим, преимущественно сейсмическим данным. Сейсмические наблюдения в настоящее время позволяют установить распо-

ложение скрытых в недрах Земли глубинных очагов, питающих вулканическую деятельность, и проследить путь перемещения из них материала по направлению к кратеру вулкана, вплоть до излияния на поверхность лав. Такое значение сейсмических исследований предполагалось многими исследователями давно. В частности, Л. К. Грейтон (1949, стр. 68, 93) писал, что «указания на глубокое залегание вулканических фокусов продолжают подтверждаться. Вычисления Лита и Коллинза глубин фокусов землетрясений 1941 г. в соседстве с вулканом Колима и землетрясения, сопровождавшего рождение Парикутина в 1943 г., по записям сейсмических станций мира показывают, что здесь мы имеем глубины порядка 75—100 *км* для Колима и 35 *км* для Парикутина... Есть основания ожидать, что со временем будут получены в достаточном количестве сейсмические данные по этому вопросу, и настоящая предварительная догадка, что глубины вулканических очагов заключаются в пределах от 30 до 70 *км*, в конце концов, превратится в общепринятое положение».

Однако подобного рода догадки длительное время оставались необоснованными, пока Г. С. Горшков (1956) не обнаружил на записях удаленных японских землетрясений на сейсмостанции Ключи, расположенной на Камчатке, ослабления поперечных сейсмических волн при прохождениях под Ключевской группой вулканов. Горшков дал объяснение выявленному эффекту и пришел к выводу о существовании в этом районе питающего извержения вулканического очага, находящегося на глубине около 60 *км* и имеющего примерно 30 *км* в поперечнике. Выводы Горшкова получили огромный резонанс во всем мире и привлекли всеобщее внимание к исследованию глубинного строения действующих вулканов сейсмическими методами. Более того, установленная им глубина залегания вулканического очага, равная 60 *км*, была впоследствии подтверждена на примере вулкана Килауэа.

Тем не менее, с одной стороны, сам принцип определения глубины очагов по затуханию и экранированию поперечных сейсмических волн у д а л е н н ы х землетрясений встретил возражения (см., например, ссылка на Е. К. Мархинина у Федотова, 1966), с другой стороны, изучение строения вулканов геологическими методами и выяснение процесса образования кальдер в результате обрушения (Williams, 1941a, 1942) указывали на вероятное неглубокое залегание вулканических очагов, измеряемое первыми километрами. Такое залегание этих очагов выявляется и по данным о соответствующем размещении под современными вулканами магнитного диполя, устанавливаемого на основании магнитометрических исследований и отвечающего, как предполагается, вулканическому очагу. Результаты определения особенностей магнитной аномалии, имеющей характер диполя, обнаруженной, в частности, на вулкане Безымянном В. В. Пугачом, привела к выводу о вероятном ее соответствии вулканическому очагу, расположенному на глубине 3—5 *км* и имеющему диаметр 5—8 *км* (Мархинин и др., 1962). Такие же глубины были определены весьма приближенно Мачадо для вулканов Азорских островов по данным об аномалиях, вызванных поглощением энергии сейсмических волн.

Таким образом, не только геологические, но и геофизические данные позволяют утверждать существование наряду с глубинными вулканическими очагами, размещенными на 50—60 *км* ниже поверхности Земли, также периферических очагов с глубиной порядка 3—5 *км*.

Наиболее полные данные о вулканических очагах, расположенных под действующими вулканами, имеются сейчас по Авачинскому вулкану на Камчатке, а также по вулкану Килауэа на Гавайских островах. В обоих пунктах уже длительное время проводятся стационарные наблюдения за распространением сейсмических волн, позволяющие представить реальную картину разнообразных событий, происходящих внутри действующих вулканов в области их глубинных корней. Наряду с другими геофизическими наблюдениями сейсмические исследования являются источником

информации не только о времени, размещении, интенсивности и природе событий, происходящих внутри вулканической постройки, но также и о геологической структуре фундамента, на котором она расположена.

На Камчатке сеть высокочувствительных сейсмических станций позволила С. А. Федотову и А. И. Фарберову (1966) изучить прохождение поперечных сейсмических волн под Авачинской группой вулканов по данным б л и з к и х землетрясений и подтвердить установленный Г. С. Горшковым на примере Ключевского вулкана эффект экранирования этих волн. Одновременно они выявили, что такой эффект наблюдается в этом районе на глубинах 20—80 *км* в цилиндрическом столбе, имеющем поперечник не более 25 *км* (рис. I—17). В пределах столба полное поглощение не происходит, поэтому предполагается, во-первых, что большого очага жидкой магмы под Авачинской группой вулканов нет, во-вторых, что частичное поглощение может быть обусловлено рассеянием упругой энергии на включениях жидкой магмы, количество которых в таком случае может составлять до 20% общего объема обнаруженного столба. К сожалению, пока остается неясным, какой вид приобретают подобные «жидкие включения». Впрочем, Федотов и Фарберов указывают, что сходный эффект может дать и уменьшение вязкости вещества, образующего столб.

Исследование гравитационных аномалий и аэромагнитных данных позволило обнаружить (Штейнберг и др., 1966) гравитационный максимум, обусловленный расположением под Авачинским вулканом тела, обладающего избыточной плотностью по отношению к породам фундамента, имеющим меловой возраст. При избыточной плотности 0,2 и 0,5 $г/см^3$ это тело может быть аппроксимировано как двухосный эллипсоид с осями, равными 5,2 и 2,5 *км* в первом и 3,5 и 1,5 *км* во втором варианте. Верхняя кромка тела имеет отметку 1,5—2 *км* ниже уровня моря (рис. I-18). Анализ данных аэромагнитных съемок приводит к выводу о том, что объект, вызывающий гравитационную аномалию, магнитной аномалии не создает и имеет температуру более 600°. Полученные результаты позволили утверждать, что под

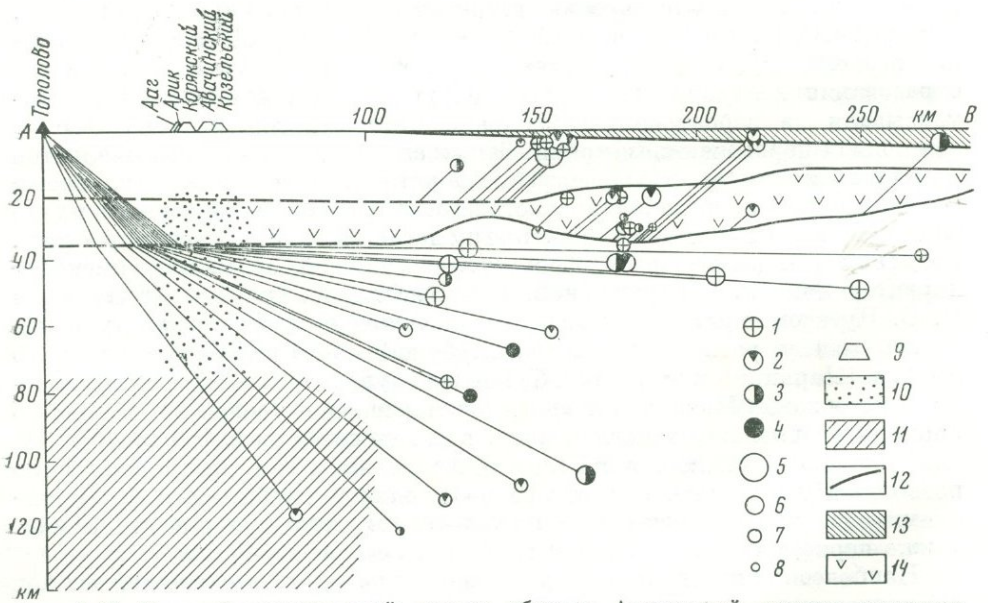


Рис. I-17. Сводный вертикальный разрез области Авачинской группы вулканов. По С. А. Федотову и А. И. Фарберову (1966)

Очаги землетрясений с различными значениями K_1: *1* — 0,73 ÷ 0,50; *2* — 0,50 ÷ 0,30; *3* — 0,30 ÷ ÷ 0,10; *4* — менее 0,10; очаги землетрясений разных энергетических классов K (энергия в очаге землетрясения $E \approx 10^K$ *дж*): *5* — K-12; *6* — K-11; *7* — K-10; *8* — K-9; *9* — вулканы; *10* область подъема магмы; *11* — вероятная область генерации магмы; *12* — сейсмические лучи; *13* — вода; *14* — «базальт», нижние слои коры

Авачинским вулканом имеется периферический вулканический очаг, ограниченный кровлей на глубине 1,5—2 *км* ниже уровня моря. Предполагается, что совпадение верхней границы тела с уровнем поверхности домелового фундамента вызвано внедрением магмы вдоль поверхности несогласия в связи с опусканием цилиндрического блока фундамента. Существование периферического очага на небольших глубинах подтверждается тем, что вулканическая постройка осложнена секториальными опусканиями, окружена кольцом экструзий в радиусе 4—6 *км*, а также тем, что при повторных нивелировках в 1962—1964 гг. над очагом были выявлены наиболее интенсивные вертикальные перемещения земной поверхности.

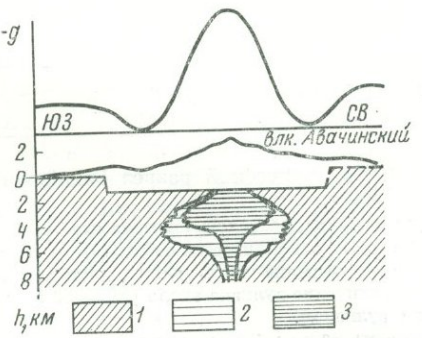


Рис. I-18. Положение периферического магматического очага под Авачинским вулканом по геофизическим данным. По Г. С. Штейнбергу, С. Т. Балесте и др. (1966)

1 — фундамент, плотность пород $\sigma = 2{,}65$ *г/см*^{3}; *2* — очаг в случае, если плотность пород в нем $\sigma = 2{,}85$ *г/см*^{3}; *3* — очаг, если плотность пород в нем $\sigma = 3{,}15$ *г/см*^{3}

Существенно важны наблюдения глубинных очагов современных вулканов Гавайских островов. В этом районе опорой для наблюдений служит сейсмическая сеть, которая включает группу сейсмографов, расположенных в радиусе 15 *км* вокруг вершины Килауэа и автоматически передающих информацию в Центральную обсерваторию. Кроме того, здесь имеется несколько таких же аппаратов, размещенных по краям о-ва Гавайи и извлекающих дополнительные сведения о землетрясениях, обнаруживаемых под вулканами. Наконец, сейсмографы на островах Мауи и Оаху расширяют сеть на расстояние, достаточное для изучения структуры коры под Гавайским кряжем (Eaton, Murata, 1962). После того, как в 1955 г. эта сеть была разбита на Гавайских островах и были начаты работы по определению фокальных точек землетрясений, оказалось, что наиболее глубокие землетрясения под островом расположены на 60 *км* ниже поверхности Килауэа. Тысячи подземных толчков происходили также на малых глубинах в районе кальдеры, когда вулкан приподнимался или сокращался в соответствии с движением под ним магмы; подъем и опускание вулканической постройки отмечались системой наклономеров.

Было установлено, что многие землетрясения тяготеют к рифтовым зонам и прослеживаются в них до глубины 10—15, реже 30 *км*. Так, в системе Хонуапо-Каоики, отделяющей юго-западный склон Килауэа от Мауна-Лоа, большая активность прослежена до глубины 15 *км*, а южнее кальдеры Килауэа (зона Хилины) — до 30 *км*, хотя восточнее к той же зоне землетрясения с глубиной более 10 *км* обнаруживаются редко. В восточной рифтовой зоне наблюдались только мелкие землетрясения; лишь небольшое их число, связанное с кальдерой, распространяется до глубины океанического дна. Для определения перемещений, сопровождающих вулканические извержения на глубине, на Килауэа использовались также данные о возмущениях, представляющих гармоническое дрожание (тремор) и генерируемых, как полагают Итон и Мурата, быстрым течением лавы через питающий канал.

Выявилось также, что крупные рои малых и средних землетрясений, насчитываемых в количестве тысяч в течение нескольких дней, происходят на глубинах 45 до 60 *км* ниже вершины Килауэа. Эти наиболее глубокие толчки не имеют непосредственного отношения к событиям, наблюдаемым на поверхности, и обычно сопровождаются многочасовым продолжительным, в какой-то степени нецравильным (спазматическим) дрожанием слабой (до

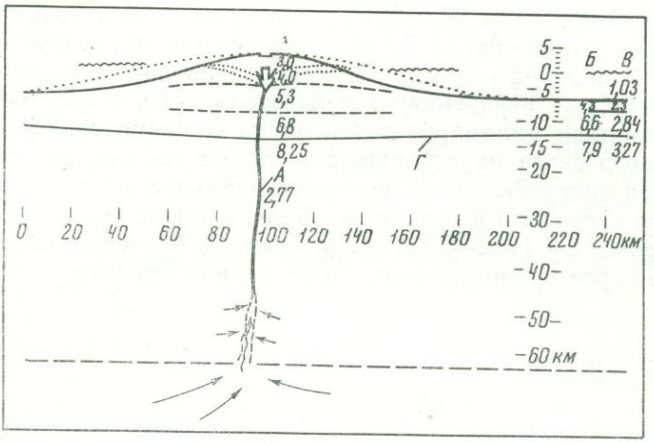


Рис. I-19. Схематический разрез Гавайского вулкана. По Итону и Мурату (Eaton, Murata, 1962).

Магма из источника, расположенного на глубине около 60 *км*, по постоянно открытому каналу поднимается вверх и накапливается в неглубоком резервуаре под кальдерой. Резкие излияния лавы из неглубокого резервуара через дайки, достигающие поверхности, представляют извержения. Наблюдается удлинение вулкана вдоль рифтовой зоны и относительно небольшой прогиб поверхности Мохо под вулканом.

А — плотность магмы; *Б* — скорость продольных волн V_p; *В* — плотность пород; *Г* — поверхность Мохо. Точечный пунктир — продольный разрез, сплошные линии — поперечный разрез

средней) интенсивности. Зона, в которой эти возмущения возбуждаются, расположена глубоко внутри мантии Земли, в 3—4 раза глубже, чем поверхность Мохоровичича под Килауэа. Наблюдающаяся активность, по Итону и Мурате, отвечает зоне, в которой магма собирается и питает систему каналов, ведущих к жерлу Килауэа (рис. I—19). Может быть, магма поднимается и с более значительных глубин, но эта зона отличается тем, что в ее пределах миграция магмы выражена ясными сейсмическими возмущениями. Когда магма из такой глубинной зоны поднимается, поверхность Земли, как установлено с помощью наклономеров еще Джагаром (Jaggar, 1947), изгибается кверху, а склоны ее опускаются. Когда же извержение переходит в излияние через вершину или склоны вулкана, поверхность Земли над вмещающим лаву резервуаром опускается.

Сеть наклономеров и сейсмографов на Гавайях позволила Итону и Мурате сравнительно подробно изучить глубинные перемещения, сопровождавшие извержение Килауэа в 1959—1960 гг. Вкратце события происходили в следующем порядке. В период между октябрем 1958 г. и февралем 1959 г. наклономеры показали, что вокруг вершинной области обозначилось вздутие, отвечающее медленному перемещению магмы из глубины и накоплению ее в немногих километрах от поверхности под южным краем кальдеры. После появления нескольких средних землетрясений близ юго-восточного ее края, 19 февраля вздувание прекратилось, а в период с мая по август вершина вулкана слегка опустилась. Затем, между 14 и 19 августа появился крупный рой глубоких землетрясений, сопровождаемый дрожанием, из источника на глубине около 55 *км*, к северо-востоку от кальдеры Килауэа. В период с августа по октябрь происходило сравнительно быстрое общее вздувание вулкана с небольшим сейсмическим аккомпанементом. Лава поднималась в это время из глубины и медленно перетекала в неглубокий резервуар. Это перемещение было отмечено слабыми гармоническими дрожаниями на глубинах от 5 до 15 *км*.

В сентябре 1959 г. появилась серия слабых землетрясений, обозначившаяся на сейсмографах Северного Кратерного колодца на северо-восточном краю Халемаумау. С 1 ноября эти толчки достигли тысячи в день, но они были настолько слабыми, что проявлялись на других сейсмографах лишь на расстоянии не более 1,5 *км*. Наклономерные измерения показали, что вер-

шина Килауэа вздулась и увеличилась к середине ноября втрое по сравнению с тем, что было отмечено в предыдущие месяцы. 14 ноября в середине дня число и интенсивность землетрясений, возбуждаемых в кальдере, возросли десятикратно. В течение пяти часов в области вершины происходили землетрясения, вызывавшие разрывы коры при раскрытии трещин извержений на поверхности. Затем, около 8 час. вечера лава прорвалась через трещину длиной примерно 800 *м* на востоке кальдеры Килауэа. Рой землетрясений внезапно прекратился и сейсмографы вокруг кальдеры начали записывать резкое гармоническое дрожание, характеризующее излияние лавы.

В течение суток излияния сократились, так что остался только один действующий фонтан, который прекратил деятельность внезапно 21 ноября. Тем не менее сейсмографы и наклономеры предупредили, что извержение не закончилось. Тончайшее гармоническое дрожание вскоре усилилось крупными роями слабых мелких толчков. Наклономеры, которые до этого регистрировали быстрое вытекание лавы из неглубокого резервуара, обнаружили теперь возобновление вздувания, после чего 26 ноября произошло извержение через главное жерло вулкана; глубина лавового бассейна увеличилась почти на 120 *м*. Вскоре лава начала вытекать из жерла сбоку вниз и в середине следующего дня покинула озеро, оставив черное кольцо застывшей массы в 10 *м* над прежней поверхностью.

В течение следующих трех недель проявилось 14 фаз извержения, все более коротких. 19 декабря образовался самый высокий фонтан из когда-либо измеренных на Гавайях: его высота достигала 635 *м*. Каждый раз перед началом извержения наклономеры показывали поднятие поверхности, но как только лава изливалась, происходило опускание.

Дальнейшее развитие извержения привело к смещению землетрясений из области центрального канала в восточную рифтовую зону, а затем к передвижению их вдоль этой зоны к морю на северо-восток. 13 января в восточной рифтовой зоне образовался грабен незначительной глубины, длиной около 3 *км* и шириной 350 *м*. Вслед за этим началось гармоническое дрожание, а затем вдоль трещины близ центра грабена произошло боковое извержение. Через четыря дня после его начала, когда лава стала дренироваться через подошву кальдеры и рифтовую зону, вершина Килауэа начала резко оседать. 7 февраля дно Халемаумау опустилось на 50 *м*, а небольшая часть в его центре — даже на 65 *м*. Когда опускание замедлилось, наклономеры 1 апреля показали, что поверхность земли над неглубоким резервуаром, который был опорожнен во время бокового извержения, опустилась примерно на 1,5 *м*. Итон и Мурата предполагают, что лава, извергавшаяся в течение первых двух недель при боковом извержении, строго отвечающая по составу лаве, извергнутой в этой области в 1955 г., сохранялась с этого времени, а может быть даже с 1924 г. в рифтовой зоне в виде резерва и была дренирована затем через вершину и восточную рифтовую зону во время извержения 1959—1960 гг.

Подводя итог наблюдениям и всей совокупности имеющихся данных по извержениям Килауэа, Итон и Мурата приходят к следующим выводам. Когда лава входит в глубокий канал под Килауэа, т. е. в часть постоянно активной трещины, расположенной под Гавайским кряжем, начинается ее медленный подъем через прогретые глубинные массивы по направлению к холодной коре и к вулканическому аппарату. Движение магмы внутри канала на глубине относительно спокойное и постепенное, регулируется, вероятно, скоростью, при которой магма обособляется от мантии и проникает в открытый канал. После прохождения верхней части мантии и «базальтового» слоя магма проникает вдоль канала в более легкие и мягкие породы и накапливается в резервуаре, расположенном всего лишь в нескольких километрах от поверхности.

Подъем магмы и последующее заполнение резервуара представляют медленный процесс, который начинается задолго до извержения и продол-

жается затем месяцами и даже годами. Нарастающее давление внутри расширяющегося резервуара в конце концов выдавливает лаву в дайки, которые раскалывают застывшую кору над резервуаром. Когда одна из даек прорывается к поверхности, происходит извержение. Резервуар сокращается и давление внутри него уменьшается, как только лава изливается. Обычно магма из главного резервуара распространяется латерально в подвижное ядро рифтовой зоны и, обрушивая в некоторых точках окружающие породы вдоль рифта, вызывает боковое извержение. Разгрузка лавы вдоль рифтовой зоны вызывает резкое падение давления в резервуаре; поэтому последовательное опорожнение резервуара и опускание поверхности грунта происходят более интенсивно, чем при вершинном извержении.

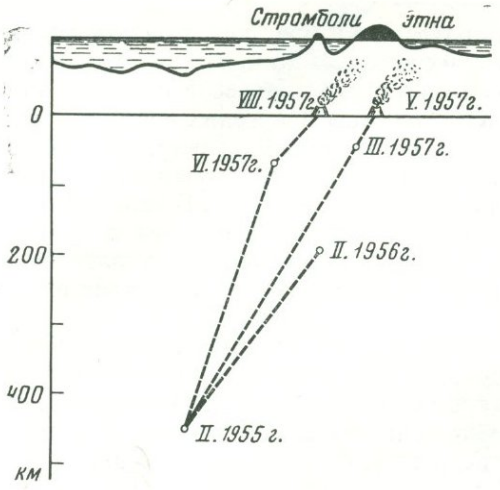
Подобно центральному резервуару рифтовые зоны относятся к относительно неглубоким структурам. Они являются зонами раскалывания при бесчисленных поисках лавой дайковых прорывов на пути следования через длинный канал, соединяющий глубинную зону с вершиной вулкана. Быстрое раздельное опорожнение центрального резервуара, а также его боковая экструзия в рифтовую зону приводят к обрушению земной поверхности вследствие удаления поддержки снизу. Этот процесс, особенно характерный для боковых извержений, содействует образованию на Килауэа питкратеров и кальдер.

Перемещение магмы в глубинных зонах под современными вулканами наблюдалось сейсмическими методами также в Средиземноморской области под вулканами Стромболи и Этна и на островах Новые Гебриды под вулканом Амбрим (Blot, Priam, 1963; Blot, 1964). Данные Бло о последовательной смене глубокофокусных землетрясений более мелкими (рис. I-20) на протяжении примерно двух лет достаточно убедительно подтверждают возможность изучения развития глубинных процессов, приводивших, в конечном итоге, к вулканическим извержениям на поверхности Земли.

Обзор графических схем, приведенных Бло, позволяет на примере Новых Гебрид говорить о том, что первые признаки предстоящего извержения устанавливаются на глубинах 450—600 *км*, т. е. в той области, где образование ж и д к и х магматических расплавов представляется маловероятным. Возникающие на таких глубинах сейсмические толчки отвечают процессам, протекающим вдоль крупных зон скалывания или зон сейсмической активности, непосредственная связь которых с магмообразованием остается недостаточно ясной.

Однако на глубинах около 200 *км*, по Бло, а также по данным, известным по Камчатско-Курильской дуге (Токарев, 1958; Федотов, Фарберов, 1966, и др.) и иным областям, от общей зоны сейсмодислокаций, следующих наклонной поверхности, обычно падающей под континентальные массивы (в Новых Гебридах она наклонена в сторону океана, так как эта дуга является обращенной), отделяется более круто наклоненная или вертикальная зона, связывающая зону сейсмодислокаций с расположенными на поверхности вулканическими областями или отдельными вулканическими постройками. Вдоль этих круто наклоненных зон в течение примерно полугода — полутора лет (судя по примерам Этны, Стромболи и Амбрима) землетрясения достигают земной поверхности и весь процесс завершается вулканическими извержениями. После того как извержения заканчиваются, на продолжении наклонной зоны сейсмодислокаций, в области выхода ее на поверхность, проявляется четко выраженная сейсмическая активность (рис. I-21).

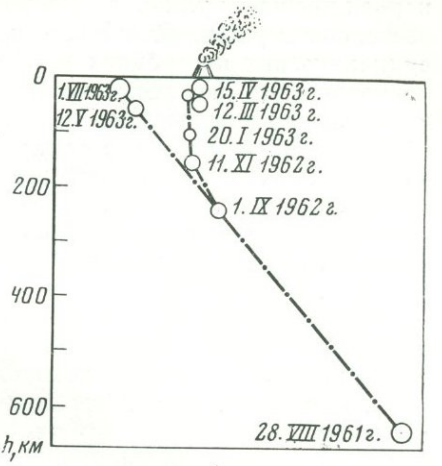
Таким образом, имеются совершенно конкретные примеры прямой связи наблюдаемых на поверхности вулканических извержений с процессами, происходящими на глубинах, измеряемых многими сотнями километров. Тем не менее в отличие от рассмотренных выше эти примеры не позволяют строго определить, в какой момент процессы превращения энергии, происходящие внутри Земли, приводят к образованию жидкого магматического расплава. Во всяком случае эта глубина, по-видимому, не превы-



1-21

Рис. I-20. Связь глубинных землетрясений с подъемом магмы. Землетрясение в феврале 1955 г. и извержения Этны и Стромболи в мае и августе 1957 г. По Бло (Blot, 1964)

Цифры у точек — даты землетрясений



1-20

Рис. I-21. Связь глубинных землетрясений с подъемом магмы. Землетрясение в августе 1961 г. и извержение Амбрима (Новые Гебриды) в апреле 1963 г. По Бло и Приаму (Blot, Priam, 1963)

шает 200 *км*, т. е. того уровня, на котором осуществляется отделение зоны землетрясений, непосредственным продолжением которой являются современные вулканы, от несколько более полого наклоненной зоны сейсмодислокаций, уходящей на глубины 500—600 *км*.

Изложенные данные о сейсмических явлениях, предшествующих извержениям вулканов, приводят к выводу о необходимости выяснения глубины зарождения магматических очагов в недрах Земли, т. е. местоположения зарождающихся на глубине жидких расплавов. На Гавайских островах эта глубина выражена достаточно определенно и устанавливается на рубеже 55—60 *км*. Аналогичные глубины характеризуют, по наблюдениям Г. С. Горшкова, С. А. Федотова и других исследователей, группу Камчатских вулканов. Однако современные представления о существовании слоя низких скоростей (Магницкий, 1968) позволяют предполагать, что наиболее глубокие корни вулканов могут располагаться на различных срезах этого слоя на глубинах 60—350 *км*. Вероятность образования на этих глубинах жидкого расплава определяется расчетами Аффена и Жессопа (см. том 1 настоящего издания, табл. 21), указывающими на возможность плавления гранитов на глубинах 20—200 *км* и базальтов — на глубинах 60—200 *км*; для дунитов плавление во всем диапазоне глубин до 400 *км* невозможно.

Все эти данные весьма гипотетичны, но они могут служить основанием для предположения о существовании магматических расплавов на глубинах не только 60, но и 200 *км*. Приведенные данные о вероятных глубинах зарождения магматических расплавов совпадают с тем, что сейчас известно об отклонении зон, непосредственно связанных с вулканическими аппаратами, от зон сейсмодислокаций, распространяющихся до глубин 500—700 *км*.

КОРНЕВЫЕ ЗОНЫ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ

В древних вулканах, так же как и в современных, можно различать суперструктуру и глубинные корни (субструктуру, по Тиррелю, 1934). Типичные черты строения глубинных корневых зон древних вулканов по морфологии не отличаются от современных. Тем не менее исследование

корней древних вулканов должно опираться на иную, чем рассмотренная выше, систему применения геофизических исследований, так как в древних вулканических постройках невозможно изучение процессов перемещения магматических масс. Система подобного рода геофизических исследований пока еще не разработана, поэтому изучение корней древних вулканов обычно опирается только на геологические методы исследования, которые во многих случаях оказываются достаточно эффективными. В дальнейшем, очевидно, появится необходимость в постоянном сочетании тех и других методов, но в настоящее время достижения на пути развития комплексных геофизических исследований корневых зон древних вулканов весьма ограниченны.

Различные срезы могут обнажить либо суперкрустальные, либо глубинные корни древних вулканов, неоднородные по особенностям строения на разных глубинах. В значительной мере условно могут быть выделены три зоны, или яруса, корней древних вулканов: верхняя и нижняя интеркрустальные и субкрустальная, или мантийная. Условность такого разделения двоякая: во-первых, трудно определить строгие границы между отдельными зонами, во-вторых, сами термины по первоначальному значению имеют отношение к коре и мантии, тогда как соответствие между теми зонами, которые могут быть выделены в корнях древних вулканов и различными оболочками Земли, выявить сейчас невозможно. К тому же следует иметь в виду, что термин «кора» восходит к старинным представлениям, предполагавшим существование жидкого ядра Земли, и с этой точки зрения он тоже весьма условен. Тем не менее предлагаемое деление, развивающее в определенном плане взгляды Тирреля (Tyrrell, 1931), различавшего суперструктуру и субструктуру вулканов, представляет известное удобство для последующего изложения.

Выделяемые три зоны корней вулканов в общем соответствуют эпи-, мезо- и катазонам гранитных плутонов, изученных Баддингтоном (Buddington, 1959, русский перевод 1963).

Верхний интеркрустальный ярус

Для корневых зон верхнего интеркрустального яруса характерны «интрузии под вулканами» (термин Джагара — Jaggar, 1947), или так называемые субвулканические тела, сочетающиеся с вулканогенными образованиями, представляющими сохранившиеся от денудации и деструкции элементы строения древнего суперкрустального аппарата. Для верхнего яруса типичны, таким образом, интрузивные, излившиеся и пирокластические породы. Совместное нахождение этих пород, принадлежащих корневым зонам верхнего интеркрустального яруса и сохранившимся элементам строения суперкрустальной постройки, само по себе достаточно характерно, но может варьировать в зависимости от структурной обстановки. В блоках земной коры, не претерпевших значительных перемещений, связанных с вращением в вертикальной плоскости, корневые зоны верхнего структурного яруса меняются только на различных эрозионных срезах. Следует иметь в виду, что речь идет здесь не о перемещениях отдельных частей вулканической постройки, а о деформации всего блока внешней части твердой оболочки Земли (земной коры), в которой расположена эта постройка. В сильно нарушенных, расчлененных блоках особенности строения корневых зон определяются также влиянием перемещений, происходивших после образования вулканической постройки со всеми ее корнями или во время ее образования. В таких блоках отдельные части постройки разрываются и перемещаются, вследствие чего на один эрозионный срез совмещаются элементы, весьма разнородные по глубине образования.

Примеры корневых зон верхнего интеркрустального яруса, расположенных в ненарушенных блоках земной коры, довольно многочисленны и

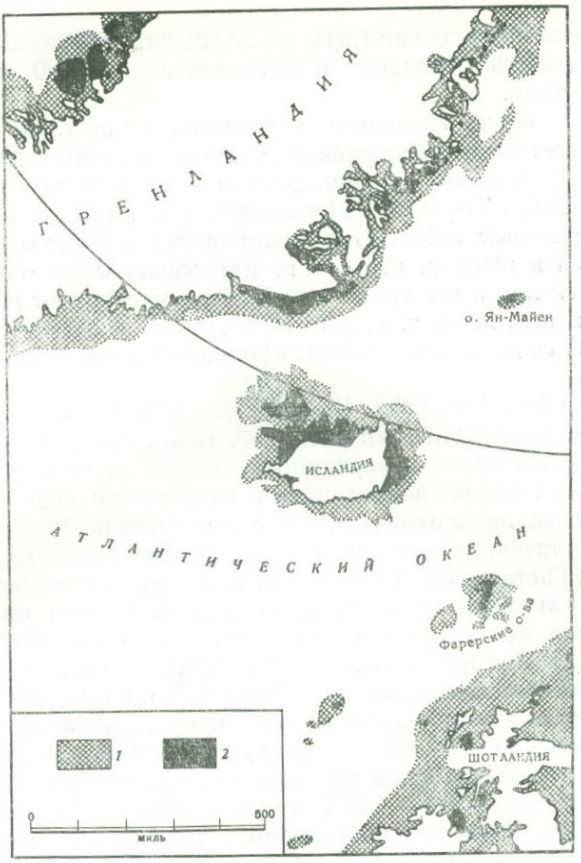


Рис. I-22. Северо-Атлантическая провинция третичных изверженных пород. По Ричи, из Стюарта (Stewart, 1965)

1 — глубины 0—100 фатомов; *2* — третичные извержения преимущественно базальтовых лав

известны в разных странах мира, но наилучшие из них, в ряде отношений эталонные, находятся в Западной Шотландии. Здесь корневые зоны третичных вулканов изучены очень детально по результатам многолетних исследований, начатых Джаддом (Judd, 1874), продолженных Гики (Geikie, 1897), а в текущем столетии многими другим крупнейшими английскими исследователями — Харкером (Harker, 1904, 1908), Тиррелем (Tyrrell, 1928), Бейли (Bailey a. o., 1924), Ричи (Richey, Thomas, 1930) и др. Работа Ричи, в которой приводится описание третичной вулканической области Шотландии и Северной Ирландии, трижды переиздавалась, последний раз в 1961 г. (Richey a. o., 1961). В большой сводке по геологии Шотландии, опубликованной под ред. Крейга («The geology of Scotland», 1965), помещен также обзор результатов более поздних исследований, представленный Стюартом (Stewart, 1965). Этот обзор привлечен к приводимому ниже описанию корневых зон третичных вулканов Шотландии.

Корневые зоны третичных вулканов, вскрытые в этой области, расположены на юго-востоке обширной Тулейской провинции вулканических пород, охватывающей, кроме Шотландии, также Северную Ирландию, Фарерские острова, Исландию, о-в Ян-Майен и протягивающейся вплоть до берегов Западной Гренландии (рис. I-22). На этой огромной территории, разобщенной водами Атлантического океана, а в Гренландии на значительном протяжении перекрытой льдами, распространены преимущественно базальтовые лавы. Такой состав лав и их третичный, главным образом эоцен-олигоценовый и лишь отчасти более поздний возраст, сближают отдельные участки

Тулейской провинции, раскинутые на площади, простирающейся в общем в северо-западном направлении и имеющей около 3000 *км* в длину и до 1000 *км* в ширину.

Несмотря на общее господство базальтов, в пределах Тулейской провинции повсеместно распространены также андезитовые, дацитовые и риолитовые лавы. В дополнение к сведениям, сообщаемым Стюартом, можно отметить, что когда Тородсен (Thoroddsen, 1905, 1906) в начале текущего столетия подсчитывал количество риолитовых (липаритовых) лав в Исландии, то пришел к выводу, что оно не превышает 0,8% общей массы всех образовавшихся лав и что среди этих пород отсутствуют переходные типы от базальтов к риолитам, т. е. дациты и тем более андезиты. Тем не менее позднейшие более детальные работы приводят к иной оценке роли кислых и средних лав.

По Уолкеру (Walker, 1959, 1962, 1963, 1965), Сигурдсону (Sigurdsson, 1965) и Тораринсону (Thorarinson, 1959, 1965), среди продуктов деятельности постгляциальных извержений, продолжающих предшествующее развитие вулканической деятельности, начавшейся еще в эоцене, количество риолитовых лав и аналогичного состава пирокластических выбросов составляет значительно больше 1% массы извергнутого материала. По Тораринсону (Thorarinson, 1959, 1965), это количество достигает приблизительно 3% для всей территории Исландии, причем он указывает на распространение, кроме риолитов, также дацитов и андезитов. По Уолкеру (Walker, 1962), в Восточной Исландии количество кислых лав и их туфов достигает 6% (в стратовулканах даже более 25%), а андезитовых около 3%. Уолкер обнаружил среди кислых продуктов извержений сравнительно широко распространенные спекшиеся туфы (Walker, 1962). По Уолкеру и Тораринсону, кислые лавы и их туфы сосредоточены главным образом в стратовулканах такого типа, как Гекла и Аскья.

Подсчеты, проведенные для постгляциальных продуктов извержений, могут быть, по-видимому, распространены и на предшествующий период третичной вулканической деятельности. В таком случае необходимо признать, что среди продуктов деятельности третичных вулканов существенную роль наряду с базальтами играют риолитовые, дацитовые и андезитовые лавы и туфы. Во всяком случае, сейчас хорошо известно, что, кроме третичных базальтов, в Тулейской провинции имеются того же возраста риолиты и их туфы. В качестве примера можно привести ссылку на разрез, давно установленный в районе о-ва Скай, где наблюдается следующая серия вулканических пород общей мощностью около 700 *м* (Harker, 1904): 1) риолитовые лавы; 2) риолитовые туфы и агломераты; 3) трахитовые лавы, переслаивающиеся с потоками андезитовых порфиритов.

В разрезах третичных вулканических пород о-ва Скай имеются, кроме того, игнимбриты (Ray, 1960).

Роль кислых и средних лав необходимо учитывать потому, что корневые зоны вулканов, через жерла которых происходили извержения лав и пирокластического материала, имеют очень пестрый состав и содержат, кроме габбро, многие другие породы, в том числе и граниты.

Ниже приводятся данные по распространению третичных лав и туфов в Западной Шотландии и Северной Ирландии (по Ричи):

	Площадь, кв. мили	Примерная мощность, футы		Площадь, кв. мили	Примерная мощность, футы
Скай и Разей	426	200	Малл	280	6000
Малые острова	18	1000—200	Марверн	45	1500
Арднамерхан	6	300	Арран	Глыбы и тонкие покровы в кальдере	

В Исландии же мощность третичных лав и туфов достигает 10 000 *м* (Walker, 1965).

Большинство лав и пирокластических накоплений формировалось в

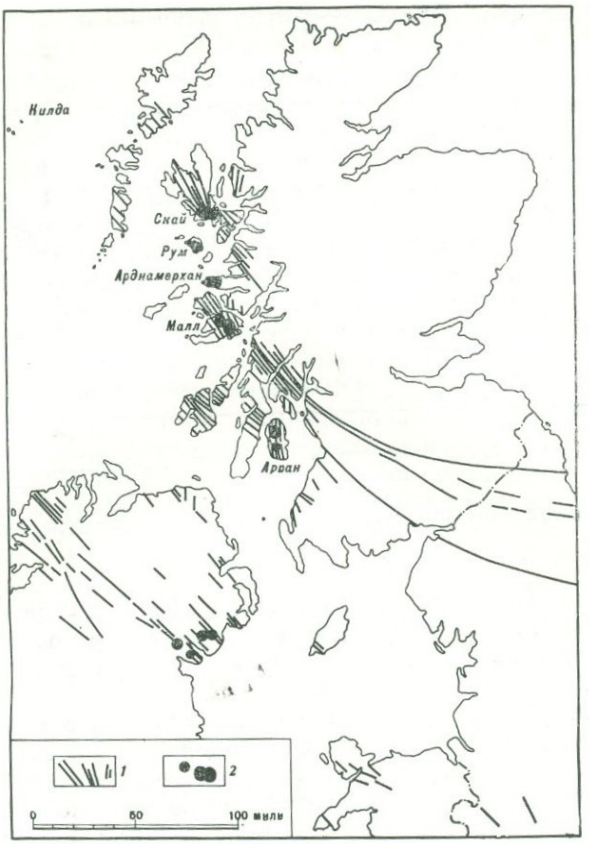


Рис. I-23. Соотношения третичных северо-западных даек и третичных плутонов в Шотландии и Ирландии. По Ричи, из Стюарта (Stewart, 1965)

1 — основные дайки и дайковые рои; *2* — центральные интрузивные комплексы

континентальных условиях, вследствие чего в кровле многих покровов, достигающих мощности 50 *м*, залегают красные и бурые железистые глины, указывающие, по Стюарту, на продолжительное выветривание пород. Накопление лав в континентальных условиях подтверждается также присутствием прослоев с редкими остатками ископаемых растений и стволов деревьев, заключенных среди базальтовых лав и достигающих в отдельных случаях высоты почти 15 *м*.

Корневые зоны третичных вулканов расположены вдоль полосы северо-западного (близкого к меридиональному) направления, следующей через острова Арран на юго-востоке, далее через Малл, Арднамерхан, Рам к о-ву Скай на северо-западе. Имеется также группа вулканических корней, сосредоточенная в Северной Ирландии, в зоне северо-восточного направления, примыкающей к берегам Ирландского моря (рис. I-23).

Для всей рассматриваемой области типично кольцевое строение корневых зон, сравнительно легко выявляемое по результатам картирования даек и по данным о распространении различных интрузивных пород — гранитов, полосчатых и массивных габбро и др. Хотя Джадд ранее предполагал, что образование обширных лавовых полей происходило в связи с деятельностью щитовых вулканов, а Гики придавал большое значение трещинным извержениям, нет сомнений в том, подчеркивает Стюарт, что сосредоточенные в Западной Шотландии третичные интрузивные породы представляют корни крупных центральных вулканов. В Шотландии имеется шесть таких центральных комплексов, содержащих многочисленные интру-

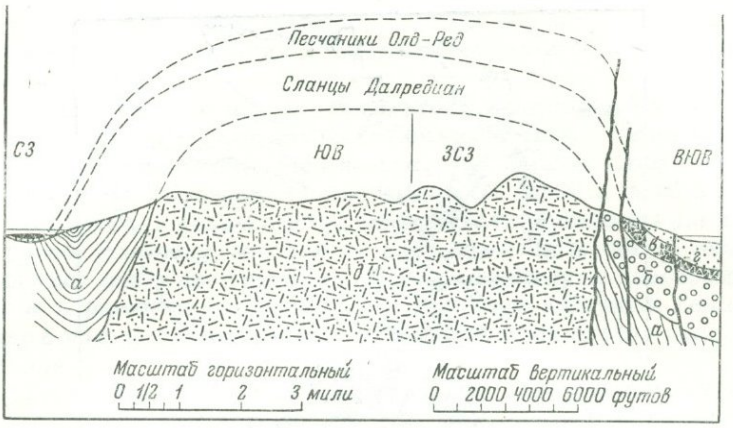


Рис. I-24. Разрез через северный гранитный массив Аррана. По Ричи, из Стюарта (Stewart, 1965)

а — сланцы Далредиан; *б* — песчаник Олд-Ред; *в* — карбон; *г* — пермь (?); *д* — третичные граниты

зивные тела, разнообразные по форме и составу. Внутри некоторых комплексов центр активности с течением времени перемещался из одной части в другую. Так, на островах Скай, Арднамерхан и Малл имеется не менее трех таких центров, а на Арране — два.

Вокруг некоторых центров активности располагаются кольцевые интрузии. Дугообразно изогнутые тела, состоящие из пород габбрового и гранитного ряда, от сотен метров до 1,5 *км* шириной, могут следовать параллельно одно другому или разделяться вмещающими породами; особенно хорошо они выражены на островах Малл и Арднамерхан. Иногда расположенные ближе к центру тела оказываются более молодыми. Некоторые из этих тел являются типичными кольцевыми дайками, круто падающими в сторону от центра комплекса. Другая группа представляет серию конических слоев, наклоненных под разными, но преимущественно крутыми углами, к центру комплекса и к некоторому фокусу, расположенному на значительной глубине, достигающей 3 *км*. Взаимоотношения между этими интрузивными телами и механизм их внедрения изучены Андерсоном (Anderson, 1937). Предполагается, что конические слои возникают при подъеме расположенного в недрах магматического очага, а кольцевые дайки — при его опускании. Эти предположения подтверждены Андерсоном математическими расчетами.

Общей чертой центральных комплексов Шотландии следует считать крайнее разнообразие состава интрузивных тел. Среди них имеются граниты, кварцевые габбро, эвкриты и другие габбро (полосчатые и массивные), а также дуниты, а из серии гипабиссальных и эффузивного облика пород — долериты, тешениты, кварцевые долериты, микродиориты, трахиты, кварцевые порфиры, фельзиты, обсидианы, а в некоторых случаях ультрабазиты, образующие дайки и силлы.

Наблюдаются чрезвычайно сложные взаимоотношения между различными интрузивными телами и их сочетания с эксплозионными жерлами.

В конических слоях обычно сочетание эвкритов и габбро с гранитными телами, в кольцевых дайках часты долериты, тогда как средние и кислые породы в них сравнительно редки. Все эти трещинные заполнения ассоциируют с крупными интрузиями. Известны гранитные интрузии с почти круглыми внешими ограничениями и крутыми краями, которые образовались, как предполагается, благодаря кальдерообразным проседаниям. Характерным примером подобного рода тел может служить северный гранитный массив Аррана (рис. I-24). Здесь, как и в массиве Бейн-на-Кейлиш в

центре о-ва Скай, более 650 *м* разреза гранитных пород вскрыто без видимого дна.

Некоторые крупные плутонические тела на островах Рам и Скай представлены лежачими интрузиями перидотитов, алливалитов, эвкритов и габбро, имеющих расслоенное, как предполагается, гравитационное строение. Считается, что слоистые породы возникают вследствие подъема и опускания магмы вдоль дугообразных трещин. Признаки гравитационного разделения материала имеются также в интрузиях, подобных габбро Арднамерхана и пикрит-тешенитовым силлам островов Северный Скай и Шиант. В кольцевых дайках на о-ве Малл обнаруживаются переходы кверху от кварцевых габбро через средние породы к гранофирам, что также, как предполагается, вызвано гравитационными явлениями.

Эксплозионные жерла, сопровождающие интрузивные комплексы, часто имеют тенденцию располагаться тангенциально к центрам активности, и многие из этих жерл содержат риолитовые или трахитовые агломераты, риолитовые или андезитовые обсидиановые лавы. Кольцевые интрузии о-ва Малл ассоциируют с кальдерами, а граниты о-ва Арран занимают обширное кальдерное опускание, содержащее основные, средние и кислые лавы, интрузии и пирокластические породы. Интрузии всех плутонических комплексов, по-видимому, сопровождались поверхностным вулканизмом, хотя большинство лав удалено денудацией.

Наряду с комплексами пород, сосредоточенными в центрах вулканической деятельности, широко распространены силлы и дайки, удаленные от центров, рассекающие лавы на окружающем плато. Кливлендские толеитовые дайки, например, трассируются полосами от о-ва Малл до Йоркширского побережья. Некоторые силлы покрывают обширные территории и имеют значительную мощность, например, тротернишский силл на островах Скай и Шиант. Дайки часто группируются в пучки, связанные с вулканическими центрами. Некоторые центры, подобные холмам Квиллин на Скае, сопровождаются радиальными и тангенциальными дайковыми пучками, которые обычно не распространяются далеко от плутонических комплексов. Большинство даек, однако, собрано в линейные пучки господствующего северо-западного простирания. Наибольшую плотность такие пучки имеют около вулканических центров (см. рис. 1-23). Наблюдается общая тенденция к тому, чтобы в южном направлении пучки рассеивались при следовании от одного центра к другому. Дайковая система формировалась длительное время, вследствие чего среди плутоничесих комплексов можно встретить как секущие дайки, так и дайки, подвергшиеся метаморфизму со стороны интрузивных пород.

Обилие даек указывает на значительную роль разрывов, вызывающих общее растяжение территории, достигающее значительных размеров (Bailey a. o., 1924). Так, на юго-восточном побережье о-ва Малл, на расстоянии около 20 *км* вкрест пучка 375 даек имеют суммарную мощность примерно 689 *м* (Bailey a. o., 1924), на о-ве Арран 525 даек, установленных на расстоянии около 25 *км*, имеют суммарную мощность до 2000 *м* (Tyrrell, 1928).

Типичен также сложный состав даек и силлов, особенно наглядно прослеживаемый на островах Скай и Арран. Обычно в центре для них характерен кислый состав, а на периферии — основной. Кислые части даек близ их скрещения нередко содержат ксенолиты основных пород и обнаруживают различную степень гибридизации магмы, а в основных частях даек иногда наблюдаются ксенокристы кислого материала. Все это приводит многих исследователей (Harker, 1904; Bailey a. o., 1924; Tyrrell, 1928) к выводу об одновременном существовании кислых и основных магм, хотя известно, что в ряде случаев интрузии кислой магмы следовали после основных. Имеются также предположения о том, что происходил процесс переплавления и мобилизации кварцевых порфиров при подъеме основных магм (Bailey, McCallien, 1956). Во всяком случае известно, что на рассматриваемой территории во многих интрузиях обнаруживается тесная ассоциация

кислых и основных пород. Некоторые тела, сложенные основными породами, пронизаны сетью жил кислого состава. Часто встречаются также малые тела гибридных пород диоритового состава, которые могут, как пишет Стюарт (Stewart, 1965), представлять результат инкорпорации кислого материала основной магмой, основного материала кислой магмой или являться смесью двух магм различного состава.

Так или иначе, характерной чертой рассматриваемого комплекса интрузивных тел, слагающих корневые зоны крупных третичных вулканов на островах Малл, Скай и других в Шотландии и северо-западной Ирландии, является тесное переплетение различного состава интрузивных пород и взаимные пересечения этих тел.

Многие интрузии на рассматриваемой территории окаймлены зонами термального метаморфизма. Так, основные лавы и габбро на островах Скай и Арднамерхан (Harker, 1904; Richey a. o., 1935; MacGregor, 1931) сопровождаются гранулитовыми роговиками; на островах Малл и Арднамерхан известны роговики с муллитом, шпинелью, корундом и другими минералами, возникшие из прослоев глинистых пород (Bailey a. o., 1924; Richey a. o., 1935); имеются также высокотемпературные роговики, содержащие сперрилит, ларнит и другие минералы, образовавшиеся в результате изменения известняков в зонах метасоматоза, в которых сформировались основные фелдшпатоидные породы (Tilley, 1947, 1952). Вокруг гранитов о-ва Скай известны мраморы с тальком, тремолитом, брукитом и форстеритом, образовавшиеся за счет контактового преобразования известняков (Harker, 1904; Tilley, 1949). Здесь серия скарнов возникла при участии процессов боро-фторового метасоматоза на контакте доломитов с гранитами (Tilley, 1949, 1951). Частичное плавление и метасоматоз кремнистых боковых пород и включений в некоторых областях также достаточно характерны для Шотландского нагорья (Weillie, 1961; Butler, 1961).

Харкер (1904, 1908) предполагал, что в большинстве районов имеется общая последовательность вулканических и плутонических фаз, а также фаз малых интрузий с общей сменой основных пород кислыми внутри каждой из этих фаз. Однако, как указывает Стюарт (Stewart, 1965), получено большое количество разнообразных данных, указывающих на то, что малые интрузии внедрялись в Тулейской провинции на протяжении почти всей истории извержений. Постулированная последовательность от вулканических фаз к плутоническим, хотя и фигурирует в разнообразной литературе, но, по мнению Стюарта, ошибочна.

Несомненно, указывает Стюарт, что во многих областях большинство плутонических пород образовалось позднее, чем основные лавы, размещающиеся около них. Однако уже Харкер (Harker, 1904, 1908) считал, что обломки гранофиров в габбро, подобные тем, которые имеются в поздних плутонических породах, находятся в жерлах и встречаются среди агломератов и конгломератов, залегающих на базальтовом плато. Впрочем, некоторые из этих агломератов, как было показано позднее, ошибочно трактовались Харкером.

На о-ве Рам базальтовые лавы покоятся несогласно на гранофирах Орваля (Blacke, 1952). Таким образом, как подчеркивает Стюарт, возможно, что плутонические центры Рама образовались раньше, чем основные лавы Малых островов. Во всяком случае вполне вероятно, как он считает, что плутоническая и вулканическая активность сопровождали одна другую на протяжении большей части периода извержений. Предполагаемая последовательная смена основных пород кислыми также, по мнению Стюарта, ошибочна. Хотя подобная последовательность и наблюдается в некоторых областях, во многих случаях кислые и основные магмы при интрузиях появлялись в одно и то же время, что подтверждается распространением сложных силлов, конических слоев и даек. На о-ве Рам более кислые тела образовались раньше, чем основные (Hughes, 1960; Wadsworth, 1961; Duncham, 1964), возможно как палингенетические магмы.

Известны случаи плавления кислых тел основными, но наблюдаются и обратные отношения (Wager, Bailey, 1953). На островах Малл и Арднамерхан кислые и основные тела взаимно изменяют друг друга. Хотя часть кислых магм этой провинции, как указывает Стюарт, является результатом частичного плавления сиалического материала, тем не менее существенно важно, что на одном глубинном срезе в настоящее время в корневых зонах третичных вулканов Шотландии и северо-западной Ирландии сосредоточены породы очень разнообразные по составу и по условиям залегания. Это, собственно, и составляет наиболее типичную черту корневых зон верхнего интеркрустального яруса.

Общие соотношения (величины даны в квадратных милях) между кислыми и основными породами на территории Тулейской провинции таковы (Stewart, 1965):

	Габбро, долериты, ультрабазиты	Гранофиры и граниты		Габбро, долериты, ультрабазиты	Гранофиры и граниты
Скай	29,5	30,5			
Рам	13,75	6,5	Арран	0,5	48
Сан-Килда	3	1	Слив-Гулкон	6	22
Арднамерхан	23,5	0,25	Карлингфорд	6,25	11,5
Малл	33	25	Горы Марн	—	55
Всего	115		200		

Таким образом, по Стюарту, площадь, занятая гранофирами и гранитами в этой провинции, не только не меньше площади основных пород, но даже значительно ее превышает (почти в 2 раза).

Стюарт отмечает, что исследования Кука и Марфи (Cook, Murphy, 1952) в Ирландии и Тузона (Tuson, 1958) в Шотландии выявили существование обширных положительных аномалий над плутоническими центрами независимо от преобладания в них основных или кислых пород. Эти наблюдения они интерпретировали как результат влияния колонны основных пород, распространенных до определенной глубины. Поэтому Стюарт предполагает, что основного материала в Тулейской провинции было достаточно для образования кислых пород путем фракционной кристаллизации базальтовой магмы.

В то же время сравнительное обилие кислого материала, а также значительные размеры некоторых кислых тел позволили Стюарту допустить, что сиалический материал коры также способствовал образованию гранитоидов. Независимо от этих предположений, важно, что разного состава интрузивные комплексы, включающие не только граниты и габбро, но даже гипербазиты, сосредоточены примерно на одном эрозионном уровне в корневых зонах древних вулканов.

Реконструкции отдельных вулканических построек позволили выяснить характерные черты некоторых из них. Наиболее наглядна реконструкция, представленная Ричи и другими (Richey a. o., 1935, 1948, 1961) для вулкана на о-ве Малл (рис. I-25). По данным Бейли (Bailey a. o., 1924), на о-ве Малл наблюдается сложная последовательность лавовых образований, включающая широко распространенные базальты плато и подчиненные им лавы, сосредоточенные в кальдере древнего центрального вулкана. После экструзии центральных лав ранняя кальдера превратилась в центр интрузий большого числа разнообразных крупных и малых тел. Позднее центр активности дважды менялся, перемещаясь на север, сперва до местности, расположенной около Бейн, а позднее до Лохба, где кольцевая дайка внедрилась вдоль края сложного кольцевого сброса, окружающего блок, опустившийся примерно на 1000 *м* (поздняя кальдера).

Главная интрузия и сопровождающие ее жерла разместились вокруг трех последовательных центров ранней кальдеры. Они включали много-

численные крутые кольцевые интрузии и конические слои, а также множество других тел. Вокруг области, включающей все эти центры, интрузивные породы и лавы подверглись пневматолитовым изменениям. Даже в поздних дайках, секущих кольцевую дайку Лохба, обнаруживаются соответствующие изменения.

Общий характер палеовулканологических реконструкций, проведенных Бейли (Bailey a. o., 1924) для древних вулканов о-ва Малл, показан на рис. I-26, изображающем геологическое строение местности, положение опустившихся кальдер и области, подвергшиеся пневматолизу. Интрузии ранней кальдеры изображены на рис. I-27, а двух других центров — на рис. I-28. Сопоставление данных Бейли с тем, что сейчас известно о глубинах залегания корней вулканов, достаточно наглядно свидетельствует о вероятном соответствии установленных в Шотландии корневых зон тем уровням, которые отвечают глубинам залегания кровли магматического очага, питающего современные вулканы, расположенного на 3—5 *км* ниже поверхности Земли.

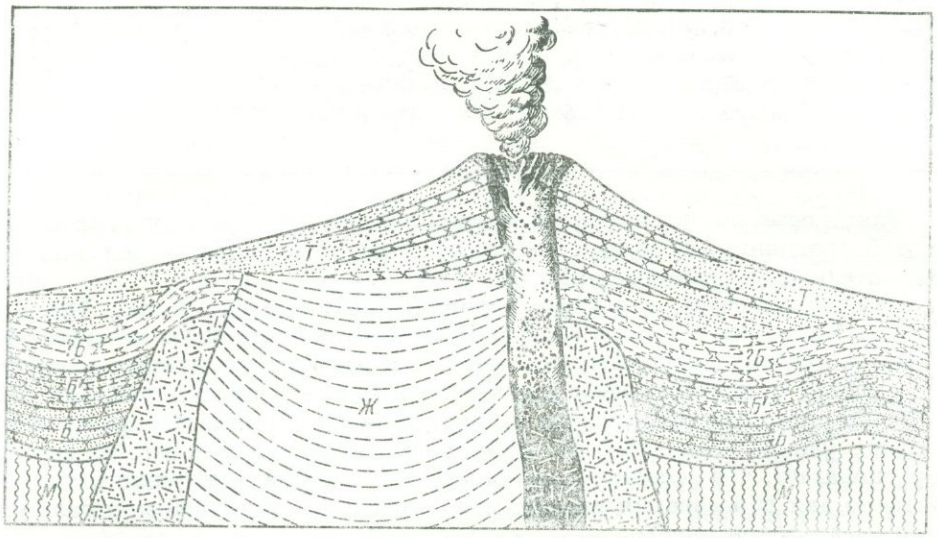


Рис. I-25. Реконструкция вулкана о-ва Малл в ранней кислой эксплозионной фазе. По Ричи, из Стюарта (Stewart, 1965)

М — сланцы Мойн, перекрытые мезозойскими слоями *Б*, *Б'*, ? *Б* — третичные базальтовые лавы вулкана Малл: *Б* — группа плато, *Б'* — центральная группа: ? *Б* — лавы, предположительно более поздние, чем *Б'* (уничтожены денудацией); *Г* — гранофиры, внедренные в базальтовую кальдеру и создавшие периферическую складчатость; *Ж* — раннеэксплозионное жерло, созданное кислой (риолитовой) магмой; *Т* — предполагаемые пеплы и риолитовые лавы вулканического конуса (уничтожены денудацией)

На о-ве Арднамерхан имеется аналогичный кольцевой комплекс. По данным Ричи и др. (Richey, Thomas, 1930), он принадлежит трем центрам активности, сменившим друг друга с течением времени. Наиболее ранний и самый восточный центр отличается эксплозионным жерлом, в котором содержатся средние и кислые породы, а также более поздними коническими слоями. Следующий, более западный центр содержит две группы конических слоев и многочисленных крутостенных кольцевых интрузий преимущественно габбрового состава. Наиболее поздний центр, лежащий между двумя более ранними и секущий их, включает главным образом концентрическую серию габброидных и эвкритовых колец с узкими телами средних пород в центре. Геология области, в которой расположены центры о-ва Арднамерхан, показана на рис. I-29.

На о-ве Скай, по Ричи (Richey, 1932), давшему новую интерпретацию прежним данным Харкера (Harker, 1904), наиболее ранними центрами

активности являются Квиллин-Хиллс и Блейвин, сложенные преимущественно базальтами и ультрабазитами (рис. I-30, I-31). Позднее центр переместился на несколько миль к северо-востоку, где крупное тело гранитов, имеющее дугообразную форму в плане, и малые тела диоритов и гибридных пород образуют западную часть Ред-Хиллс. Последний центр, расположенный в нескольких милях к юго-востоку, содержит граниты и ассоциации слоев кислых и основных пород, а также ряд жерл на востоке Ред-Хиллс (рис. I-32), сосредоточенных около гранофирового штока Бейн-на-Кейлиш, являющегося, как предполагают, наиболее поздним образованием.

На о-ве Рам после исследований Харкера (Harker, 1904), служащих основой для современных построений, новая интерпретация полученных им данных была дана Бейли (Bailey, McCallien, 1956) и другими исследователями (Brown, 1956; Hughes, 1960; Wadsworth, 1961; Dunham, 1964). Здесь установлено, что крупный горный массив ультраосновных пород, возвышающийся почти на 900 *м* над уровнем моря и имеющий зна-

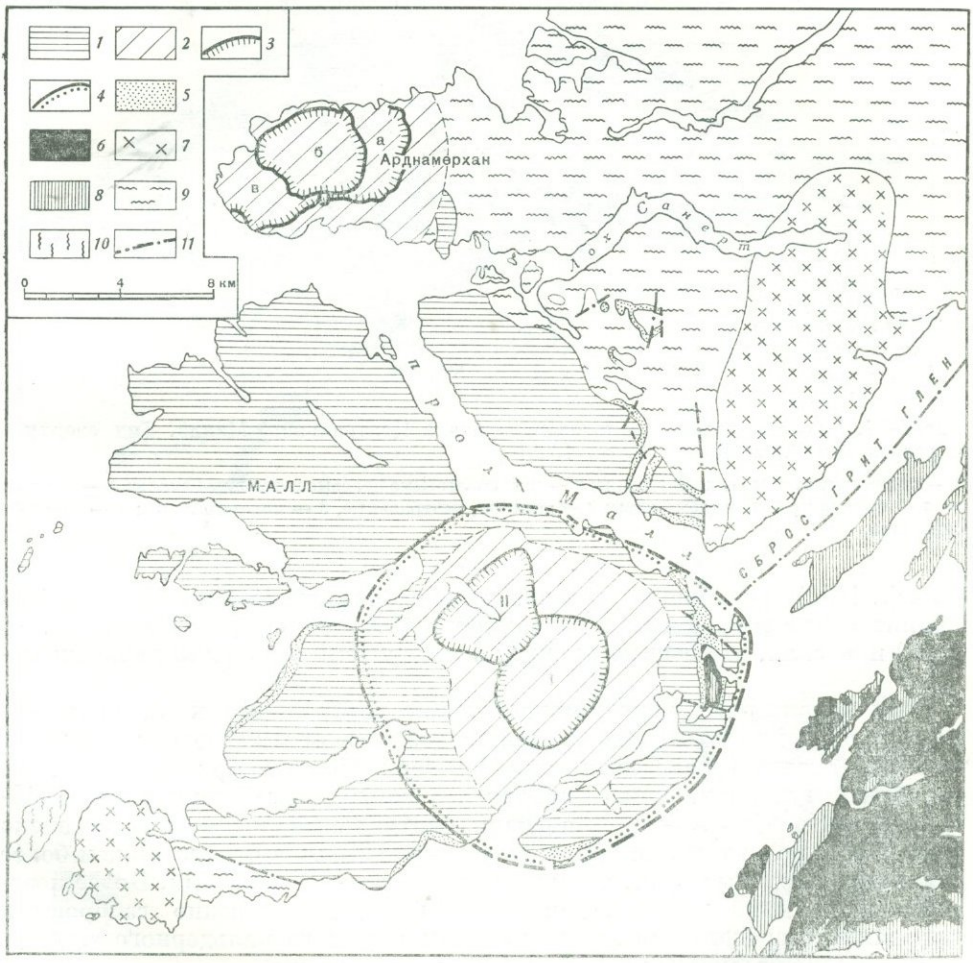


Рис. I-26. Область Малл — Арднамерхан. Из Стюарта (Stewart, 1965)

1 — третичные базальтовые лавы за пределами центрального интрузивного комплекса; *2* — третичные изверженные породы центрального интрузивного комплекса (границы приблизительны); *3* — края кальдер проседания (Малл) и глубинного жерлового комплекса (Арднамерхан); *4* — границы пневматолиза вокруг Центрального Малла; *5* — мезозойские отложения (включая верхнекарбоновые в бухте Иннинморе); *6* — лавы и отложения нижнего Олд-Ред; *7* — каледонские граниты; *8* — сланцы Далредиан; *9* — гнейсы и сланцы Мойн; *10* — гнейсы Льюизиан; *11* — разломы *I—II*, *а — в* — центры кольцевых структур

чительные размеры, лежит внутри крупного кольцевого сброса, от которого отделен различными типами пород. Ультраосновной комплекс окружен габбровыми породами с более или менее ясно выраженными чертами ритмического строения, вызванного, как предполагают Браун (Brown, 1956) и Водсуорт (Wadsworth, 1961), гравитационной дифференциацией. Хотя этот комплекс лежит внутри кольцевого сброса, ультраосновные породы пересекают сброс (рис. I-33).

На юге о-ва Рам имеется, кроме того, комплекс кислых изверженных пород, тоже расположенных внутри дугообразной трещины. Интрузивные туфы, эксплозионные брекчии, так же как и дайковые тела фельзитов и гранофиров, образуют здесь сложную картину переплетения взаимно-пересекающихся тел. Наблюдается видимое плавление фельзитов, пересекаемых коническими слоями, поздними габбро с реоморфическим жилкованием габбро в фельзите. Сходные черты строения отмечены Водсуортом (Wadsworth, 1961) на контакте ультраосновного комплекса и западных гранофиров. Впрочем, как отмечает Стюарт, бóльшая часть кислых пород и их сопровождения древнее ультрабазитового комплекса. Блейк

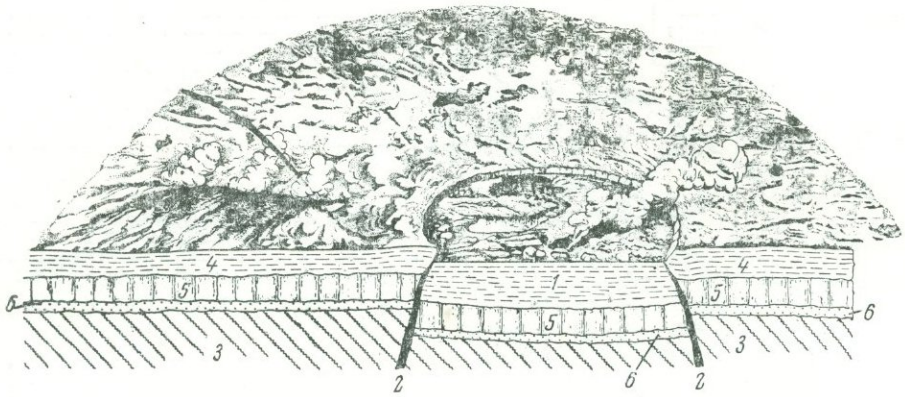


Рис. I-27. Реконструкция базальтового вулкана Центрального Малла. Вид сверху и разрез. По Ричи (Richey a. o., 1935)

1 — подушечные лавы верхней группы; *2* — предполагаемые краевые питающие каналы; *3* — сланцы; *4—5* — третичные базальтовые лавы: *4* — верхние, центральные, *5* — нижнего плато; *6* — мезозойские слои

(Black, 1952) предполагает, что западные гранофиры возникали вследствие гранитизации торридонских песчаников, но Хьюгс и другие (Hughes a. o., 1957) показали, что взаимоотношения между теми и другими дизъюнктивные.

Ряд характерных черт отличает также центральные комплексы о-ва Арран, описанием которого следует завершить краткий очерк корневых зон Шотландии, являющихся примером верхнего интеркрустального яруса корней вулканов. Здесь имеются два центральных комплекса северных гранитов (рис. I-34) и поздний центральный кольцевой комплекс (рис. I-35). Гранитный комплекс имеет около 12 *км* в поперечнике и более или менее округлые края, ограниченные на востоке сбросами. Более поздний центральный комплекс представлен преимущественно габбровыми породами, сосредоточенными в пределах крупного кальдерного опускания, сопровождаемого кислыми лавами и базальтами.

Общая картина тесной связи интрузивных тел, расположенных в центральной части комплекса, с лавами, кольцевыми и коническими дайками, а также сочетание в этих телах различных по составу пород составляют наиболее типичную черту рассмотренной серии центральных вулканических комплексов, представляющих корневые зоны третичных вулканов Шотландии, вскрытых на глубину, вероятно, не меньше 3—5 *км*.

Примером аналогичных корневых зон могут служить изученные Клоосом (Cloos, 1919, 1931), а позднее Корном и Мартином (Korn, Martin, 1953) так называемые субвулканы Брандберг, Эронго, Мессум и другие в Юго-Западной Африке. Все эти субвулканы представляют сравнительно крупные кольцевые комплексы интрузивных пород, в ряде случаев сопровождаемых вулканическими образованиями. Сходство субвулканических тел Юго-Западной Африки с рассмотренными выше корневыми зонами третичных вулканов Шотландии подтверждается не только их кольцевым строением, но и расположением среди едва сохранившихся остатков обширного вулканического плато, сложенного базальтами, андезитами, гранофирами и риолитами, залегающими на осадочных толщах, принадлежащих системе Карру. Имеющиеся здесь субвулканы, насчитывающиеся в количестве около 30, сопровождаются дайками, имеющими, по данным Корна и Мартина, преимущественно северо-восточную ориентировку.

Субвулканы Эронго и Брандберг представляют систему корневых зон центра льных вулканов, сложенных гранитами и отчасти диоритами и со-

Рис. I-28. Карта кольцевых даек на о-ве Малл. Из Дэли (Daly, 1933)

Центральные интрузии: *1* — фельзиты Глен Кэннел, *2* — гранофиры Глен Кэннел; кольцевые дайки; *3* — фельзиты, *4* — гранофиры, *5* — кварцевые долериты; *6* — кварцевые габбро; *7* — разломы

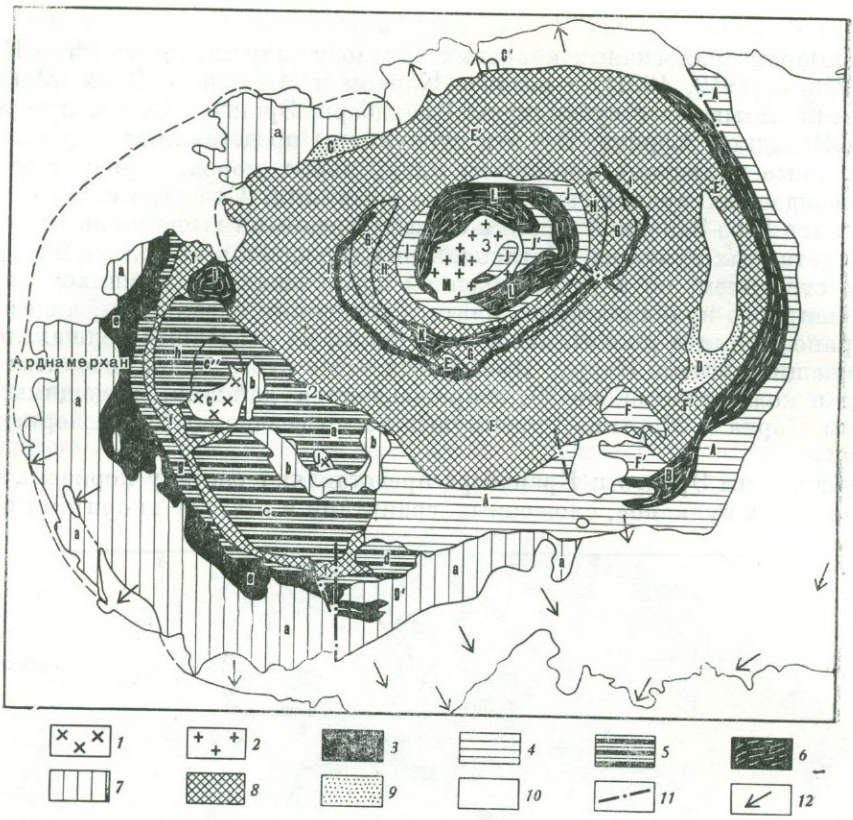


Рис. I-29. Карта кольцевых даек, Арднамерхан. По Ричи, из Стюарта (Stewart, 1965)

Кольцевые дайки обозначены буквами от *a* до *j* (центр *2*) и от *A* до *N* (центр 3).
Кольцевые дайки: *1* — гранофиры (*c′*) и фельзиты (*j*); *2* — кварцевые монцониты (*N*) и тоналиты (*M*); *3* — кварцевые долериты с гранофирами (*e*, *I*); *4* — кварцевые габбро (*A*, *F*, F_1, *I*, *I′ I″*); *5* — кварцевые габбро (*c*, *c″*, *d*, *g*, *g′*, *h*); *6* — габбро — продукт дифференциации (*i*, *B*, *K*, *L*); *7* — гиперстеновые габбро (*a*) и древние габбро (*в*); *8* — биотитовые эвкриты (*G*) и эвкриты (*s*, *E*, *E′*, *H*); *9* — другие габбро (*C*, *C′*, *D*);
10 — древние породы; *11* — разломы; *12* — преобладающие падения мезозойских отложений

провождаемых лавами, заполняющими кальдерообразные депрессии (рис. I-36).

Мессум имеет более сложное строение, общая история его образования представлена Корном и Мартином в наглядной схеме (рис. I-13). В корневой зоне этого вулкана, так же как и в Шотландии, наблюдается сравнительно сложное переплетение гранитов с породами габброидного ряда.

Связь между корневыми зонами вулканов и кальдерообразными депрессиями нередко отмечается и во многих других случаях, которые тоже могут рассматриваться как примеры, иллюстрирующие строение верхнего интеркрустального яруса. Такими примерами являются, в частности, раннетретичный комплекс Куитман (Billings, 1943), комплекс миссисипских (?) гранитных штоков, сопровождаемых вулканическими породами родственного состава в Нью-Гэмпшире (Billings, 1945, 1956), гранитные интрузии района Осло в Норвегии (Holtedahl, 1953; Oftedahl, 1959), Нигерии (Greenwood, 1951; Jacobson a. o., 1958) и многие другие.

Как известно, Биллингс (Billings, 1943) насчитал по литературным данным 115 кольцевых даек и 30 комплексов таких даек, среди которых 11 комплексов сопровождаются центральным опущенным блоком, заполненным вулканическими породами. В настоящее время общее количество таких примеров строго учесть трудно, так как геологические исследования, широко развернувшиеся в разных странах мира, в том числе и на

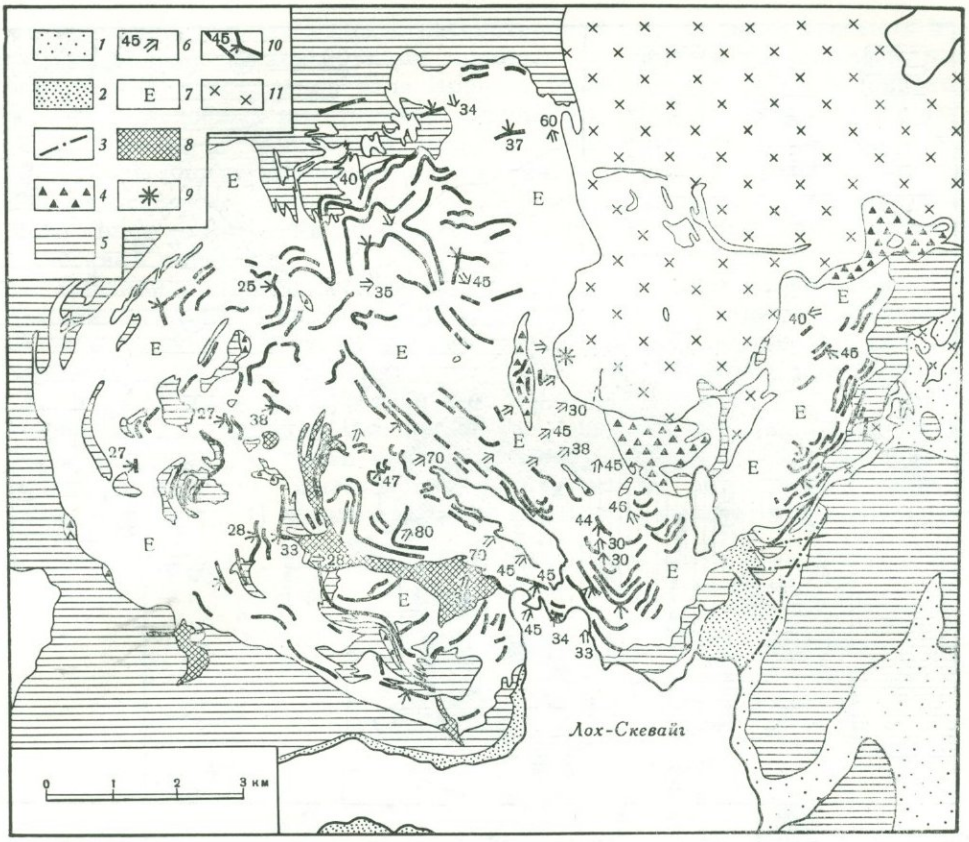


Рис. I-30. Карта Квиллин-Хиллс, Скай. По Ричи, из Стюарта (Stewart, 1965)

1 — мезозой; *2* — торридон; *3* — разломы; *4* — агломерат; *5* — в основном базальтовые лавы; *6* — падение полосчатости в перидотитах и габбро, угол в градусах; *7* — габбро и некоторые ультраосновные породы; *8* — перидотиты; *9* — центр конуса; *10* — конические слои, угол в градусах; *11* — граниты и гранофиры

территории Советского Союза, постоянно приносят новые данные о подобного рода кольцевых структурах, представляющих корневые зоны верхнего интеркрустального яруса.

Нижний интеркрустальный ярус

Для корневых зон нижнего интеркрустального яруса характерно отсутствие непосредственных связей с вулканическими породами, вследствие чего они имеют вид более или менее самостоятельных плутонов или групп плутонов. Из примеров, рассмотренных Баддингтоном (1963; Buddington, 1959), к этой группе корневых зон вулканов могут быть отнесены, вероятно, многие выделенные им гранитные интрузии мезозоны, отчасти некоторые интрузии эпизоны. Для всех подобных интрузий постоянно возникает проблема их отношения к одновременным излияниям лав и к извержениям рыхлых продуктов на поверхности Земли.

Иначе говоря, для корневых зон нижнего структурного яруса недостаточно ясно: были ли действительно эти корни, ныне представленные интрузивными породами, связаны в прошлом с вулканическими постройками, расположенными на поверхности Земли. Решение этого вопроса зависит от того, насколько разнообразны и убедительны различные дополнительные сведения, которые могут быть собраны в процессе исследования подобных интрузий. Самые крупные из них могут оказаться в конечном итоге истинными субвулканами, т. е. частями общей вулканичес-

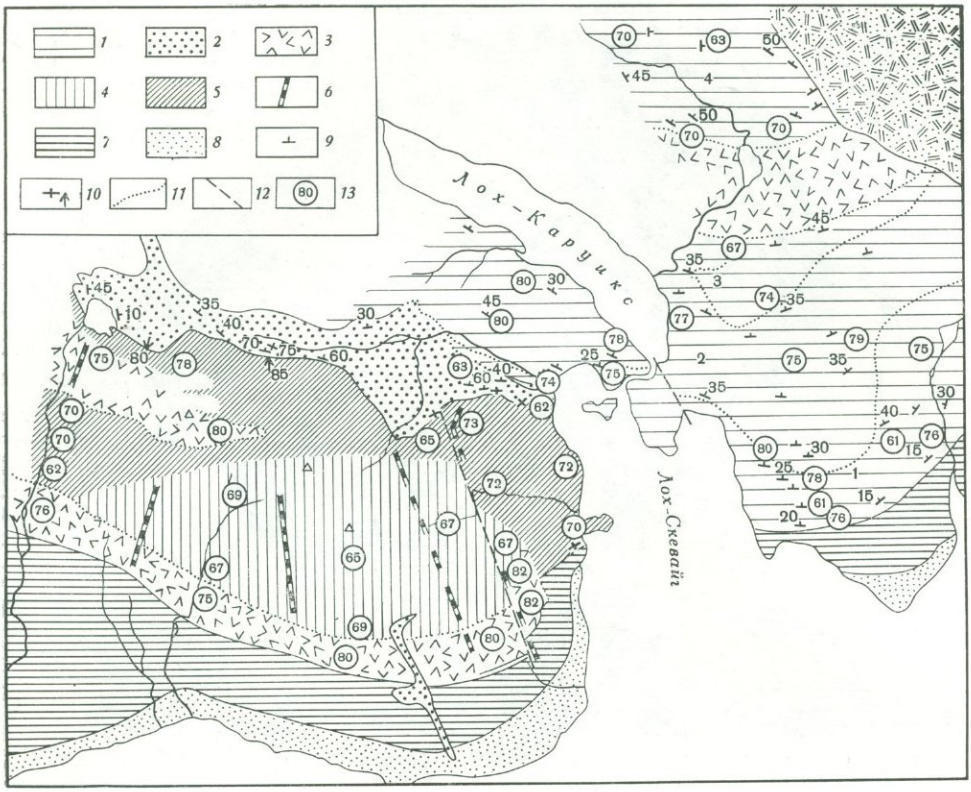


Рис. I-31. Карта южной части Квиллин-Хиллс, Скай. Из Сюарта (Stewart, 1965)

1 — полосчатые габбро; *2* — ультраосновные породы; *3* — эвкрит; *4* — габбро Гарс-Бейн; *5* — габбро полевошпатовые; *6* — ультраосновные дайки; *7* — базальты; *8* — песчаник торридона; *9* — наклон полосчатости; *10* — наклон границ; *11* — границы зон; *12* — разлом; *13* — состав полевых шпатов (An %)

кой постройки, представляющими корневые ее зоны, принадлежащие нижнему интеркрустальному ярусу. Наоборот, самые малые интрузии могут не иметь никакого отношения к вулканическим постройкам и являться в полном смысле слова интрузивными образованиями, никогда не сообщавшимися с поверхностью Земли. Таким образом, по размерам интрузивных тел нельзя решать вопрос о принадлежности их к субвулканическим или собственно плутоническим образованиям.

Невозможно установить все случаи, когда связь интрузивных тел с поверхностью Земли в момент их образования более или менее строго устанавливается, так как с развитием науки в руках исследователей оказываются все более разнообразные средства, позволяющие проводить необходимые определения и сравнения. Тем не менее следует рассмотреть некоторые возможные пути определения вероятных связей между интрузивными телами, принадлежащими корневым зонам нижнего интеркрустального яруса, и вулканическими постройками, наблюдающимися на поверхности.

К важнейшим методам, позволяющим выяснить отношение интрузий к вулканическим явлениям на поверхности Земли, относится последовательное изучение интрузивных тел, вскрытых на различных эрозионных срезах, особенно если сравнительное изучение проводится в рамках определенного региона. В общем виде эта проблема была рассмотрена Зюссом (Suess, 1883—1909), Вольфом (Wolff, 1914) и Клоосом (Cloos, 1936), что касается конкретных примеров исследования различных срезов интрузий в отдельных областях, то их далеко не достаточно. К ним с некоторы-

ми оговорками можно отнести рассмотренный выше анализ строения интрузий с целью реконструкции крупных вулканических построек, так называемых субвулканов типа Эронго, Мессума, а также шотландских и других подобных им структур. Однако эти примеры не связаны с изучением такого ряда интрузий, который бы включал тела, лишенные лавовых или пирокластических образований. Между тем крайне необходимы исследования полного ряда — от интрузий верхнего интеркрустального яруса до интрузий полностью утративших видимые связи с вулканическими породами.

Близкий пример подобного рода исследований дают работы Т. В. Перекалиной (1963; Перекалина и др., 1969) в Центральном Казахстане. В этом обширном регионе имеются весьма благоприятные условия для изучения корневых зон вулканов на различных эрозионных срезах, особенно среди полей распространения верхнепалеозойских вулканогенных пород. По наблюдениям Перекалиной, в Центральном Казахстане могут быть выделены две серии кольцевых интрузий, отвечающих различным эрозионным срезам палеозойских вулканических аппаратов. К первой серии относятся: 1) кольцевые дайки фельзитов, фельзит-порфиров и ли-

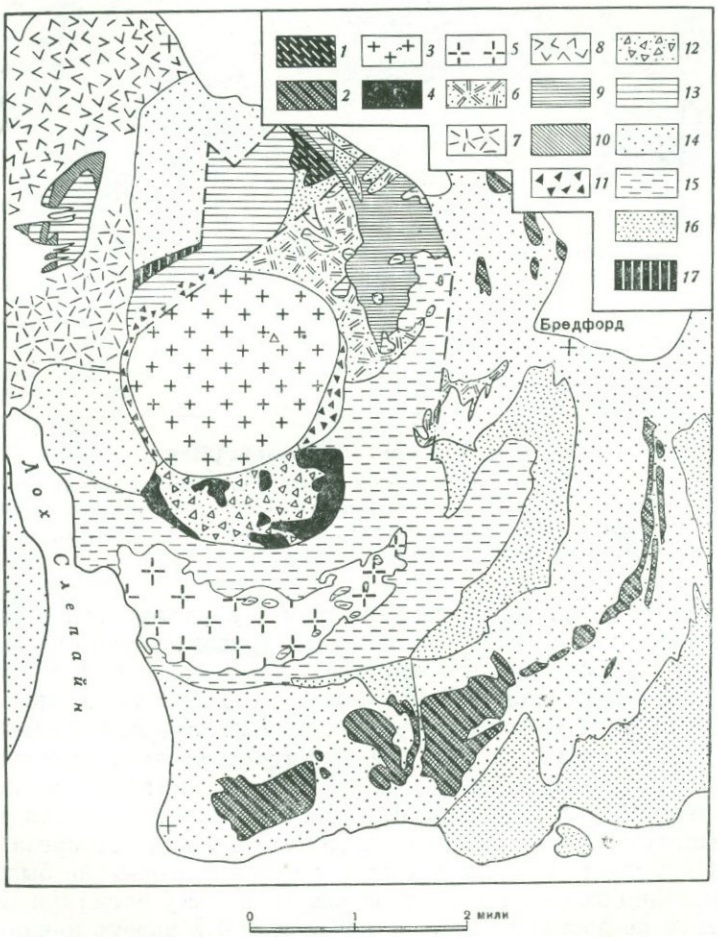


Рис. I-32. Карта комплекса восточной части Ред-Хиллс, Скай. По Стюарту (Stewart, 1965)

1 — гранит Криг Строллемус; *2* — сложные и кислые силлы; *3* — гранофиры Бейн-на-Кейлиш; *4* — гибридные породы Килчрист; *5* — граниты Бейн-на-Дюбхэйч; *6* — граниты Олт-Фирна; *7* — граниты Бейн-на-Кро; *8* — граниты Глас Бейн Мхор-Дунан; *9* — габбро Бредфорд; *10* — габбро Бейн-на-Кро, *11* — агломераты и туфы; *12* — агломераты жерла Килчрист; *13* — базальт; *14* — мезозойские породы; *15* — известняки Дернесс; *16* — Торридон; *17* — Льюизиан

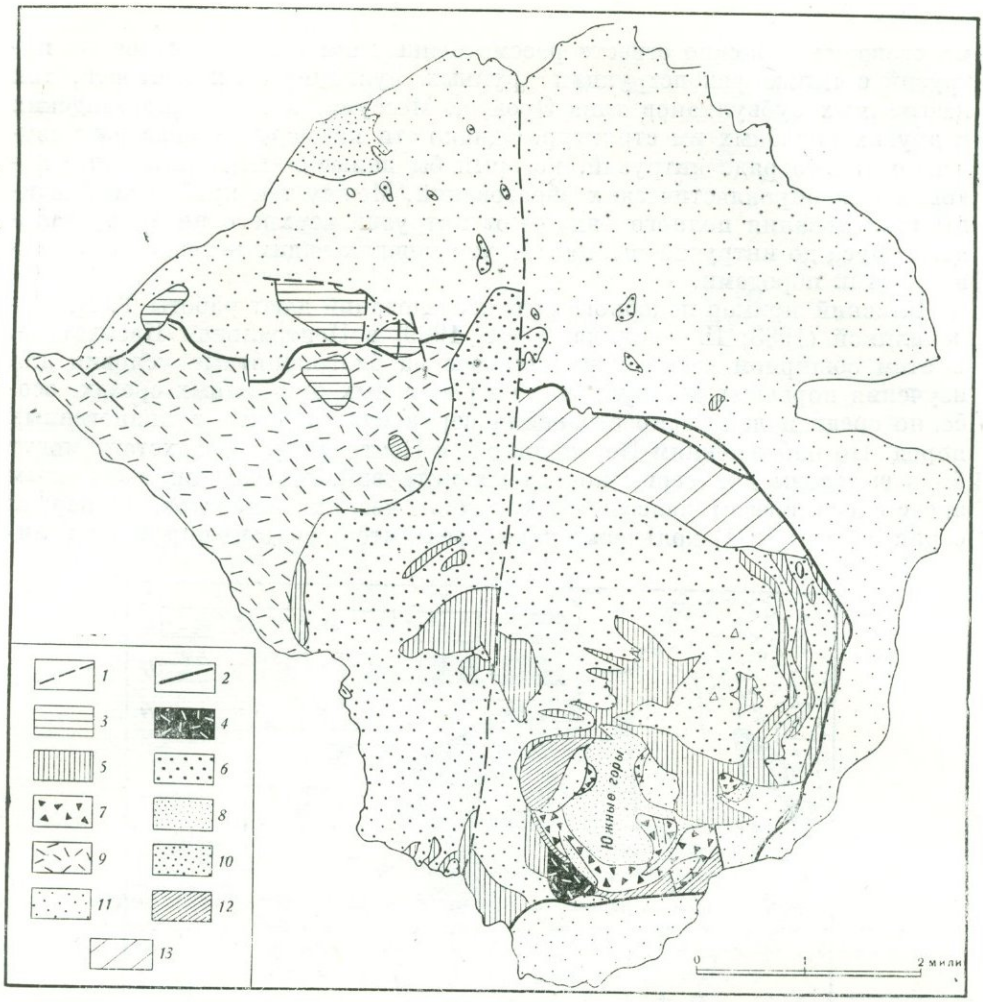


Рис. I-33. Геологическая карта о-ва Рам. Из Стюарта (Stewart, 1965)

1 — разломы; *2* — главный кольцевой разлом; *3* — базальты и муджиэриты; *4* — гранофиры (Южные горы); *5* — габбро и эвкриты; *6* — ультраосновные породы; *7* — эксплозионные и интрузивные брекчии; *8* — фельзиты; *9* — западные гранофиры; *10* — триас; *11* — Торридон; *12* — гнейсы Льюизиан; *13* — недифференцированные породы комплекса Чапан Брика

паритовых порфиров, ясно связанные с вулканическими аппаратами; к ним относятся девонские (?) кольцевые интрузии, описанные Л. Г. Никитиной (1959) в горах Машан и Чингизе, а также кольцевые интрузии, изученные М. В. Тащининой и Е. Р. Семеновой-Тяньшанской в Токрауском синклинории; 2) кольцевые интрузии, не имеющие ясной связи с вулканическими аппаратами, сложенные гранит-порфирами, гранит-сиенитами и сопровождаемые центральными штоками гранитов. Принципиальной разницы между этими интрузиями, по Перекалиной, нет, и они различаются в большинстве случаев только глубиной эрозионного среза. Впрочем, она полагает, что среди них имеются и такие, которые не были связаны непосредственно с земной поверхностью, поскольку магма могла в отдельных случаях не достигать земной поверхности и давать начало гипабиссальным образованиям в виде плутонов эпизоны.

Вторая серия гранитоидов неоднородна по возрасту. В ней имеются 1) раннегерцинские (C_1) гранитоиды, гетерогенные, с преобладанием гранодиоритов; средне- или верхнекаменноугольные (C_2 и C_3), преимущественно лейкократовые граниты; 3) верхнекаменноугольные — пермские (C_3 — P) аляскитовые граниты. Первая группа интрузий, часто приуро-

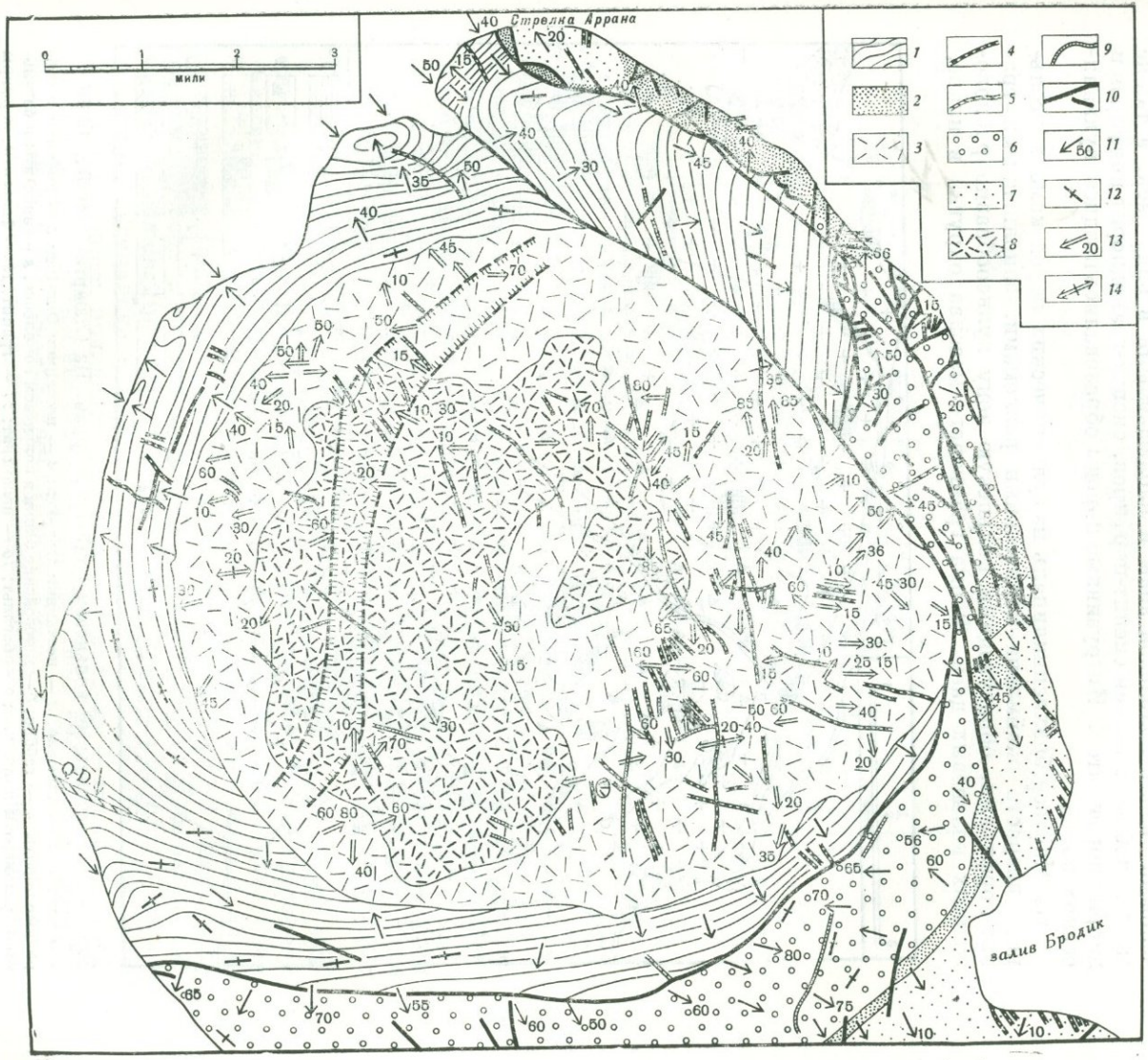


Рис. I-34. Геологическая карта северной части Аррана. Из Стюарта (Stewart, 1965)

1 — сланцы Далредиан и Ареигская серия (?); *2* — карбон; *3* — крупнозернистые граниты; *4* — базальтовые дайки; *5* — кварц-долеритовые дайки; *6* — песчаники Олд-Ред; *7* — песчаники Нью-Ред; *8* — мелкозернистые граниты; *9* — фельзитовые и обсидиановые дайки; *10* — разломы; *11* — падение (в градусах) слоистости; *12* — вертикальное залегание слоистости; *13* — падение (в градусах) плитчатой отдельности гранитов; *14* — антиклинали в плитчатой отдельности гранитов

ченная к разломам, сопровождающим крупные складчатые структуры, нередко расположена на сочленении каледонских блоков с более молодыми образованиями, вторая группа тяготеет к крупным линейным разломам, секущим складчатые структуры, третья — не связана с ясно выраженными разломами, образует округлой формы тела и нередко сопровождается кольцевыми дайками. Именно эту последнюю группу и рассматривает более детально Р. В. Перекалина. Примерами подобных кольцевых интрузий являются: Байназарская, описанная В. К. Моничем, Г. И. Бедровым и А. У. Балгожиной (1960); Майтас, приведенная Р. В. Перекалиной по данным В. В. Булдакова (1958); Баянаульская, изученная В. К. Моничем (1957), а также интрузии Улькен-Каракуу, Каркаралинская и Темирташская.

Байназарская кольцевая структура образована двумя типами пород — вулканическими породами трахидацитового состава, сосредоточенными вдоль кольцевой зоны и наблюдаемыми в виде даек, а также дайкоподобными телами сиенит-порфиров, сиенит-гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов. Интрузивные породы образовались позднее вулканических пород.

На Майтасе брахисинклиналь из вулканических пород каменноугольного возраста окаймлена коническими разломами, заполненными гранит-порфирами, образующими кольцевую зону кулисообразно расположенных кольцевых даек. Форма гранитного массива округла в плане,

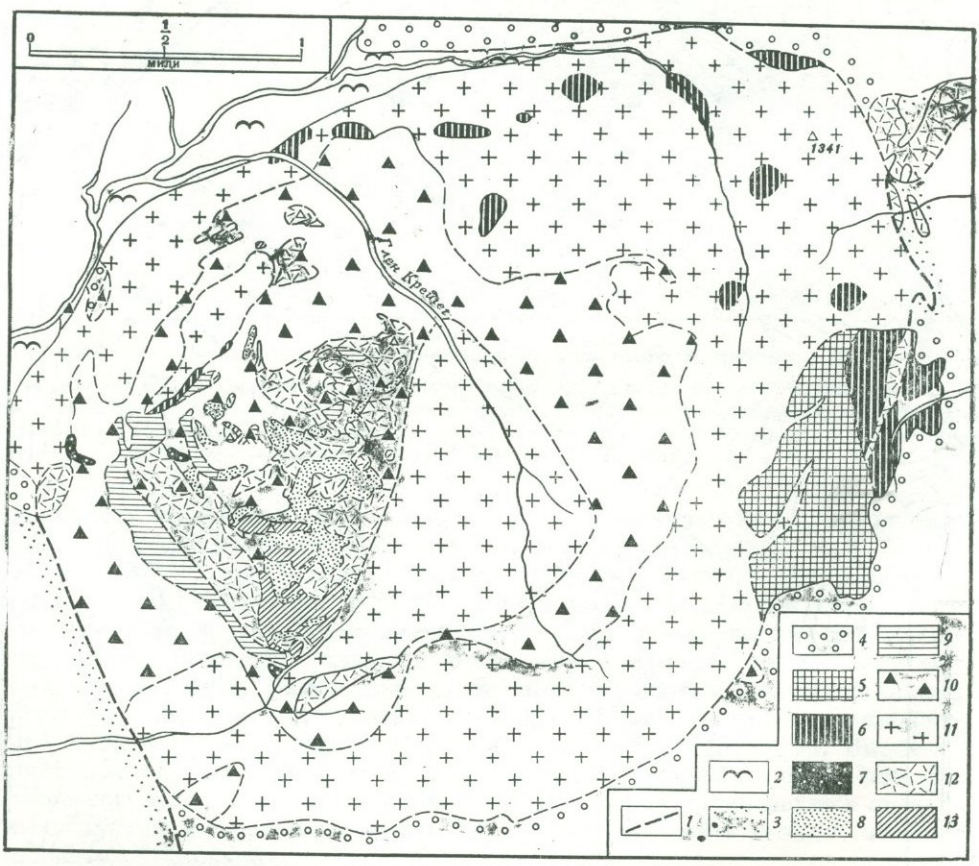


Рис. I-35. Центральный кольцевой комплекс, Арран. Из Стюарта (Stewart, 1965)

1 — разлом; *2* — аллювий; *3* — песчаники Нью-Ред; *4* — песчаники Олд-Ред; *5* — диориты и гибридные породы; *6* — габбро; *7* — мезозойские блоки в кольцевом комплексе; *8* — андезиты и базальтовые агломераты и брекчии; *9* — базальт; *10* — агломерат; *11* — гранит; *12* — фельзиты, порфиры и фельзитовые брекчии; *13* — плагиоклазовые порфиры (дациты)

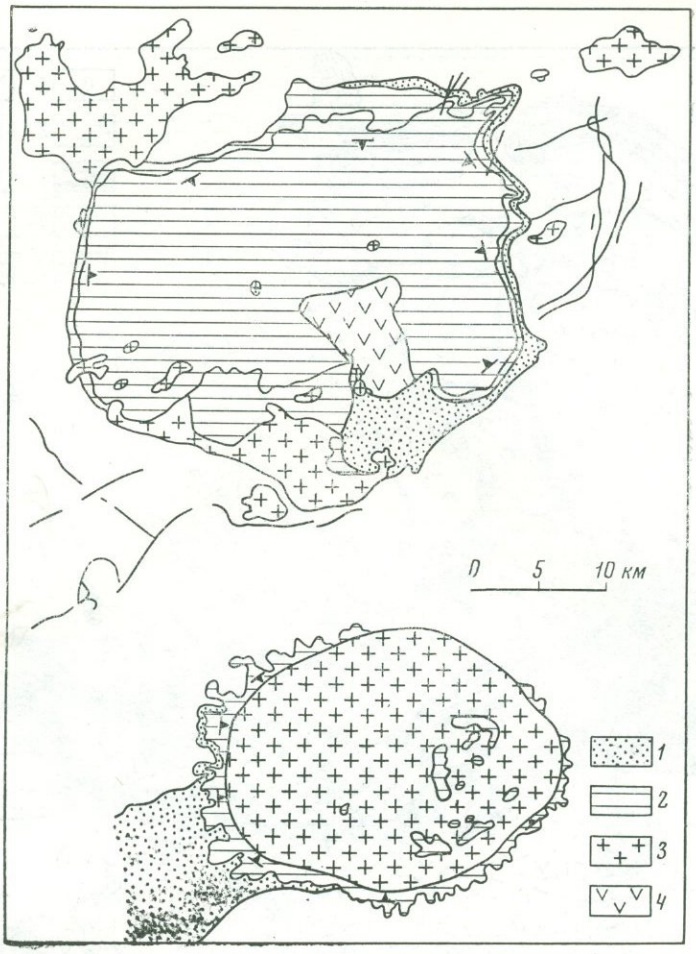


Рис. I-36. Субвулканы Эронго и Брандберг, Юго-Западная Африка. По Корну и Мартину, из А. А. Полканова, 1955б

1 — осадки; *2* — лавы; *3* — молодые граниты; *4* — диориты

местами контуры тела строго параллельны кольцевой зоне. В гранитах наблюдаются концентрические трещины, параллельные контактам и заполненные аплитами или пегматитами.

Баянаульский массив, в краевой зоне сложенный сиенитами, имеет кольцевую форму. Контакты кольцевой интрузии крутые, местами они залегают полого и переходят в куполообразный свод. Во внутренней части зоны наблюдаются лейкократовые граниты.

Улькен-Каракуу, расположенный в северной части Токраусского синклинория, тяготеет к крупной брахисинклинали, в которой на периферии залегают осадочные толщи предположительно нижне-среднедевонского возраста. На этих толщах резко несогласно залегают лавы и пирокластические породы дацитового состава, которым подчинены редкие маломощные прослои известняков. Возраст вулканических пород верхневизейский-намюрский. На этих вулканических породах также несогласно в центре брахисинклинали залегают однообразные по составу туфы липаритовых порфиров, принадлежащие верхнему карбону — перми или среднему карбону (?). Вся эта серия пород пересечена кольцевыми дайками, ограничивающими брахисинклиналь (рис. I-37).

Заполнение даек двухфазное. Сперва возникли мощные (до 700 *м*) дайки порфировидных гранитов, затем пересекающие их маломощные

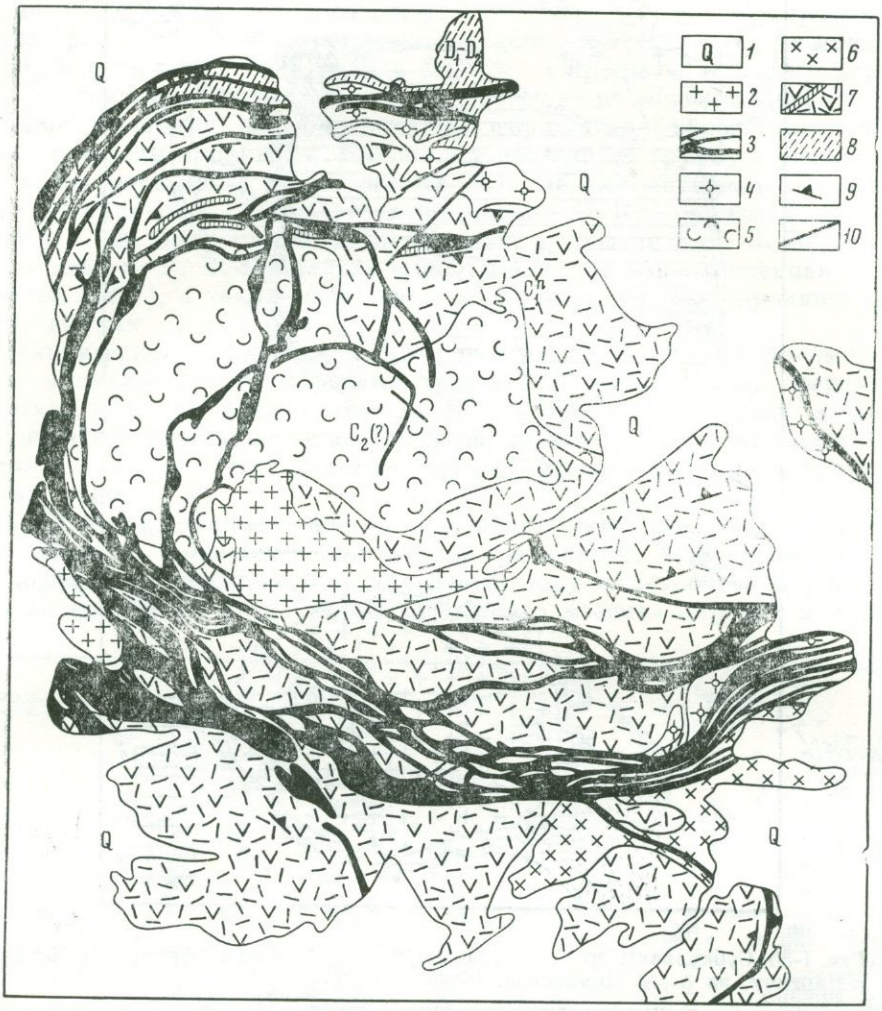


Рис. I-37. Схема геологического строения интрузии Улькен-Каракуу. Из Т. В. Перекалиной, 1963

1 — четвертичные отложения; *2* — аляскитовые граниты; *3* — кольцевые дайки гранит-порфиров; *4* — кольцевые интрузии порфировидных гранитов; *5* — туфы липаритовых порфиров; *6* — диориты; гранодиориты, граносиениты; *7* — дациты, липаритовые порфиры и их туфы с прослоями известняков; *8* — осадочные отложения нижнего и среднего девона; *9* — флюидальность в эффузивах; *10* — разломы

дайки гранит-порфиров. Гранит-порфиры образуют сеть взаимно-параллельных и сложно ветвящихся жил, следующих кольцевому разлому и ориентированных параллельно слоистости нижней вулканогенной толщи. От кольцевой серии отходят в верхнюю толщу липарит-порфиров и их туфов маломощные апофизы, чрезвычайно сходные по внешнему виду и структуре с вулканическими породами. Иногда наблюдаются даже взаимные переходы между дайковыми апофизами и излившимися породами. Кольцевые интрузии прорваны интрузивным телом мелкозернистого аляскитового гранита, содержащего миаролитовые полости. Это тело расположено в центре структуры и сравнительно мало эродировано; слагающие его породы, по мнению Перекалиной, отвечают эндоконтактной зоне плутона. Небольшой выход на западе пересечен кольцевыми дайками.

Каркаралинская интрузия (рис. I-38) размещена в области сочленения Успенского и Токрауского синклинориев, заполненных верхне-палеозойскими вулканическими породами. Вмещающими породами являются

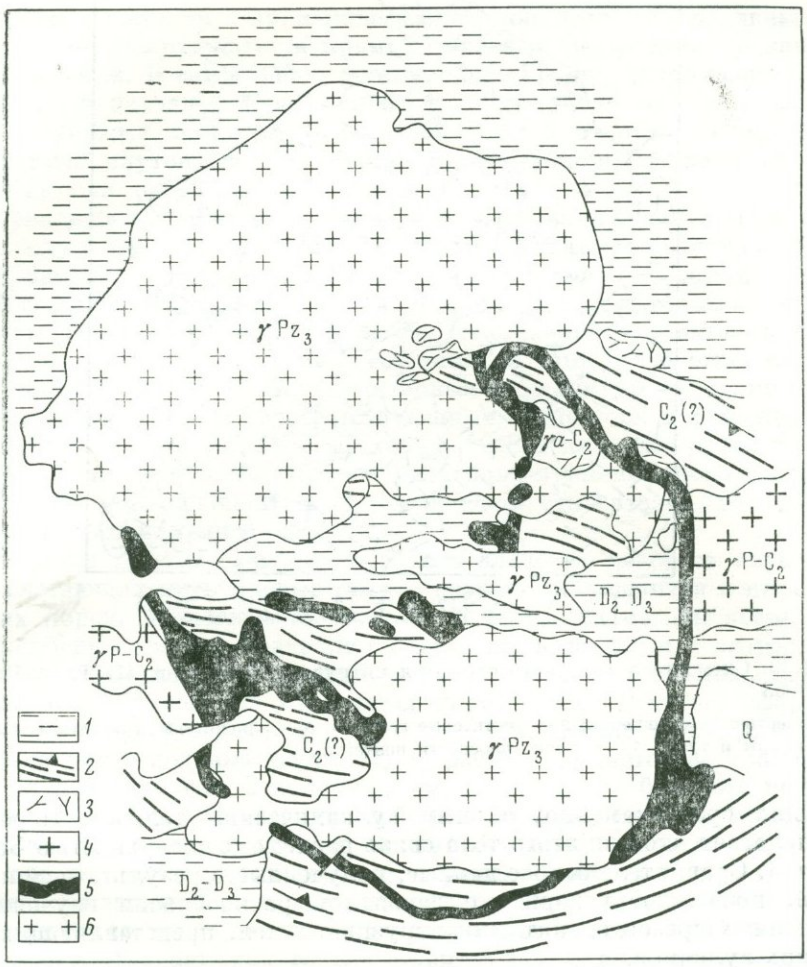


Рис. I-38. Схема Каркаралинской кольцевой интрузии. По Т. В. Перекалиной, 1963

1 — осадочная толща средне-верхнего девона; *2* — эффузивы среднего карбона; *3* — диориты раннегерцинской группы; *4* — лейкократовые граниты среднегерцинской группы; *5* — кольцевая дайка граносиенит-порфиров; *6* — аляскитовые граниты позднегерцинской группы

средне- или верхнедевонские осадочные толщи, несогласно перекрытые средне-верхнепалеозойскими вулканическими породами. Вся эта серия пород прорвана кольцевой дайкой граносиенит-порфира и гранодиорит-порфира, сопровождаемой раздувами и ответвлениями. Контакты дайки крутые, почти вертикальные. Позднее образовалась аляскитовая интрузия — крупный плутон с поверхностью из трех куполовидных поднятий, разделенных прогибами кровли.

Здесь нет ясной связи кольцевой интрузии с вулканическими образованиями. Различен также состав кольцевой интрузии и аляскитов. Вулканические породы, генетически связанные с кольцевой интрузией, могли быть полностью уничтожены эрозией; возможно также, что кольцевой разлом не доходил до поверхности. Характерной чертой аляскитового интрузивного тела, как подчеркивает Перекалина, является то, что он явно не ограничен кольцевым разломом, а выходит за его пределы.

Еще один пример, рассмотренный Т. В. Перекалиной, представляет Темирташ (рис. I-39). Для него характерно залегание вдоль системы кольцевых зон биотитовых гранитов, окруженных аляскитовыми гранитами, расположенными среди липаритовых порфиров и их туфов, принад-

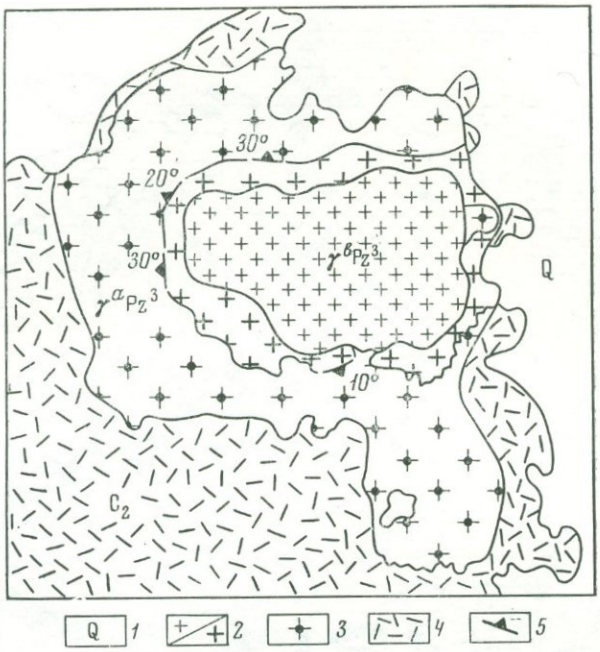


Рис. I-39. Схема геологического строения интрузива Темирташ. Из Т. В. Перекалиной, 1963

1 — четвертичные отложения; *2* — биотитовые граниты; *3* — аляскитовые граниты; *4* — липаритовые порфиры и туфы; *5* — падение плоскости контакта

лежащих среднекаменноугольным вулканическим толщам. Перекалина предполагает, что для этого тела связь разломов с поверхностью Земли не типична. Сравнительные же данные, полученные в результате ее исследований, позволяют говорить о вероятном разнообразии изученных ею эрозионных срезов гранитных интрузивных тел, представляющих корни древних вулканов.

Для выяснения связей интрузий с вулканическими образованиями, т. е. для выяснения принадлежности интрузий к корням вулканов, обычно широко привлекается идея комагматичности пород, возникших в интрузивной форме и наблюдаемых в виде излияний или пирокластических выбросов. Эта идея опирается на представления Вашингтона (Washington, 1906), предполагавшего, что некоторые группы изверженных пород (или области, в которых они встречаются) отличаются химическими и минералогическими особенностями, указывающими на общность происхождения этих пород. Такие построения приводят в конечном итоге к выводу о том, что вулканические и интрузивные породы, встречающиеся совместно или поблизости, сходные по минералогическим и химическим особенностям, принадлежат к образованиям, возникшим из одного и того же глубинного магматического очага, а следовательно, относятся к элементам строения единой постройки или единой группы вулканических построек.

Предполагается, что комагматичность глубинных и излившихся пород определяется данными о совместном их нахождении, зависящем от приуроченности к единым структурам, о близком времени образования тех и других пород и о близости их вещественного состава. Однако такое представление затрагивает уже проблему общих соотношений между более или менее обширными группами глубинных и излившихся пород, а не проблему строения отдельных вулканических аппаратов. Тем не менее такой поход оправдывается сложностью решаемой задачи опреде-

ления принадлежности к вулканическим корням таких интрузивных тел, в которых не обнаруживается прямых связей с продуктами вулканических извержений. В самом деле, рассматривая группу такого рода интрузивных тел и изучая особенности их вещественного состава и возраст, можно установить близкую одновременность и сходство характерных черт состава плутонических и вулканических пород даже в том случае, когда они разобщены.

Опираясь на представления о комагматичности пород, естественно прийти к выводу о том, что в прошлом интрузивные тела сообщались с поверхностью Земли. В такого рода построениях учитывается обычно не суммарный состав пород, а некоторые их типичные черты, которые могут быть выражены различными признаками так называемой геохимической специализации, выявленной преимущественно по данным об относительном обогащении пород некоторыми характерными, сравнительно редкими химическими элементами и соответствующими акцессорными минералами (Коптев-Дворников и др., 1967; Ляхович, 1968 и др.). Все подобные признаки специализации состава очагов, питающих вулканы, имеют, как правило, региональное значение и, таким образом, относятся к провинциальным чертам той или иной области.

Далеко не просто решается проблема близости возраста глубинных пород, слагающих интрузивные тела, и возраста излившихся и пирокластических пород. Геологические методы, в частности методы абсолютной геохронологии, обычно позволяют оперировать данными о возрасте пород в достаточно широких рамках, поэтому строгие доказательства одновременного образования глубинных пород и их аналогов, сформировавшихся на поверхности, привести трудно. Тем не менее для групп пород, а не для отдельных построек, возрастное соответствие может быть в ряде случаев найдено. Таким образом, по данным о близости возраста пород и сходных геохимических особенностях можно с известной достоверностью определить соответствие некоторых интрузивных тел или их групп тем или иным излившимся и пирокластическим породам.

Часто для заключения о принадлежности интрузивных пород к корням вулканов привлекаются данные об их совместном нахождении. Между тем этот признак отпадает, как только ставится задача выявления соответствия между вулканическими породами и разобщенными по отношению к ним интрузивными телами. Этот признак может играть существенную роль опять-таки, если задача решается не применительно к конкретной постройке, а к ряду глубинных тел и вулканических накоплений.

Важным элементом исследования вероятных связей обособленных интрузивных тел с поверхностью Земли следует считать изучение структурных черт этих тел. Естественно, что в том случае, когда эти тела сообщались с поверхностью, в них сохранились некоторые черты строения, характерные для субвулканов, в том числе кольцевые и конические дайки и тому подобные элементы. В целом же выяснение возможных связей конкретных интрузивных тел с поверхностью Земли представляет далеко не легкую задачу и требует затраты больших усилий не только на изучение тончайших геохимических черт пород и их возраста, но и на детальное исследование внутреннего строения (структуры) интрузивных тел. Нельзя при этом не учитывать различные затруднения, которых возникают в связи с наложением на вулканические образования какого-либо региона позднейших интрузий. Эти интрузии сообщались в прошлом с поверхностью Земли на том уровне, который затем подвергся денудации. В итоге элементы строения вулканической постройки, по отношению к которой эти интрузии представляли субвулканические образования, были частично или полностью удалены.

Рассмотрим некоторые примеры, позволяющие в некоторой степени пояснить высказанные выше общие соображения о проблеме определения связей интрузивных тел с синхронной их образованию вул-

канической деятельностью, порожденной влиянием тех же магматических очагов, в результате остывания которых образовались интрузивные тела.

Прежде всего заслуживает внимания общая характеристика соотношений между интрузивными телами гранитоидов эпизоны и мезозоны, устанавливаемая Баддингтоном (1963; Buddington, 1959). По его данным, между гранитными телами эпизоны и мезозоны наблюдаются переходы. Таким образом, имеются основания для предположений о существовании связей с вулканической деятельностью не только плутонов эпизоны, но и различных интрузивных тел, сложенных гранитоидами мезозоны. Типичные черты плутонов мезозоны, по Баддингтону, весьма характерны. Эти тела всегда имеют отчетливо выраженный сложный характер и состоят из двух или более частей, меняющихся достаточно закономерно таким образом, что более поздние интрузии принадлежат обычно ряду щелочных или наиболее кислых пород. Контакты плутонов мезозоны отличаются сочетанием дискордантных контактов (обычно свойственных плутонам эпизоны) с согласными, конкордантными. В краевых зонах массивов часто хорошо выражена плоскостная полосчатость, отсутствующая в центральной части интрузивных тел. Форма тел, восстанавливаемая при изучении элементов внутреннего строения, может быть либо куполообразной, либо приблизительно воронкообразной. В некоторых случаях наблюдается приподнимание кровли интрузивного тела, а также увеличение крутизны слоев в обрамлении. Явления замещения сравнительно редки.

В целом плутоны мезозоны, как подчеркивает Баддингтон, замечательны тем, что для них с успехом применима клоосовская система «гранитной тектоники». Все эти черты, по Баддингтону, характерны для плутонов мезозоны. Он отмечает также и другие их особенности, но здесь нет необходимости приводить все детали.

От плутонов мезозоны наблюдается серия переходов к гранитоидам эпизоны, для которых связь с вулканическими извержениями устанавливается в большинстве случаев достаточно отчетливо. В итоге рассмотренные Баддингтоном батолиты Уайт-Крик, Колвилл, Вашингтон и Кассиар в Британской Колумбии, Сьерра-Невада, Суидс-Флат, Инио и другие в Калифорнии, Берегового хребта (Аляска — Британская Колумбия) и многие другие могут рассматриваться как вероятные примеры срезов вулканических построек до глубин, отвечающих нижнему субкрустальному ярусу корневых зон. Главным доводом, подтверждающим такие представления, следует считать общую систему переходов, связывающих плутоны мезозоны, лишенные вулканического сопровождения, с телами гранитоидов, обрамленными продуктами вулканических извержений. Строгие построения в этом плане должны опираться на более полные данные, чем те, которые приведены Баддингтоном, и включать анализ сведений о комагматичности интрузий и вулканических образований. Тем не менее приведенные примеры сами по себе заслуживают внимания.

Другой ряд примеров может быть привлечен из данных, характеризующих интрузии центрального типа. Многие из таких интрузий, сохраняющие черты, типичные для интрузий, непосредственно связанных с вулканическими извержениями, а может быть, и все подобного типа интрузии принадлежат к корневым зонам нижнего интеркрустального яруса вулканических построек.

В заключение общей характеристики корневых зон вулканов следует привести некоторые положения из общей аргументации, которой пользуется, например, Е. К. Устиев (1959, 1965 и др.) для доказательства существующих связей между интрузивными телами и разнообразными продуктами вулканической деятельности, наблюдаемыми в пределах Охотского вулканического пояса (тектоно-магматического пояса, по Е. К. Устиеву). Прежде всего он подчеркивает единую область размещения вулканических и интрузивных пород, что можно видеть при сравне-

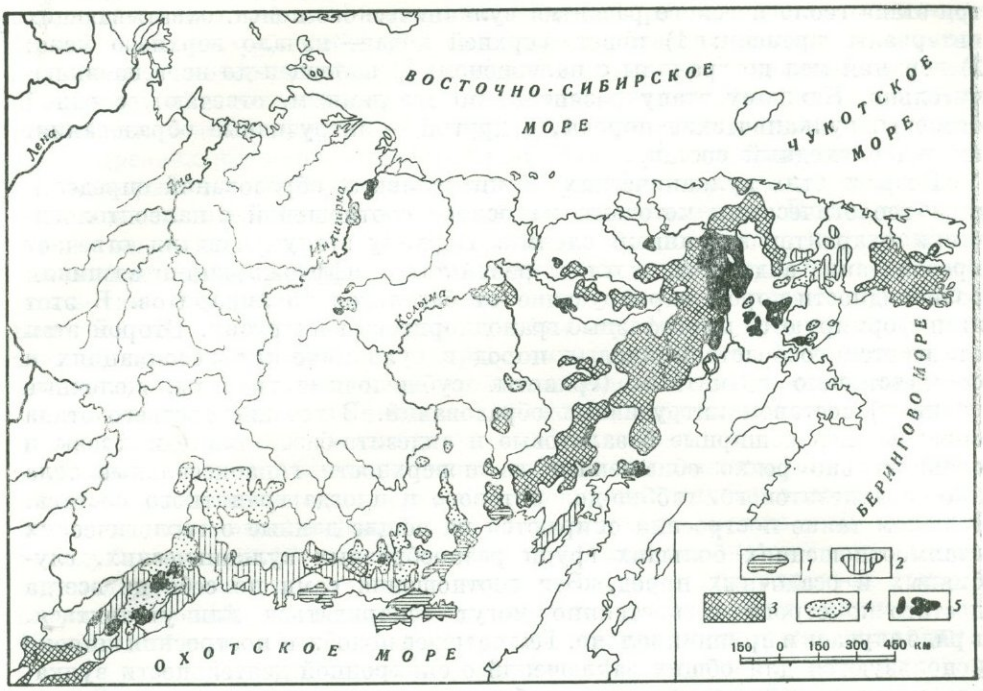


Рис. I-40. Схема распространения верхнемезозойских и кайнозойских континентальных эффузивов на территории Северо-Восточной Азии. По Е. К. Устиеву, 1959

1 — нерасчлененные верхнеюрские-нижнемеловые эффузивы и туфы; *2* — нижнемеловые эффузивы и туфы; *3* — нерасчлененные меловые эффузивы и туфы; *4* — верхнемеловые эффузивы и туфы; *5* — третичные эффузивы

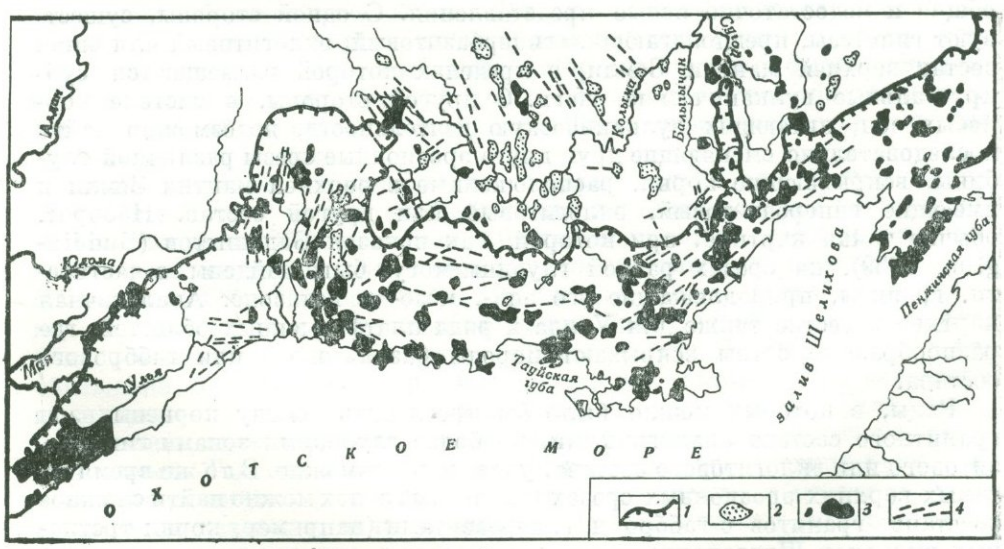


Рис. I-41. Схема распределения гранитоидных интрузий на территории Охотского тектоно-магматического пояса и граничащей с ним южной части Индигиро-Колымской складчатой области. По Е. К. Устиеву, 1959

1 — граница Охотского тектоно-магматического пояса; *2* — домеловые гранитоидные интрузии; *3* — послеюрские гранитоидные интрузии; *4* — тектонические разломы

нии двух приводимых им рисунков (рис. I-40 и I-41). Далее он выделяет три этапа геологического развития вулканического пояса, охватывающих интервалы времени: 1) конец верхней юры — начало верхнего мела; 2) верхний мел до границы с палеоценом; 3) палеоцен до неогена включительно. Каждому этапу развития, по его данным, отвечают, с одной стороны, вулканические породы, с другой — интрузивные образования, имеющие сходный состав.

Возраст этих вулканических и интрузивных образований определяется геологическими методами на основе соотношений с палеонтологически охарактеризованными слоями. Первому этапу развития отвечает преобладание андезитов, хотя в результате дифференциации возникли разновидности пород, варьирующие от базальтов до липаритов. В этот этап формируются многофазные гранодиоритовые интрузии. Второй этап отличается господством кислых пород в вулканических ассоциациях и соответственно гранитным (граниты, субщелочные граниты, щелочные граниты) составом интрузивных образований. В течение третьего этапа образовались обширные базальтовые и андезито-базальтовые покровы и сравнительно редко обнаженные на поверхности гипабиссальные тела диорит-андезитового, габбро-долеритового и иногда гранитного состава. В целом такие построения опираются на общие данные о геологических взаимоотношениях больших групп разнообразных вулканических, глубинных и осадочных пород. Эти соотношения сами по себе не всегда достаточно строги и постоянно могут оспариваться или уточняться, в ряде случаев и принципиально. Тем не менее подобные построения широко используются для общих заключений о синхронной деятельности вулканов и питающих эти вулканы глубинных магматических очагов. Значение этих построений для сравнительного анализа данных по обширным группам вулканических и плутонических пород общеизвестно.

Субкрустальный (мантийный) ярус

Субкрустальные, или мантийные, корневые зоны древних вулканов особенно трудны для изучения. О них сейчас имеются только весьма общие и недостаточно ясные представления. С одной стороны, существуют гипотезы, предполагающие гипербазитовый, эклогитовый или иной состав верхней мантии Земли, в пределах которой размещаются субкрустальные вулканические очаги. С другой стороны, в системе корневых зон, питающих вулканическую деятельность, невозможно найти последовательно сменяющие друг друга эрозионные срезы различной глубины, вскрывающие корни, расположенные в верхней мантии Земли и имеющие гипербазитовый, эклогитовый или другой состав. Наоборот, обычна такая картина, при которой, как показал Баддингтон (Buddington, 1959), на срезах разной глубины могут быть найдены, в частности, граниты, принадлежащие его эпи-, мезо- и катазоне. Аналогичная картина известна также для Урала и ряда платформенных областей, где разнообразные срезы вскрывают породы базальтового или габбрового состава.

Ряды, в которых можно было бы проследить смену корневых зон гранитного состава аналогичными, но более глубокими зонами гипербазитового или эклогитового состава, указать невозможно. В то же время на самых верхних эрозионных срезах в корневых зонах можно найти сложное сочетание гранитов с габбро и гипербазитами (например, корни третичных вулканов Шотландии).

Таким образом, известные в настоящее время данные о глубинных корневых зонах древних вулканов противоречивы и неточны. Это вполне естественно, так как, рассматривая субкрустальные корни вулканов, приходится сталкиваться с системой гипотетических построений, связанных с весьма общими представлениями о вероятном составе верхней мантии

Земли, недостаточно строгими и неоднозначными. Между тем важно иметь в виду, что при той сложности процессов деформации, которые претерпевает земная кора, особенно в складчатых областях, вполне возможно появление наиболее глубоких корневых зон древних вулканов, отвечающих верхней мантии Земли, на земной поверхности. Поэтому не следует исключать возможности того, что к субкрустальным, или корневым, зонам древних вулканов относятся наиболее глубокие эрозионные срезы интрузивных тел, сложенных различного состава породами, в том числе гранитоидами и габброидами, а не только гипербазитами. Иначе говоря, можно допускать, что, например, гранитоиды катазоны, представленные преимущественно гранито-гнейсами, относятся к субкрустальным корневым зонам. Амфиболитовые зоны некоторых районов тоже могут рассматриваться как мантийные корни древних вулканов. Для гранитоидов этот вопрос остался не вполне строго определенным, но Баддингтон, во всяком случае, указывал на то, что не исключаются возможные связи не только между гранитами эпизоны и мезозоны, но и между аналогичными породами мезозоны и катазоны.

Рассматривая проблему в целом, приходится сталкиваться с затруднениями, вызванными неопределенностью оценки глубин залегания гранитоидов катазоны. Баддингтон определяет только кровлю этой границы на глубине около 10 *км*. Известно, что Розенквист (Rosenquist, 1952) определял м и н и м а л ь н у ю глубину развития гранулитовой фации, сопровождающей, по Баддингтону, гранитоиды катазоны, примерно в 15 *км*. Наибольшая же глубина распространения гранитоидов катазоны, может, очевидно, существенно превышать 15 *км*; тем не менее невозможно, по-видимому, определить, насколько значительным может быть это превышение. Во всяком случае, не могут быть исключены даже глубины 50—60 *км*, отвечающие залеганию современных глубинных магматических очагов, расположенных в верхней мантии Земли.

Рассматривая экспериментальные данные по кристаллизации силлиманита (Pitcher, Flinn, 1965; Рутланд, 1967), нередко наблюдаемого в контактах с гранитами, можно видеть, что поле его существования лежит за пределами давлений 6 *кбар*, т. е. в зоне давлений, отвечающих глубинам значительно большим, чем 20 *км*. Рутланд подчеркивает, что во многих метаморфических толщах кианит и силлиманит приурочены к одной зоне. Это свидетельствует, по его мнению, о том, что давления были выше тех, которые соответствуют тройной точке андалузит-кианит-силлиманит, и равны при 300°С примерно 8 *кбарам*. Таким давлениям отвечают уже глубины более 30 *км*.

Таким образом, представления о малых глубинах формирования гранитов катазоны весьма проблематичны и с точки здрения экспериментальных данных. Общие же возможности образования гранитоидов в мантийной зоне допускаются в настоящее время уже многими исследователями (Matsumoto, 1964; Peterman a. o., 1967, и др.). Не последним аргументом, подтверждающим вероятность образования гранитоидов на больших глубинах, отвечающих, в частности, верхней мантии Земли, являются соображения о длительном процессе денудации, которому подвергаются на протяжении, вероятно, сотен миллионов лет, такие древние щиты, насыщенные гранитоидами, как Балтийский, Канадский и другие, сходные с ними. Так или иначе, в качестве корневых зон древних вулканов, возможно, выступают не только гранитоиды эпизоны и мезозоны, но и гранитоиды катазоны, область распространения которых может уходить на весьма значительные глубины.

Оценивая возможность глубинного, мантийного происхождения гранитоидов, следует иметь в виду еще и установленные в настоящее время фазовые переходы кварц — коесит — стиповерит. Такие переходы ясно указывают на возможность существования в недрах Земли слоев высокой плотности, содержащих свободный кремнезем.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР, ДАЕК И ПЛАСТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Корневые зоны древних вулканов во многих случаях обнаруживают кольцевое строение и представляют, как видно на рассмотренном выше примере Шотландии, систему кольцевых даек в сочетании с коническими интрузивными пластами. В таких корневых зонах кольцевые дайки вертикальны или имеют крутой наклон от центра структуры, тогда как конические пласты образуют систему тел, наклоненных к центру под углом 35—60°. В Шотландии, где такого типа структуры хорошо изучены, менее многочисленные кольцевые дайки имеют ширину 50—2000 *м*, тогда как более многочисленные конические пласты имеют мощность всего лишь от 3 до 15 *м*.

Природа закономерно расположенных кольцевых даек и конических пластов была рассмотрена детально Андерсоном (Anderson, 1936; 1937), предложившим наиболее общую теорию, объясняющую механизм образования подобных структур. По Андерсону, структуры этого типа появляются вследствие давления на горные породы, слагающие земную кору, жидкой магмы, находящейся в «подземной кальдере» (subterraine cauldron). Полость (cavity), в которой находится магма, имеет несколько куполообразную поверхность и распространяется вниз на большую глубину. Апикальная часть полости расположена на глубине немногих километров непосредственно в центре конических пластов или кольцевых даек.

Образование конических пластов, по Андерсону, может быть объяснено предположением о том, что магма находится под давлением, превышающим давление, под которым находятся окружающие породы. Вследствие этого появляется тенденция к «подъему корней». Это состояние динамически выражается представлением о том, что в вертикальном направлении непосредственно над куполом действует избыточное давление, тогда как в горизонтальном направлении оно оказывается относительно недостаточным.

В том случае, когда интрузия имеет куполовидную форму, разломы, возникающие в связи с ее внедрением, представляют аналогию трещинам растяжения. Они ориентированы перпендикулярно «главному стрессу» в породах и следуют линиям потенциальных зон растяжения. Соответственно они располагаются поперек стенок резервуара, причем имеется несколько положений поверхностей такого нормального типа. Одно из них ориентировано радиально относительно центра; этим можно объяснить происхождение радиальных даек в подобного рода структурах. В особом случае, изображенном на рис. I-42, линии растяжения и расположенные вдоль них интрузии размещаются не радиально, а окаймляют центр, образуя конические пласты. Внутренние пласты такой системы значительно круче, как это показано на том же рисунке.

При образовании кольцевых даек, как предполагал Андерсон, давление в магматическом бассейне падает ниже нормального давления, определяемого силой тяжести на соответствующей глубине. В этом случае разрывы вызываются не прямым воздействием магмы, а являются следствием развития напряжений во вмещающих породах. В возникающих трещинах скалывания, а не растяжения, интрузии нередко оказываются более поздними. В крупных кольцевых дайках могут образоваться разрывы, имеющие в горизонтальном срезе вид замкнутых кривых. Такие разрывы распространяются вниз по направлению к магматическому бассейну и обособляют во вмещающих породах отдельные блоки, которые в этом случае свободно погружаются в магму. По Андерсону, подобные трещины наклонены в сторону от центра. Во время опускания блоков в освобождающееся пространство проникает магма.

Неправильно было бы думать, отмечает Андерсон, что такие интрузии происходят вследствие всасывания. Жидкость в обстановке гравитацион-

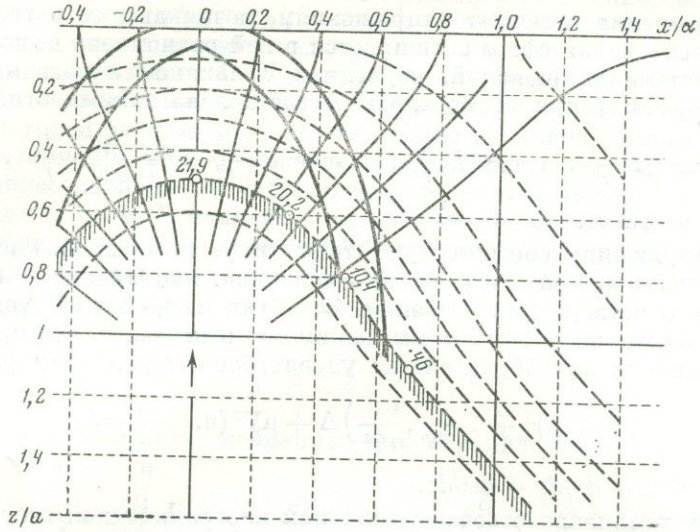


Рис. I-42. Образование конических слоев и кольцевых даек. По Андерсону (Anderson, 1937)

Пояснения см. в тексте

ной нагрузки приобретает определенное давление. Однако при образовании кольцевых даек давление меньше, а при конических интрузиях больше, чем то, которое характерно для данного уровня глубин земной коры. Подобное предположение было выдвинуто Андерсоном в 1924 г., но тогда оно не было поддержано необходимой математической теорией. Только десятью годами позднее Андерсону удалось доказать, что может быть найдена формула зависимости между формой резервуара и распределением давления вдоль его стенок, что обусловливает появление конических интрузий и кольцевых даек.

Главное направление сжатия, определяемое предложенной формулой, ориентировано так, как показано на рис. I-42. Заштрихованная кайма указывает на краевую зону магматического резервуара в вертикальном разрезе. В случае избытка давления в камере возникает относительное растяжение (tension), которое приобретает наибольшее значение вкрест поверхностей, отмеченных тонкими сплошными линиями, следствием чего является образование конических интрузий. Если давление в магматическом бассейне недостаточно, относительное растяжение наблюдается вдоль поверхностей, показанных пунктирными линиями. Вдоль этих направлений, тем не менее, интрузии магмы не образуются. Жирные линии, расположенные под углом около 25° к пунктирным, определяют размещение возможных трещин скалывания. В нижней части они соответствуют наклону кольцевых даек.

Андерсон привел достаточно пространные математические расчеты к своим построениям, ниже они помещены по его данным почти без сокращений (Anderson, 1936). Рассматриваются прежде всего две системы напряжений в однородной изотропной и неограниченной среде. Первая система окружает «центр расширения», в котором перемещения осуществляются радиально наружу из заданной точки. Эти напряжения выражаются следующими уравнениями:

$$u = A\frac{x}{r^3}; \qquad v = A\frac{y}{r^3}; \qquad \omega = A\frac{z}{r^3},$$

где u, v, ω представляют перемещения, параллельные соответственно осям x, y, z.

Эти уравнения отвечают напряжениям, возникающим в твердой среде, если очень малая сфера расширяется в ней равномерно во все стороны. Другая система напряжений, изученная Кельвином и названная Буси-неском «первым типом интегралов», представлена такими отношениями:

$$u = B\frac{xz}{r^3}; \qquad v = B\frac{yz}{r^3}; \qquad \omega = B\left(\frac{z^3}{r^3} + \frac{\lambda + 3\mu}{\lambda + \mu}\cdot\frac{1}{r}\right),$$

где λ и μ — константы Ламе.

Эти напряжения соответствуют тому типу, который возникает, если в твердой однородной среде оказать давление, направленное по z из воображаемого четвертого измерения. Этот тип напряжений Андерсон называет «пойнт-пушем» («точечным нажимом») и отмечает, что приведенные выше уравнения для обеих систем удовлетворяют условиям равновесия:

$$(\lambda + \mu)\left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z}\right)\Delta + \mu\nabla^2(u, v, \omega) = 0,$$

где $\Delta = du/dx + dv/dy + d\omega/dz$.

Все эти уравнения отвечают условиям неограниченной твердой среды. Применяя их к случаю центральных интрузий, необходимо найти эффект: 1) центра расширения и 2) направленного вверх давления типа «пойнт-пуш» в «полуограниченной» среде, которая с другой стороны не ограничена и упирается вверху в горизонтальную плоскость. Эта плоскость может быть обозначена как z. z измеряется книзу, а x и y в горизонтальном направлении.

Решения уравнений могут быть найдены, как указывает Андерсон, на том основании, что вблизи некоторой точки $(0, 0, a)$ другие выражения пренебрежительно малы по сравнению с теми, которые отвечают точке расширения, или «пойнт-пушу». В таком случае могут быть удовлетворены условия уравнения равновесия, и компоненты сил сцепления (tractions) исчезнут в направлении, поперечном плоскости $z = 0$.

Андерсон предлагает применять символ P_{yz} — для обозначения сил сцепления с учетом условия, что P_{lm} — сила на единицу площади в направлении m, действующая на фас l элемента dx, dy, dz со стороны, на которой l является наибольшим. P_{xx}, P_{yy} и P_{zz} будут положительными, когда обозначают растяжение, и отрицательными, когда отвечают сжатию.

Для решения, относящегося к точке расширения, следует возвратиться к тому положению, что рассматривается неограниченная твердая среда. Предполагается, что расширение от $(0, 0, a)$ балансируется соответствующим расширением до $(0, 0, -a)$. Тогда результатом перемещения явится:

$$u_1 = A\left(\frac{x}{r_1^3} + \frac{x}{r_2^3}\right); \qquad v_1 = A\left(\frac{y}{r_1^3} + \frac{y}{r_2^3}\right); \qquad \omega_1 = A\left(\frac{z-a}{r_1^3} - \frac{z+a}{r_2^3}\right),$$

где r_1 и r_2 — расстояния соответственно между положениями $(0, 0, a)$ и $(0, 0, -a)$.

Далее Андерсон отмечает, что когда $z = 0$, силы сцепления P_{zx} и P_{zy} исчезающе малы, так как:

$$P_{zz} = 2\mu\frac{d\omega_1}{dz} + \lambda\Delta = 4\mu A\left(\frac{1}{r^3} - \frac{3a^2}{r^5}\right),$$

где r означает r_1 или r_2.

Можно попытаться затем получить перемещение u_2, v_2, ω_2, удовлетворяющее уравнению поля и дающее прирост той же величины P_{zz} перпендикулярно плоскости $z = 0$, где сходным образом $P_{zx} = P_{zy} = 0$. Если будет найдено такое перемещение (не являющееся исключительным), в котором

z положительно и исчезающе мало, то тогда при вычитании соответствующих компонентов из u_1, v_1 и ω_1 можно получить результирующее напряжение и тем самым решить задачу.

Этот результат может быть достигнут, как считал Андерсон, если обратиться к теории электрического потенциала, в частности к теореме Герца, в которой рассматривается следующее положение: если к плоскости $z = 0$, связанной с полуограниченным пространством, приложить некоторое главное давление $P = f(x, y)$ без сопровождающего скалывающего напряжения и если P является электрическим потенциалом плотности $P/4\pi$ электричества в каждой точке плоскости, то перемещение, вызванное этим давлением, будет распространяться от данного потенциала. Такие параллели позволяют привлечь уравнение

$$\Pi = -\frac{zP}{\mu} + \frac{1}{\lambda+\mu}\left[\int_z^\infty P dz - I\right],$$

в котором I — константа, избранная для ограничения Π.
Отсюда следует, что

$$u_2 = \frac{\partial \Pi}{\partial x}; \qquad v_2 = \frac{d\Pi}{dy}; \qquad \omega_2 = \frac{\partial \Pi}{dz} + \frac{2(\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu} P.$$

Принимая затем во внимание значение потенциала $-\mu A/\pi \cdot (1/r^3 - 3a^2/r^5)$ электричества над плоскостью ограничения, где r — расстояние от точки по перпендикуляру к плоскости a, Андерсон, опираясь на представление о подобии явлений, заключает, что там, где z положительно, потенциал приобретает то же значение, что и электрический диполь в направлении $0z$ и напряжение $2\mu A$, расположенное на $(0, 0, -a)$.
Его величина

$$\frac{2\mu A(z+a)}{r_2^3}.$$

Поэтому

$$\Pi = 2A\left[\frac{-z(z+a)}{r_2^3} + \frac{\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{1}{r^2}\right].$$

Откуда следует:

$$u_2 = 2A\left\{\frac{3xz(z+a)}{r_2^5} - \frac{\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{x}{r_2^3}\right\},$$

$$v_2 = 2A\left\{\frac{3yz(z+a)}{r_2^5} - \frac{\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{y}{r_2^3}\right\},$$

$$\omega_2 = 2A\left\{\frac{3z(z+a)^2}{r_2^5} + \frac{\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{z}{r_2^3} + \frac{\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{a}{r_2^3}\right\}.$$

Отсюда искомые перемещения могут быть получены следующим путем:

$$u = u_1 - u_2 = A\left\{\frac{x}{r_1^3} + \frac{\lambda+3\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{x}{r_2^3} - \frac{6xz(z+a)}{r_2^5}\right\},$$

$$v = v_1 - v_2 = A\left\{\frac{y}{r_1^3} + \frac{\lambda+3\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{y}{r_2^3} - \frac{6yz(z+a)}{r_2^5}\right\},$$

$$\omega = \omega_1 - \omega_2 = A\left\{\frac{z-a}{r_1^3} + \frac{\lambda-\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{z}{r_2^3} - \frac{\lambda+3\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{a}{r_2^3} - \frac{6z(z+a)^2}{r_2^5}\right\}.$$

Для случая направленного вверх «пойнт-пуша», приводящего к смещению точки в $0, 0, a$, в полуограниченной твердой среде, перемещения могут быть установлены так:

$$u = -\frac{B_x(z-a)}{r_1^3}; \qquad v = \frac{B_y(z-a)}{r_1^3}; \qquad \omega = -B\left\{\frac{(z-a)^2}{r_1^3} + \frac{\lambda+3\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{1}{r_1}\right\}.$$

Эти перемещения, как можно предполагать, балансируются равными, но направленными вниз, расположенными на 0, 0, $-a$. Таким образом, получается

$$u_1 = B\left\{\frac{-x(z-a)}{r_1^3} + \frac{x(z+a)}{r_2^3}\right\}; \qquad v_1 = \text{etc};$$

$$\omega_1 = B\left\{\frac{-(z-a)^2}{r_1^3} + \frac{(z+a)^2}{r_2^3} - \frac{\lambda+3\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{1}{r_1} + \frac{\lambda+3\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{1}{r_2}\right\}.$$

Эти перемещения исчезающе малы вдоль плоскости $z = 0$, так как давление P, перпендикулярное этой плоскости ($P = -P_{zz}$,) имеет значение

$$B\left\{\frac{4\mu^2}{\lambda+\mu}\cdot\frac{a}{r^3} + 12\mu\frac{a^3}{r^5}\right\}.$$

Андерсон указывает, что, применяя далее метод подобия и используя те же приемы, что и в первом случае, можно получить уравнение:

$$\Pi = 2B\left\{\frac{\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{a}{r_2} - \frac{\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{z}{r_2} - \frac{\mu(\lambda+2\mu)}{(\lambda+\mu)^2}\cdot\log(r_2+z+a) - \frac{az(z+a)}{r_2^3}\right\},$$

из которого следует, что

$$u_2 = 2B\left\{-\frac{\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{ax}{r_2^3} + \frac{\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{xz}{r_2^3} - \frac{\mu(\lambda+2\mu)}{(\lambda+\mu)^2}\cdot\frac{x}{r_2(r_2+z+a)} + \frac{3axz(z+a)}{r_2^5}\right\},$$

$$v_2 = \text{etc.},$$

$$\omega_2 = 2B\left\{\frac{(\lambda+2\mu)^2}{(\lambda+\mu)^2}\cdot\frac{1}{r_2} + \frac{(\lambda+2\mu)z^2 + (\lambda+3\mu)az + (\lambda+2\mu)a^2}{(\lambda+\mu)\cdot r_2^3} + \frac{3az(z+a)^2}{r_2^5}\right\}.$$

Таким образом;

$$u = u_1 - u_2 = B\left\{\frac{ax-xz}{r_1^3} + \frac{\lambda+3\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{ax-xz}{r_2^3} + \right.$$

$$\left. + \frac{2\mu(\lambda+2\mu)}{(\lambda+\mu)^2}\cdot\frac{x}{r_2(r_2+z+a)} - \frac{6axz(z+a)}{r_2^5}\right\};$$

$$v = v_1 - v_2 = \text{etc.};$$

$$w = \omega_1 - \omega_2 = B\left\{-\frac{\lambda+3\mu}{\lambda+\mu}\cdot\frac{1}{r_1} - \frac{\lambda^2+4\lambda\mu+5\mu^2}{(\lambda+\mu)^2}\cdot\frac{1}{r_2}\frac{(a-z)^2}{r_1^3} - \right.$$

$$\left. - \frac{(\lambda+3\mu)z^2 + 4\mu az + (\lambda+3\mu)a^2}{(\lambda+\mu)r_2^3} - \frac{6az(z+a)^2}{r_2^5}\right\}.$$

Именно эти расчеты и привлекались Андерсоном для объяснения происхождения конических слоев и кольцевых даек. Он подчеркивал, что перемещения и, следовательно, напряжения соответствуют друг другу и имеют симметрию относительно вертикальной оси. Таким образом, эти напряжения могут быть привлечены к построению изостатических поверхностей, которые везде перпендикулярны главным направлениям сжатия и растяжения (кроме главных напряжений, которые не обладают этим свойством). Одна из систем этих изостатических поверхностей может следовать вертикальной или радиальной осям. Две другие системы определяются их пересечением с плоскостями x или z. В итоге, отмечает Андерсон,

$$\operatorname{tg} 2\theta = \left(\frac{du}{dz} + \frac{d\omega}{dx}\right) \Big/ \left(\frac{du}{dx} - \frac{d\omega}{dz}\right),$$

где θ является $\operatorname{tg}^{-1} dz/dx$.

Это уравнение приводит к двум положениям кривой, являющихся ортогональными. Сжатие и растяжение поперек соответствующей поверхности получается по формуле

$$P_{nn} = \frac{\lambda u}{x} - (\lambda + \mu)\left(\frac{du}{dx} + \frac{d\omega}{dz}\right) \pm \sqrt{\left(\frac{\partial u}{dz} + \frac{\partial \omega}{dx}\right)^2 + \left(\frac{du}{dx} - \frac{d\omega}{dz}\right)^2},$$

которая приложима к плоскости $X0Z$. Для определения сжатия или растяжения перпендикулярно к поверхности, вдоль которой пересечение с плоскостью dz/dx является положительным, значение корней может быть извлечено с противоположным знаком $(dy/dz + d\omega/dx)$. Другое значение отвечает поверхности, которая образует с первой прямой угол. Перпендикулярно плоскости $X0Z$ растяжение имеет значение

$$P_{\psi\psi} = (\lambda + 2\mu)\frac{u}{x} + \lambda\left(\frac{\partial u}{dx} + \frac{d\omega}{dz}\right).$$

Для построения графических изображений эта формула упрощена допущением, что $\lambda = \mu$; Андерсон считает это допущение оправданным экспериментальными данными сейсмологии.

Как указывал Андерсон, его теория встречает все же значительные затруднения. Невозможно, в частности, объяснить, почему в одних случаях породы разрываются трещинами скалывания, а в других — трещинами растяжения. Оба типа разрывов в земной коре появляются совместно, причем для одного из них примером служат сбросы, для другого обычные дайки. Необходимо, кроме того, отметить, подчеркивает Андерсон, что системы напряжений в принятых им расчетах относятся только к состоянию материала до разрыва. Как только какая-либо трещина возникает, система более или менее модифицируется. Тем не менее совпадение фактов с теорией настолько хорошо, что предполагаемое объяснение оказывается вполне приемлемым.

Форма камеры, показанная на диаграмме, на которой отмечена относительная величина давлений вдоль краев, удобна для расчетов, но она всего лишь наиболее вероятна. Затруднения в расчетах были бы меньшими, если бы камера по форме была близка к «перевернутому цветочному горшку» с несколько изломанным краем. Различия давлений в подобной камере могут быть объяснены следующим образом. Возможно, что камера открывается вниз в неглубоко расположенный резервуар большого латерального распространения. Внутри такого резервуара давление определяется исключительно весом вышележащих пород. Поэтому не существует ни «избытка», ни «недостатка» давления. Просто предполагается, что магма в камере легче, чем окружающие породы. Так, например, расплавленный базальт на поверхности имеет плотность только 2,59, что меньше плотности застывшего базальта. В итоге в магме вертикальный градиент давления оказывается меньшим, чем во вмещающих породах. Отсюда следует, что «избыток» давления в магматическом бассейне нарастает по направлению к вершине. Недостаток давления, вызывающий образование кольцевых даек, может быть легко объяснен уменьшением объема магмы. Такое уменьшение объема происходит, вероятно, вследствие остывания, сопровождаемого частичным ее затвердеванием. Этот процесс, по Андерсону, достаточно эффективен в том случае, когда исключены условия, способствующие отвердеванию магмы, нарушающему непрерывность предполагаемого латерального резервуара и содействующему появлению избытка давления.

Как отмечал Н. А. Елисеев (1953), еще до того, как Андерсон выдвинул рассмотренную выше в общем виде концепцию, в 1901 г. Хоув пытался получить радиальные трещины в искусственном лакколите с куполообразной кровлей, а в 1922 г. Френ показал, что в стекле под

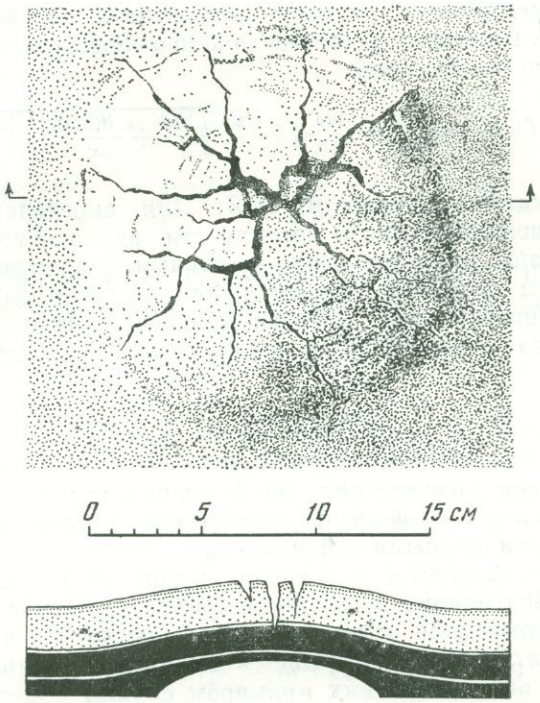


Рис. I-43. Радиальные трещины на куполе. По И. В. Лучицкому и П. М. Бондаренко, 1967а

влиянием давления на него небольшим стальным шариком образуются конические разломы. Система радиальных трещин была получена над куполовидными телами также многими другими исследователями, в частности в экспериментах по моделированию сводовых поднятий (рис. I-43) И. В. Лучицким и П. М. Бондаренко (1967а).

Позднее Андерсон рассмотрел с позиций механического анализа также проблему образования даек и пластовых залежей (силлов). В его работе (Anderson, 1942) эта проблема рассматривается в тесной связи с общим исследованием механики процесса возникновения сбросов. По Андерсону, динамика данного процесса определяется существованием в земной коре стрессов, обусловливающих появление в горных породах нормальных и скалывающих напряжений; взаимоотношения между стрессами устанавливаются в полном соответствии с известными положениями теории упругости. Предполагается, что один из стрессов ориентирован в земной коре вертикально и определяется силами гравитации, два других ориентированы горизонтально, под прямым углом один к другому и к вертикали.

Как подчеркивает Андерсон, слово «стресс» само по себе может означать в равной степени скалывающее усилие, сжатие или растяжение. Сжатие или растяжение вдоль указанных выше направлений Андерсон называет «главными стрессами»; плоскости, проходящие через каждую пару направлений —«главными плоскостями» стрессов. Отклонения от более или менее строгой ориентировки по отношению к вертикали могут быть вызваны неровностями земной поверхности, что существенно в горных районах. Вертикальное давление определяется весом вышележащих пород и приближенно пропорционально глубине, если нет больших вариаций в плотности. Возможны случаи уменьшения такого давления, когда слои в рассматриваемой части земной коры работают как арка.

Что касается латерального давления, то оно на глубине может тоже достигать больших значений и в идеальном случае оказаться равным вертикальному. Такое равновесие разно ориентированных давлений в природе встречается, как полагает Андерсон, редко, и оно может быть названо «стандартным состоянием». Реально эти давления неодинаковы и оказываются бóльшими или меньшими «стандартных». В этом случае говорят о «возрастании» или о «падении» давления, что обозначает, в сущности, его избыток или недостаток по сравнению с предполагаемым стандартом, зависящим от вертикального давления.

Отношения между величинами главных стрессов определяют появление разрывов, имеющих вид надвигов (thrust faults), сдвигов (transcurrent faults) и нормальных сбросов (normal faults). Надвиги образуются в том случае, когда давление по обоим горизонтальным направлениям является избыточным, сдвиги — в случае избыточного давления по одному из горизонтальных направлений и недостатком его в другом, нормальные сбросы — при недостатке давления по обоим горизонтальным направлениям.

Возникающие разрывы, по Андерсону, следуют во всех случаях вдоль зоны максимальных скалывающих стрессов, расположенных под углом около 45° к наибольшему (P), наименьшему (R) и параллельно среднему (Q) главным стрессам; обычно эти плоскости отклоняются от такого положения в сторону наибольшего главного стресса, вследствие чего угол с этим направлением чаще всего оказывается меньшим 45°. В надвигах такие плоскости отклоняются соответственно ближе к горизонтальному направлению (рис. I-44), в сбросах — к вертикальному (рис. I-45), а в сдвигах они расположены вертикально и образуют острый угол с наибольшим горизонтальным стрессом (рис. I-46). Вдоль плоскостей скалывания происходят смещения, в надвигах приводящие к наползанию висячего крыла на лежачее, в сдвигах — следующие в почти горизонтальном направлении, и в сбросах — обусловливающие опускание висячего крыла.

Таким образом, все три вида разрывов связаны с поверхностями скалывания и по своей природе не благоприятны для внедрения магматических расплавов. Следовательно, разрывы, используемые магмой, образующей дайки или пластовые залежи (силлы), образуются в результате действия совсем иного механизма, чем надвиги и сбросы. Они возникают в результате растяжения, а не скалывания, и в этом случае следуют почти исключительно параллельно плоскостям, поперечным по отношению к максимуму растягивающих усилий. Основная идея Андерсона сводится в конечном итоге к тому, что дайковые трещины ничего общего со сбросами не имеют.

Другая мысль заключается в том, что хотя трещины растяжения в обстановке увеличивающегося с глубиной вертикального давления не могут распространяться более чем на 3—8 *км* ниже поверхности Земли, тем не менее дайки образуются и на больших глубинах благодаря расклинивающему действию магматических расплавов на вмещающие породы. Предположим, указывает Андерсон, имеется вертикальный пласт расплава, заканчивающийся клином и находящийся под определенным давлением. Две широкие стрелки (рис. I-47) указывают главное горизонтальное сжатие в поперечном направлении в окружающих породах. Если давление магмы меньше этого сжатия, то трещина имеет тенденцию закрываться. Если же, наоборот, давление магмы окажется несколько бóльшим, чем сжатие в горизонтальном направлении, то на конце клина возникнут растягивающие усилия. Это растяжение, показанное маленькими стрелками, может быть достаточным для того, чтобы вызвать разрушение, продолжающее трещину и приводящее к ее росту. Процесс расширения трещины продолжается до тех пор, пока гидростатическое давление сохраняется бóльшим поперечного давления в окружающих породах.

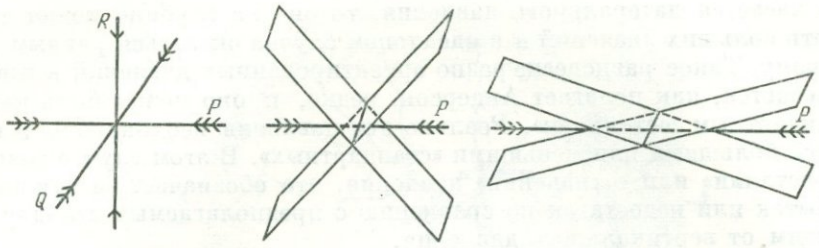


Рис. I-44. Схема надвигов. По Андерсону (Anderson, 1942)
P — максимальное; *R* — минимальное; *Q* — промежуточное давление

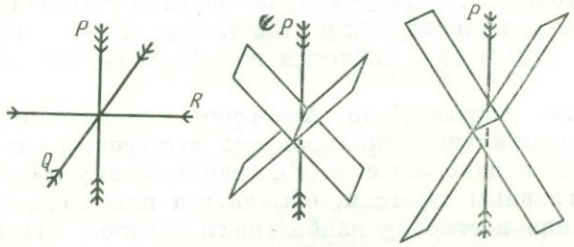


Рис. I-45. Схема нормальных сбросов. По Андерсону (Anderson, 1942)
P — максимальное; *R* — минимальное; *Q* — промежуточное давление

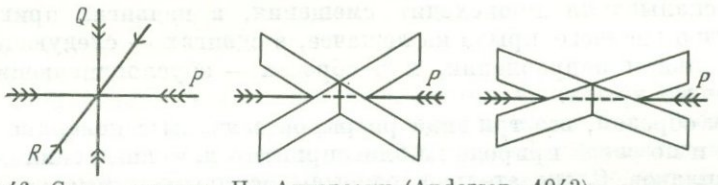


Рис. I-46. Схема сдвигов. По Андерсону (Anderson, 1942)
P — максимальное; *R* — минимальное; *Q* — промежуточное давление

В отличие от даек, возникающих в том случае, когда минимальное давление ориентировано горизонтально, для того чтобы образовалась пластовая залежь (силл), необходима, по Андерсону, вертикальная ориентировка минимального давления. Образованию силлов естественно способствует горизонтальное залегание слоев, в которые внедряется магма; нередко магма следует ослабленным стратиграфическим поверхностям.

Тесные взаимоотношения даек с силлами, наблюдаемые в некоторых областях, могут казаться аномальными, но Андерсон объясняет их следующим образом. В результате образования сбросов горизонтальное давление уравнивается с вертикальным и создаются условия, близкие к идеальному, или «стандартному», состоянию. Сильные изменения в распределении стрессов вызывают также внедрение магмы, связанное с образованием отдельных более или менее крупных даек или их систем. Предположим, имеется широтно ориентированная дайка мощностью 30 *м*. Ее образование будет сопровождаться перемещением обеих ее сторон на север и на юг, максимально в каждую сторону на 15 *м*. Перемещение будет прекращаться в удалении от дайки и, как указывает Андерсон, может быть выдвинуто предположение о том, что оно угаснет в обе стороны на расстоянии до 15 *км*. Это составит сокращение в меридиальном направлении 1:1000. Породы, сжатые до такого предела в лабораторных условиях, будут близки к точке разрушения. Изменение напряжений,

таким образом, будет сопровождаться падением избыточного давления в меридиональном направлении, от трещины в стороны. В итоге вполне возможно создание такой обстановки, при которой горизонтальное давление может превысить вертикальное, что вызовет появление силлов, сопровождающих или сменяющих дайки.

Имеется, по Андерсону, также другой фактор, который может способствовать образованию силлов. Обозначим три главных давления, существующих перед становлением дайки, через P_0, Q_0 и R_0 в порядке убывания их величины. P_0 вертикально, тогда как Q_0 и R_0 горизонтальны, причем Q_0 параллельно, а R_0 перпендикулярно плоскости, которой будет в дальнейшем следовать интрузия. В процессе становления дайки R_0 в любой точке внутри нее возрастает, скажем, до $R_0 + D$. Два других давления также могут меняться. В частности, вертикальное давление в некоторой области может возрасти до rD, а горизонтальное давление, параллельное дайке, до sD, где r и s меньше единицы. В таких условиях могут быть допущены три возможности.

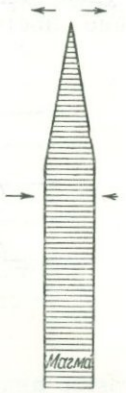


Рис. I-47. Клин жидкой магмы под давлением вызывает локальное растяжение. По Андерсону (Anderson, 1942)

1. Нормальное давление $R_0 + D$ постепенно возрастает, достигая в конце концов значения $R + D_0$, которое равно гидростатическому давлению магмы (H). D_0 может быть при этом столь малым, что линия R не пересечет ни одну из линий, отвечающих какому-либо из главных давлений. R явится поэтому наименьшим, вследствие чего не смогут образоваться никакие интрузии, кроме даек.

2. Другая возможность возникает, когда r больше s, как показано на левой диаграмме (рис. I-48). Линии R и Q в этом случае могут пересечься скорее, чем D достигает конечного значения. Горизонтальное давление, параллельное дайке, окажется при этом меньшим нормального. Внедрение магмы приведет к образованию поперечных более или менее вертикальных пластов, но силлы не смогут образоваться.

3. Третья возможность показана на правой диаграмме (см. рис. I-48). Она определяется тем, что r меньше s и что здесь имеются особые отношения между P_0, Q_0 и R_0. R и P в этом случае могут пересечься до R и Q слева от линии $D = D_0$. Вертикальное давление поэтому окажется меньше, чем нормальное, т.е. создается благоприятная обстановка для образования силлов.

Как отмечает Андерсон, в некоторых случаях интрузии следуют вертикально, ответвляясь от подстилающих горизонтально расположенных магматических залежей. В таких условиях возможно, что значение r останется меньшим s и одно из необходимых условий для питания силлов будет выполнено. В целом же следует иметь в виду, что в изложении Андерсона слова «относительное растяжение» или «растяжение» употребляются только для обозначения падения давления.

По Андерсону, отношение r к s в некоторых случаях может быть задано формулой $s = \sigma(1 + r)$, где s — меньшая из двух констант, а σ — коэффициент Пуассона. Построения на рис. I-48 дают основание считать, что необходимым условием для образования силла является неравенство:

$$\frac{Q_0 - R_0}{P_0 - R_0} > \frac{1 - s}{1 - r}.$$

Комбинируя обе формулы, получаем условия

$$\frac{Q_0 - R_0}{P_0 - R_0} > \frac{1 - \sigma(1 + r)}{1 - r}$$

или приблизительно

$$\frac{Q_0 - R_0}{P_0 - R_0} > \frac{3 - r}{4(1 - r)}.$$

Рассматривая в общем виде проблему образования пространства, освобождающегося в процессе внедрения интрузий, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1932, 1933, 1935) отметил возможность возникновения пластовых залежей, подобных тем, которые известны для траппов Сибирской платформы, путем удаления подошвы интрузивных тел вниз и притом не скачками, а плавно, постепенно, по мере внедрения магмы.

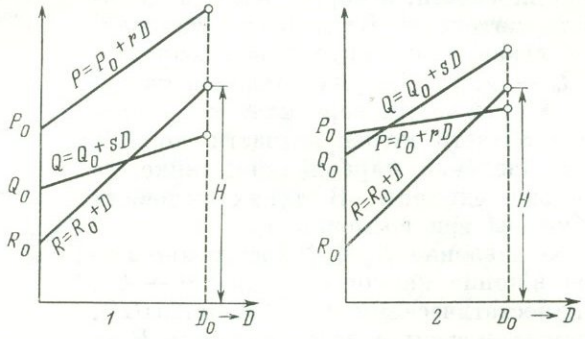


Рис. I-48. Относительная вероятность образования силла. По Андерсону (Anderson, 1942)

1 — образование силла невозможно; *2* — образование силла возможно. Пояснения см. в тексте

«Механизм этого процесса, который совершался гидростатическим путем, можно объяснить,—писал Левинсон-Лессинг (1955, стр. 30),— следующим образом. Под влиянием давления магма выжимается вверх по одной или нескольким трещинам, образовавшимся в результате ее собственного напора или дислокационного напора. Некоторая часть магмы уходит из того пространства, которое она первоначально занимала. Получается отрицательное давление, и должна была бы получиться некоторая пустота, но она будет только потенциальной, так как она, конечно, немедленно как только появилась, должна чем-то заполниться. В некоторых случаях можно допустить, что это заполнение будет произведено легкими компонентами магмы; но для основных магм типа траппов вряд ли можно допускать это как правило, вероятнее, это будет разве только исключительный случай. Заполнение потенциальной пустоты произойдет вследствие опускания или прогиба вышележащей более или менее пластичной массы: в местах более слабой связи (а таковыми являются плоскости слоистости или границы между разными осадочными свитами) произойдет отслаивание, разрыв, но разрыв тоже потенциальный, так как пустота, которая должна была бы образоваться на месте отслаивания, сейчас же, по мере своего образования, заполняется находящейся под напором магмой, если этот напор был недостаточен для того, чтобы поднять или прорвать вышележащую толщу и дать либо лакколит, либо массовое трещинное поверхностное излияние. До тех пор, пока действует давление опускания, выжимающее магму, должен идти такой круговорот: магма поднимается, ее место занимает опускающаяся пластичная глыба, которая отслаиванием оторвалась от покрывающей ее свиты, и в эту потенциальную горизонтальную полость, конечно, сейчас же внедряется в горизонтальном направлении магма, поднявшаяся до уровня потенциальной пустоты по вертикальному или наклонному разрыву. Опускается то, что становится подошвой возникающего интрузивного пласта, и остается на месте то, что становится его кровлей. Таким образом, устанавливается непрерывный

двойной обмен местами между жидкой магмой и пластичной осадочной толщей» (рис. I-49).

Как подчеркивает Левинсон-Лессинг, описанный процесс осуществляется весьма плавно и магма в нем играет роль пассивно внедряемой массы. Видимая активность магмы в этом процессе объясняется Левинсон-Лессингом как результат отражения действующего на нее дислокационного давления, которое производят опускающиеся участки земной коры на соседние или более удаленные от них магматические бассейны (Левинсон-Лессинг, 1933).

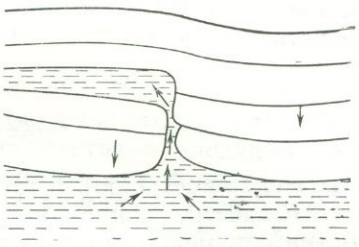


Рис. I-49. Схема образования больших интрузивных пластов путем пластического опускания подошвы. По Левинсон-Лессингу, 1955

Штриховкой показана магма, внедряющаяся в осадочную толщу. Стрелки показывают направление движения

Попытка дать общее объяснение процессу образования пластовых интрузивных тел предпринята также Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким (1948). В их интерпретации формирование интрузий, происходящее вследствие прогибания, «начинается в процессе нисходящего движения и связано с возникновением пространства. Призма осадков, выполняющих зону прогибания, претерпевает растяжение при нисходящем движении. Горизонтальный компонент растяжения компенсируется вертикальными трещинами, а вертикальный, связанный с отставанием верхних слоев относительно нижних, сразу же компенсируется погружением верхних слоев под влиянием силы тяжести. Таким образом, пространство, высвобождаемое вертикальным растяжением, остается лишь потенциальным. При наличии же вторичных магматических очагов вертикальное растяжение может компенсироваться не только оседанием вышележащих слоев, но и заполнением магмой потенциального пространства, одновременно с его возникновением. Таким путем в процессе растяжения образуются пластовые интрузии. Наиболее благоприятным уровнем их развития являются горизонты, лежащие ниже хорды, но близко к ней, где дальнейшему восходящему движению магмы препятствует сжатие верхних слоев» (Косыгин, 1952, стр. 270—271).

Предложенная Косыгиным и Магницким общая концепция опирается на представление о том, что в процессе прогибания слои, образующие осадочную оболочку Земли, испытывают существенно различные влияния вмещающей их среды, в зависимости от того, протекает ли процесс прогибания выше или ниже хорды, соединяющей достаточно удаленные точки на земной поверхности. Выше хорды, как предполагают эти исследователи, происходит преимущественное сжатие слоев, а ниже — их растяжение. Именно этот процесс растяжения и способствует, по их мнению, образованию пластовых залежей. Таким образом, процесс образования пластовых залежей объясняется различными исследователями по-разному, поэтому необходимо дальнейшее развитие теории образования пластовых интрузий.

Глава II

ТАФОНОМИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ И ПРОБЛЕМА ФАЦИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические постройки, а также разнообразные продукты вулканической деятельности, накапливающиеся в результате извержений, в течение более или менее длительного времени подвергаются воздействию экзогенных факторов; в результате тектонических процессов они, кроме того, нередко деформируются. Происходящие при этом изменения могут в одних случаях привести к полному разрушению возникших вулканических сооружений и переотложению вулканических накоплений, в других — к захоронению тех и других среди древних осадков.

При полном уничтожении следов вулканической деятельности под влиянием процессов денудации о былом существовании вулканов можно судить только по присутствию переотложенного вулканического материала в осадочных толщах. В таких условиях детальное исследование осадочных пород, образовавшихся в определенной степени вследствие разрушения древних вулканов, даст возможность оценить действительную роль вулканизма в развитии той или иной территории и выяснить истинные его масштабы и особенности развития в минувшие геологические эпохи. Обычно же различные вулканические постройки и продукты вулканических извержений в результате сложных преобразований захороняются среди осадочных толщ в виде, доступном для прямого изучения. В этих случаях возникает необходимость выяснения условий захоронения отдельных построек, способов и путей образования и погребения вулканогенных толщ, включая распределение этих толщ среди древних осадков, определение особенностей их внутреннего строения и фациальной изменчивости, а также иные аналогичные проблемы, которые могут служить предметом специальных исследований; эти исследования удобно называть тафономическими.

Известно, что термин «тафономия» (от греч. ταφος—могила, погребение, νόμος — закон) предложен И. А. Ефремовым (1950) для определения научного направления, изучающего процессы образования местонахождений ископаемых организмов в слоях земной коры. Однако этот термин может быть истолкован шире и принят в соответствии с буквальным его смыслом для обозначения аналогичных направлений, затрагивающих разные стороны существования объектов неживой природы, и применен, в частности, к различным областям геологической науки. В данном случае речь может идти об изучении процессов захоронения древних вулканов и продуктов их деятельности. Перед исследованиями в области тафономии древних вулканов в самом общем виде могут быть выдвинуты по крайней мере две задачи:

1. Изучение некоторых общих вопросов тафономии древних вулканов, связанных с изучением способов их захоронения, а также условий образования и погребения вулканогенных толщ.

2. Исследование фациальной изменчивости вулканогенных образований.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОБЛЕМЫ ТАФОНОМИИ И УЧЕНИЯ О ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФАЦИЯХ

Специальных исследований в области тафономии древних вулканов не было, и развитие подобных исследований дело будущего. Тем не менее давно уже предпринимались различные шаги в области изучения способов погребения вулканических построек и толщ, образующихся в результате накопления вулканического материала. Такое изучение в известной мере связано с разработкой учения о фациях в приложении к вулканогенным образованиям, поэтому в отдельных звеньях тафономические и родственные им исследования имеют достаточно сложную и длительную предшествующую историю.

Проблемы погребения отдельных вулканов изучались в прошлом столетии на Британских островах Джаддом (Judd, 1880), позднее Гики (Geikie, 1897). В частности, Гики достаточно наглядно показал, как в результате сложного течения геологических процессов древние вулканические конусы под влиянием тектонических деформаций поворачивались набок, а затем подвергались денудации вместе с вмещающими их осадочными толщами, вследствие чего в одном эрозионном срезе оказывались клиновидные согласные линзы вулканогенных пород и секущие напластование дайки (рис. II-1).

В более общем виде исследование способов захоронения вулканических построек было проведено Рейером (Reyer, 1888). Он отметил, что региональное опускание основания, на котором покоится вулканический материал, приводит к захоронению такого материала под озерными или болотными осадочными накоплениями, подобно тому, как это имеет место, например, в Чехии, а также в ряде районов на юге Альп. С другой стороны, дислокации сбросового типа, обусловливающие появление грабенов или иных депрессионных зон, как подчеркнул Рейер, тоже способствуют сохранению вулканических накоплений, перекрываемых впоследствии

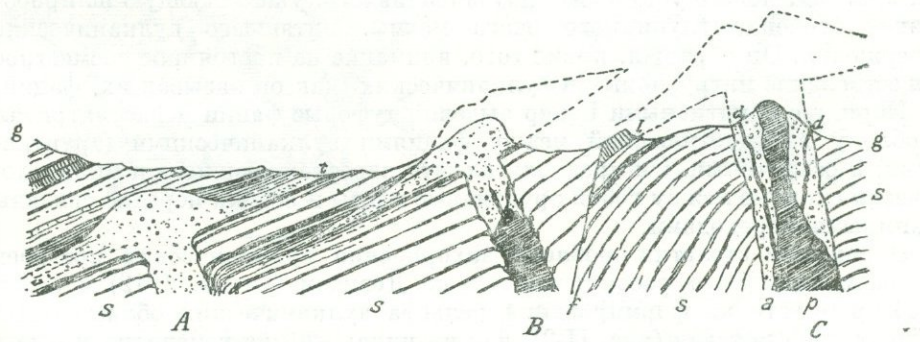


Рис. II-1. Диаграмма, иллюстрирующая постепенное разрушение захороненных вулканических конусов благодаря действию продолжающейся денудации. По Гики (Geikie, 1897)

A, *B*, *C*— последовательные стадии обнажения; *s* — осадочные отложения; *g* — современная поверхность Земли; *t* — обнажение лав, переслаивающихся с синхронными морскими отложениями; *l* — останец лавы; *f* — разрыв; *a* — агломераты; *d* — дайки или жилы; *p* — лавовая пробка

молодыми осадочными толщами. Вместе с тем Рейер указал, что, хотя вулканические области тяготеют к территориям, испытывающим погружение, тем не менее эти области характеризуются более или менее активной аккумуляцией вулканического материала, вследствие чего одновременно их поверхность может претерпевать поднятие. Взаимоотношения между погружением местности и аккумуляцией в ее пределах вулканического материала, по Рейеру, достаточно разнообразны, поэтому в одних случаях

прогибание компенсируется аккумуляцией, в других преобладает или отстает от нее.

Рейер сравнительно детально рассмотрел проблему фаций применительно к вулканическим образованиям. По его представлениям, «в некоторых областях нередко появляется определенная эруптивная порода, связанная с выдержанным горизонтом, и тогда обычно говорят о порфировой или базальтовой формации, которую рассматривают как аналог осадочных «формаций»; однако, коль скоро проводят сравнение с другими областями, выясняется, что эруптивные фации варьируют в еще большей степени, чем осадочные. Зачастую в различных местностях, а также в ограниченных участках одного и того же горизонта, встречаются по соседству различные эруптивные фации, и в таком случае это приводит к переходу одного их типа в другой подобно тому, как в осадочных фациях» (Reyer, 1888, стр. 335). Такие переходы Рейер отмечал для разных лав, в частности для ряда трахит-андезитовых лав, но считал, что фациальная смена может быть установлена также для интрузивных пород ряда гранит — тоналит — диорит, гранит — сиенит и т. д. К фациальным переходам Рейер относил также смену лавовых образований глубинными породами и общую изменчивость состава тех и других.

Первый вид фациальных изменений связан, по его представлениям, с вариациями структуры пород, второй — с непостоянством состава магмы. Рассмотренные Рейером примеры затрагивают оба эти случая. В частности, он указал переход более глубинных «порфировых» фаций в андезиты и трахиты на западе Южной и Северной Америки, в вулканической области Венгрии и т. д., но не дал более точных указаний на местоположение устанавливаемых им фациальных переходов. Впрочем, один из примеров Рейера более конкретен и касается прорывающих лейасовые отложения Тосканы (Италия) двух кварц-порфировых жил и эруптивного массива, нижние части которого представлены тоже кварцевыми порфирами, переходящими в висячем боку в липариты. Рейер подчеркивал, что, наблюдая вулканические массы, образовавшиеся в один и тот же промежуток времени, можно установить их изменчивость, указывающую шлирообразное строение глубинного очага магмы, питавшего вулканические извержения. Он обращал, кроме того, внимание на постоянное совместное существование интрузивных и вулканических (как он называл их) фаций.

Наряду с эруптивными Рейер выделял туфовые фации и рассматривал проблему взаимоотношений между фациями вулканическими (эруптивными) и осадочными. Он предполагал, что переслаивающиеся и минералогически сходные между собой эруптивные массы и осадки нередко связаны взаимными переходами.

В текущем столетии проблема захоронения вулканических построек в общем виде была рассмотрена также Девисом (Dewis, 1912) в связи с обзором истории формирования рельефа вулканических областей. На ряде схем он показал (рис. II-2), как возникающий на пенепленизированной поверхности вулканический рельеф с коническими постройками и лавовыми плато после завершения извержений подвергается расчленению, а затем вновь возвращается к стадии пенеплена, включающего вулканические элементы внутреннего строения, в рельефе почти не выраженные.

Этой концепции А. Е. Святловский впоследствии противопоставил следующие представления: 1) вулканические извержения начинаются при низком положении вулканической области над уровнем моря и сопровождают ее поднятие; 2) эрозия вулканической области начинается одновременно с поднятием; 3) вулканические излияния происходят при поднятии, протекающем быстрее, чем эрозия; 4) вулканическая деятельность возникает в начале поднятия и заканчивается в конце его, при формировании высокогорной страны среди геосинклинальной области; 5) при формировании рельефа районов общее тектоническое поднятие района преобладает над эрозионным понижением (базис эрозии понижается); 6) процессы

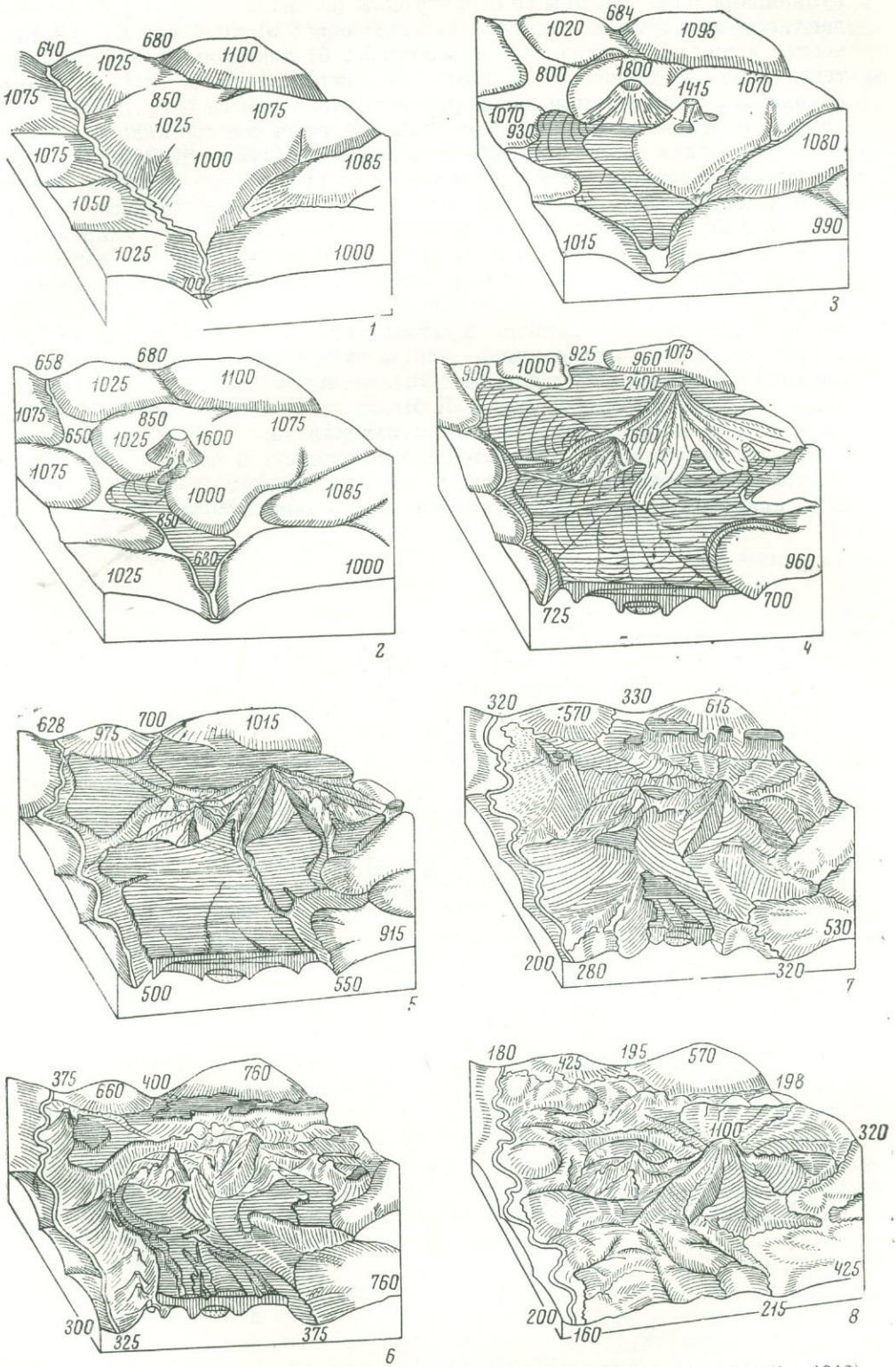


Рис. II-2. Развитие рельефа вулканической области. По Девису (Dewis, 1912) из А. Е. Святловского, 1954

1—8 — последовательные стадии процесса. Пояснения см. в тексте

вулканизма тесно связаны со структурным развитием района и сопровождают особые формы тектонических нарушений: а) контрастные тектонические движения регионального масштаба, б) локальные типы вулкано-тектонических движений (вулкано-тектонические депрессии, кальдеры опускания, эксплозивные грабены, секторные грабены и пр.); 7) рельеф района новейшего вулканизма в процессе развития из лавовых плато преобразуется в горную страну» (Святловский, 1954, стр. 232). Он тоже представил блок-диаграммы, иллюстрирующие историю развития вулканического рельефа (рис. II-3). Впрочем, как и построения Девиса, предложенная Святловским схема далека от совершенства и не конкретна.

В целом проблемы тафономии древних вулканов мало интересовали исследователей, поэтому в сводках Вольфа (Wolff, 1914), Запера (Sapper, 1927), Ритмана (1964; Rittmann, 1932, 1960) и в других обобщающих работах условия захоронения вулканических построек и областей, в сущности, не рассматривались. Немногие указания по этой проблеме имеются у Тирреля (1934; Tyrrell, 1931), но, по-видимому, только в исследовании Р. Г. Гарецкого и А. Л. Яншина (1960) вопросы погребения вулканов, а также формирования и захоронения вулканогенных толщ получили надлежащую принципиальную оценку, и основные сведения по этой проблеме были изложены ими в кратком виде в связи с тектоническим анализом мощностей. В представленном ниже общем очерке тафо-

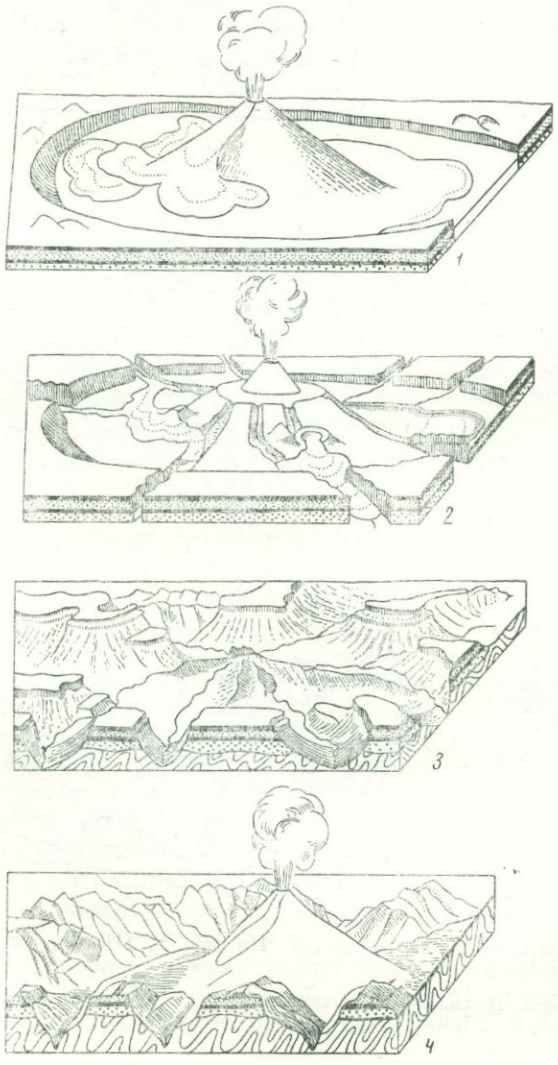


Рис. II-3. Развитие рельефа вулканической области. По А. Е. Святловскому, 1954

1—4 — последовательные стадии процесса

номии древних вулканов приводятся соответствующие ссылки на это исследование.

Внимание вулканологов и геологов привлекают главным образом вопросы фациального изучения вулканических, точнее—магматических масс. В частности, Левинсон-Лессинг придавал большое значение фациальному анализу магматических образований и применял термин «фация» для обозначения вариаций состава и структуры пород одного и того же тела, сложенного магматическими породами: например, лейкократовые, меланократовые, стекловатые, эффузивные фации и т. д. В петрографическом словаре (Левинсон-Лессинг, Струве, 1932, 1937), впервые опубликованном в конце прошлого столетия (Loewinson-Lessing, 1893), Левинсон-Лессинг определял фации как «различные продукты одной и той же магмы в магматических породах, образовавшиеся путем расщепления и отличающиеся друг от друга или структурой или составом». Ритман (Rittmann, 1936, 1960) среди продуктов вулканической деятельности различал фации вулканитов и субвулканитов, образующихся при различных давлениях и содержащих газы, а также отличающихся составом слагающих породы минералов и структурными особенностями.

Более полно проблема фаций в приложении к магматическим образованиям, в том числе к продуктам вулканической деятельности, была разработана М. А. Усовым (1925, 1932, 1935, 1945) и Ю. А. Кузнецовым (1949, 1955, 1960а, б). Вначале (1925, 1932 гг.) Усов предложил название «фация» применять «к разным проявлениям интрузивных пород одного и того же состава» и выделять по условиям залегания, составу и структуре интрузивных пород абиссальную и гипабиссальную фации, а затем распространил этот термин и на эффузивные породы. «Наметить фации эффузивов просто,— писал М. А. Усов (1935, цит. по 1960, стр. 101),— для этого нужно взять типы тел, которые сложены породами эффузивного облика, т. е. образовавшимися на поверхности или на небольшой глубине при быстром охлаждении магмы. Поскольку эти типы тел выделены правильно, резко отличаясь друг от друга, тела становились при различных условиях, и соответствующие породы не могли не получить особых свойств. Таким образом, я выделяю следующие фации эффузивов: силлово-лакколитовую, экструзивную, дайковую, жерловую и штоковую...» Позднее (Усов, 1939) он определил термин «фация» следующим образом: «Магма в различных условиях залегания дает породы, отличающиеся структурой, текстурой, минералогическим и отчасти химическим составом, а также контактовыми явлениями. Подобно осадочным и метаморфическим породам, соответствующие формы проявления магматических пород целесообразно называть фациями». Представленная Усовым схема классификации эффузивов дана в табл. 2.

Фации магматических пород М. А. Усов разделил на четыре группы: экструзивную, гипабиссальную, абиссальную и дайковую. Он отметил, что экструзивная группа фаций включает поверхностную, подводную и жерловую фации (Усов, 1935). Позднее Усов указал, что «по нашим представлениям форма магматического тела вместе с окружающим пространством является ведущим фактором в формировании магматической породы. Поэтому фации магматических пород выделяются нами в основном по условиям их залегания» (Усов, 1940а; цит. по 1960, стр. 115).

Концепцию М. А. Усова впоследствии развил Ю. А. Кузнецов (1949, 1955, 1960). По его мнению, фациальные особенности магматических пород определяются средой, в которой они возникают. Эти особенности могут выражаться формой магматического тела, структурными и текстурными чертами пород, их минералогическим составом, характером и степенью контаминации магмы веществом боковых пород, постмагматическими преобразованиями и т. п. Как отмечает Кузнецов, все исследователи, занимавшиеся изучением фаций магматических пород, важнейшее значение придавали глубине их образования. В зависимости от глубины,

Таблица 2

Провизорная краткая характеристика фаций эффузивов (Усов, 1932)

Фация	Форма тела	Характерные текстуры	Обычные сопутствующие образования	Фазы состояния в эпиконтинентальных толщах
Экструзивная	Покровы, потоки, куполы	Пористая, шлаковая, миндалекаменная	Туфы	Первичная с обожженной и диагенетизированная
Силловолакколитовая	Силлы и лакколиты	Массивная	Легкий контактовый метаморфизм	Слабое выражение первичной фазы, долго сохраняющейся
Дайковая	Линейные дайки	Массивная, изредка с миндалинами, а также слащеватая	Автометасоматоз	Зеленокаменная
Жерловая	Трубы	Массивная с зонами рассланцевания	Местная пропилитизация и жильные образования	Первичная с зеленокаменной или диагенетизированная с зеленокаменной
Штоковая	Штоки	Массивная	Легкий автометасоматоз с местной минерализацией, а также оруденением	Слабое проявление первичной фазы, долго сохраняющейся

на которой формируются магматические тела, могут быть выделены, по Кузнецову, фации глубинности, или макрофации, указанные в табл. 3.

После появления работ М. А. Усова и Ю. А. Кузнецова к проблеме фаций магматических пород неоднократно обращались многие исследователи в нашей стране: Е. Ф. Малеев (1963, 1966), Е. Б. Яковлева (1956, 1957а, б), В. С. Коптев-Дворников с сотрудниками (1967) и многие другие.

В работах Е. Ф. Малеева проблема фаций рассмотрена в приложении непосредственно к вулканогенным, а не вообще к магматическим породам. Фации вулканокластических горных пород он выделяет как «определенный объем вулканокластического материала или горной породы со свойственными им петрографическими, физико-химическими и палеонтологическими признаками, обусловленными типом извержения, вещественным составом исходного материала, тектоническими, физико-химическими, биологическими и географическими условиями образования осадка или горной породы» (Малеев, 1963, стр. 137). Позднее Малеев (1969) добавил в это определение слова «типом вулканизма, типом магмы», поместив их после слов «типом извержения», оставив остальной текст без изменений. Следуя такому определению, которое, как считает Малеев, дать «в универсальном виде» чрезвычайно трудно, он выделяет фации вулканокластических пород околожерловой, промежуточной и удаленной зон. Общая схема классификации фаций, по Малееву, приведена в табл. 4.

В работах Е. Б. Яковлевой (1956, 1957а, б; Коптев-Дворников и др., 1967) вопрос о принципах выделения фаций вулканогенных пород подвергается специальному обсуждению. Подчеркивается, что фации следует выделять только по условиям образования тела, сложенного вулканогенными породами, а не по его морфологии, но с учетом данных о взаимоотношениях этого тела с вмещающими породами в момент формирования. Морфология тела, по Яковлевой, является второстепенным признаком, помогающим выделять субфации, а не фации. Всего она выделяет три фации: эффузивную, субвулканическую и жерловую (рис. II-4).

Таблица 3

Принципиальная схема классификации фаций магматических пород, по Ю. А. Кузнецову (1960)

Фации глубинности (макрофации)	Мезофации		
	для продуктов гранитоидных магм	для продуктов базальтоидных и щелочных магм	для продуктов гипербазитовой магмы
Поверхностные	Наземная эффузивная, подводная эффузивная, околократерная, экструзивная	Наземная эффузивная, подводная эффузивная, околократерная	Эффузивная
Приповерхностные	Жерловая, приповерхностная фация малых интрузий (штоковая по Усову), приповерхностная жильная	Жерловая, приповерхностная фация малых интрузий (силловая, штоковая, кольцевых интрузий), приповерхностная жильная	Диатремовая (кимберлитовые трубки), центральные интрузии с карбонатитами
Гипабиссальные (малоглубинные)	Малоглубинная плутоническая, малоглубинная фация малых интрузий, малоглубинная жильная	Фация расслоенных габбро-норитовых и щелочных интрузий, фация малых пластовых интрузий, малоглубинная жильная	Фация сильно серпентинизированных гипербазитовых интрузий (?)
Среднеглубинные	Среднеглубинная плутоническая (батолитовая) среднеглубинная фация малых интрузий, среднеглубинная жильная	Фация интрузий амфиболового габбро, среднеглубинная жильная	Фация сильно серпентинизированных интрузий (?)
Глубинные (абиссальные)	Глубинная мигматитовая, глубинная существенно плутоническая, глубинная жильная	Нет (?)	Нет (?)
Крайне глубинная (ультраабиссальная)	Чарнокитовая	Нет	Нет

К эффузивной фации ею отнесены лавы, лавовые брекчии, разнообразные туфы, в том числе игнимбриты, и другие продукты извержения вулканического материала на поверхность. Эффузивная фация объединяет, по Яковлевой, субфации текучих вод, эксплозионную и экструзивную. Субвулканической фации принадлежат породы, образовавшиеся на пути движения лавы к поверхности, в обстановке, когда лава по ряду причин не достигла земной поверхности и формирование пород происходило на глубине. Жерловые фации тоже охватывают породы, образовавшиеся при движении магмы к поверхности, но в условиях непосредственной связи лавы с поверхностью; вследствие этого они выполняют подводящие каналы — некки, дайки, и т. п.

Как подчеркивает Е. Б. Яковлева, «породы отмеченных выше фаций и субфаций являются геологически одновременными образованиями в широком смысле этого слова, т. е. относятся к единому многофазному эффузивному комплексу, характеризующему вулканизм определенного отрезка времени» (Коптев-Дворников и др., 1967, стр. 57—58).

При сравнении представлений о фациях, выдвинутых различными исследователями, можно видеть, что несмотря на известный разнобой, в большинстве своем предлагаемые концепции весьма сходны. В них рассматриваются определенного типа породы (или отложения), обладающие некоторыми отличительными свойствами, зависящими от условий

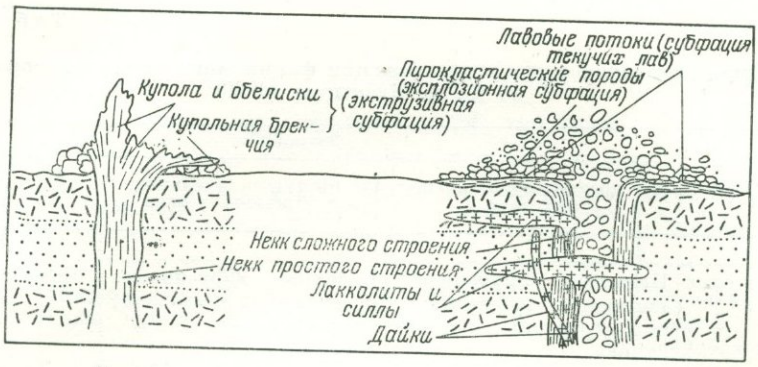


Рис. II-4. Соотношения вулканогенных образований различных фаций и субфаций. По Е. Б. Яковлевой (Коптев-Дворников и др.) 1967

Лавовые потоки, пирокластические породы, куполы и обелиски — собственно эффузивная фация; лакколиты, силлы, дайки — субвулканическая фация; некки простого и сложного строения — жерловая фация

образования сложенных этими породами тел. Главным фактором, оказывающим влияние на процесс образования таких пород (отложений) или их групп, являются глубина, на которой они находятся в момент отвердевания, если это касается магматических пород вообще, или удаление от канала, через который происходят извержения в случае, когда рассматриваются вулканогенные породы. Впрочем, и при выделении соответствующего вулканогенного типа пород, объединяемых в фации, учитываются, по крайней мере для некоторых групп пород, глубина их залегания и возможные связи с поверхностью.

Естественно, что такой подход к выделению фаций в значительной мере лежит в области, имеющей непосредственное отношение скорее к систематике горных пород или к выделению генетических типов отложений, чем к фациальному анализу в том виде, в каком он предполагается для осадочных образований в работах Н. С. Шатского (1955, 1960), опирающегося на первоначальные определения понятия фации, предложенные Грессли (Gressly, 1836). Иначе говоря, в том аспекте, в каком рассматриваются фации магматических и вулканогенных пород в настоящее время, они приобретают литогенетический облик, вследствие чего представления о них существенно уклоняются от первоначальных, выдвинутых Грессли для осадочных фаций, и Рейером для магматических или вулканогенных фаций. Если учесть еще, что некоторые исследователи обращают внимание на условия образования пород как на важнейший признак, определяющий фациальную их принадлежность, то станет очевидным, что положение с выделением фаций вулканогенных пород мало чем отличается от того, которое сложилось в области изучения осадочных фаций.

Действительно, с одной стороны, имеется раннее представление о вулканических фациях, предложенное Рейером и предполагающее, что фации можно выделять путем сравнения одновозрастных образований, с другой — система представлений о фациях как о литогенетических комплексах пород или генетических типах отложений. Картина, таким образом, сходна с той, которая отмечена была Н. С. Шатским (1960) в работе, посвященной Грессли и его учению о фациях. В этой работе подчеркивается значение сравнений отдельных видов отложений, имеющих один и тот же возраст.

Шатский, в частности, пишет: «Во многих современных работах под методом фациального анализа разумеется изучение первичных признаков пород, признаков условий их образования, минерального состава, структуры и текстуры пород, характера контактов, остатков флоры и фауны, минерального состава конкреций, и на основании всего этого выделяются различные фации. Здесь нет ничего похожего на Грессли.

Таблица 4

Фации вулканокластических пород, по Е. Ф. Малееву (1963)

Область распространения	Околожерловая зона		Промежуточная зона (склоны вулканического конуса)		Удаленная зона
	Эффузивно-экструзивная группа фаций	Пирокластическая группа фаций	Эффузивно-экструзивная группа фаций	Пирокластическая группа фаций	Пирокластическая группа фаций
Наземная	*Эффузивная* Кластолавы кратеров вулканов: а) образовавшиеся в приповерхностной части кратерного лавового озера, б) образовавшиеся при внедрении в сцементированный шлаковый материал шлакового конуса Кластолавы потоков: а) краевых частей потоков, б) сформировавшиеся в канале вулкана и излившиеся в виде потоков Кластолавы некка Кластолавы трубок взрыва *Экструзивная* Кластолавы куполов: а) образовавшиеся в краевых и апикальных частях куполов, б) образовавшиеся в канале вулкана и затем выжатые на поверхность	*Автохтонная* Туфовая: а) некковая, б) вулканической постройки, в) трубок взрыва, г) агломератовой мантии Ксенотуфовая Агглютинатовая: а) первичных агглютинатов, б) вторичных агглютинатов Игнимбритовая *Аллохтонная* Туфовая Ксенотуфовая Кратерная туффитовая	*Эффузивная* Кластолавы потоков: а) краевых частей потоков, б) сформировавшиеся в канале вулкана и излившиеся в виде потоков *Экструзивная* Кластолавы куполов: а) образовавшиеся в краевых и апикальных частях куполов, б) образовавшиеся в канале вулкана и затем выжатые на поверхность	*Автохтонная* Туфовая Ксенотуфовая *Аллохтонная* Туфовая Ксенотуфовая Агломератных потоков Игнимбритовая Лахаровая Пизолитовая	*Автохтонная* Туфовая *Аллохтонная* Туфовая Туффитовая Эоловая Агломератных потоков Игнимбритовая Лахаровая
Водная	Те же фации, кроме того, среди эффузивных — фация шаровых лав	Те же фации, исключая игнимбритовую и агглютинатовую. В областях вулканизма геосинклинального типа — фации шаровых лав	Те же фации	*Автохтонная* Ледниковая Туфовая Ксенотуфовая Туффитовая *Аллохтонная* Туфовая Ксенотуфовая Туффитовая Пизолитовая	*Автохтонная* Туфовая *Аллохтонная* Туфовая Туффитовая а) туфотерригенная, б) известково-агломератовая в) туфоуглистая, г) туфодиатомитовая, д) туфохемогенная, е) тектонических впадин

У Грессли главное — с р а в н е н и е отдельных видов отложений. Это и есть фациальный анализ. А здесь происходит подмена фациального анализа простой литологической и палеонтологической обработкой материала» (Шатский, 1965, т. 4, стр. 231). И, может быть, полезно привести выдержку из другой работы Н. С. Шатского (1965а, т. 3, стр. 57), в которой он подчеркивает, что «изучение конкретных фаций можно проводить, таким образом, только в стратиграфическом аспекте, как фациальные литолого-палеонтологические изменения определенной стратиграфической единицы».

Значение этих высказываний Н. С. Шатского будет оценено в дальнейшем изложении при конкретном анализе проблемы фаций.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТАФОНОМИИ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ

Захоронение вулканов происходит при деятельном участии тектонических и эрозионных процессов, накладывающихся на морфологию и внутреннюю структуру возникших сооружений, и зависит, кроме того, от физико-географических условий, в которых формируются вулканические постройки. Известные различия имеются между условиями захоронения отдельных построек и более или менее обширных вулканических групп. Для каждого отдельного вулкана принципиально может быть выяснена обстановка, в которой он возник, установлена последующая его эволюция, обусловившая преобразования появившейся постройки и способ ее погребения среди окружающих накоплений.

Задачи исследования упрощаются, когда вулкан длительное время сохраняется в виде самостоятельной постройки и в таком состоянии, в различной степени осложненном эрозионным или тектоническим ее расчленением, превращается в конечном итоге в погребенное тело, сложенное вулканогенными породами, залегающими среди осадочных толщ. В этом случае особенности строения вулкана и его история выявляются путем изучения взаимоотношений между вулканогенными породами и их седиментационным окружением.

Совсем иная ситуация складывается, когда вулкан находится среди других аналогичных построек, образующих вулканическое поле с расположенными внутри него группами вулканов. Выяснить в такой обстановке контуры и особенности морфологии отдельного вулкана, залегающего в погребенном состоянии среди вулканогенных пород, очень трудно, и чтобы расчленить образовавшийся сложный комплекс вулканогенных пород и установить, какие из них принадлежат данной конкретной постройке, требуются огромный труд и искусство. Тем бóльшие трудности возникают при оконтуривании этой постройки.

Кроме того, следует иметь в виду, что изучение вулканических групп неизбежно подводит исследователя к проблеме формирования вулканогенных толщ, в сущности, не возникающей совсем при рассмотрении эволюции отдельного вулкана.

Рассматривая проблему погребения вулканических образований, следует разграничивать вопросы, связанные с захоронением в у л к а н и ч е с к о г о м а т е р и а л а, о т д е л ь н ы х в у л к а н и ч е с к и х п о с т р о е к и, наконец, более или менее мощных в у л к а н о г е н н ы х т о л щ.

Захоронение вулканического материала

Процессы захоронения газообразных, жидких и твердых продуктов вулканической деятельности протекают далеко не однозначно. Огромные *массы газов*, выбрасываемые в воздушную оболочку Земли при извержениях, частично рассеиваются в ней, изменяя состав атмосферы, частично захватываются пепловыми частицами или атмосферными водами и в таком виде возвращаются на поверхность Земли. Роль вулканических

газов в формировании атмосферы может рассматриваться в настоящее время только на основании тех или иных гипотетических построений, о чем кратко уже сообщалось. Газы, захваченные атмосферными осадками или пепловыми частицами, вовлекаются в субаэральную седиментацию, связанную либо с эоловым переносом, либо с транспортировкой частиц текучими водами, либо, наконец, с осаждением материала в более или менее обширных водоемах — озерах, морях и океанах. А. П. Виноградов предполагает (1944, 1963), что вулканическая деятельность оказывает существенное влияние на гидросферу, вследствие чего около 50% солевой массы океанских вод возникло в результате вулканических извержений.

Вулканические газы поступают в водную и воздушную оболочки Земли не только в результате эксплозий, но и вследствие истечения, обусловленного деятельностью фумарол и сольфатар. Если эксплозионные выбросы, а также фумарольно-сольфатарная и гидротермальная деятельность происходят на дне озер, морей или океанов, то вулканические газы обычно растворяются, преобразуя первоначальный состав воды, особенно интенсивно в придонной части водоемов. Примером может служить центральный грабен Красного моря, в отдельных впадинах которого английской экспедицией в сентябре 1964 г. на глубинах свыше 2000 *м* был обнаружен придонный слой воды мощностью до 150 *м*, с температурой 44° и соленостью 270‰. Эти аномалии были изучены в мае — июле 1966 г. экспедицией Института океанологии АН СССР, получившей с глубин 1900 *м* и более пробы воды с температурой 32° С и выше и ненормально высокой соленостью. Проба воды с глубины 2200 *м* дала максимальную соленость 280,7‰ при pH=5,78 (Войтов, 1967).

А. Л. Яншин (1968, стр. 124) пишет, что «по поводу причин аномально высокой солености и температуры воды в глубоководных впадинах Красного моря были высказаны различные предположения, но все они должны уступить место одному после появления в июне 1967 г. в «Oceanus» статьи Дегенса и Росса (Degens, Ross, 1967). Эти авторы сообщают, что в том же центральном грабене Красного моря примерно на широте Мекки ими обследованы глубоководные впадины «Атлантис», «Чейн» и «Дискавери», в которых придонный слой воды мощностью до 200 *м* лишен кислорода, имеет температуру от 44 до 56°С, соленость около 400‰ и pH около 4. Воды придонного слоя содержат в растворе железо, марганец, цинк, серебро и золото в количествах, которые в 500 000 раз больше, чем обычные содержания этих металлов в морской воде.» Такие резкие изменения солевого состава придонного слоя воды в Красном море Дегенс и Росс объясняют подъемом кислых гидротермальных рассолов по разломам, ограничивающим центральный грабен Красного моря. Весьма типично, отмечает А. Л. Яншин, что действующие или недавно угасшие вулканы находятся на разломах в 750—1000 *км* южнее (на островах Зукар, Перим и др.); таким образом, гидротермальная деятельность протекает на дне Красного моря в настоящее время в значительном удалении от активных вулканических центров.

Широкоизвестны примеры влияния современных гидротерм на формирование солевого состава речных и озерных вод Камчатки и Курильских островов. К. К. Зеленов (1958, 1960, 1961 и др.) изучил реки Желтую (вулкан Палласа на о-ве Кетой), Юрьеву (о-в Парамушир) и другие, а также оз. Бирюзовое и выяснил, что реки, стекающие со склонов современных вулканов Камчатки и Курильских островов, представлены двумя типами поверхностных водотоков, связанных с термальными водами: 1) водотоками, выносящими преимущественно взвешенные гидроокиси, и 2) водотоками, выносящими растворенные железо и алюминий.

Характерным водотоком первого типа, по К. К. Зеленову (1969), является р. Желтая, впадающая в Охотское море. Множество горячих источников с pH $\cong$ 3,5 — 4 вносят в нее закисное железо и алюминий

и формируют ее течение. После слияния горячих источников в общий водоток закисное железо окисляется и интенсивно выпадает во взвесь, вследствие чего река до самого устья образует мутный желтый поток. Содержание взвешенных гидроокислов железа в устьевой части реки составляет около 50 *мг/л* воды. При расходе воды около 1 $м^3/сек$ и pH=5,3 р. Желтая ежесуточно выносит в Охотское море около 4 *т* лимонитовой взвеси или более 2,7 *т* чистого железа. Однако вынос растворенных веществ в р. Желтую, как указывает Зеленов, сравнительно невелик: в 1 *л* воды в ее устье остается всего лишь 0,56 *мг* железа и 1,16 *мг* алюминия.

Водотоки второго типа выносят исключительно растворенные вещества. По Зеленову, имеется две группы таких водотоков. Одна из них представлена ультракислыми термальными потоками с pH=1—2, выносящими большие количества (десятки тонн в сутки) растворенных железа и алюминия; ко второй группе относятся менее кислые ручьи и реки с pH 4—5, лимонитовая взвесь которых тем или иным способом отфильтровывается не доходя до устья, и в воде остается только растворенный алюминий. Примером ультракислого водотока второго типа является, по Зеленову, р. Юрьева, имеющая дебит в устьевой части 1,8 $м^3/сек$, pH=1,72, а содержание растворенного железа и алюминия соответственно 205 и 435 *мг/л*, что отвечает выносу 35 *т* железа и 65 *т* алюминия в сутки.

Аналогичные примеры интенсивного выноса термальными реками железа, алюминия и других химических элементов, заимствованных из горячих источников, выявлены К. К. Зеленовым и в Индонезии с ее активными вулканами. В частности, им был изучен в этой области подводный вулкан Бану-Вуху, окруженный расположенным на морском дне фумарольным полем. В газовых струях фумарол содержание углекислот достигало 97%, а остальную часть (около 3%) составлял азот. В морской воде, омывающей фумарольное поле, оказалось много растворенного кремнезема (до 45 *мг/л*), а также железо-марганцевой взвеси (до 140 *мг/л*), в которой железо составляло около 60%, а марганец — 6%. Кроме того, в составе взвеси были установлены молибден, свинец, олово, германий, титан, ванадий, кобальт и другие элементы. При этом выяснилось, что содержание ванадия и меди во взвеси было в 2 раза бо́льшим, чем в лаве, никеля — в 7 раз, а кобальт, хром, цинк, молибден, олово и германий — вообще установлены только во взвеси.

В целом, как подчеркивает Зеленов, вовлечение газовых эманаций фумарол и сольфатар в поверхностный сток приводит к развитию типичного седиментационного процесса с четко выделяющимися областями питания (вулканическая зона), транспортировки (термальная река) и седиментации (бассейн стока).

Таким образом, здесь мы сталкиваемся с проблемами общего влияния вулканизма на процессы седиментации, специально разобранными в работах Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969 и др.); эти проблемы относятся уже к общей теории литогенеза.

Газовые выбросы и фумарольно-сольфатарные выделения вулканов поставляют различные химические соединения в области седиментации, где в итоге формируется своеобразный тип процессов, названный Н. М. Страховым (1963) вулканогенно-осадочным литогенезом. В этом процессе, как отмечает Н. М. Страхов (1963, стр. 307), «новый источник вещества — магма, и новый способ переноса — вулканическое извержение в известной мере подчиняются законам седиментации поверхностно-мобилизованных веществ, приобретая тем самым некоторые черты нормально-осадочных отложений».

Захоронение *жидких продуктов* вулканической деятельности происходит, по-видимому, более просто. Те из них, которые изливаются на поверхность Земли, быстро застывают и превращаются в твердые, более или менее прочные породы, обычно способные противостоять поверхностному выветриванию и эрозии. В том случае, когда излияния многократно и до-

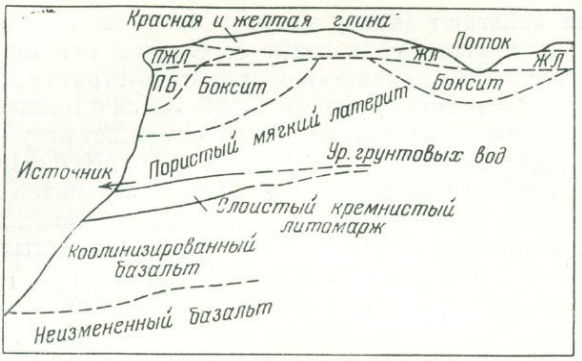


Рис. II-5. Месторождения бокситов и железных руд в латеритной коре выветривания. Из Страхова, 1963

Идеальный разрез латеритов плато в Индии (по Фоксу); *ПЖЛ* — подзолистый железистый латерит; *ЖЛ* — железистый латерит; *ПБ* — пизолитовый боксит

статочно часто повторяются, отдельные покровы и потоки не успевают разрушаться в интервале между извержениями, излившиеся массы бронируются более поздними лавовыми накоплениями и сохраняются под ними в том виде, в каком они первоначально появились на поверхности. В таком случае в покровах и потоках можно наблюдать характерное трехчленное строение и другие особенности, свойственные первичным условиям образования излившихся масс. Если же перерывы между излияниями оказываются достаточно большими, лавы подвергаются выветриванию или размыву, вследствие чего первичная поверхность потоков и покровов, а также и верхняя зона последних, частично или полностью разрушаются.

Хорошо известно, что в обстановке тропического переменно-влажного климата с чередованием периодов обильного увлажнения и засушливых периодов верхняя зона многих пород, в том числе базальтов и других излившихся, а также и вскрытых эрозией глубинных пород, превращается в латеритную кору выветривания. Латериты впервые были установлены в 1807 г. Бьюкененом в Индии, но позднее их обнаружили на многих территориях мира, где такой климат наблюдается сейчас или господствовал в недавнем геологическом прошлом. Подобное представление об условиях образования латеритов разделялось многими крупнейшими учеными нашей страны, в частности К. Д. Глинкой (1899), а также различными зарубежными исследователями в том числе Вальтером (Walther, 1893—1894). Места распространения латеритов, изученные в Индии первоначально Бьюкененом, были детально исследованы в текущем столетии Фоксом (Fox, 1932). Он установил типичный профиль коры выветривания на базальтовых покровах (трапах) Деканского плоскогорья (рис. II-5), пример которого постоянно приводится при обсуждении процессов бокситообразования преимущественно сторонниками представлений о латеритном происхождении бокситов (см., например, Страхов, 1962).

Латеритные образования в кровле базальтовых покровов известны также во многих других районах земного шара, в частности на Колумбийском плато (Libbey a. o., 1946). В Ирландии же, по данным Томкеева, на базальтах Мостовой Гигантов «каждый поток, как правило, имеет красноватую верхнюю поверхность, которая в случае ее полного развития состоит из железистой известковой глины или латерита (междубазальтовая зона)» (Tomkeieff, 1940; цит. по Шроку, 1950, стр. 434). Такие же красноватые поверхности, покрытые железистой глиной, наблюдаются на покровах девонских базальтов на юге Сибири, в Минусинском прогибе (хребет Ашпан и др.).

Г. С. Дзоценидзе (1963) указывает распространение кор выветривания на вулканических породах Грузии. По его описаниям, в районе Дзирульского массива на байосской вулканогенной толще под нижнемеловыми

конгломератами залегают (снизу вверх): 1) трещиноватая, достаточно свежая порода; 2) красно-бурая глина со слабо измененными обломками материнской породы; 3) красно-бурая глина со структурой материнской породы; 4) мягкая мучнистая красного цвета масса с тонкими прожилками карбоната. Эти карбонатные прожилки представляют результат выщелачивания вышележащих меловых карбонатных пород. Как отмечает Г. С. Дзоценидзе, химический состав глины и свежих порфиритов весьма близок, что объясняется неблагоприятными условиями дренажа, вследствие чего «выщелоченные компоненты еще не вынесены из глинистых продуктов химического разрушения породы» (1963, стр. 343).

Существенные изменения химического состава глин по сравнению с материнскими породами указаны им для коры выветривания, наблюдавшейся на вулканических породах турона в Западной Грузии. Здесь в процессе выветривания FeO полностью окислилось в Fe_2O_3; CaO и MgO практически выщелочены, так же как, по-видимому, и щелочи (они не определились), значительная часть SiO_2 оказалась вынесенной, а количество Al_2O_3 и Fe_2O_3 возросло. В Западной Грузии типична также кора ввыветривания на эоценовых вулканических породах. Эта кора упоминалась в старых работах под названием «латериты Прибатумья». Глинка именовал их красноземами. Обобщающий профиль этой коры, по Дзоценидзе, выглядит следующим образом:

1. Материнская порода — авгитовые порфириты и туфобрекчии, трещиноватые, часто пористые, с цеолитами; выше постепенно переходят в более трещиноватые породы, а еще выше в щебень.

2. Материнская порода рыхлая, похожая на щебень, бурого, желтобурого и желтого цветов с красноватым оттенком, выше постепенно переходит в красные глины; мощность 1,5 — 12 *м*.

3. Глина со структурой материнских пород; цвет коричневый или красный; иногда видны белые пятна измененных полевых шпатов; трещины часто выполнены тонкими прожилками бентонитовой глины (мощность чаще 2—3 *см*, редко до 10 *см*), мощность 0,5—16 *м*.

4. Глина однородная, без реликтов структуры материнских пород, желтовато-красная, розовато-красная, кирпично-красная, желтая; местами участки разных цветов чередуются друг с другом, придавая глине полосчатую текстуру; трещины здесь также выполнены черной, белой и красной глинистой массой; мощность 0,3—4,5 *м* (Дзоценидзе, 1963, стр. 344—345).

Покровы вулканических пород, длительное время находящиеся в субаэральной обстановке, подвергаются не только химическому выветриванию, но и эрозии. Размыв лав, предшествующий захоронению, приводит к появлению эрозионных поверхностей в кровле покровов и потоков. Такие поверхности не отличаются принципиально от тех, которые наблюдаются в осадочных толщах: в них обычны резкие неровности и западины, нередко имеющие V-образную в сечении форму, заполненные продуктами переотложения лавового материала — рыхлыми или цементированными песками и галечниками, а также глинами, чаще всего красноватыми или серыми.

Общая картина погребенной размытой поверхности может иметь весьма сложный вид вследствие сочетаний ее неровностей с первичными особенностями строения кровли и внутренних частей покрова или потока. В ряде случаев здесь присутствуют многочисленные трещины, контракционные или иные, рассекающие лаву на значительную глубину, а также распространены различного размера отдушины, полости и т. д.

Если покров или поток подвергается эрозии, существующие в них полости обычно заполняются продуктами размыва лав и пепловым материалом, проникающими с атмосферными водами в глубь лавовых накоплений. В итоге поверхность лав приобретает крайне причудливые очертания; от нее в глубь покрова или потока внедряются извилистые или прямолинейные жилообразные ответвления, заполненные песком, пеплом или иной

рыхлой или сцементированной массой. Такие ответвления обычно имеют красную или серую окраску, иногда в них обнаруживается слоистость — косая или линейно ориентированная, часто параллельная поверхности лавого потока. Особенно часто слоистость наблюдается в местах раздува жилообразных тел. Подобное строение типично, например, для девонских лав, распространенных на юге Сибири в Минусинском и Тувинском прогибах. Ранее К. В. Радугин (1937) считал аналогичные образования в девонских лавах Рыбинской впадины, расположенной у северных подножий Восточного Саяна, следом древнего домезозойского выветривания лавовых покровов.

Если излияния происходят на морском дне, то поверхность лав перед захоронением под более поздними излияниями или осадками, тоже, повидимому, подвергается выветриванию, но этот процесс пока еще плохо изучен. Гуммель (Hummel, 1922) предположил, что в таких условиях происходят процессы, названные им гальмиролизом, к которым он относил явления подводного разложения (выветривания), приводящие к образованию значительных масс коллоидального кремнезема.

Изучение современных морских осадков пока не подтвердило представлений Гуммеля, которые Н. М. Страхов (1947) считает вообще противоречивыми и не отвечающими реальным природным явлениям. Тем не менее известно, что в подводной обстановке, как и на суше, различные породы, в том числе и вулканогенные, подвергаются диагенезу. В этих процессах диагенеза, как подчеркивает Страхов (1953, 1954), обычно различают раннюю и позднюю стадии. К ранней стадии относят возникновение железомарганцевых и лимонитовых конкреций на дне морей и озер, образование в таких же условиях фосфоритовых конкреций и зерен глауконита и другие явления. Какую роль играют процессы диагенеза в преобразовании излившихся пород на морском дне и в каких формах они там проявляются, пока еще недостаточно ясно. Многие исследователи предполагают (Гилярова, 1959 и др.), что подводные излияния способствуют альбитизации лав и образованию спилитов. Если принять эту концепцию, подобные явления могли бы быть отнесены к диагенетическим процессам, обусловленным воздействием морской среды, в которой просходит излияние лав. Впрочем, такие представления о процессах альбитизации лав и образовании спилитов весьма спорны и стали особенно дискуссионными с того времени, как со дна Тихого океана были извлечены образцы совершенно свежих базальтов, излившихся несомненно в подводных условиях.

Захоронение *твердых материалов*, образующихся в результате вулканической деятельности, происходит разными путями, в зависимости от способов их транспортировки. Обломки и глыбы, разлетающиеся при эксплозиях на различные расстояния, либо остаются на месте, на котором они оказались вследствие взрыва, либо переносятся водотоками, стекающими со склонов вулкана, а более мелкие обломки подвергаются плоскостному смыву. Дальнейшая судьба рыхлого обломочного материала может быть различной: в одних случаях он расчленяется эрозией прежде, чем окажется скрытым под более поздними аналогичными продуктами извержений или под лавами, в других — транспортируется на большие расстояния текучими водами и переходит в состав аллювия, в третьих — после отложения может быть сразу же перекрыт лавовыми потоками и оказаться надежно защищенным от всякого влияния таких вод. Возможны и другие формы захоронения рыхлого материала, рассеянного вокруг вулкана в результате эксплозии.

Тончайший пепел, поднимающийся при эксплозиях на большие высоты, измеряемые десятками километров, подхватывается ветрами, господствующими на этих высотах, и разносится на расстояния в сотни, а иногда в тысячи километров. Затем этот пепел выпадает, сравнительно равномерно перекрывая достаточно обширные территории на суше или на дне моря, и в конце концов переходит в осадок. Мощность образующихся осадков обычно

невелика и зависит от удаления от источника питания, а также от положения области седиментации по отношению к полосе пеплопада. В краевых частях этой полосы мощность пепловых осадков уменьшается. При неоднократных и достаточно частых пеплопадах, сосредоточенных вдоль направления господствующих ветров, мощность пепловых накоплений существенно возрастает. Тем не менее вариации мощностей пепловых прослоев ограничиваются пределами от нескольких миллиметров до десятков сантиметров и, по-видимому, только суммарная мощность ряда пепловых прослоев, или прослоев, отвечающих катастрофическим извержениям (в таком случае около постройки), может достигнуть первых метров или десятков метров.

Захоронение пепловых прослоев в субаэральной обстановке происходит чаще всего в тех случаях, когда продукты пеплопада не подвергаются размыву, а спокойно перекрываются эоловыми осадками или делювиальными отложениями. Пепловый материал может быть бронирован также потоками или покровами излившихся пород, а иногда он погребается под грубообломочными отложениями, возникающими при эксплозиях или иным путем.

Седиментация пеплового материала в подводных условиях тоже приводит к накоплению маломощных прослоев пеплового материала; значительной мощности такие прослои пеплов достигают лишь при наложении одна на другую последовательных порций пепла, выпадающего в результате сравнительно часто повторяющихся эксплозий. Обычно же тонкие прослои пепла чередуются с терригенными и другими прослоями и получается типичный тонкослоистый осадок, в дальнейшем перекрываемый обычным седиментационным материалом. Возникающие из такого осадка породы образуются чаще всего, по-видимому, не на дне морей и океанов, а в озерных условиях. Примеры лимнических тонкослоистых пород, содержащих многочисленные прослои пеплового материала, известны среди нижнемеловых отложений (тургинская свита) Приаргунья в Восточном Забайкалье (Лучицкий, 1950), а также среди нижнекаменноугольных отложений Тувинского и Минусинского прогибов на юге Сибири (Грайзер, 1963; Бровков, 1963) и в других регионах.

Пепловый материал особенно легко подвергается химическим преобразованиям, происходящим не только на дне морей и озер, но и в субаэральной обстановке. Обычно направление таких преобразований связано с превращением вулканического пепла в бентониты, а также с его окремнением и аргиллизацией. Типичен также процесс цеолитизации пеплового материала. Бентониты, названные так Найтоном в 1899 г. по серии Форт-Бентон в США, в которой они были впервые установлены Тэйлором (см. Ries, 1927), состоят преимущественно из монтмориллонита и образуются как в субаквальной обстановке, так и в морских условиях.

Примеры образования бентонитов на дне морского бассейна приведены Г. С. Дзоценидзе (1965). Он отмечает, что месторождение бентонитовых глин около г. Кутаиси в Грузии— «первенец промышленности отбеливающих глин Советского Союза, открытый и изученный А. А. Твалчрелидзе (1933),— безусловно, образовалось путем изменения андезитового состава вулканического пепла на дне сеноманского моря. Это подтверждается как наличием реликтовых пепловых структур, так и обилием глауконита во вмещающих глину слоях песчаника и в самой глине, указывающего на интенсивность гальмиролитических процессов в осадках сеноманского моря на данном участке» (Дзоценидзе, 1965, стр. 27).

Глауконитовые опоковидные песчаники в кровле и подошве пластов бентонитовых глин этого месторождения заметно обогащены кремнеземом, как предполагается — в связи с выносом его вследствие разложения вулканического пепла. В подводных условиях образовались, по Дзоценидзе, также бентониты туронской и эоценовой вулканогенных толщ Грузии. Разложение пеплового материала в подводных условиях происходило, как показывают геологические наблюдения, преимущественно в тех уча-

стках морского бассейна, в которые не поступала грубая пирокластика и седиментация происходила в сравнительно замедленном темпе (Твалчрелидзе и др., 1959).

Превращение неогеновых пеплов Камчатки в бентонитовые глины в морских условиях описано также М. А. Ратеевым (1968). Им дана детальная характеристика минералогических изменений, связанных с процессами глинизации пеплов и преобразованием их в бентониты. Аналогичные данные имеются в работе А. Л. Юревич и А. Л. Соколовой (1956) по верхнеплиоценовым пепловым туфам Прибалханского района юго-западной Туркмении.

Примером субаэрального преобразования пеплового материала в бентониты может служить, по-видимому, изученное В. И. Будниковым, Ю. П. Казанским и А. И. Лежниным (1960) месторождение, залегающее в подошве угольного пласта, принадлежащего пермской угленосной толще Кузнецкого бассейна. Следует иметь в виду, что бентониты образуются не только по пепловому материалу, но и в результате переотложения кор выветривания и иными путями, поэтому находка бентонитов лишь в том случае может указывать на былую вулканическую деятельность, если их изучение действительно позволяет выявить реликтовые пепловые структуры в глинистой массе бентонитов. Этот вывод следует с полной очевидностью из данных, приводимых Г. А. Мачабели (1965) в его сводке по бентонитовым глинам Советского Союза. Он отмечает (стр. 133), что «скопления бентонитовых глин являются продуктами изменения разнообразных эффузивных пород. При этом формирование минералов монтмориллонитовой группы и смешанно-слойных образований с монтмориллонитовой составляющей происходило в самых разнообразных условиях субаэрального выветривания, подводного изменения или гидротермальных процессов». Впрочем, главную массу промышленных скоплений бентонитовых глин составляют продукты изменения пеплов в подводных условиях.

Наиболее значительные преобразования пепловых накоплений в субаэральной обстановке вызываются процессами латеритизации в областях с тропическим климатом. Роль этих преобразований отмечалась различными исследователями, в частности Гольдичем и Бергквистом (Goldich, Bergquist, 1948). На островах Гаити и Ямайка они установили пепловую природу высокоглиноземистых латеритных почв, а также залежей бокситов, расположенных непосредственно под растительным покровом на всхолмленных плато, сложенных карбонатными рифогенными породами эоцена — миоцена. Общую оценку изученных ими явлений дал в более полном виде А. С. Калугин (1967) в связи с разработкой гипотезы образования бокситов за счет переработки продуктов эксплозионного вулканизма в гумидном тропическом климате. Он подчеркнул, что по сравнению с пеплами, попадающими на морское дно, «совершенно иная судьба у пеплов, отлагающихся на поднятых над уровнем океана рифах. Жаркий морской климат, обширная и относительно плоская, но изобилующая неровностями поверхность рифовых плато, обилие первичных и развивающихся карстовых дренирующих полостей, карбонатный, бескремнистый состав слагающих рифы пород, нередко большая длительность поднятия плато и возможность быстрого развития растительности в совокупности являются идеальными условиями повсеместной и полной латеритизации периодически приносимых воздушными течениями благоприятных по составу и размерности пеплов» (Калугин, 1967, стр. 11—12).

В подтверждение этой концепции Калугин привел данные Шофилда (Schofield, 1959) о почвах уединенного в тропиках Тихого океана коралового острова Ниуэ. На плоской террасированной поверхности этого острова, поднятой на высоту 60—70 *м* над океаном, почвы содержат около 40% свободного глинозема, а образование их за счет переработки пеплов устанавливается по присутствию осколков кварца, титано-магнетита, циркона, по однородности состава и структуры и по другим чертам.

Особое место в процессах изменения пеплового материала занимают явления цеолитизации. Образование цеолитов в сопровождении анальцима по пеплам сейчас широкоизвестно, и, как отмечает Г. С. Дзоценидзе (1965), появляются все новые и новые данные об осадочном происхождении многих месторождений этих минералов (Twenhofel a. o., 1932, русский перевод, 1936; Коссовская, 1954; Пустовалов, 1956; Теодорович, 1958; Рентгартен, 1958; Defeyes, 1959; Бровков, 1967, и др.). Об анальциме такого же происхождения имеются указания у Бредли, описавшего, как отмечает Г. С. Дзоценидзе, самое крупное месторождение анальцима, образовавшегося путем изменения вулканического пепла среди эоценовых нефтяных сланцев, содержащих прослои туфового материала в штате Юта (США).

По Дзоценидзе, хороший пример парагенезиса анальцима и цеолитов с вулканогенными образованиями имеется в меловых отложениях Западной Грузии. Замещение пирокластического материала анальцимом здесь наблюдается в сеноманских отложениях, в разрезах вблизи сел. Челиагеле, Велеви, Схвава и Шкмери. По Дзоценидзе, «причиной анальцимизации следует считать действие вулканических эксгаляций, интенсивно проявившихся вокруг фумарольно-сольфатарных очагов, с удалением от которых их влияние должно было ослабевать... Анальцимизация является, по видимому, процессом, аналогичным альбитизации основных пород в морских условиях под совместным действием газовых эманаций, выделяющихся из очагов и лавовых покровов, и морской воды, с той лишь разницей, что процесс анальцимизации плагиоклазов сопровождается выносом части кремнезема, который принимает участие в образовании опок, конечно, вместе с кремнеземом, принесенным вулканическими горячими источниками» (1965, стр. 36).

Общие изменения продуктов вулканической деятельности, предшествующие их захоронению, могут быть, таким образом, весьма разнородными и достаточно сложными. Исследование подобных изменений представляет одну из существенно важных задач дальнейших исследований в области тафономии древних вулканов.

Захоронение отдельных вулканических построек

Каждый в отдельности вулкан возникает либо в результате сравнительно быстро протекающего процесса извержения, продолжающегося в течение нескольких дней или недель, либо вследствие повторных эксплозий и излияний, либо, наконец, в связи с вулканическими явлениями, продолжающимися тысячи, а возможно, десятки и сотни тысяч лет.

В процессе роста вулканы подвергаются денудации и расчленяются на систему блоков под влиянием тектонических перемещений; тяготеющие к жерлу части вулканических построек разрушаются эксплозиями, а после угасания активности весь вулкан более или менее продолжительное время размывается и слагающие его породы переотлагаются. Сложная жизнь вулканов определяет их индивидуальные особенности не только в период активности, но и после угасания, вследствие чего каждый из них обладает своеобразными чертами, требующими специального изучения. Естественно поэтому, что здесь можно попытаться определить лишь в самом общем виде роль важнейших факторов, оказывающих влияние на процесс формирования и последующего захоронения отдельных вулканических построек.

В целом сохранность каждого вулкана и его внешний вид, а также внутреннее строение в наземной обстановке зависят в первую очередь от двух факторов: от интенсивности и особенностей процессов, созидающих вулканическую постройку, и от активности эрозии, разрушающей ее. Тем не менее ни один из этих процессов сам по себе не может привести к захоронению вулканической постройки, хотя они прежде всего опре-

деляют характерные черты возникающего вулкана и его вид к моменту перекрытия более поздними осадочными, вулканогенными или иными толщами. Захоронение в этих условиях обычно происходит в том случае, когда сформировавшаяся вулканическая постройка погружается ниже базиса эрозии. Однако, если одновременно происходит рост смежных более крупных вулканов, возможно погребение данной постройки под нарастающим кверху вулканогенным чехлом.

В подводных условиях захоронению вулкана обычно не предшествует его эрозия. Сформировавшаяся вулканическая постройка может сохраняться в неизменном виде длительное время, в геологическом смысле этого слова. В частности, многие известные в настоящее время конические вулканические постройки на дне Тихого океана существуют в современном их виде, по-видимому, уже давно, некоторые с конца нижнего мела, так как их вершины перекрыты известняками с альбскими аммонитами. Склоны этих построек, если они находятся в зоне седиментации, перекрываются морскими осадками, а также продуктами размыва той части конуса, которая выступает над океаном в виде острова.

После угасания активности почти неизмененная постройка с течением времени может оказаться скрытой под более поздними осадочными толщами, прислоненными к вулканическому конусу. О такого типа постройках Р. Г. Гарецкий, А. Л. Яншин (1960, стр. 163) пишут: «Подводные вулканические аппараты, не успев разрушиться, легко могут быть погребены илами разного генезиса. Примером недавнего погребения вулканических конусов могут служить многие коралловые атоллы, сначала возникавшие в виде берегового рифа у подножья таких конусов, а потом, по мере погружения цоколя острова, росшие кверху и погребавшие вулкан в осадках лагуны. Не вполне погребенные вершины некоторых вулканических конусов еще и сейчас торчат посредине лагун внутри коралловых атоллов».

Вариантов погребения вулканических построек может быть достаточно много, и далеко не все они требуют предшествующего погружения постройки ниже базиса эрозии. Таким образом, проблема захоронения отдельных вулканических построек требует всестороннего анализа данных по истории формирования вулкана, т. е. о развитии процессов, определяющих его рост и разрушение, а также о накладывающихся на эти процессы тектонических воздействиях, синхронных росту вулкана или более поздних.

В случае стационарного положения основания, на котором покоится вулканическая постройка, она захороняется только вследствие позднейших опусканий; впрочем, отдельные ее части могут быть опущены, кроме того, в связи с тектоническими воздействиями, происходящими в период роста вулкана, а также под влиянием эксплозий, опустошающих подземную камеру и вызывающих образование кальдеры. Если основание постройки погружается постепенно в период формирования вулкана, то в некоторых случаях, по-видимому, достаточно редких, такое погружение может оказаться соизмеримым с ростом вулканической постройки. В обычных же ситуациях между созиданием такой постройки и процессами, обусловливающими погружение ее основания, не обнаруживается прямой связи. Таким образом, по размерам постройки, погребенной под осадочным чехлом, невозможно судить ни о синхронных ее образованию тектонических движениях, ни об их интенсивности, ни о направлении.

Среди разнообразных вариантов, определяющих возможности захоронения вулканических построек, особое место занимает тот, который не только не благоприятствует их погребению, а наоборот, приводит к частичному или полному их уничтожению. Подобные условия создаются в том случае, когда во время роста вулкана, а также после его угасания происходят поднятия, приводящие к усиленному и активному развитию процессов эрозии, которые нивелируют постройку и могут полностью ее разрушить.

В таком случае о прежней вулканической деятельности, об ее интенсивности и о существовании в прошлом вулканической постройки можно судить только по переотложенному вулканическому материалу, заключенному в осадочных толщах.

Захоронение вулканогенных толщ

Оценивая обстановки, благоприятные для формирования и захоронения вулканогенных толщ, важно отметить, что они образуются в том случае, когда вулканическая деятельность охватывает сравнительно крупные территории в десятки и сотни километров в длину и многие километры, а иногда и десятки километров в ширину. На этих обширных территориях обычно располагаются многочисленные вулканические постройки различных размеров, с разной историей формирования и разнообразной морфологией. Эти обширные территории представляют собой, в сущности, крупные вулканические области, подобные тем, которые известны в настоящее время в различных частях земного шара.

Сравнение с современными вулканическими областями дает основание считать, что в наземных условиях размеры вулканических построек в прошлом, как и ныне, варьируют от сотен метров до двух-трех десятков километров в поперечнике при достаточно изменчивой высоте, достигающей 4—5 *км*. Эти постройки возникали в разное время, отличались разной активностью, и деятельность их заканчивалась неодновременно. Они имели коническую, щитовидную уплощенную или иную форму и разнообразное внутреннее строение.

В процессе роста вулканы подвергались более или менее интенсивному размыву в зависимости от положения по отношению к базису эрозии и к смежным вулканическим постройкам. Отдельные постройки располагались в одних случаях плотно, вследствие чего с некоторого момента каждый следующий вулкан начинал расти на сформированном ранее вулканическом основании, в других случаях обособленно друг от друга, и тогда они размещались чаще всего на осадочных толщах, подобно современному Везувию.

Продукты размыва вулканов сносились к их подножиям и под ними захоронялись небольшие вулканические постройки. В промежутках между отдельными постройками и в кальдерах накапливались озерные и аллювиальные отложения. Так формировалась сложная серия вулканических и осадочных образований, над которыми наряду с размытыми угасшими вулканами возвышались и действующие. Эта серия непрерывно нарастала кверху, независимо от жизни каждого вулкана в отдельности.

Подобная типичная черта процесса формирования вулканогенных толщ была отмечена весьма выразительно Р. Г. Гарецким и А. Л. Яншиным (1960). В их работе подчеркивалось, что главное отличие вулканогенных толщ от осадочных состоит в том, что вулканогенные толщи наращивают мощности даже в том случае, когда их основание не испытывает никаких опусканий и находится на высоком гипсометрическом уровне, намного превышающем базис эрозии. Примером могут служить мощные вулканогенные толщи Деканского плоскогорья в Индии, где траппы, накопившиеся в верхнемеловое-эоценовое время в континентальной обстановке, образуют толщу, достигающую более 2000 *м* (около Бомбейского берега), выступающую на поверхность на высотах от 300 до 1000 *м*, а в Западных Гатах — на высоте до 2695 *м*. Другой пример представляет позднетриасовая толща, венчающая разрез континентальной серии Карру в Южной Африке. Эта толща, известная под названием слоев Дракенсберг, слагает высокое пустынное плато. Мощность этой толщи превышает 900 *м*, а у Монт-о-Сурса она достигает 1350 *м*.

Основание вулканических слоев редко опускается до отметки 1500 *м* и обычно находится выше 1800 *м*. Лавовая толща залегает на континенталь-

ных песчаниках эолового происхождения, которые отложились, конечно, выше нулевого уровня. Большая мощность лав в этом регионе вызвана, как подчеркивают Гарецкий и Яншин, не равновеликими погружениями, а отложением лавовых потоков на все возрастающем гипсометрическом уровне. Количество подобных примеров образования вулканогенных толщ в результате последовательного наращивания их разреза выше базиса эрозии может быть существенно увеличено; по-видимому, к их числу относятся и сибирские траппы, поднимающиеся на плато Путорана в северо-западной части Тунгусской синеклизы до высоты 1800—2000 *м*.

Даже в период незавершенного развития вулканогенные толщи обычно представляют собой сложные полигенетические тела, в строении которых наряду с вулканогенными образованиями принимают участие озерные, аллювиальные и другие осадки. Сложное строение таких толщ, по-видимому, бывает особенно ярко выражено, когда они формируются в области океанических побережий, где появляются еще и типичные морские отложения, распределяющиеся среди вулканических пород тем более причудливо, чем более извилиста и изменчива была береговая линия моря. Аналогичные черты строения имеют также области распространения вулканов на островных гирляндах.

По мере угасания вулканической деятельности количество активных вулканов в вулканической области естественно уменьшается, более ранние постройки частично или полностью захороняются под терригенными осадками или под более поздними вулканогенными образованиями, происходит общее выравнивание поверхности вулканической области. Этот процесс некоторого сглаживания контрастных форм рельефа, но не полной его нивелировки, происходит обычно даже тогда, когда вся вулканическая область в целом не испытывает сколько-нибудь значительных опусканий. Если же во время образования вулканогенной толщи или позднее территория, на которой она возникла, подвергалась тектоническим перемещениям, то дальнейшая судьба этой толщи целиком определяется особенностями геологического развития территории.

Поднятия способствуют эрозионному расчленению толщи, размыву ее поверхности, значительному уменьшению первоначальной мощности и образованию грубообломочных продуктов переотложения вулканогенных пород, формирующихся частично непосредственно на поверхности толщи, частично на территориях, смежных с областью ее распространения. Для вулканогенной толщи, представляющей, в сущности, сложную совокупность отдельных вулканических построек, сопровождаемых продуктами их разрушения и различными другими осадками, возможно захоронение под более поздними отложениями только после того, как поднятия сменятся опусканиями. Погружение местности, сопровождающее формирование вулканогенной толщи или возникшее после того, как она уже образовалась, приводит к ее погребению непосредственно вслед за тем, как активная деятельность в вулканической области прекращается.

В различных участках вулканической области тектонические перемещения могут быть неоднозначны, и, таким образом, действительная картина захоронения вулканогенной толщи под более молодыми отложениями обычно оказывается достаточно сложной. Лишь в самом общем виде можно указать две принципиально разнородные формы захоронения вулканогенных толщ, определяющие различный характер их отношений к перекрывающим отложениям.

Если погребению вулканогенных толщ предшествует поднятие, то независимо от того, сопровождало поднятие процесс формирования толщ или началось после их образования, эти толщи отделяются от перекрывающих отложений грубообломочными накоплениями. Такие накопления свидетельствуют либо о размыве вулканогенных толщ перед захоронением под более поздними осадками, либо о формировании налегающей на вулканогенные породы трансгрессивной осадочной серии, начинающейся конгло-

мератами. При непрерывных опусканиях, происходящих в период накопления вулканогенного материала или возникающих после стационарного состояния области, разрез вулканогенных толщ завершается серией обычных терригенных осадков, переслаивающихся с вулканогенными породами; вверх по разрезу таких толщ наблюдается постепенное увеличение осадочных пачек и исчезновение пачек вулканогенных пород.

Как в первом, так и во втором варианте возможно одновременное образование кор выветривания на отдельных участках области, где создаются благоприятные местные условия, определяемые особенностями строения рельефа, а именно — наличием в горном массиве слабо дренируемых сглаженных поверхностей. Пример первого рода отношений, сопровождаемых размывом и свидетельствующих о поднятиях в заключительную стадию формирования вулканогенной толщи, дают разрезы девонских вулканогенных пород, перекрываемых базальными конгломератами вышележащих осадочных толщ в Минусинском прогибе. Лишь в наиболее сильно опущенных участках этого прогиба наблюдаются отношения второго типа с характерными постепенными переходами вверх по разрезу от вулканогенной толщи к осадочным накоплениям. Разрезы, завершаемые корой выветривания, залегающей под грубообломочными отложениями, приведены по данным Г. С. Дзоценидзе (1963) выше. Примеры двоякого рода отношений вулканогенных толщ с перекрывающими их породами хорошо известны в различных регионах как в нашей стране, так и за рубежом.

Все эти примеры указывают на характерные черты перемещений, происходивших в последнюю стадию образования вулканогенной толщи или в более позднее время, но, так же как и для отдельных вулканических построек, не позволяют утверждать, что эти перемещения были синхронны процессу образования вулканогенных толщ. О направлении перемещений в период образования этих толщ можно судить только на основании тщательного изучения тех осадочных образований, которые переслаиваются с вулканогенными породами в разрезе.

Мощность вулканогенных толщ и отдельных пачек вулканогенных пород в разрезе, как правило, не отвечает амплитуде тектонических перемещений, так как, с одной стороны, рост вулканических построек ни по скорости, ни по направлению не зависит непосредственно от этих перемещений, с другой стороны, в процессе образования вулканогенные толщи и отдельные пачки вулканических пород неоднократно подвергаются размыву. Поэтому понятны мысли, высказанные Р. Г. Гарецким и А. Я. Яншиным (1960, стр. 163) в следующих словах: «Измерения мощностей вулканогенных пород, сохранившихся в ископаемом состоянии эксплозивных аппаратов, не будут иметь никакого отношения к амплитуде тектонических движений за время создания этих аппаратов». Скорость роста вулканических построек и, следовательно, *темп накопления вулканогенного* материала можно видеть на некоторых конкретных примерах.

При извержениях Парикутина в течение первой недели вырос конус высотой около 140 *м*, что дает скорость накопления продуктов извержений, представленных рыхлым материалом, 20 *м/сутки*. Однако, оценивая рост конуса за первый год, можно получить значительно более скромную цифру, равную приблизительно 0,9 *м/сутки*, а по данным за 9 лет, в течение которых продолжалась активность вулкана, — 0,12 *м/сутки*. В дальнейшем извержения вулкана прекратились и сейчас, через 20 лет после своего рождения, Парикутин уже не привлекает внимания вулканологов. Поэтому неизвестно, какое разрушительное влияние оказывает на него денудация. Для вулкана Билюкая на Камчатке известны данные С. И. Набоко (1947): в течение нескольких недель конус вулкана вырос до 100, а затем до 200 *м*, что дает примерную скорость роста 3 *м/сутки*. Эти вулканы, как и многие другие, после кратковременного быстрого роста, по-видимому, вступают в состояние длительного или вечного покоя и в настоящее время подвергаются только разрушению.

Длительно действующие вулканы, извержения которых продолжаются сотни (Ключевской) или тысячи (Стромболи) лет, отличаются тем, что в течение какого-то более или менее ограниченного срока они растут кверху, достигают некоторого максимума, после чего их активность уравновешивается процессами разрушения постройки. В дальнейшем рост вулканических конусов прекращается, хотя активность их сохраняется. Для таких вулканов первоначальная скорость формирования конуса, достигающего высоты почти 1000 *м* (Стромболи) или 4000 *м* (Ключевской), может быть определена по аналогии с данными о скорости роста известных вулканов, возникших на глазах человека (Парикутин, Билюкай, Хорульо, Нуово и др.).

Средняя скорость роста за весь известный период существования вулканов, предположительно с середины или с конца плиоцена, — невелика и составляет тысячные или сотые доли метра в год, или 100—1000 *см* в 1000 лет. Эта средняя скорость приближается к скоростям накопления осадков в современных морях и заливах (Страхов, 1962: данные Сакса, 1950, с дополнениями), составляющих (за 1000 лет): в северной части Каспийского моря и в западной части его южной котловины — 100 *см*, в фиорде Драммена (Норвегия) — 81—93 *см*, в заливе Клайд — 240—300 *см*, в Молуккском море — 83 *см* и т. д. Тем не менее даже усредненные скорости накопления вулканогенных образований во много раз, по-видимому, превосходят средний темп седиментации. А. Б. Ронов (1949) по данным о мощностях осадков в древних водоемах определил, что скорости седиментации не превышают 10 *см* за 1000 лет на платформах, а в геосинклиналях они лишь в немногих случаях достигают 20—30 *см* за тот же интервал времени. В целом представление о средней скорости накопления вулканогенных образований крайне условно.

Большие скорости и крайне неравномерный темп роста характерны, конечно, не только для конических построек, но и для щитовых вулканов, а также для построек, слагающих вулканические плато. Об этом можно судить по данным о лавовых накоплениях, которые в обычных условиях формируются за счет потоков или покровов мощностью 10—20 *м*. В отдельных случаях такие мощности возрастают до 30—40 *м*, а иногда достигают 200 *м*. Например, при излияниях лав из трещин Лаки (Скаптар-Йокул) в 1783 г. средняя мощность покрова в равнинной местности составила 30 *м*, а в наиболее глубоких участках долины, заполненной лавами, даже 200 *м*. При излияниях Хорульо в 1759 г. мощность лавового слоя вблизи центра извержения достигла 160 *м*.

Быстрое нарастание мощности накоплений, сложенных продуктами вулканической деятельности, типично и для пирокластических отложений. Известно, в частности, что при извержении Кракатау в 1883 г. в его окрестностях слой пепла достиг 16 *м*, при Катмайском извержении 1912 г. долины в окрестностях вулкана были заполнены слоем пепла до 7,5 *м*, а при извержении Галунггунга на Яве вблизи него возник слой пепла мощностью 30 *м*. Все эти накопления пеплового материала, как и лав, образуются в течение нескольких часов или дней, т. е. в геологическом аспекте — мгновенно.

Не менее энергично происходит рост куполов, которые достигают высоты нескольких сотен метров в течение недель или месяцев, примером служат куполы вулканов Безымянного на Камчатке, Санта-Мария в Гватемале и многие другие.

Рассматривая в общем виде вопросы захоронения вулканических построек, нельзя упускать из виду *особенности процесса погребения корней древних вулканов*. Эти корни расположены в недрах Земли на глубинах от первых километров до 50—60 *км*, но могут, вероятно, распространяться и на бо́льшие глубины. Условия погребения корней вулканов лишь в незначительной степени определяются особенностями процесса, протекающего на земной поверхности. На условия их захоронения оказывают влия-

ние преимущественно тектонические перемещения, которым подвергается вулканическая область во время и после окончания вулканической деятельности. Если перемещения были незначительными, корневые зоны сохраняются в недрах Земли в том виде, в каком они существовали в период извержений вулканов. Наиболее яркий пример подобного захоронения представляют рассмотренные в предыдущей главе корневые зоны вулканов Шотландии, а также их аналоги в других частях земного шара, в частности вулканы Эронго, Мессума и другие в Юго-Западной Африке и т. д.

Корневые зоны древних вулканов, тектонически перемещенных после захоронения вулканического конуса под осадочной толщей, впервые были изучены Гики (Geikie, 1897) на Британских островах. Здесь, в местности, прилегающей к зал. Ферт-оф-Форт, имеется серия холмов высотой до 400 *м* над уровнем моря, сложенных слоистыми туфами и лавами. Каменноугольный возраст вулканогенных пород подтверждается их переслаиванием с известняками, содержащими соответствующую фауну. Среди этих пород расположены выходы туфов и агломератов, образующих некки, то окруженные слоистым вулканогенным комплексом, то разобщенные от него частично или полностью в зависимости от глубины эрозионного среза, вскрывающего древнюю горловину вулкана. Некки, представляющие корневые зоны каменноугольных вулканов, выведены из первоначального вертикального залегания, и в них обнаруживается наклон, обратный падению напластования осадочной толщи, которой подчинены линзовидные туфовые и лавовые пачки.

Исследования разрезов через возвышенности Селайн-Хилл и Нок-Хилл (рис. II-6), а также наблюдения над другими некками и их окружением обобщены Гикки в идеальную схему взаимоотношений между

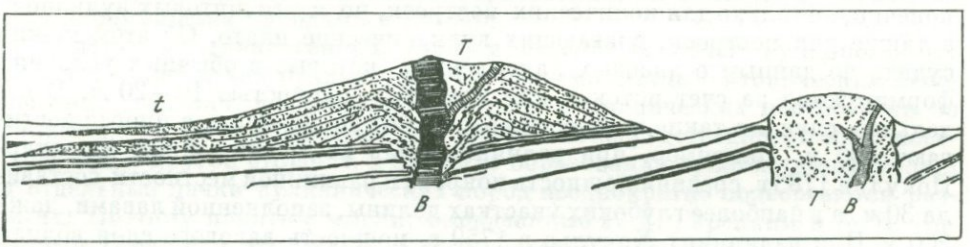


Рис. II-6. Разрезы через Селайн-Хилл (слева) и Нок-Хилл (справа). По Гики (Geikie, 1897)

Жирными параллельными линиями обозначены пласты угля и железняка. *T* — туфы некков; *t* — туфы, расположенные вблизи от конуса и переслаивающиеся с первично осадочными слоями; *B* — базальт

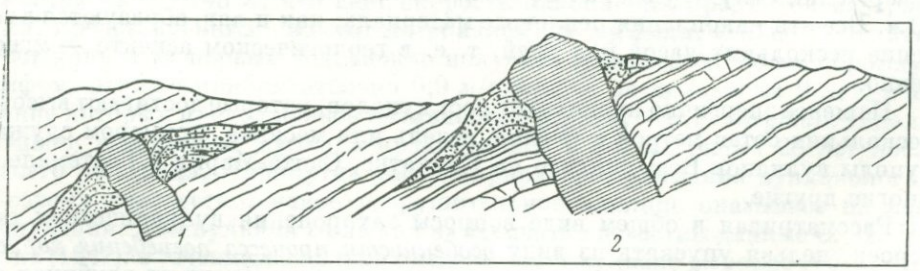


Рис. II-7. Диаграмма, иллюстрирующая захоронение и обнажение вулканических некков

1 — некк, захороненный последовательно накапливающимися осадками; *2* — обнажающийся и денудируемый некк

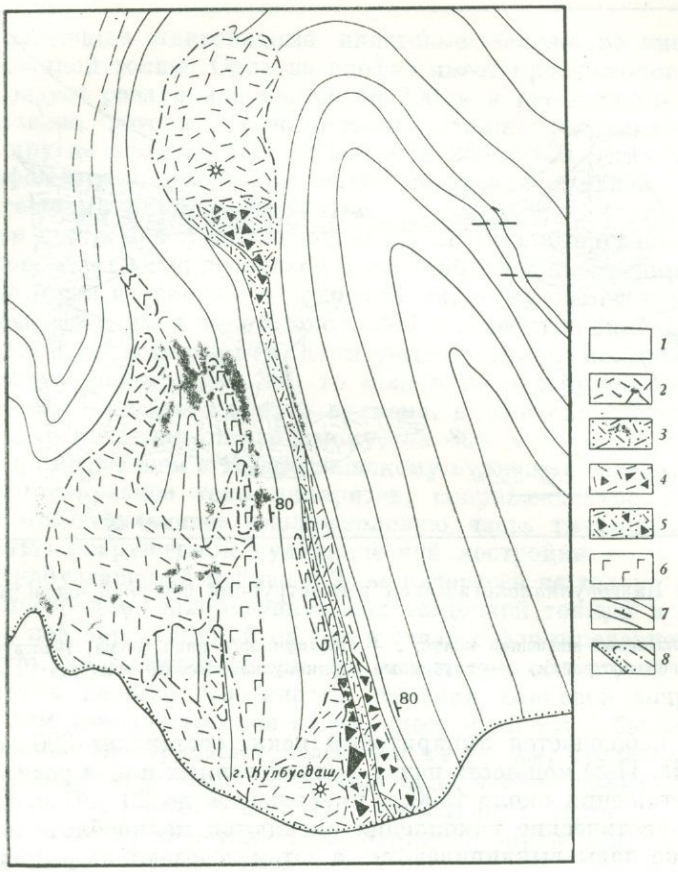


Рис. II-8. Схема строения Кулбусдашского палеовулкана

1 — четвертичные отложения; *2* — липаритовые порфиры; *3* — туфы липаритовых порфиров; *4* — лавовые брекчии липаритовые; *5* — туфовые брекчии липаритовые; *6* — габброиды; *7* — вулканогенно-осадочная толща нижнедевонского и эйфельского возраста (линии соответствуют условным стратоизогипсам); *8* — геологические грани

погребенными вулканическими конусами и их горловинами (рис. II-7). На схеме видно, что после захоронения под осадочной толщей вулканические постройки были деформированы вместе с этой толщей, а затем денудированы. Различная глубина среза повернутых набок древних вулканических конусов позволяет теперь видеть разнообразные взаимоотношения между горловинами древних вулканов и окружающими их древними же продуктами вулканических извержений.

Аналогичную картину можно наблюдать в Тувинском прогибе (Лучицкий, Кепежинскас, 1966), где древний вулкан расположен среди девонских (нижний девон — эйфель) отложений, образующих мощную толщу, состоящую из чередования красноцветных и сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Этой толще подчинены сравнительно немногочисленные покровы базальтов и андезитов, а также вулканогенные породы липаритового ряда, связанные непосредственно с деятельностью четко обособляющегося в осадочной толще и сравнительно хорошо сохранившегося погребенного девонского Кулбусдашского вулкана.

Липаритовые туфы и вулканические брекчии с подчиненными им лавовыми брекчиями и флюидальными лавами того же липаритового состава образуют довольно крупное линзовидное тело в толще осадочных пород, имеющей крутое, почти вертикальное падение на восток при меридиональном простирании. Максимальная мощность линзы вблизи долины р. Ени-

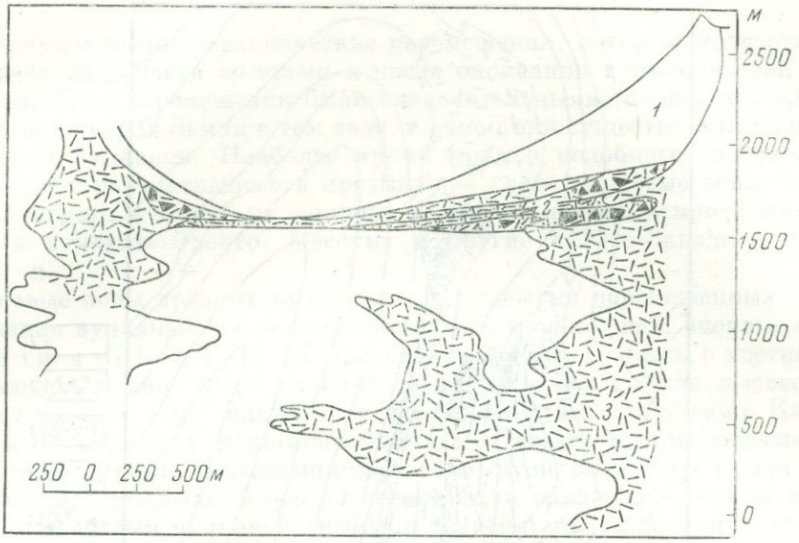


Рис. II-9. Палеовулканологическая реконструкция северной части Кулбусдашского вулкана

1 — предполагаемый насыпной конус; *2* — стратифицированная толща, участвующая в строении вулканической постройки; *3* — глубинные корни вулканического аппарата

сей, где наблюдается липаритовый некк, составляет 300 *м*. Отсюда на север (рис. II-8) мощность пачки вулканогенных пород резко сокращается и на протяжении около 1800 *м* уменьшается до 20—30 *м*. Одновременно грубые кластические накопления сменяются мелкообломочными туфами, кислые же лавы выклиниваются, а затем исчезают из разреза.

Таким образом, продукты вулканической деятельности Кулбусдашского вулкана наблюдаются только в районе, удаленном от некка на расстояние не более 2 *км*. Внутреннее строение пачки вулканогенных пород, прилегающих к некку, изменчиво по простиранию, вследствие чего она имеет линзовидно-полосчатый облик. Близ некка нижняя ее часть (примерно 150 *м*) сложена вулканическими брекчиями и туфами, верхняя (той же мощности) — лавовыми брекчиями и лавами. Лавы вверху разреза имеют мощность около 50 *м*. С удалением от некка вулканические брекчии замещаются зернистыми туфами, лавовые брекчии — флюидальными лавами, в свою очередь выклинивающимися, вследствие чего через 1500 *м* к северу от некка относительно мощная и сложно построенная липаритовая толща вырождается в небольшой прослой мелкообломочных туфов (рис. II-9).

Сложная морфология некка Кулбусдашского вулкана доступна наблюдению благодаря тому, что вулканическая постройка, с которой он непосредственно связан, лежит на боку. Это дает возможность изучать особенности строения вулкана не столько в плане, как это делается обычно, сколько в разрезе на глубину примерно 1700 *м*. Картирование некка позволяет выявить, что остатки древнего вулкана, которые в прошлом располагались под земной поверхностью, представляют сложноветвистое многоярусное древовидное тело. Полный диаметр его горловины, ранее непосредственно сообщавшейся с лавовыми излияниями на поверхности, не менее 400 *м*, но он, вероятно, превышает эту величину, так как часть некка скрыта новейшими отложениями р. Енисей.

Ограничивающие некк поверхности весьма неровные и в разрезе дают неправильные извилистые контуры с многочисленными резко очерченными выступами во вмещающие породы. От основного канала на различной глубине от прежней поверхности излияний отщепляются три

апофизы, образующие линзовидные пластовые залежи во вмещающей стратифицированной толще. Одна из апофиз имеет протяженность около 2 *км*; она образует раздув мощностью до 700 *м* и расщепляется на две пластовые залежи, которые, выклиниваясь, также раздваиваются на концах. Две другие апофизы (500 × 200 *м* и 250 × 150 *м*) имеют более простую морфологию с более или менее согласной верхней границей и неровным секущим нижним контактом.

Коническая постройка Кулбусдашского вулкана подверглась размыву перед его захоронением под девонской осадочной толщей. Эродированный конус вулкана, судя по данным о мощности линзы вулканогенных пород в прижерловой части, имел высоту около 300 *м* и пологие склоны, наклоненные под углом 11° к горизонту. Если учесть, что для построек подобного типа обычны углы около 30°, то можно реконструировать первоначальную высоту насыпного конуса вулкана, в девонское время возвышавшегося над основанием, по-видимому, на 800 *м*.

В районе, примыкающем к Кулбусдашскому вулкану с севера, имеется еще одно пластообразное тело липаритов, сопровождаемое туфовыми брекчиями и представляющее околожерловую часть глубинного очага почти полностью разрушенной вулканической постройки.

В целом Кулбусдашский вулкан в Туве интересен не только как пример древней постройки, захороненной под осадочной толщей и впоследствии вместе с ней перевернутый на бок в связи с формированием складчатой структуры вмещающей толщи, но еще и как объект, на котором можно изучить в разрезе особенности строения корневой зоны такой постройки. Рассматривая строение некка, здесь можно как бы заглянуть внутрь вулканической горловины более чем на 1,5 *км*, с учетом высоты частично денудированного конуса, и выяснить, что на таких глубинах структуры пород липаритового ряда, образующих некк, сохраняют обычный облик и не приобретают вид гранит-порфиров или, тем более, гранитов.

Таким образом, данный пример показывает, что для изучения корневых зон, в которых формировались граниты с характерными для них структурами, т. е. для изучения субструктуры древних вулканов, представленных гранитами, необходимо вести наблюдение над срезами вулканических построек, вскрывающих горизонты, расположенные на глубинах свыше 1,5—2,0 *км*. В таких условиях гранитные тела, как правило, будут встречаться обособленно от связанных с их внедрением продуктов вулканических извержений. Их совместное нахождение в единой вулканической постройке будет представлять редкий случай соотношений. Тем не менее поиски подобных соотношений могут увенчаться успехом, что видно на рассмотренных ранее примерах древних вулканов Мессума, Эронго и др.

Благоприятные условия для совместного нахождения на одном эрозионном срезе глубоких горизонтов корневых зон древних вулканов и синхронных им лав и пирокластических пород создаются в тех случаях, когда вулканическая постройка подвергается расчленению на отдельные блоки, которые перемещаются затем на различные уровни под влиянием тектонических или иных воздействий. Такие перемещения могут происходить как в период формирования постройки, так и после завершения процесса ее образования. Причины, вызывающие подобные перемещения, различны.

В одних случаях расчленение единой постройки происходит в связи с образованием кальдеры и опусканием отдельных, преимущественно центральных, частей вулкана после эксплозий, опустошающих подземную магматическую камеру. В периоды длительного затишья или после угасания вулканической деятельности в кальдере обычно возникает озеро, вследствие чего значительная часть вулканической постройки часто оказывается погребенной под покровом озерных отложений. В других

случаях постройка рассекается отдельными разломами или их системами, принадлежащими региональным тектоническим полям и вызывающими общую деформацию постройки и ее расчленение. В дальнейшем опущенные участки расчлененного таким способом древнего вулкана захороняются под озерными, аллювиальными или иными отложениями, тогда как относительно приподнятые блоки продолжают подвергаться размыву и денудации.

После размыва или выравнивания прежнего сильно расчлененного рельефа на месте вулканических построек остаются разобщенные блоки суперструктуры, сложно сочлененные с блоками, принадлежащими фундаменту древних вулканов или их корневым зонам. Морфология таких блоков бывает достаточно разнообразной, так как она зависит преимущественно от особенностей размещения и общей ориентировки региональных черт строения данной конкретной вулканической постройки.

Известны многие примеры древних вулканов, подвергшихся расчленению на отдельные блоки в связи с образованием кальдер или под воздействием региональных тектонических перемещений. Для случая кальдерообразования соответствующие примеры можно найти в работах, посвященных этой проблеме специально, и в первую очередь в общей сводке Вильямса (Williams, 1941a). Что касается древних вулканов, подвергшихся тектоническому расчленению, то хотя на первый взгляд кажется, что найти подобные примеры нетрудно, тем не менее достаточно строгие описания отдельных построек в общем редки. Обычно исследователи ограничиваются общим представлением о том, что всякое поле, сложенное породами, входящими в состав какой-либо вулканогенной толщи, разбитой разломами, можно рассматривать как соответствующий пример тектонического расчленения древних вулканов. Однако выделить в этом поле контуры конкретной постройки далеко не просто, тем более не легко определить точно контуры, внутреннее строение и морфологию древнего вулкана.

Примеры сравнительно молодых вулканов, разбитых региональными разломами, найти, конечно, легче. Так, в частности, Ритман (1964; Rittmann, 1960) указывает на осложнение формы и структуры Флегрейских Полей региональными тектоническими нарушениями. По его данным, вдоль Тирренской зоны разлома, протягивающейся от Искьи далеко в глубь Апеннин, юг-юго-восточная часть полуострова опустилась ниже уровня моря у Неаполитанского залива. Меньшие разломы разделили опущенную часть территории на блоки, образующие кровлю очага трахитовой магмы, высоко поднявшейся до подземной постройки Пра-Флегреуса. В этом высоко залегающем очаге вследствие движения магмы отдельные блоки поднимались и опускались, что вызывало местные движения, обусловившие перемещение берегов. Впрочем, перемещение этих блоков, как подчеркивает Ритман, связано уже не с региональными, а с чисто местными поднятиями и опусканиями, сопутствующими вулканическим процессам.

Яркий пример расчленения сбросом на две части дает угасший вулкан Камень, расположенный в Ключевской группе на Камчатке. Восточная часть вулкана опущена (Заварицкий, 1935) и в настоящее время погребена под более молодыми вулканогенными накоплениями. Вулкан Шапочка на Камчатке в целом представляет структуру, в которой вулканогенные породы расположены в грабене и отделены от смежных участков, сложенных гранодиоритами и песчано-сланцевыми толщами неогена, системой разломов с вертикальной амплитудой перемещения до 300–400 *м* (Тихонов, Кигай, 1960).

Более древние вулканы, расчлененные разломами, обычно обособляются менее отчетливо. Тем не менее и для них можно указать некоторые примеры. Один из них был рассмотрен выше по данным Харкера. На этом примере можно видеть, как вдоль разлома оказались совмещен-

ными корневые зоны вулканической постройки и элементы верхнего ее строения.

Другой пример можно привести для территории Минусинского прогиба на юге Сибири. Здесь в южной части крупной, почти округлой коробчатой антиклинали, разбитой широтными разломами, расположена горловина размытого в живетское время девонского вулкана Копьевского, представленная интрузивными плагиопорфирами, образующими почти вертикальный шток среди базальтов, лабрадоровых порфиритов и трахиандезитов, а также их вулканических брекчий и туфов (Лучицкий, 1957а). Вулканическая постройка (рис. II-10), имеющая вид конуса с относительно крутыми (до 25—30°) углами падения близ горловины и пологими (5—10°) наклонами вдали от нее, рассечена разломом, перемещение по которому происходило в горизонтальном направлении, хотя его сместитель ориентирован почти вертикально, с небольшим наклоном на юг. Вдоль разлома, несколько изогнутого и на западе меняющего широтное простирание на северо-западное, северная часть конуса опущена примерно на 200 *м* по вертикали. Таким образом, общая история Копьевского вулкана после его образования определяется расчленением постройки, ее размывом, погребением под толщей девонских и, вероятно, нижнекаменноугольных отложений и последующей деформацией совместно с перекрывающими толщами в процессе созидания структуры Минусинского прогиба.

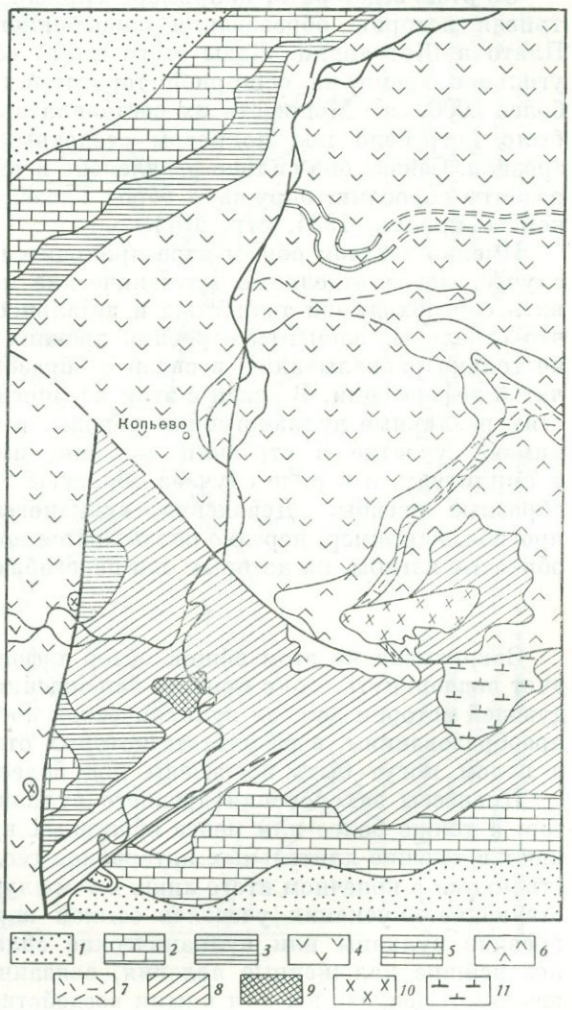


Рис. II-10. Схематическая геологическая карта западной части Копьевского антиклинального поднятия (Лучицкий, 1957а)

1 — красноцветные породы туранской серии (верхний девон); *2* — известняки и мергели бейской и сарагашской свит (живетский ярус); *3*— красноцветные породы кокоревской свиты (верхи эйфеля — низы живета); *4* — базальты и диабазовые порфириты; *5* — известняки; *6* — лабрадоровые порфириты; *7* — вулканические брекчии, туфы, туффиты; *8*— трахиандезиты, диабазовые порфириты, вулканические брекчии; *9* — яшмовидные кремнистые и зеленокаменные породы нижнепалеозойского складчатого фундамента; *10*— интрузивные плагиопорфиры; *11* — покровные плагиопорфиры

Примеры расчленения древних вулканов тектоническими разломами имеются среди полей верхнепалеозойских вулканогенных пород Джунгарского Алатау, а также на других территориях Советского Союза и зарубежных стран. Можно ограничиться ссылкой, в частности, на Конуроленский верхнепалеозойский вулкан в горах Катутау (Казахстан). Этот вулкан был осмотрен автором в 1961 г. совместно с Г. М. Фремдом и А. С. Каменским (1963), изучившими вулканическую постройку достаточно детально. В плане Конуроленский вулкан имеет форму эллипса, вытянутого в почти широтном направлении, согласно с простиранием вмещающих пород. В том же направлении вулкан рассечен сбросом, вдоль которого северная часть постройки приподнята и частично размыта, а южная опущена и сохранилась значительно лучше (рис. II-11).

Древние вулканы, расчлененные поздними разломами, возникшими после образования построек, постоянно встречаются в областях, затронутых складчатой деформацией, поэтому о них часто пишут и нередко предлагают даже составлять для них каталоги. Однако в большинстве случаев реальные контуры таких вулканов очерчиваются лишь в самом общем виде, на основании данных, совершенно недостаточных для выявления не только морфологии и внутреннего строения вулкана, но зачастую и для определения его действительного местоположения. В таких случаях лучше говорить о тектонических разломах, рассекающих древние вулканические области.

Об этом ведет речь, например, Тиррель (1934; Tyrrell, 1931), рассматривая историю образования современного вида базальтового Клайд-Плато в Шотландии. Лавы этого плато образовались в нижнекаменноугольное время на обширной территории, первоначально достигавшей более 5000 *км*^{2}. Мощность их составила около 450 *м*. Позднее это плато было погребено под покровом осадочных пород, ныне уничтоженных эрозией. Сейчас оно сильно расчленено и «обломки плато, которые сильно разбиты сбросами, окружают город Глазго со всех сторон, кроме восточной» (Тиррель, 1934, стр. 167).

Именно в таком общем виде приходится давать характеристику в том случае, когда отдельные вулканические постройки невозможно установить с необходимой точностью и детальностью. Особо следует отметить, что отдельные элементы строения древних вулканов могут подвергаться не только раскалыванию в связи с образованием разломов, но и складчатой деформации. В связи с этим во многих случаях в складчатых областях различные вулканогенные породы, в том числе древние лавы, принимают участие в строении складок, имеющих различную кривизну и амплитуду, а в ряде случаев образуют типичные для флексур коленообразные изгибы. Девонские вулканогенные породы Минусинского прогиба, например, нередко оказываются вовлеченными в такие флексурообразные изгибы, на которых они перегибаются почти под прямым углом.

Заканчивая на этом общий обзор тафономии древних вулканов, следует подчеркнуть, что с момента зарождения и на протяжении всей последующей истории каждая вулканическая постройка подвергается сложным преобразованиям, в результате которых отдельные ее блоки или вся она в целом могут быть погребены под более поздними отложениями.

Процессы захоронения древнего вулкана или отдельных его элементов, а также более или менее обширных вулканических областей протекают в течение длительных интервалов геологического времени и осуществляются в конечном итоге лишь в том случае, когда происходят соответствующие опускания участков земной коры, на которых расположены древние вулканы или вулканические области. Эти процессы, а также позднейшие наложенные явления, связанные с тектоническими перемещениями, денудацией или иными воздействиями на уже сформированные

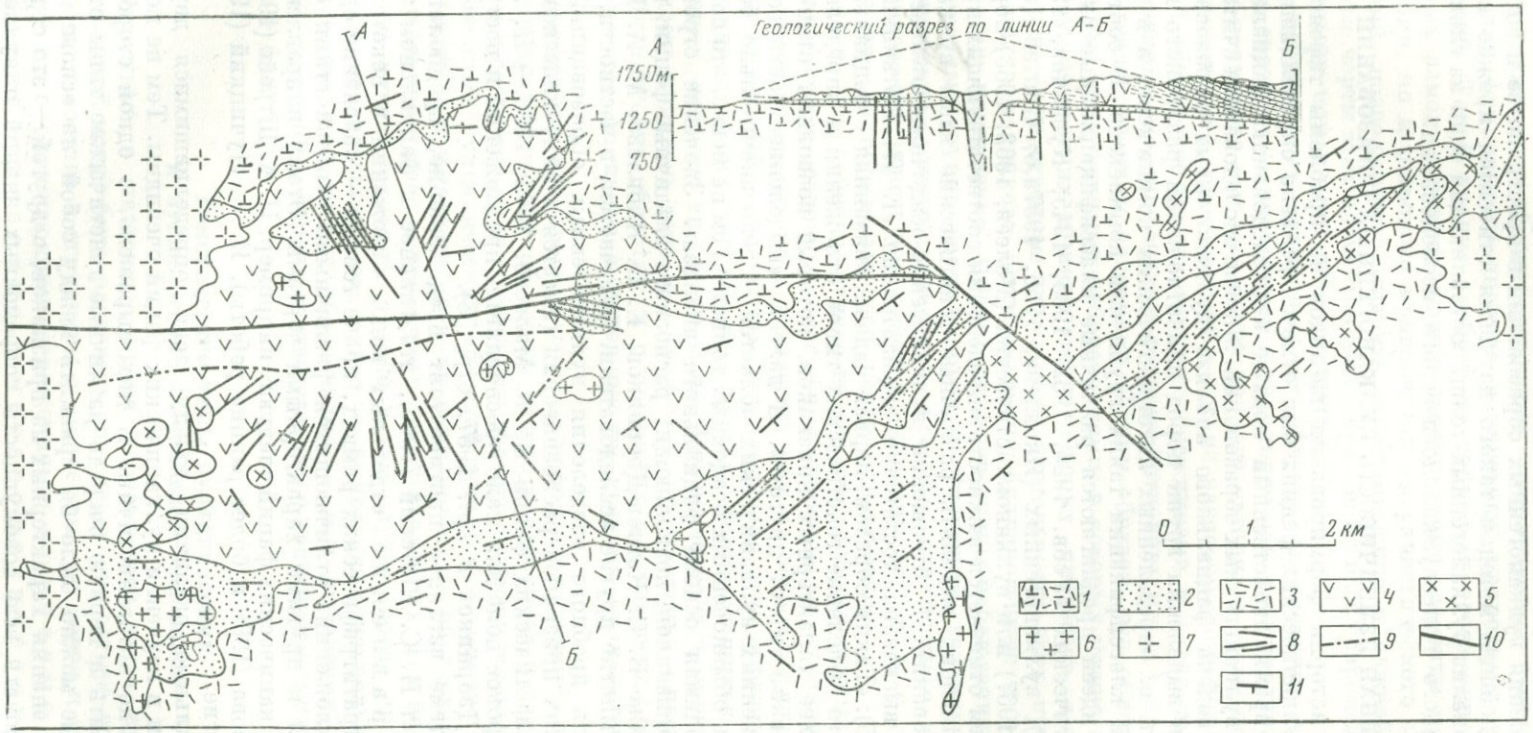


Рис II-11. Схема геологического строения Конуроленского стратовулкана. По Г. М. Фремду и А. С. Каменскому, 1963

1 — существенно игнимбритовая фация верхнего карбона; *2* — вулканогенно-терригенная фация верхнего карбона; *3* — существенно игнимбритовая фация нижней перми; *4—6* — жерловые и околожерловые фации: *4* — потоки и покровы андезитов в переслаивании с туфами Конуроленского стратовулкана; *5* — экструзивные куполы некки, андезито-базальтов; *6* — некки фельзитов, липаритов, трахилипаритов; *7* — гипабиссальные сложные интрузии; *8* — дайки андезитов и андезито-базальтов; *9* — дайки липаритов и трахилипаритов; *10* — разломы; *11* — элементы залегания

вулканические постройки, реконструируются при помощи геологических методов. При этом учитывается необходимость изучения изменчивости состава и строения вулканогенных образований в пространстве и во времени. К важнейшим методам такого изучения относится прежде всего фациальный анализ вулканогенных толщ, составляющий один из главных элементов общего палеовулканологического исследования.

ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В очерке истории формирования взглядов на проблемы тафономии и учения о вулканических фациях был отмечен реально определившийся в настоящее время двойственный подход к исследованию фациальной изменчивости вулканогенных образований. Многие исследователи считают, что главная задача фациального анализа вулканогенных образований заключается в выделении групп пород или отложений различного происхождения, т. е. определенных литогенетических комплексов, и в разработке общей классификации таких групп или комплексов. В соответствии с этой идеей предлагаются различные классификационные схемы фаций магматических (Усов, 1925, 1932, 1935, 1945; Кузнецов, 1949, 1955, 1960а,б), вулканогенных (Яковлева, 1956, 1957а,б; Коптев-Дворников и др., 1967) или вулканокластических (Малеев, 1962, 1963) пород.

Вместе с тем отмечается важность определения соответствующих признаков, позволяющих выделять различные генетические типы вулканогенных образований. В отношении вулканогенно-осадочных отложений такая мысль высказана достаточно выразительно Л. Н. Ботвинкиной (1968, стр. 245): «Таким образом, первая задача, связанная с фациальным анализом,— это выделение генетических типов отложений и определение тех их наиболее характерных признаков, которые позволяют отличить один генетический тип от другого». И далее... «выделение генетических типов в отложениях вулканических областей — дело значительно более сложное, чем в обыкновенных осадочных толщах. Тем не менее, это совершенно необходимая основа фациального анализа». Значение строгого определения признаков, позволяющих распознать различные фации, подчеркивают также В. С. Коптев-Дворников, Е. Б. Яковлева, М. А. Петрова (1967) и многие другие исследователи. Отмечается, в частности, что «попытка столь дробного разделения вулканогенных образований, не имеющих четких признаков распознавания (имеется в виду классификация вулканокластических фаций Е. Ф. Малеева, 1962, 1963.— *И. Л.*), открывает широкое поле для мало обоснованных предложений и построений» (Коптев-Дворников и др., 1967, стр. 58).

Такой системе взглядов противостоит представление, предполагающее, как писал Н. С. Шатский (1960), что главное в фациальном анализе — это с р а в н е н и е отдельных видов отложений в некоторых конкретных стратиграфических рамках, иначе говоря — сравнение одновозрастных отложений, отличающихся различными особенностями состава, строения и другими характерными чертами. Этому направлению в изучении вулканических фаций следуют, например, Н. А. Штрейс (1951), Л. Н. Формозова (1968 и более ранние работы), И. В. Лучицкий (1960) и многие другие.

Принципиальные различия между ясно определившимися двумя направлениями в изучении вулканических фаций очевидны. Тем не менее эти различия не антагонистичны. В них выражено, с одной стороны, желание выявить в первую очередь различные генетические типы отложений, которые можно было бы сравнить между собой на основе наиболее полного знания характерных из признаков, с другой — это стремление использовать всю совокупность современных знаний о вулканогенных образованиях для изучения реально наблюдаемой фациальной (facies — облик) изменчивости синхронных элементов геологического

строения той или иной территории. Система исследований, отвечающих первому направлению, является, таким образом, одним из средств (возможно, даже главнейшим средством), используемых вторым направлением для фациального анализа конкретных природных геологических ситуаций. Такой анализ требует не только строгого определения возрастных рамок, ограничивающих сравниваемые элементы геологического строения, но и широкого привлечения актуалистического метода исследований, позволяющего выявить происхождение и важнейшие отличительные черты этих элементов путем сравнения их с современными вулканогенными или иными образованиями.

В современных вулканических областях происходят сложные процессы, связанные с внедрением и излиянием лав, с эксплозиями, вызывающими появление рыхлого измельченного материала, с выделением газов, с седиментацией, протекающей в весьма разнообразной физико-географической обстановке (высокогорье со снежниками и ледниками, прибрежные равнины, морские заливы, озерные котловины и т. п.), а также и с другими геологическими явлениями. Таким образом, эти области являются крупными естественными лабораториями, в которых можно изучать течение вулканических и иных геологических процессов, а вместе с тем видеть непосредственные результаты деятельности этих процессов, рассматривая различного происхождения вулканогенные и вулканогенно-осадочные накопления. Именно здесь доступны наблюдению генетически разнородные группы горных пород и отложений, возникшие в течение сравнительно узкого интервала времени, отвечающего в абсолютном летосчислении менее чем одному миллиону лет, т. е. с геологической точки зрения образовавшиеся почти одновременно.

Многие, но, конечно, далеко не все типы вулканогенных образований и вулканогенно-осадочных отложений современных вулканических областей, расположенных на континентах или на островах, изучены сравнительно полно. Об особенностях же накопления этих образований на морском дне и об их характерных чертах, формирующихся в подводных условиях, известно еще очень мало. Тем не менее есть определенная возможность привлечь данные о процессах, протекающих в настоящее время в вулканических областях, и о продуктах деятельности этих процессов к изучению фациальной изменчивости древних вулканогенных образований.

Генетически разнородные группы пород и отложений, образующиеся ныне в вулканических областях, можно рассматривать как современные фации и соответственно считать эти области полифациальными. Эта черта современных вулканических областей достаточно типична и ее следует учитывать при изучении древних вулканогенных образований, особенно при различного рода корреляциях и сопоставлениях. Тем не менее термин «фация» лучше сохранять только в том случае, когда проводится конкретное исследование, связанное с выявлением изменчивости состава и строения синхронных образований, а при выделении генетического типа отложений говорить соответственно о генетическом типе (генотипе), а не о фации.

Генетические типы вулканических и вулканогенно-осадочных образований

Известные в настоящее время генетические типы вулканогенных образований могут быть разделены на следующие четыре группы в зависимости от состава и структуры свойственных им пород и от взаимоотношений их с окружающими отложениями: к о р н е в ы е, л а в о в ы е, п и р о к л а с т и ч е с к и е и м е т а с о м а т и ч е с к и е. Кроме того по тем же признакам обособляется еще ряд в у л к а н о г е н н о-о с а д о ч н ы х генетических типов. Такое разделение отличается от предло-

женных ранее классификаций тем, что оно опирается на данные о характерных чертах, присущих самим этим генетическим типам, а не обстановкам или условиям, определяющим их происхождение или размещение в пространстве относительно вулканических центров. Такой подход тем более необходим, что хотя процесс образования большинства генетических типов известен и доступен непосредственному наблюдению, все же в ряде случаев их происхождение остается недостаточно ясным и спорным. Это касается, в частности, морских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, а также игнимбритов.

Предлагаемое выделение корневых и лавовых генетических типов отвечает разделению изверженных горных пород на интрузивные (внедренные) и эффузивные (излившиеся). Что касается пирокластических и метасоматических генетических типов, то они тоже параллелизуются с соответствующими группами современных общих классификаций горных пород (о метасоматитах см., например, Н. А. Елисеев, 1959). Предложенное разделение не выходит, таким образом, за рамки общей систематики горных пород и ей подчинено, а поэтому может быть проведено с той же строгостью, с какой сейчас осуществляются петрографические исследования вещественного состава горных пород. Вместе с тем оно учитывает главные черты вулканических процессов, формирующих эти породы: процессов интрузивных, эффузивных, эксплозионных и фумарольно-сольфатарных. Корневые генетические типы являются внедренными, т. е. интрузивными образованиями, лавовые — продуктами излияния (эффузий), пирокластические — результатом эксплозий, а метасоматические возникают главным образом под влиянием фумарольно-сольфатарной или гидротермальной деятельности.

Корневые зоны

К группе генетических типов корневых зон относятся экструзивные, жерловые и субвулканические образования, выделяемые многими исследователями под названием «фаций» (Кузнецов, 1960а,б; Коптев-Дворников и др., 1967).

Наиболее полное описание соответствующих генетических типов имеется у В. С. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой и М. А. Петровой (1967), хотя соподчинение этих типов дано ими несколько иначе и экструзивные образования включены в состав «эффузивной фации», а субвулканические и жерловые обособлены в качестве самостоятельных «фаций». Общей чертой всех трех генетических типов рассматриваемой группы является секущее их положение по отношению к вмещающим породам при составе, отвечающем обычным эффузивным породам. Структуры пород, как правило, идентичны тем, которые характерны для лав, изливавшихся на поверхность, поэтому такие породы лучше называть так же, как и соответствующего состава лавы. Речь, таким образом, может идти об интрузивных базальтах, андезитах, липаритах и т. д. и об их палеотипных аналогах. Среди рассматриваемых трех генетических типов наиболее четко можно охарактеризовать экструзивные образования.

Экструзивный генетический тип представляет ту часть корневой зоны, которая формируется либо в жерле вулкана в виде пробки, либо самостоятельно в форме купола и выжимается на земную поверхность, как предполагается, давлением газов. Вследствие этого образующийся генотип, во-первых, в общем изометричен в плане и имеет секущие контакты с вмещающими породами, во-вторых, опоясан у подножия глыбовыми россыпями лав или лавовыми потоками, ясно указывающими на то, что растущий купол или обелиск выдвигался над дном кратера или над поверхностью прорываемого фундамента, если купол возникал совершенно самостоятельно.

Таким образом, экструзивный генетический тип имеет черты, характерные для интрузий, но вместе с тем в нем обнаруживаются явные приз

наки либо разрушения приподнятой над земной поверхностью отвердевшей массы, имеющей вид купола или обелиска, либо перехода лав купола в стекающие по его склонам лавовые потоки. Подобные образования достаточно хорошо известны в современных вулканических областях, а также в провинции Овернь во Франции; о них было сообщено выше, поэтому здесь можно ограничиться лишь примером вулкана Безымянного и некоторых более древних экструзий.

По наблюдениям Т. С. Краевой и И. В. Мелекесцева (1969), рост вулкана Безымянного на Камчатке сопровождался образованием лавин протяженностью не более нескольких километров; мощность отложений при прохождении этих лавин составляет не более нескольких метров. Независимо от природы лавины — обвальной или эксплозионной — у подножия купола в результате ее образования остается полоса агломерата шириной от нескольких метров до сотен метров. Агломератовый материал обычно имеет сортировку тем лучшую, чем меньше лавина, при которой крупнообломочный материал сосредоточивается преимущественно на ее боковых валах и во фронтальной части. Между валами же преобладают мелкообломочные отложения. Впрочем, наиболее крупные обломки располагаются около подножия купола, где можно наблюдать глыбы объемом в несколько кубических метров, а иногда более 10 $м^3$. Образование крупных лавин такая сортировка обычно не сопровождает.

Среди различных древних экструзивных куполов можно отметить некоторые куполы, известные в Армении, Закарпатье, на Алтае.

В Армении К. Г. Ширинян (1962) указывает следующие плио-плейстоценовые экструзивные образования: 1) дацитовые и андезитовые куполы высотой 100—200 *м* в районе горы Арагац; 2) столбы (обелиски), состоящие из брекчиевидных лав и агглютинатов, расположенные на вершине вулканов Малый Богутлу, Бергелю и др.; 3) куполовидные липаритовые, обсидиановые и литоиднопемзовые вулканы, одноактные и многоактные куполы выжимания, иногда достигающие больших размеров (вулканы Артени, Гадис, Гутансар). Ширинян предполагает, что все эти экструзивные куполы образовались в результате выжимания магмы, бедной летучими компонентами; при насыщении ее газами происходили эксплозии и в окружении куполов возникали туфовые накопления.

Ряд экструзивных куполов и «трещинных выжимок» выделяет в Армении также С. Г. Карапетян (1964), наблюдавший их на липаритовом плиоценовом вулкане Артени. Наиболее крупный купол имеет высоту 450 *м* при диаметре основания 800—1000 *м*. Он имеет веерообразное строение вследствие присутствия иглообразных и дайкообразных выходов тонкополосчатых липаритов. В контактах купола отмечены зоны брекчий. Они имеются также на других куполах, их присутствие служит указанием на возможную принадлежность этих куполов, как и рассмотренных выше, к экструзивному генотипу.

Куполы Закарпатья обычно сближены и сопровождаются отходящими от них лавовыми потоками (Фишкин, 1954; Золотухин, 1962; Наседкин, 1963). Породы, слагающие центральные части куполов, более кристалличны, а на периферии они имеют стекловатое строение. Куполы окружены обломочными породами, образующими купольные брекчии (Петров, 1961), купольные агломераты или агломератовую мантию (Наседкин, 1963). Эти обломочные породы идентичны породам купола, хотя в общем разнозернисты; они не подвержены контактным изменениям и их накопления возможны вблизи куполов, а вдали от куполов они имеют меньшую мощность. С удалением от купола уменьшается также размер обломков в купольных брекчиях. По В. П. Петрову (1961), такого типа куполы имеют строение, показанное на рис. II-12.

Пример еще более древнего экструзивного генетического типа вулканогенных образований описан М. А. Петровой (Коптев-Дворников и др., 1967) по данным изучения девонских штокообразных тел, сложен-

ных автомагматическими брекчиями на Змеиногорском рудном поле Алтая. Сравнительно небольшие тела этих брекчий, достигающие 300—500 *м* в поперечнике, имеют крутые контакты и изометричную в плане форму. Они окружены обломочными породами, среди которых преобладают обломки автомагматических брекчий до 2 *м* в поперечнике, идентичных тем, которые образуют штоки. Количество обломков и мощность

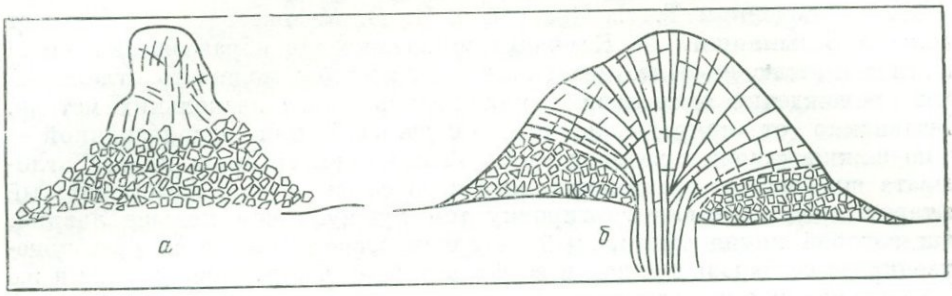


Рис. II-12. Образование и строение пород экструзивной фации. По В. П. Петрову, 1961

а — схема образования и условия залегания купольных брекчий; *б* — разрез через современный купол Ардов в Закарпатье

залежей, сложенных обломочными породами, как указывает М. А. Петрова, уменьшаются по мере удаления от штоков. Вдали от штоков грубообломочные породы сменяются туфами липаритовых порфиров или туфовыми песчаниками. Контакты штоков с вмещающими породами резкие, иногда почти вертикальные, но эндо- и экзоконтактные изменения вдоль них не наблюдаются.

Подобные соотношения М. А. Петрова объясняет тем, что здесь располагались обелиски с почти вертикальными стенками, окруженные типичными для экструзий ореолами обломочных пород того же состава, что и в обелисках. Эти породы, таким образом, не являются пирокластическими, а сходны с купольными агломератами из ореолов экструзивных образований Камчатки, Армении и Закарпатья. Пример этот достаточно примечателен, так как показывает, в частности, что резкие контакты и вертикальные стенки, ограничивающие штокообразные тела, далеко не всегда могут указывать на то, что интрузивное тело моложе вмещающих пород.

Жерловый генетический тип может быть тесно связан с предыдущим типом и представлять непосредственное продолжение в глубь экструзивного купола или обелиска. В равной мере он встречается совершенно независимо от таких образований, сопровождая, в частности, конические вулканические постройки. По морфологии он сходен с экструзивным типом. Для представителей жерлового генотипа характерны трубообразные формы тел и секущие контакты с вмещающими породами. В поперечном плане их очертания могут быть не всегда строго изометричными, а зачастую сравнительно сложными и изменчивыми в зависимости от эрозионного среза.

Данный тип отличается от экструзивного тем, что здесь нет признаков, указывающих на выход на земную поверхность лавовых масс, слагающих жерловую часть вулканической постройки, и на их разрушение, сопровождаемое в таких условиях возникновением опоясывающих купол глыбовых осыпей. В остальном эти два генетических типа сходны и различать их в захороненном виде нелегко. В современной обстановке непосредственному наблюдению доступен только процесс образования куполов, а горловины действующих вулканов остаются скрытыми на недосягаемых пока глубинах. Можно, впрочем, предполагать, что многократные

внедрения вдоль трубообразных каналов более обычны для жерлового генотипа, чем для экструзивного. Об этом можно судить по тому, что куполообразные экструзии образуются сравнительно быстро и представляют моногенные постройки, легко подвергающиеся разрушению. Горловины многих более или менее крупных конических вулканов заполняются в результате извержений, повторяющихся в течение длительного времени и нередко изменчивых по составу продуктов вулканической деятельности.

Говоря о жерловых образованиях, обычно имеют в виду заполнения горловин, расположенных внутри вулканических конусов в центральном кратере или одновременно также в побочных кратерах. Между тем это представление недостаточно строго, так как трубообразные горловины, уходящие в недра Земли, типичны также для мааров. Далеко не всегда можно быть уверенным еще и в том, что трубообразное тело, наблюдаемое сейчас в окружении древних пород и имеющее тоже сравнительно древний возраст, сообщалось в период своего образования с земной поверхностью, а не оформилось на некоторой глубине в виде корня лакколита или иной формы магматического тела, не достигшего поверхности.

Таким образом, знакомясь с трубообразными телами, заполненными магматическим материалом вулканогенного облика, всегда необходимо иметь в виду по крайней мере три возможные формы связей их с земной поверхностью: одни из них могут действительно представлять горловины древних вулканических конусов, другие — являться остатками каналов, соединявшихся в прошлом с маарами, третьи могли вообще не достигать земной поверхности.

Независимо от реальной формы таких связей все эти трубообразные каналы, заполненные магматическим материалом вулканогенного облика, называют некками или вулканическими трубками, иногда диатремами, если предполагается, что они образовались «при взрыве газов». Действительная принадлежность некков и вулканических трубок вулканическим конусам должна быть выявлена на основании изучения общей геологической обстановки, в которой они наблюдаются, и, очевидно, не всегда может быть доказана убедительно.

Ископаемый вулканический конус обязательно имеет некк, а иногда ряд некков (центральный и периферические) или сложную центральную группу, т. е. древние горловину или ряд горловин, но нахождение некка само по себе не может явиться прямым указанием на существование древнего вулканического конуса. Необходимо также иметь в виду, что тот или иной некк, представляющий горловину древнего вулканического конуса, может, во-первых, относиться к побочным кратерам вулканической постройки центрального типа, а не к главному его кратеру, во-вторых, принадлежать горловине шлакового конуса вулкана трещинного, а не центрального типа. Об этом приходится говорить потому, что в последнее время наблюдается некоторое увлечение каталогизацией древних вулканов, опирающейся во многих случаях только на данные о распространении некков, без учета геологических условий, в которых они встречаются.

Многочисленные примеры некков, принадлежащих жерловому генотипу и относящихся к горловинам вулканических конусов, приведены в классическом труде Гики (Geikie, 1897) по древним вулканам Великобритании. Гики описал силурийские, девонские, каменноугольные и пермские некки и установил для них не только особенности морфологии, но и характерные черты взаимоотношений с окружающими вулканогенными породами, образующими конические постройки, погребенные среди палеозойских осадочных толщ. Эти взаимоотношения он иллюстрировал многочисленными изображениями некков в плане, на разрезах и на зарисовках, о чем общее представление могут дать заимствованные из его работ рис. II-13—II-15. Некки, по его данным, имеют разнообразные размеры;

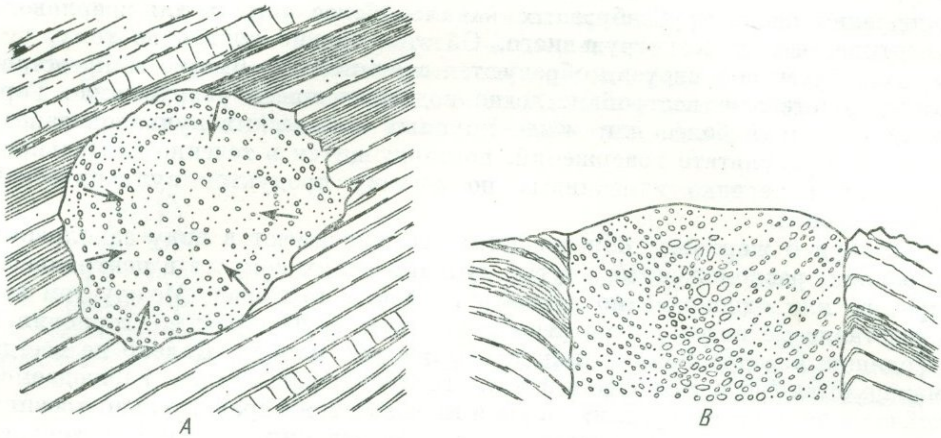


Рис. II-13. Некк, выполненный стратифицированными туфами. По Гики (Geikie, 1897)
A — план; *B* — поперечный разрез

поперечник их варьирует от нескольких десятков метров до 500 *м*, а удлиненные некки достигают в длину 1,5 *км*. Форма некков в плане преимущественно округлая или эллипсоидальная, с переходами к удлиненно-овальной и даже дайкообразной. Очертания многих причудливы, так как осложнены ответвлениями.

Выполнения некков представлены либо агломератами и туфовым материалом с центральной лавовой пробкой или без нее, либо лавовым материалом. Вдоль контактов на расстоянии до 15—20 *м* в ряде случаев наблюдается метаморфизм, приводящий к остеклованию вмещающих песчаников и превращению аргиллитов в фарфоровидные, а известняков в сахаровидные породы. Непосредственная связь некков с вулканическими конусами установлена Гики, конечно, не для всех некков; некоторые из них могли быть связаны с маарами или не достигать поверхности.

Разнообразные некки имеются также во многих районах нашей страны, в частности в Казахстане, где, по данным Е. Б. Яковлевой (Коптев-Дворников и др., 1967), девонские некки имеют примерно цилиндрическую форму, осложненную, как правило, апофизами. Здесь также наблюдаются переходы к удлиненным дайкоподобным телам. Размеры некков чаще всего составляют 400—500 *м* в поперечнике. Как отмечает Е. Б. Яковлева, связь с древними постройками (вулканическими аппа-

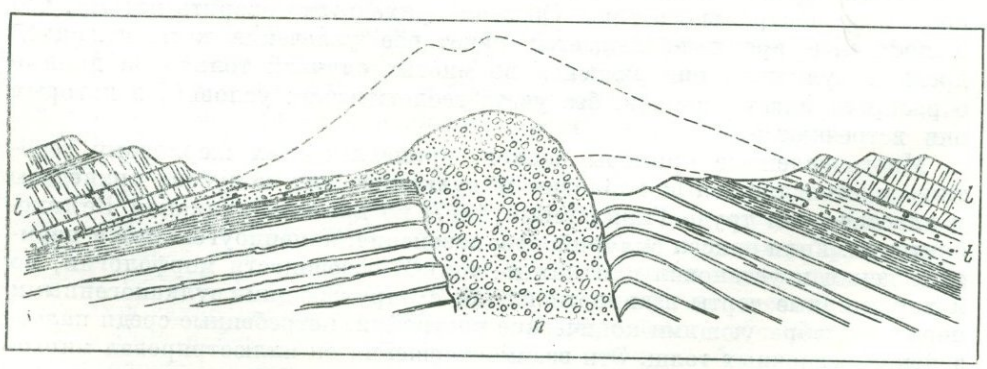


Рис. II-14. Разрез, показывающий связь некка с конусом и окружающими слоистыми туфами. По Гики (Geikie, 1897)
n — некк; *t* — туфы; *l* — первичные слои

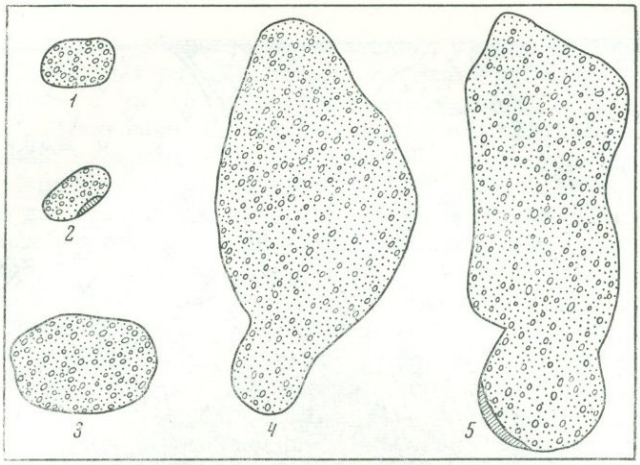


Рис. II-15. План пермских вулканических жерловин (*1—5*) Эйрширского угольного поля. М-б 1 : 10 000. По Гики (Geikie, 1897)

ратами) устанавливается для некков лишь в том случае, когда они наблюдаются в сопровождении околожерловых образований, представленных очень грубыми, плохо отсортированными туфами и мощными потоками лав, залегающими согласно с осадочными толщами. Е. Б. Яковлева представила идеализированную схему развития, захоронения и вскрытия древнего вулканического окружения и привела описания жерловых образований некоторых девонских вулканических построек.

В частности, на горе Оструха (юго-восточное крыло Алейского антиклинория на Рудном Алтае) вулканогенные образования детально изучали А. Ф. Фоминых, Г. Ф. Яковлев, Е. Б. Яковлева, М. Х. Юсупов и П. Г. Ведерников. Установлено, что здесь имеется некк (рис. II-16), прорывающий среднедевонские (нижний эйфель) осадочные породы и силлообразные залежи диабазов. Некк сложен брекчиями и лавами липаритовых порфиров и представляет трубообразное изометричное тело поперечником около 400—500 *м* с неровными извилистыми контактами, секущими вмещающие породы. От некка отходит ряд апофиз, а сам он рассечен многочисленными дайками липаритовых порфиров и своеобразных «вулканических брекчий», содержащих обломки вулканогенных и осадочных пород, а также гранитов в преимущественно хлоритовом цементе. Строение некка в общем концентрическое. На его периферии размещаются лавовые брекчии альбитизированных липаритовых порфиров с многочисленными крупными обломками, достигающими нескольких метров в поперечнике. В центральной части некка преобладают лавы того же состава, неповсеместно содержащие мелкие обломки, не превышающие нескольких сантиметров в диаметре. Цементу лавовых брекчий свойственно флюидальное или пузыристое строение материала.

Данные о строении некка и его геологическом положении оказались недостаточными для точной реконструкции предполагаемого вулканического конуса, но позволили Е. Б. Яковлевой выявить общую последовательность извержений, приведших к вероятному образованию такой постройки. Сходные данные были получены и при изучении девонского вулкана в бассейне р. Сабаниной, расположенной в аналогичной структурной обстановке на Рудном Алтае.

Оба эти примера, как указывает Е. Б. Яковлева, были приведены ею как «наиболее общие и трудные случаи выявления вулканических аппаратов, когда не сохранилось никаких следов наземных сооружений, а эрозией вскрыт лишь комплекс вулканических образований, располагавшихся ниже их подошвы» (Коптев-Дворников и др., 1967, стр. 147).

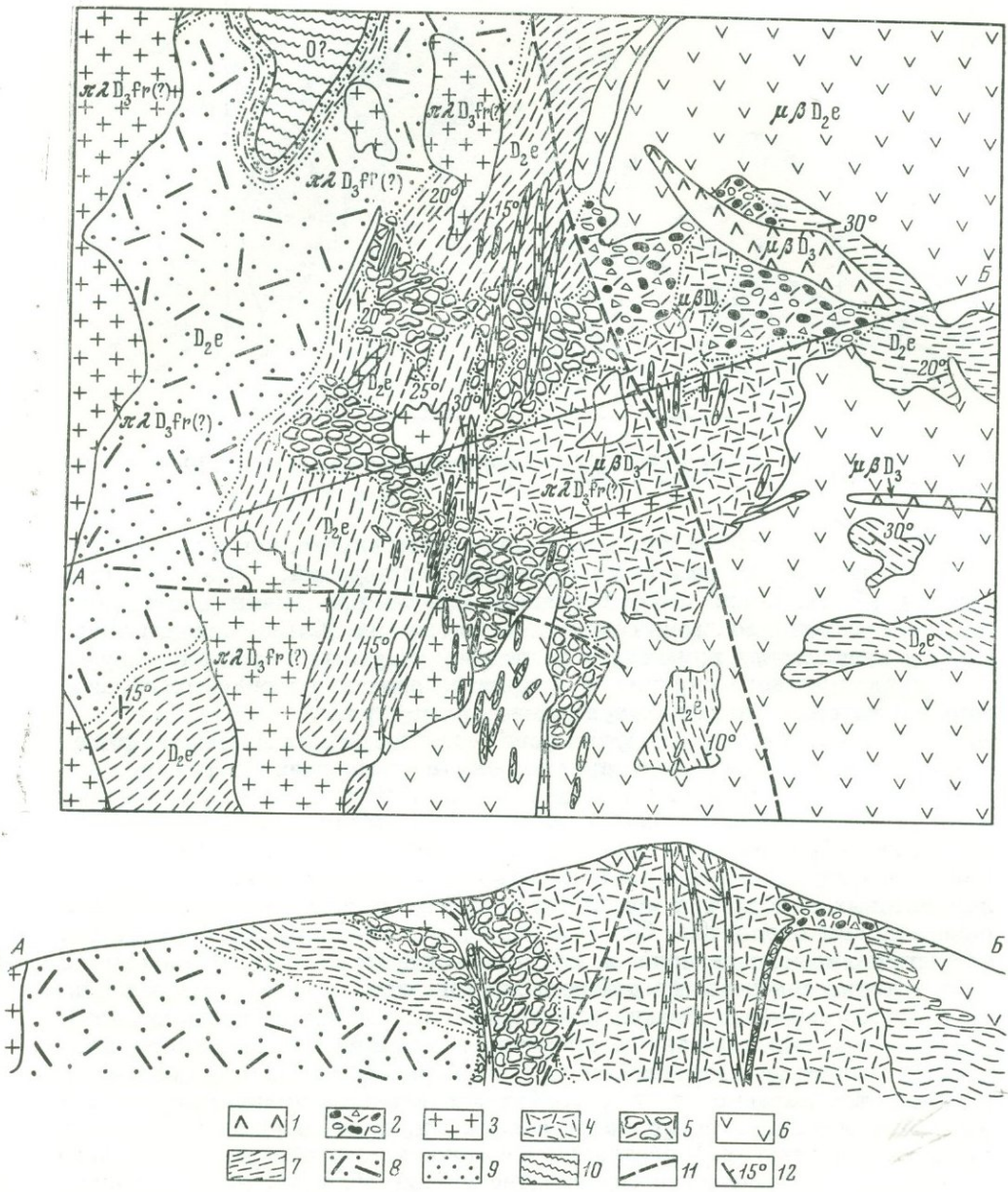


Рис. II-16. Схема строения вулканического аппарата девонского возраста (гора Остроха). Из В. С. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой, М. А. Петровой (1967)

Вулканогенные образования верхнего девона субвулканической фации: *1* — диабазы; вулканогенные образования субвулканической и жерловой фации франского (?) возраста; *2* — вулканические брекчии смешанного состава; *3* — липаритовые порфиры субвулканической фации; *4* — лавы и лавовые брекчии липаритовых порфиров жерловой фации; *5* — грубообломочные лавовые брекчии липаритового состава жерловой фации; вулканогенные образования раннеэйфельского возраста субвулканической фации; *6* — диабазы; вулканогенные образования собственно эффузивной фации и осадочные породы раннеэйфельского возраста; *7* — аргиллиты, известняки и др.; *8* — липаритовые порфиры и их туфы; *9* — базальные конгломераты; метаморфические породы нижнего палеозоя (ордовик?); *10* — хлорито-серицитовые сланцы; *11* — разрывные нарушения; *12* — элементы залегания

Представление о существовании связанного с некком вулканического конуса в рассмотренных случаях опирается главным образом на данные о сложном строении некка и сопровождающих его дайковых и других интрузиях. Палеозойские некки или жерловины Казахстана, по Е. Б. Яковлевой, сложены либо пирокластическим материалом (то однородным, то разнообразным, с обломками вмещающих и подстилающих пород, иногда до нескольких метров в поперечнике), либо пузыристыми или флюидальными лавами, либо лавовыми брекчиями, перемежающимися с лавами; в этих некках иногда содержатся обломки вмещающих и подстилающих пород. Наряду с подобными некками, представляющими результат одноактных извержений, имеются некки, образовавшиеся вследствие многократных одноактных извержений; отличительная их черта — зональное строение. Отдельные зоны в этих некках обычно сложены различными разновидностями перечисленных выше пород.

В Казахстане имеются также пермские некки липаритового и иного состава (Русаков, Фремд, 1958; Фремд, 1963, и др.), которые связаны с более или менее крупными вулканическими конусами, выявленными путем картирования пермских вулканогенных толщ. Взаимоотношения некков и конусов установлены преимущественно по косвенным данным.

Девонские и более поздние некки известны также в Минусинском прогибе (Лучицкий, 1957а; 1960) и во многих других районах Советского Союза.

Сейчас некки приковывают всеобщее внимание в связи с поисками месторождений полезных ископаемых. Распространены они очень широко во всех вулканических областях мира не только древних, но и современных. Поэтому количество примеров, иллюстрирующих разнообразие некков, могло быть резко увеличено. К сожалению, не всегда приводятся достаточно убедительные данные о связи некков с древними вулканическими постройками и не выясняется морфология этих построек и их характерные особенности, а также взаимное расположение некков и вулканических построек. Между тем эти данные важны для выяснения типичных черт развития вулканической деятельности различных территорий. Поэтому необходимо еще раз подчеркнуть, что в ряде случаев, может быть более многочисленных, чем это сейчас оценивается, некки либо вообще не выходили на поверхность, либо, если и выходили, то в лучшем случае заканчивались мааром.

Пример подобного рода представляют некки Минусинского прогиба, для которых связь с какими-либо вулканическими конусами весьма маловероятна и которые, возможно, вообще во многих случаях не сообщались с земной поверхностью. Базальтовые некки, а также дайки, близкие к ним по составу и условиям залегания, в этом прогибе пересекают верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения и встречаются среди предположительно пермских осадочных толщ (Лучицкий, 1957, 1960). Юрские отложения прогиба они не затрагивают и поэтому по возрасту могут быть сопоставлены с траппами Сибирской платформы.

Некки здесь имеют вид типичных трубок с почти правильным округлым, эллипсоидальным или овальным поперечным сечением, иногда несколько усложненным небольшими эпофизами. Размеры некков достигают 150 *м* в поперечнике. От некков к дайкам наблюдаются переходы. Характерная черта некков, а также некоторых даек—присутствие в них ксенолитов, местами многочисленных. Состав ксенолитов резко отличается от пород, слагающих некки и дайки. В дайках, расположенных среди верхнедевонских красноцветных отложений, встречаются ксенолиты серых среднедевонских известняков и мергелей, а также зеленовато-серых кремнистых пород, близких тем, которые характерны для кембрийских отложений.

Картина массового выноса материала из глубоких недр, сопровождающего внедрение базальтов, дополняется присутствием еще и перидо-

титовых включений с обломками размером до 25—30 *см* и крупнее. Отмечены также включения полевошпатовых и эклогитоподобных пород (Охапкин, Чубугина, 1960). Базальты некков обычно кольцеобразно окаймлены туфами, содержащими обломки осадочных пород, базальтов и вулканического стекла (Калмыков, 1963).

В целом некки и дайки пересекают в Минусинском прогибе герцинские глыбово-складчатые структуры и относятся к самым юным магматическим образованиям в разрезе этого прогиба, в котором герцинские структуры несогласно перекрыты рыхлыми толщами юрских угленосных отложений. Нет решительно никаких данных о возможном выходе в прошлом некков и даек на земную поверхность и о каких-либо остатках форм, отвечающих древним вулканическим постройкам. Можно только предполагать, что ксенолиты древних пород в базальтах появились вследствие газовых выбросов и что таким образом, может быть, некки все же сообщались ранее с поверхностью, образуя маары. Доказать это по современным данным невозможно.

Некки Минусинского прогиба имеют определенные черты сходства с аналогичными трубками Чехословакии (Копецкий, 1960), содержащими гранаты, а также с алмазоносными трубками Южной Африки и Сибирской платформы (Лучицкий, 1957), которые отличаются главным образом гипербазитовым или кимберлитовым составом. Связь подобных форм с поверхностью Земли в большинстве случаев только предполагается; обычно считается, что на поверхности в момент образования они выглядели так же, как маары.

Субвулканический генетический тип включает различные дайки, силлы, штоки и тому подобные интрузивные тела, образовавшиеся на сравнительно небольшой глубине ниже земной поверхности. Так, В. С. Коптев-Дворников, М. А. Петрова и Е. Б. Яковлева (1967, стр. 119) определяют этот генотип как «образования, сложенные вулканогенными породами, формировавшиеся при движении лавы к поверхности на некоторой весьма незначительной глубине. В зависимости от морфологии тел, сложенных породами субвулканической фации, среди них могут быть выделены дайки, силлы, штоки и др.»

В целом рассматриваемый генотип принадлежит внежерловому ряду образований и от жерлового генотипа отличается морфологией тел. Наиболее четко обособляются, конечно, дайки, хотя от них есть все переходы к неккам, принадлежащим жерловым образованиям, а также силлы. Менее четко отличаются штоки, которые могут иметь правильную изометрическую форму. Их трудно отличить от некков, тем более, что некки, усложненные апофизами, могут быть весьма сходны со штоками. В остальном этот генотип сходен с жерловым и экструзивным тем, что также характеризуется секущими контактами по отношению к вмещающим породам.

Если для жерлового типа отношение к вулканическим постройкам, расположенным в прошлом на поверхности, не всегда может быть выяснено с необходимой полнотой, то для даек, силлов и штоков подобного рода затруднения возрастают во много раз. Для огромного множества таких тел, наблюдаемых в самых различных уголках земного шара в разнообразных геологических условиях, такая проблема отношений вообще не может ставиться в виду того, что многие подобные тела удалены от каких-либо древних вулканических построек на значительные расстояния.

Такая самостоятельность субвулканических образований отмечена, например, Г. С. Дзоценидзе (1962) для Главного Кавказского хребта, Е. Б. Яковлевой (Коптев-Дворников и др., 1967) для верхнедевонских внедрений Белоубинского синклинория на Рудном Алтае, на Алдане (Билибин, 1940), на Северном Кавказе в районе Минеральных Вод (Павлинов, 1948, 1949) и в других местах.

Наглядная связь с древними вулканическими постройками выявляется,

тем не менее, очень отчетливо, когда имеются серии кольцевых и радиальных даек, окружающих вулканические центры или отдельные постройки. Однако для силлов и штоков такие отношения устанавливаются с трудом, и примеры подобных отношений, по-видимому, немногочисленны. Поэтому для рассмотренного генотипа название субвулканические образования не отвечает морфологически определенным интрузивным телам, расположенным под ныне размытыми вулканами; речь идет о генотипе интрузивном по геологическим отношениям к окружающим породам, но представленном вулканическими (по структуре и составу) породами. Поэтому, конечно, справедливо замечание Е. Б. Яковлевой (Коптев-Дворников и др., 1967), что породы субвулканического генотипа следует именовать в соответствии с их структурными особенностями базальтами, андезитами, липаритами (или соответственными палеотипными названиями), а не использовать термины, предложенные для интрузивных пород (гранит-порфиры, диорит-порфириты и т. д.).

По данным Е. Б. Яковлевой (Коптев-Дворников и др., 1967), кислые субвулканические тела обычно имеют столбчатую отдельность, идентичную отдельности базальтовых лав, излившихся на поверхность. По составу и структурным особенностям они мало отличаются от лавовых излияний, но более однородны. Эндоконтактные изменения в кислых субвулканических образованиях почти не наблюдаются; в основных они, наоборот, типичны и выражены таким образом, что в центральной части даек, имеющих 2—3 *м* в поперечнике, породы имеют полнокристаллическую структуру, а в эндоконтакте — зернистость быстро и резко меняется, вследствие чего появляются стекловатые структуры. В приконтактных частях тел нередко наблюдается миндалекаменное строение, в экзоконтакте же обычно прослеживается слабый обжиг вмещающих пород.

Рассмотренные выше три генотипа корневых зон древних вулканов лишь в случае экструзий могут быть сопоставлены с современными образованиями. Для реконструкции процессов, приведших к появлению двух других генотипов, актуалистические методы исследования пока не приложимы, что затрудняет их изучение.

Лавовые образования

Образование пород, принадлежащих лавовой группе генетических типов, можно наблюдать непосредственно на действующих вулканах в континентальной обстановке. Что же касается подводных лавовых излияний, то изучены они далеко не достаточно. Впрочем, в связи с введением различных технических средств (акваланги, батискафы и т. п.), предназначенных для проведения наблюдений на морском дне, общие перспективы изучения подводных извержений расширились.

По сопутствующим прослоям и линзам осадочных пород различного происхождения среди лавовых образований различают континентальные и морские, или наземные и подводные.

Общие отличительные черты лав, образовавшихся в континентальных условиях, следующие: 1) ясно выраженная неоднородность (по вертикали) строения лавовых потоков и покровов; 2) появление в кровле потоков базальтовых и андезитовых лав красно-бурых и фиолетово-серых шлаковых образований и признаков выветривания кровли лавовых потоков; 3) переслаивание с континентальными отложениями.

Континентальные лавовые образования могут отличаться по ряду особенностей в зависимости от того, застывают они вблизи жерла вулкана или в удалении от него. В частности, пахуху-лавы (фладенлавы), как показал Макдональд (Macdonald, 1953), сменяются в удалении от жерла аа-лавами (глыбовыми лавами).

Для кислых лав условия образования потоков неясны, так как на современных вулканах их непосредственные излияния на поверхность

не наблюдались: вследствие этого возникают серьезные затруднения при выделении липаритовых и других аналогичного состава потоков и покровов.

В качестве характерной черты континентальных лав В. С. Коптев-Дворников, М. А. Петрова и Е. Б. Яковлева (1967) отмечают их красно-каменный облик, выраженный соответствующей окраской преимущественно шлаковой кровли лавовых потоков.

Однако такой облик не всегда может указывать на континентальное происхождение пород. На это указывают, например, описания Парка (1963; Park, 1946), в которых отмечается, что спилиты, агломераты и туфы нижне-среднеэоценовой вулканогенной толщи в горах Олимпик (штат Вашингтон, США) сопровождаются известняками и аргиллитами, окрашенными преимущественно в красные тона, поэтому их называют «красными породами», хотя иногда они бывают шоколадными или светло-зелеными. Эти породы чаще всего, как пишет Парк, приурочены к верхним частям потоков, а иногда встречаются и в самих потоках, заполняя пространство между подушечными телами, или образуют края и подстилают подошву лавовых потоков. Местами они образуют связующую массу агломератов, слагают обломки в последних, а изредка и ядра подушечных тел. Иногда сами спилиты окрашены в тускло красные или пурпурные тона. Хотя происхождение этих красных пород Парком не разъяснено достаточно обстоятельно, тем не менее важно, что появление подобных пород в данном случае не может указывать на континентальное происхождение отложений, так как в красных породах содержатся остатки глобигерин, правда плохой сохранности (Pardell, 1922), а весь комплекс хорошо параллелизуется с типичными ассоциациями подводных лавовых излияний, сопровождаемых пачками морских карбонатных и кремнистых пород.

Подводные лавовые образования в некоторых случаях, как предполагают, имеют типичные черты, отличающие их от континентальных лав. Так, например, подводными считают шаровые, или подушечные, лавы (пиллоу-лавы) и гиалокластиты, называемые также палагонитовыми туфами (Ритман, 1964). Происхождение шаровых, или подушечных, лав рассматривалось многими исследователями, в частности в нашей стране, достаточно полно М. А. Гиляровой (1959), у которой имеется общий обзор проблемы происхождения шаровых лав, а также В. П. Петровым и М. Г. Замуруевой (1960), Е. И. Гуриновой (1960), И. В. Лебединским и др. Подобного типа лавы часто, но не обязательно, представлены альбизированными диабазами (спилитами). Предполагается, что шаровые лавы образуются в подводных условиях, так как они встречаются чаще всего совместно с морскими отложениями, содержащими соответствующую фауну. Альбитизацию плагиоклазов в спилитах многие тоже объясняют влиянием морской среды, содержащей ионы натрия, на базальтовые лавы, но сейчас известно, что на морском дне современные лавы имеют базальтовый состав и структуру и не альбитизированы.

Образование шаровых лав в морских условиях непосредственно наблюдалось Т. Андерсоном (Anderson, 1910) во время извержения вулкана Матавану на о-ве Савайи в архипелаге Самоа. По его данным, базальтовая лава, стекающая в море, соприкасаясь с водой, вспучивалась и распадалась на систему почковидных обособлений, валиков и подушек. Эти данные обычно привлекались для обоснования морского происхождения подушечных лав вообще, хотя имелись различные высказывания, в частности Стирнса (Stearns, 1937), в отношении возможного образования таких лав в разных, в том числе и в наземных условиях там, где постоянно есть влага в виде пара. На основании изучения многочисленных потоков лавы на Гавайских островах и на равнине р. Снейк (Змеиной) в Айдахо (США) он пришел к выводу о том, что пиллоу-лавы «образуются только в результате избытка постоянного пара; следовательно, причиной их образования было либо излияние лавы в воду, либо распространение лавы поверх влажного грунта или интрузия в последний» (цит. по Шроку, 1950, стр. 409).

Рис. II-17. Идеализированная схема, иллюстрирующая классификацию поверхностей лавы, предложенная Джонсом. Из Р. Шрока, 1950

Аналогичное представление о возможном образовании таких лав в субаэральных, а не только в морских условиях высказывал Льюис (Lewis, 1914). В настоящее время после того, как Б. В. Иванов (1966) установил образование подушечных лав в субаэральной обстановке на склонах Карымского вулкана для потока, излившегося в период между октябрем 1962 г. и мартом 1963 г., стало очевидным, что подушечное строение не всегда может указывать на морское или вообще подводное (в том числе и озерное) происхождение лав.

Что касается гиалокластитов, то эти лавы, вероятно, тоже могут образоваться не только в подводных условиях, как это считает Ритман (1964; Rittmann, 1960), но и в субаэральной обстановке, хотя для гиалокластитов, как и для подушечных, или шаровых, лав, более характерно, вероятно, подводное образование. Для выяснения природы этих лав необходимо иметь данные о происхождении осадочных пород, сопровождающих эти лавы. Тороддсен (Thoroddsen, 1906) давно уже оспаривал морское происхождение палагонитового ряда пород, наблюдаемых в Исландии и объединяемых под названием палагонитовой формации туфов и брекчий, между тем Сарториус Вальтерхаузен считал морскими палагониты о-ва Сицилия, которые он впервые описал под этим названием. Основанием для выводов Тороддсена служили исследования Пьетурсона (Pjetursson, 1900), которые показали, что «палагонитовые туфы Исландии в значительной своей части представляют пирокластические материалы, переотложенные потоками (йокульхлаупами), образовавшимися при таянии ледниковых щитов, прикрывающих вулканы» (Лурье, Обручев, 1955, стр. 170).

Уотерс, рассматривая лавово-палагонитовые комплексы, широко распространенные вдоль окраины поля развития базальтов Колумбии, тоже определил их, в сущности, субаэральное происхождение. Он писал, что «когда флуд-базальты создают обширные лавовые равнины, можно с уверенностью полагать, что ранее существовавшая дренажная сеть испытала резкие изменения. Реки подвергались запруживанию у краев лавовых потоков, в результате чего возникали мелководные озера над только что застывшей лавой. Потоки следующих извержений изливались в эти краевые озера, образуя комплекс подушечных лав и дробленого базальтового стекла. Указанный процесс неоднократно повторялся. Стекло этих подводных брекчий значительно преобразовано в желтый палагонит» (Waters, 1960; цит. по Уотерсу, 1963; стр. 108).

Совершенно очевидно, что внешний облик лавовых потоков и особенности их строения не могут служить надежным критерием для определения их происхождения — морского или континентального. Условия образования лав могут быть выяснены на основании данных о переслаивании их с отложениями, содержащими палеонтологические остатки, прямо указывающие на обстановку, в которой происходил процесс накопления лав.

Лавы распространяются на большое расстояние от жерла вулканического конуса или побочных его кратеров, а также от трещины, из которой они изливаются. Известно, например, что на склонах Этны лавовые потоки достигают длины 20 *км*, на Мауна-Лоа и Килауэа превышают 50 *км*, а в Исландии составляют даже 100 *км*. Таким образом, присутствие лав само по себе не может указывать на близость центров извержений, но о вероятном незначительном удалении таких центров можно предполагать в том случае, когда в разрезах устанавливается резкое увеличение суммарной мощности лавовых потоков.

Общее разделение лавовой группы генетических типов возможно на основании их происхождения (морского или континентального, подводного или субаэрального), а также по данным о типе лав (глыбовые, шаровые и т. п.) и их составу (базальтовые, андезитовые и т. д.), но пока соответствующих разработок по систематике различных лав немного. Некоторые из них были кратко рассмотрены. Можно отметить еще классификацию лавовых потоков (табл. 5), предложенную (рис. II-17) Джонсоном (Jones, 1943).

Таблица 5

Классификация потоков лавы, по Джонсу (Jones, 1943)

Сложение	Тип поверхностей	Правильные, ровные поверхности	Шероховатые, неправильные поверхности
От слаборыхлого до плотного	Остеклованные, обнаруживающиеся внутри полостей и пузырьков и вдоль отдушин сосульками и линиями истечения	Массивная пахуху с весьма значительным поперечным сечением (более 3 *м*), с бугрями или выступами и с трещинами на широких промежутках	Канатная лава (на поверхности, плитках и блоках); видны канаты, тонкие и гладкостенные, а также более широкие и имеющие шероховатые стенки (размеры от 2 до 15 *см*), образованные при складчатом смятии всяких поверхностей под воздействием подвижной лавы; постепенный переход к морщинистым лавам. Аа-лава на месте (тонкая —0,1—1 *см*, средняя — 1—10 *см*, крупная — 10—100 *см*)
		Черепитчатая пахуху — тонкие (от 10 до 20 *см*) отдельные потоки, перекрывающие один другой подобно черепицам, плотного сложения; могут встречаться формы подушек и пальцев	
		Скорлуповатая пахуху — тонкие пузыри с непрочными стенками (до 15 *см*), которые распадаются на плитки и пластинки плитчатой лавы с рыхлым сложением	Щебневатая аа-лава обломочного шлаковидного характера; слабо трещиноватые поверхности; постепенный переход от щебенки к аа-шлаку
			Глыбовая лава — глыбы ограничены трещинами с четырех или пяти сторон (размер от 15 *см* до 3 *м*)

Пирокластические образования

Пирокластическая группа генетических типов включает отложения, разнообразные по своей природе, возникшие в результате эксплозионной деятельности вулканов: различные агломератовые и туфовые накопления, отложения пирокластических потоков, лахары, а также с некоторой долей условности — агглютинаты и игнимбриты. Характерные черты каждого типа отложений достаточно хорошо известны и рассматривались в связи с проблемой изучения продуктов вулканической деятельности. Здесь следует указать лишь некоторые особенности генетических типов, входящих в эту группу.

Агломератовый генетический тип часто встречается среди продуктов деятельности вулканов, имеющих вид более или менее крупных конусов с центральным жерлом. Это грубообломочные продукты вулканических

эксплозий с обломками, отвечающими по величине агломератам, которые, несмотря на крупные размеры, могут быть отброшены от жерла вулкана на значительные расстояния (10—20 *км*). Данный генотип распространен на территории, примыкающей непосредственно к центру извержений, и бывает удален от жерла вулкана чаще всего лишь на несколько километров, а во многих случаях, при слабых взрывах,— только на сотни метров.

Так как отдельные выбросы крупных глыб при сильных взрывах возможны на расстояние до 10 *км*, а иногда и дальше, то о расположении в прошлом центра извержений по отдельным глыбам судить не следует. Необходимо учитывать массовое накопление грубообломочного материала, приводящее к образованию мощных линзовидных залежей, выклинивающихся в удалении от вулканического центра. Рассматриваемый генетический тип чаще всего входит в состав мантии вулканических конусов, но, кроме того, встречается на некоторых вулканических плато, формирующихся в результате трещинных извержений, подобных современным исландским, а также в маарах и близких к ним формах. От соответствующих трещин, трубок или мааровых воронок агломераты распространяются сравнительно недалеко; во всяком случае при образовании маара Карран в Вальдивии (Южная Америка) в 1955 г. Ильес (Illies, 1959) имел возможность установить, что даже лапиллиевый материал оседал вблизи воронки взрыва.

Туфовый генетический тип охватывает более разнообразную серию пород с лапиллиевой или пепловой размерностью обломков. Эти породы тоже возникают в результате эксплозий, но их распространение относительно центра извержений значительно более сложно, чем агломератов. Туфовые накопления лишь частично сосредоточиваются в мантии вулкана, а главная или, во всяком случае, значительная их масса располагается далеко за пределами вулканической постройки.

Определенные связи рассматриваемого генотипа устанавливаются, как и для агломератов, не только с вулканическими конусами, но и с вулканическими плато, если эти плато формировались при участии извержений, происходивших вдоль трещин таким же образом, как в настоящее время в Исландии. Туфовый генотип сопутствует и маарам, но при образовании этих форм, как и в других случаях, значительная часть извергаемого пеплового материала тоже рассеивается на обширных территориях, подхватываемая воздушными течениями.

Хорошо известно, что некоторые кратеры вулканов Исландии, напоминающие маары, такие как Вити (или Гельвити) и взрывной кратер на лавовом покрове вулкана Аскья, извергали огромное количество материала, распространившегося на большие площади, хотя при этом после извержения не осталось почти никаких следов вулканического конуса. Об этих извержениях, описанных Тороддсеном (Thoroddsen, 1906), напомнили М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1955) в связи с обсуждением проблемы образования туфов, сопровождающих траппы Сибирской платформы.

Первый из этих вулканов (Вити) образовался 17 мая 1724 г. и извергал пепел, шлаки и бомбы, по-видимому, в течение первого дня. Количество выброшенного материала было настолько значительным, что в 10—15 *км* от кратера мощность пеплов достигала 1 *м*. Между тем вулканический аппарат, созданный при этом извержении, был, по-видимому, очень мал. Во всяком случае, сейчас стенка кратера возвышается над расположенным внутри него озером всего лишь на 15—50 *м* при диаметре кратера около 315 *м*.

Второй вулканический аппарат (на покрове вулкана Аскья) возник 29 марта 1875 г. и за несколько часов выбросил 3—4 $км^3$ липаритовой пемзы, которая покрыла площадь 5000—6000 $км^2$. Вулканический пепел был разнесен ветрами до Норвегии и Швеции. Кратер этого вулкана возвышается всего на 12 *м* над лавовым покровом, а диаметр его 90 *м* при глубине 45 *м*.

Оба примера показывают, что источником для накопления туфового материала могут служить эксплозионные выбросы из таких каналов, которые сопутствуют постройкам, чрезвычайно слабо выраженным в рельефе и представляющим, в сущности, тип деструктивных, а не аккумулятивных форм.

Интенсивная механическая дифференциация эксплозионных выбросов, поднимающихся на большие высоты в воздушную оболочку Земли, приводит к тому, что большие массы пепла, увлекаемые ветрами, разносятся на огромные расстояния, измеряемые, в зависимости от крупности материала и скорости воздушных потоков, многими десятками, сотнями и даже тысячами километров. При наиболее интенсивных эксплозиях, подобных кракатауским в 1883 г., тончайшие частицы рассеиваются по всему земному шару. Несомненно, имеется зависимость между размерами частиц и максимальным их удалением от центра извержений, определяемая предельными скоростями воздушных течений, следующих на различных высотах в воздушной оболочке Земли, но соответствующие расчеты пока еще недостаточно строги. Поэтому можно лишь в самом общем виде сказать, что пепловый и отчасти лапиллиевый материал рассеивается настолько далеко, что распространение соответствующих туфов в разрезах обычно не дает в руки исследователя надежных сведений для определения центров вулканической деятельности.

Известны затруднения, связанные с выяснением местоположения центров вулканической деятельности, вызвавшей накопление пеплового материала, например, среди нижнекаменноугольных отложений Минусинского и Тувинского прогибов (Бровков, 1963, 1967; Грайзер, 1963; Лучицкий, 1960) или среди нижнемеловых отложений Восточного Забайкалья (Лучицкий, 1938, 1950). В обоих случаях размещение центров извержений можно предположительно определить только на основании косвенных данных об изменчивости мощностей пепловых накоплений на весьма обширных территориях. Это дает возможность предположить, что распространение нижнекаменноугольных пеплов на юге Сибири связано с вулканическими центрами на территории Монголии, а нижнемеловых пеплов Восточного Забайкалья — с вулканами, располагавшимися к юго-востоку от р. Аргунь.

Уместно отметить, что количественное отношение туфов, а также агломератовых генотипов к лавовым служит основой для определения «индекса эксплозивности», предложенного Ритманом (1964; Rittmann, 1936, 1960) и для оценки роли эксплозионных извержений в истории развития вулканической деятельности. Иногда данные об «индексе эксплозивности» используются для далеко идущих выводов о типе извержений, трещинном в случае преобладания в разрезах лав или центральном — при господстве туфов и агломератов. Между тем определение этого индекса лишь в том случае может иметь значение, если действительно установлена общая масса продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в результате конкретного извержения, реально изученной деятельности отдельного вулкана или деятельности ряда вулканов в течение определенного интервала времени. Если же эта общая масса неизвестна, значение определения «индекса эксплозивности» утрачивается и по его величине судить о характере былой вулканической деятельности невозможно.

Тем более условный характер приобретает определение «индекса эксплозивности» в отдельных разрезах. При таком определении необходимо учитывать, что лавовые образования тяготеют в большей степени, чем туфовые, к центру извержений и что чем дальше от центра извержений, тем более меняются отношения лав к туфам в пользу последних. Поэтому значение «индекса эксплозивности», вычисленное по данным изучения отдельных разрезов, всегда будет более высоким вдали от вулканического центра и меньшим вблизи него, а если истинное положение такого центра остается неизвестным, то выяснение величины «индекса эксплозивности»

утрачивает всякий смысл и становится совершенно условной характеристикой частного разреза.

Следует добавить, что оценка общего количества продуктов вулканической деятельности, накопившихся в течение определенного интервала времени, для древних эпох чрезвычайно затруднительна, так как в разрезах древних вулканогенных толщ сохранена обычно лишь часть тех накоплений, которые были выброшены в прошлом из недр Земли. Что касается определения типа извержений, то на основании оценки роли туфов и агломератов в разрезах никакие серьезные выводы в этом направлении невозможны без дополнительных исследований. Необходимо оценить изменчивость мощностей и состава вулканогенных накоплений (туфов и агломератов), чтобы решить вопрос о расположении былых вулканических центров и выяснить отношения данного типа образований к тому или иному типу извержений.

Пирокластические потоки тоже представляют определенный генетический тип отложений, отличающийся рядом характерных черт. Они сопровождают сильные эксплозии, направленные не вертикально, как это чаще всего происходит при вулканических извержениях, когда образуются обычные агломераты и туфы, а почти горизонтально, как это было, например, при извержении вулкана Безымянного в 1956 г., Пеле в 1902 г. и, возможно, вулкана Катмай в 1912 г.

По описаниям Г. С. Горшкова и Г. Е. Богоявленской (1965), отложения пирокластических потоков имеют вид массы рыхлого агломерата, состоящего из хаотической смеси песка, пепла и обломков лавы всевозможного размера, до 1—1,5 *м* в поперечнике. С течением времени агломерат уплотняется. Такой агломерат заполняет русла временных и постоянных водотоков, так как обломочный материал не удерживается на склонах и скатывается вниз. Циркуляция воды вдоль погребенных русел сопровождается миграцией ее в парообразном состоянии вследствие нагрева раскаленным рыхлым материалом пирокластического потока, что приводит к образованию вторичных фумарол. Широко известны вторичные фумаролы на поверхности пирокластических потоков вулкана Безымянного и Долины Десяти Тысяч Дымов (вулкан Катмай).

Если в названной долине пирокластические потоки образовались, как предполагается многими исследователями, вследствие трещинных извержений, то среди пирокластических потоков необходимо будет различать две разновидности: представляющие результат бокового взрыва (вулкан Безымянный) или являющиеся следствием скатывания палящих туч в депрессионную зону вдоль ограничивающих ее трещин, через которые устремляются раскаленные газы, насыщенные пирокластическим материалом (вулкан Катмай). В первом случае отложения пирокластического потока распространяются на склоны вулканического конуса и его окружение, достигая расстояний, удаленных от центра извержений на первые десятки километров. Для Пеле эти расстояния составляют 10—12 *км*, для Безымянного — почти 30 *км*. Во втором случае, когда образование пирокластического потока происходит через предполагаемые трещины, расстояния до этих трещин могут измеряться всего лишь 1—2 *км*.

По наблюдениям Т. С. Краевой и И. В. Мелекесцева (1969), наибольшая мощность пирокластического потока вулкана Безымянного составляет около 20 *м*, а в других районах Камчатки — 50—60 *м* и более. Выброшенный материал разбрасывается таким образом, что перед центром извержения образуется слабо наклоненная равнина (для Безымянного она имела длину около 18 *км* и ширину 3 *км*), в пределах которой наблюдаются многочисленные узкие, извилистые в плане, вытянутые по падению равнины, невысокие валы (1—2 *м*) и неглубокие ложбины. В общей массе выброшенного материала частицы менее 2 *мм* составляют около 70%.

По-видимому, особый тип пирокластических потоков представляют образования, описанные Б. И. Пийпом (1946) на Авачинском вулкане под

названием агломератовых потоков. Эти образования Е. Ф. Малеев (1969) называет агломератовыми потоками авачинского типа и указывает для них следующие характерные черты. Они извергаются из открытых кратеров и не сопровождаются направленным взрывом, относительно медленно спускаются по склону вулканического конуса, в нижней части конуса движение их прекращается. Форма потоков (в плане) вытянутая, иногда изометричная или неправильная. Мощность образующихся накоплений 5—10 *м*, а площадь, на которую они распространяются, составляет несколько квадратных километров и изредка достигает 10 *км*^{2}.

Такие агломератовые потоки, кроме Авачи, характерны, по Малееву, для вулканов Карымского, Жупановского и Шивелуча. Глыбы агломератового потока авачинского типа обычно округлены вследствие того, что они находились во время движения в пластическом состоянии: на поверхности глыб наблюдаются корки закаливания толщиной 0,5—1 *см*; размер глыб до 2—3 *м*, изредка до 10 *м* (Шивелуч), но преобладают обломки поперечником 0,2—0,3 *м* (они составляют в потоке местами до 50% всей массы обломков).

В настоящее время имеются описания пирокластических потоков, образовавшихся в подводных условиях и залегающих среди древних отложений. Пример такого потока приводит, в частности, Фиске (Fiske, 1963) для формации Оханапекош в штате Вашингтон (США). Подводные пирокластические потоки, по его данным, образуют здесь половину мощности почти 3,5-километровой эоцен-олигоценовой (?) толщи в восточной части Национального парка, расположенного на горе Рейнир. Бóльшая часть этих потоков образовалась, как полагает Фиске, путем скатывания обломков по склонам активного вулкана во время извержений и после их окончания. Некоторые потоки не были полностью охлаждены во время извержения и перемещались как паронасыщенные смеси пирокластических обломков и воды. Большинство же потоков было охлаждено или слабо нагрето. Возникшие потоки представлены неспекшимися лапиллиевыми туфами или тонкими туфовыми брекчиями мощностью от 3,5 до 70 *м*, переслаивающимися с отложениями турбидных потоков и пеплопадов.

Фиске выделил три разновидности потоков. Наиболее обычные потоки содержат различные обломки горных пород и изменчивое количество пемзы и являются продуктом фреатических подводных извержений. Второй тип содержит обильные обломки пемзы и осколки стекла и был вызван, по-видимому, подводными извержениями сильно вспенивающейся магмы. Третий тип пирокластических потоков связан с распадом под влиянием эксплозий таких тел, как куполы, иглы или лавовые потоки. Остатки подводного вулкана состоят, по Фиске, из грубых туфовых брекчий, нагроможденных вокруг питающей вулканической горловины.

Спекание обломков в подводном пирокластическом потоке не наблюдалось и не была отмечена столбчатая отдельность, обычная в наземных пирокластических потоках. Предполагается, что подводные пирокластические потоки имели вид исключительно подвижных грязей, которые свободно перемещались поперек тонких водонасыщенных слоев и образовывали плитообразные пласты. По мнению Фиске, эти отложения примыкают к ряду турбидных потоков. Отсутствие спекания определяет температуру изученных Фиске потоков в пределах 100—500°. Тесное переслаивание этих потоков с морскими отложениями не оставляет сомнений в том, что они образовались в подводных условиях. Рассмотренный Фиске ряд отложений включает, по-видимому, не только накопления, представляющие вероятную аналогию известным в настоящее время пирокластическим потокам, но также и лавинным образованиям. В целом же этот пример не является бесспорным, так как современные эталоны подводных пирокластических потоков неизвестны.

Позднее Фиске совместно с Мацудой (Fiske, Matsuda, 1964) описал аналогичный подводный пепловый поток на примере формации Токива в Япо-

нии, а Мутти (Mutti, 1965) указал среди морских олигоценовых отложений о-ва Родос в Греции пирокластические породы липаритового состава, которые, по его мнению, образовались в результате перемещения по морскому дну пеплового потока, представляющего смесь раскаленного газа и пирокластического материала («газовую суспензию») с плотностью 1—1,5. Мутти назвал описанные им породы «субмаринными игнимбритами» и даже отметил в них признаки спекания, хотя маловероятно, чтобы в подводных условиях могла бы создаться обстановка благоприятная для спекания материала. Во всяком случае, подобные указания требуют проверки хотя бы экспериментальной. Сходного типа кристаллокластические породы липаритового состава описаны М. Г. Ломизе (1969) на северо-западе Кавказа среди пород серии гойхт, принадлежащих ааленскому ярусу.

Образованию пирокластических потоков обычно предшествует мощная боковая эксплозия, в результате которой возникают отложения направленных взрывов (Горшков, Богоявленская, 1965). Вследствие взрыва, ориентированного почти горизонтально, материал вулканической постройки отбрасывается на значительное расстояние, тем большее, чем интенсивнее взрыв, зависящее также от угла наклона «оси взрыва». Во время извержения Безымянного в 1956 г. пирокластический материал при взрыве был рассеян на площади 25 × 30 (35) *км*. На всей этой площади отложился слой песка, достигавший на расстоянии около 25 *км* мощности 15 *см*, а ближе к вулканам — 35—40 *см*, а местами 60—70 *см*.

Т. С. Краевая и И. В. Мелекесцев (1969) указывают, что мощность этих отложений, облекающих склоны вершин и возвышенностей, а также выстилающих днища отрицательных форм рельефа, была примерно одинаковой и достигала 15—20 *м*, но эти данные не совпадают с данными Г. С. Горшкова и Г. Е. Богоявленской (1965). Помимо песчаных накоплений, на расстоянии около 12—13 *км* от вулкана были нагромождены своеобразные отложения в виде холмиков высотой от 1—2 до 10—20 *м*, сложенные слабо уплотненными агломератами, состоящими преимущественно из обломков старых лав.

Среди отложений, возникающих в результате направленного взрыва, часто наблюдаются обугленные остатки растений, так как температура выбросов достаточно высокая и горячий воздух опаляет все, лежащее на пути взрывной волны.

В целом, рассматриваемый тип отложений своеобразен, но соответствующие примеры подобных отложений среди древних вулканогенных толщ пока не известны, да и обосновать распространение таких именно отложений в древних образованиях далеко не просто.

Лахары относятся к такому генетическому типу вулканогенных образований, который возникает при активном участии обильных временных водотоков, стекающих по склонам вулкана и увлекающих огромные массы тефры к его подножию, а иногда и дальше, на значительные расстояния от вулканической постройки.

Причины образования таких временных водотоков, насыщенных тефрой и приобретающих вид типичных грязевых потоков или селей, могут быть различными. В одних случаях эти потоки образуются во время извержений, в других — могут возникнуть совершенно независимо от них. Грязевые потоки знакомы человечеству с тех пор, как почти 2 тыс. лет назад при извержении Везувия в 79 г. нашей эры под ними была погребена Помпея. Грязевые потоки были вызваны в этом случае сильными ливнями, обусловленными конденсацией паров, выброшенных во время вулканического извержения на большие высоты в верхние слои атмосферы.

Значение конденсации паров при извержении вулканов и образовании грязевых потоков позднее было подчеркнуто Кото (Koto, 1916) при изучении извержения вулкана Бандай в Японии. В Андах грязевые потоки, образующиеся на склонах вулканов вследствие быстрого таяния снегов

перед извержением или во время извержения, наблюдались еще в начале XIX столетия. Такие грязевые потоки, как отмечал Ляйелль (1866), известны в Южной Америке под названием мойа; их именуют также авенидас. Бурное таяние льдов во время извержения в Исландии вызывает появление мощных временных водотоков — йокульхлаупов, переносящих огромные массы обломочного вулканического материала (Thoroddsen, 1906). Аналогичные потоки, возникшие при извержениях вулканов в связи с таянием снегов и ледников, давно уже отмечены в Японии (Tada, Tsuja, 1927), сравнительно подробно описаны в конце прошлого столетия в Южной Америке (Wolff, 1878), в Северной Америке на Лассен-Пике (Day, Allen, 1925) и во многих других местах.

Выявлены также иные причины образования грязевых потоков. Многие исследователи указывают, что такие потоки возникают во время извержений, происходящих через кратер вулкана, занятый водами озера. Подобные случаи описаны Фербиком и Фенемом (Verbeek, Fennema, 1896), Эшером (Escher, 1925), Брувером (Brouwer, 1928), Беммеленом (1957; Bemmelen, 1949) в Индонезии, а также Лакруа (Lacroix, 1906) на Антильских островах.

Эшер установил образование грязевых потоков в случае прорыва естественных запруд на кратерных озерах. Так возник, в частности, холодный лахар на вулкане Келуд (Ява).

Грязевые потоки возникают еще и вследствие выпадения обильных дождей, увлекающих за собой рыхлые массы тефры, покрывающей склоны вулканов. Роль дождей в формировании грязевых потоков подчеркивали Лакруа (Lacroix, 1906), Запер (Sapper, 1903), Брувер (Brouwer, 1928), Перрет (Perret, 1924), Хови (Hovey, 1902) и многие другие исследователи. Блеквельдер (Blakwelder, 1928) особо отмечал роль дождей в образовании грязевых потоков, которые, как он считал, вообще типичны для определенных климатических зон, где они сопровождают горные гряды, опоясывая их подножия.

По Блеквельдеру (Blackwelder, 1928), типичная черта грязевых потоков — несортированность и нестратифицированность накоплений, возникших в результате их деятельности. Характерную особенность этих потоков представляет перенос ими крупных глыб на поверхности потока совершенно аналогично тому, как это происходит при движении ледников. Консистенция грязевых потоков настолько сгущена, что даже крупные глыбы не погружаются на дно и поэтому не подвергаются окатыванию, что отличает грязевые потоки от обычных водотоков. Количество воды в грязевых потоках, по Блеквельдеру, едва достаточно для разбухания глинистых коллоидов, утраты внутренней связности и образования скользящих масс.

Рикмерс (Rickmers, 1913) тоже подчеркивал, что грязевой поток никогда не сух и не пересыщен водой и в массе движется быстро, подобно потоку обычной грязи; тем не менее обломки в грязевых потоках настолько велики, что эти потоки мало соответствуют популярным представлениям о грязи. Огромные глыбы плывут подобно пробкам на воде, и это, как он пишет, резко отличает грязевой поток от обычной грязи.

Взглядам Блеквельдера и Рикмерса В. К. Ротман (1963, стр. 45) противопоставил представление о том, что «в зависимости от насыщенности воды тонким вулканическим материалом могут образоваться лахары различного типа — от плотных до очень жидких. Соответственно, будут отличаться и отложения этих потоков. Первые образуют брекчии с большим количеством мелкообломочного материала и угловатыми обломками и глыбами, а вторые — породы типа конгломератобрекчий с большим количеством окатанных и полуокатанных обломков с подчиненным количеством цемента». Однако при таком толковании грязевых потоков утрачивается точность определения рассматриваемого типа отложений, поэтому следует считаться прежде всего с ранее выдвинутыми взглядами Блеквельдера,

Рикмерса, а также с представлениями Андерсона, Беммелена и других исследователей, предполагающих, что грязевые потоки или лахары представляют достаточно своеобразный тип отложений.

Грязевые потоки, горячие и холодные, т. е. возникшие в связи с извержениями или независимо от них, в Индонезии получили название лахаров, и это название сейчас широко распространилось в вулканологической литературе, хотя истинная природа потоков может быть весьма различна. По Беммелену (1957; Bemmelen, 1949), продукты деятельности грязевых потоков имеют вид переотложенных водой вулканических брекчий и содержат наряду с мелкими обломками также и угловатые глыбы пород преимущественно вулканического происхождения. Мощность таких накоплений иногда достигает нескольких десятков метров. Отдельные компоненты грязевых потоков в Индонезии, т. е. типичных лахаров, по Беммелену, обычно не образуют скоплений и не оглажены по краям, а объем лавовых глыб, перенесенных лахарами, часто измеряется многими кубическими метрами.

На примере Камчатки Т. С. Краевая и И. В. Мелекесцев (1969) указывают, что отложения грязевых потоков образуются преимущественно при бурном таянии снегового покрова, снежников или ледников в результате извержений. Массы воды, увлекающие рыхлый материал и насыщенные вулканическим пеплом, лапиллями и глыбами, либо скатываются по долинам сухих рек, либо образуют на склонах вулканов нерусловые потоки. Главная часть вынесенного материала откладывается непосредственно у подножий вулканов, где формируются широко распространенные на Камчатке наклонные равнины (до 7—8°), изборожденные руслами мелких временных водотоков глубиной 1—3 *м*, образующихся при весеннем снеготаянии. В эту поверхность местами врезаны на глубину первых десятков метров сухие долины.

Мощность отложений достигает 70—80 *м*, а их строение характеризуется значительным содержанием крупнообломочного материала и очень грубой параллельной слоистостью. Обломки пород плохо окатаны, нередко остроугольны. Крупные обломки размещаются среди преобладающего песчаного материала. Длина грязевых потоков может быть весьма значительной и, как указывают Г. С. Горшков и Г. Е. Богоявленская (1965), при извержении вулкана Безымянного в 1956 г. такой поток достиг длины 80—85 *км*. Известно также, что грязевой поток, образовавшийся в 1877 г. при извержении вулкана Котопахи (Эквадор), достиг длины 150 *миль* по прямой, не считая извилин (Wolff, 1878).

Таким образом, для отложений грязевых потоков близость к центрам извержений может быть определена, как и для туфов и агломератов, лишь в том случае, когда имеются соответствующие данные об изменчивости мощности отложений, их составе и т. д. Находки отдельных залежей, представляющих результат деятельности грязевых потоков, не указывают непосредственно на местонахождение или близость вулканического центра. Опираясь на такие находки, далеко не всегда можно утверждать также, что в области их распространения в прошлом располагались крупные вулканические конусы, так как близкие к лахарам отложения йокульхлаупов образуются в связи с деятельностью щитовых и трещинных вулканов. Точная диагностика происхождения грязевых потоков и их отношения к различного типа вулканическим постройкам пока недостаточно строго разработана и не всегда имеются необходимые данные для проведения четких различий между породами, образующимися из грязевых потоков, и обычными агломератами. В погребенном виде те и другие выглядят как вулканические брекчии, происхождение которых может быть выяснено только на основании специальных исследований.

В настоящее время известны многие территории, для которых указано распространение древних грязевых потоков. Наиболее полное описание ископаемых грязевых потоков принадлежит Андерсону (Anderson, 1933), отнесшему к данному типу отложений вулканические брекчии плиоцено-

вой формации Таскен в Северной Калифорнии. Эта формация распространена на площади около 3400 *км*², вытянутой на протяжении 105 *км* параллельно Каскадному хребту, вдоль восточных его подножий и вдоль долины р. Сакраменто. Ширина полосы варьирует в значительных пределах и достигает 75 *км*. На западе формацию Таскен сменяют фациально замещающие ее и «пальцеобразно» сочленяющиеся с ней, преимущественно невулканические терригенные толщи формации Тэхема, залегающей на востоке Берегового хребта (рис. II-18).

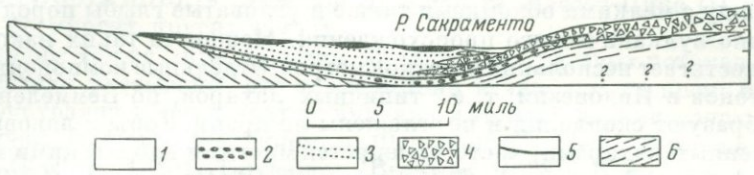


Рис. II-18. Идеализированный разрез долины Сакраменто к югу от Ред-Блафф. По Андерсону (Anderson, 1933)

1 — аллювий; *2* — Ред-Блафф; *3* — Тэхема; *4* — Таскен; *5* — туф Номлаки; *6* — Чико

Ближе к Каскадному хребту в формации Таскен сосредоточены вулканические брекчии, образующие толщу мощностью около 350 *м*. На западе в ее составе часто встречаются прослои конгломератов и туфов; конгломераты местами залегают также и в основании разреза формации, несогласно на размытой поверхности меловых отложений. Вулканические брекчии массивны, обломки в них угловаты, сравнительно редко обнаруживают следы обработки водой. Обломков с размерами бóльшими, чем лапилли, от 10 до 50%. Размеры глыб сильно варьируют на коротких расстояниях. Наиболее крупные глыбы достигают размеров $4 \times 7 \times 15$ *м*. Цемент брекчий состоит из лапиллей и грубого и тонкого пепла. Обломки пород и осколки минералов в цементе тоже угловаты. Состав обломков преимущественно андезитовый и базальтовый, но в отдельных участках преобладают андезиты и дациты. Таким образом, состав пород не постоянен и внутри толщи наблюдаются соответствующие фациальные изменения.

Общая геологическая позиция вулканических брекчий и изменчивость их состава, а также данные о мощностях отложений формации Таскен позволили Андерсону определить источники питания и установить, что материал, за счет которого образовались эти брекчии, поступал в результате разрушения вулканических построек, располагавшихся в области Лассенского национального парка, где имеются лавы, сходные по составу с лавами из обломков вулканических брекчий и соответствующие им по возрасту.

Дальнейшие исследования привели Андерсона к необходимости сравнения полученных данных о геологическом положении, составе и строении вулканических брекчий, а также об условиях их залегания с тем, что известно об аналогичных современных образованиях. Опираясь на результаты исследований Лакруа (Lacroix, 1906), подчеркнувшего, что происхождение вулканических брекчий весьма разнообразно, Андерсон предложил систематику процессов, вызывавших появление этих брекчий. При этом все брекчии он разделил на два класса: перемещенные водой и не перемещенные водой.

В у л к а н и ч е с к и е б р е к ч и и, н е п е р е м е щ е н н ы е в о д о й, образуются в результате следующих процессов: А. Разрушение куполов (brčches des d'écroulement). Б. Интрузии (массивные пепериты). В. Трение. Г. Разрушение выступов на лавовых потоках (глыбовая лава). Д. Извержения: а) вулканские, б) пелейские, в) ультравулканские (бандайсанские). Е. Деятельность сухих лавин (Везувий).

Вулканические брекчии, перемещенные водой (конгломераты по Лакруа — Lacroix, 1906; Вольфу — Wolff, 1914, и другим исследователям), связаны с процессами: А. Извержения: а) через кратерные озера, б) сопровождаемые таянием снега и льда, в) следующие сильным дождям, г) сопровождаемые сильными дождями. Б. Не имеющие отношения к извержениям: а) обрушение запруд в кратерных озерах, б) сильные дожди, выпадающие на незатвердевшие выбросы, в) быстрое плавление снега и льда (гора Шаста).

Как показал Андерсон, геологические условия, в которых наблюдаются вулканические брекчии формации Таскен, и их расположение относительно источников питания исключают предположение о возможном их преобразовании тем способом, каким возникают брекчии выделенного им первого класса. Сравнивая их с продуктами вулканских извержений, он, кроме того, пришел к выводу о том, что при этих извержениях наблюдается сортировка материала, отсутствующая в изученных им брекчиях. Также не типичны для брекчий формации Таскен сочетания 90% вулканического песка с обломками, которые получаются при извержениях, связанных с палящими тучами. Кроме того, углы наклона, характеризующие условия залегания вулканических брекчий Таскенской формации, не превышают 2—3°, что, как он считает, тоже необычно для накоплений, образующихся из палящих туч.

Наоборот, имеются все основания сопоставлять вулканические брекчии формации Таскен с вулканическими брекчиями второго класса. Вследствие явлений, которые указаны Андерсоном для второго класса брекчий, образуются мощные грязевые потоки, распространяющиеся на большие расстояния, измеряемые многими десятками километров, а иногда превышающие даже сотню километров от источников питания. Эти дистанции вполне соизмеримы с шириной полосы распространения таскенских вулканических брекчий. Кроме того, Андерсон детально анализировал геологические и петрографические данные, в результате чего тоже пришел к выводу о том, что изученные им вулканические брекчии относятся к продуктам деятельности грязевых потоков, перемещавших обломки вулканических пород из горного массива, располагавшегося в прошлом параллельно современной долине р. Сакраменто на месте Каскадных гор. Бурное таяние снегов на этом горном массиве, а также семиаридный климат с периодами обильных дождей благоприятствовали образованию вулканических брекчий формации Таскен.

Дополнительные сведения о лахарах формации Таскен приведены Лейдоном (Lydon, 1968), указавшим, что главным источником питания лахаров служат два крупных вулкана, расположенных к югу от Лассен-Пика: Бьютт (Яна) и Майда. Этот вывод Лейдон подтверждает картами изопахит лахаровых отложений и предполагает, что образование лахаров связано, кроме того, с деятельностью небольших вулканических построек и даек, сосредоточенных в местности, прилегающей к Лассен-Пику с запада и северо-запада.

Лейдон считает, что, кроме талых вод, в насыщении обломочного материала и образовании лахаров важную роль сыграли магматические (ювенильные) и метеорные (дождевые) воды.

Распространение ископаемых лахаров в настоящее время выявили многие исследователи в различных древних вулканических областях. Неогеновые лахары изучены на Камчатке Б. И. Пийпом (1941а), в бассейне р. Авачи. Позднее В. К. Ротман (1960, 1963) указал в Срединном хребте Камчатки аналогичные олигоцен-плиоценовые отложения. Лахаровые толщи были описаны также в Центральной Америке (Williams, Meyer-Abich, 1955), в горах Абсарока и в Йеллоустонском национальном парке в штате Вайоминг (Fischer, 1960) и во многих других местах. Крупный современный лахар изучен на горе Рейнир в штате Вашингтон, США (Crandell, Waldron, 1956).

В СССР известны многие примеры вулканических брекчий, образовавшихся в результате деятельности грязевых потоков, в частности в Казахстане. М. В. Тащининой (1960), например, описаны мощные (до 400 *м*) толщи туфов в верхнем палеозое Центрального Казахстана, возникшие из селевых потоков, сопровождавших вулканические извержения. Эти толщи сложены несортированными отложениями с преобладающей тонкообломочной туфовой массой, в которой неравномерно распределены обломки пород, различных по окатанности и по составу. Грубообломочные лахаровые брекчии указывает Т. О. Федотов (1964) в живетских отложениях района Семиз — Бугу (Центральный Казахстан). Эти брекчии переслаиваются с липаритовыми туфами, частью спекшимися, и песчаниками; они напоминают конгломераты, однако в них не обнаруживается ни сортировки слагающего материала, ни слоистости. В брекчиях присутствуют глыбы игнимбритов и других вулканогенных пород и мелкообломочный туфовый цемент. По мере удаления от жерла древнего вулкана наблюдается уменьшение размеров обломков, достигающих в прижерловой части 10 *м* в поперечнике. В цементе пород содержатся скопления чешуек гидробиотита, уплощенные и ориентированные параллельно общему напластованию. Лахаровые брекчии в Казахстане отмечает среди верхнепалеозойских и триасовых (?) отложений также Г. М. Фремд (1963). Изученные им в горах Катутау вулканические брекчии имеют линзообразное залегание и представлены обломками лав и «туфолав» однообразного андезито-базальтового состава. Крупнообломочный плохо сортированный материал в этих брекчиях погружен в мелкообломочную туфовую массу. Среди юрских отложений Северо-Западного Кавказа сходные с лахарами породы описаны М. Г. Ломизе (1969) под названием «глинистых туфогенных конгломератов».

Таким образом, сейчас имеются разнообразные сведения о широком распространении отложений рассматриваемого типа в древних вулканических областях различных территорий мира.

Агглютинаты и игнимбриты относятся к генетическим типам пирокластических образований, в которых обнаруживаются следы оплавления или спекания слагающих породу обломков. Такой тип образований особый интерес приобретает в том плане, что необходимая для агглютинации температура может быть получена, по-видимому, только в континентальных условиях, в сравнительно малом удалении от центра извержений, либо на склонах вулканического конуса, либо близ трещины или воронки.

К ряду агглютинированных пород принадлежат различные туфы и агломераты, разнообразные по размеру слагающих породу обломков, но со следами спекания. Игнимбриты же представляют особый тип отложений, происхождение которого пока еще дискуссионно, хотя типичные черты установлены более или менее строго как в отношении состава и структуры игнимбритов, так и в отношении условий их залегания, всегда плащеобразного, перекрывающего неровности рельефа.

Типичные черты этих образований и общая проблема происхождения были уже рассмотрены в первом томе и было показано, что пока нет полной ясности — представляют они лавовые или пирокластические образования.

Сейчас хорошо известно, что ингимбритовый генотип характерен для обширных плато, расположенных среди обрамляющих эти плато горных сооружений, более или менее резко выраженных в рельефе, и, таким образом, тяготеет в ряде случаев к крупным впадинам, получившим название вулкано-тектонических депрессий. Вместе с тем игнимбриты могут наблюдаться в окружении вулканических конусов, что особо подчеркивает Г. С. Горшков на основании изучения результатов извержений вулканов Безымянный и Катмай. В докладе на симпозиуме в Ливерпуле в январе 1969 г. Г. Тазиев сообщил (см. Устиев, 1969), что, по его мнению, возможны различные механизмы образования игнимбритов: во-первых,

они могут возникнуть в результате эксплозии пересыщенной газами кислой магмы, образующей подвижные пепловые потоки, подобно тому, как это происходило в Долине Десяти Тысяч Дымов во время Катмайского извержения 1912 г.; во-вторых, они могут представлять «туфолавы» или «пенистые лавы», т. е. вспененные богатые газами лавовые потоки, известные в СССР и в Италии; в-третьих, они могут быть излияниями потоков стекла, переполненного оплавленными обломками и лепешками гипо- и пиромагмы, что установлено исследованиями Тазиева на вулкане Фантал в Эфиопии.

История развития взглядов на происхождение игнимбритов продолжается, и, по-видимому, перевернута далеко не последняя ее страница. Дополнять приведенный в первом томе очерк какими-либо иными новыми данными, очевидно, нет необходимости.

Заканчивая изложение некоторых наиболее существенных сведений о пирокластической группе генетических типов отложений, необходимо остановиться вкратце лишь на проблеме их образования в морских условиях. Выше эта проблема рассматривалась применительно к пирокластическим потокам, для которых был указан один из примеров вероятного подводного происхождения по установленной для таких потоков ассоциации с морскими отложениями, с которыми они переслаиваются. В отношении агломератов и туфов следует указать, что хотя непосредственные наблюдения за отложениями соответствующего типа осадков в результате извержений затруднены, тем не менее и для этих генетических типов происхождение может быть установлено аналогичным методом.

Во многих случаях в туфах, реже в агломератах встречаются палеонтологические остатки, по которым тоже устанавливается генетическая принадлежность пирокластических отложений к морским или континентальным образованиям. Такие палеонтологические остатки чаще всего сохраняются в тонкослоистых туфах.

Вопрос о возможном образовании пирокластических выбросов при извержениях на океаническом дне, по-видимому, может быть решен на основании изучения пирокластических пород, переслаивающихся с морскими отложениями. В настоящее время можно утверждать, что в шельфовой зоне пирокластические выбросы в общем обычны, но для больших глубин проблема остается недостаточно ясной, и разрешение ее возможно главным образом не путем дискуссий о взрывной силе вулканических извержений и роли водной среды, в которой они происходят, а на основе детального изучения океанического дна, а также путем исследования реальных объектов, представленных различными ассоциациями горных пород. Исследования, развернувшиеся сейчас в обоих направлениях, вероятно, позволят в ближайшем будущем выяснить спорные вопросы и внести необходимую ясность в проблему образования пирокластических продуктов деятельности подводных вулканов.

Метасоматиты

Метасоматическая группа генетических типов (метасоматиты) тоже достаточно разнообразна, но она в большей мере относится к гидротермальным рудообразованиям, представляющим предмет специального исследования в учении о рудных месторождениях. Здесь следует ограничиться лишь краткими ссылками на известные работы С. И. Набоко (1966) и Д. С. Коржинского (1957, 1961), в которых проблема метасоматических фаций рассмотрена в общем виде, и привести некоторые сведения о двух главных генетических типах — пропилитовом и вторичнокварцитовом, которые широко распространены во многих вулканических областях.

В общей последовательности развития процессов метасоматоза Д. С. Коржинский выделяет более раннюю стадию, связанную с приконтактовым выщелачиванием вулканических комплексов и образованием

вторичных кварцитов и сольфатарной аргиллизацией, и более поздние стадии — пропилитизации и зеленокаменного изменения.

Характерные черты состава пород, возникающих в результате этих процессов, определяются для вторичных кварцитов — сочетанием кварца и серицита, наряду с которыми обычно присутствуют алунит или другие глиноземистые минералы, лишенные щелочей (андалузит, пирофиллит, диккит, диаспор, дюмортьерит, топаз, цуниит и др.). В породах, подвергшихся сольфатарной аргиллизации, обычен следующий ряд минералов: опал, халцедон, кварц, рутил, алунит, диккит, диаспор, пирофиллит, серицит, глинистые минералы, гипс, ангидрит и сульфиды, в частности, пирит, а также халькопирит, сфалерит, галенит, энаргит и т. д.

Для пропилитов типичны ассоциации актинолит-эпидотовые (более высокотемпературные) и хлорит-эпидотовые (низкотемпературные); в пропилитизированных породах из числа первичных минералов обычно сохраняются только кварц и апатит; сфен в них замещается лейкоксеном, железо, не вошедшее в эпидот, идет на образование пирита, плагиоклаз замещается альбитом, цветные минералы — актинолитом или хлоритом. Для пропилитизации характерно также замещение альбита ортоклазом или адуляром, что отвечает, как считается, течению процессов на относительно более значительных глубинах, чем в случае обычной пропилитизации.

При процессах замещения, приводящих к пропилитизации и вторичному окварцеванию, образуется сложная сеть прожилков различного состава и происходит общее метасоматическое замещение первичных минералов породы продуктами их переработки. Предполагается, что более поздние этапы пропилитизации связаны с образованием кварцевых жил.

В породах, претерпевших зеленокаменные изменения, кроме минералов, свойственных пропилитам, появляются также низкотемпературные парагенезисы альбит-хлорит-кальцит.

Пропилитизированные и вторичнокварцованные зоны образуются как в связи с процессами, протекающими в окружении вулканических построек, так и независимо от этих построек. В последнем случае зоны гидротермально-метасоматических изменений сопутствуют общим региональным преобразованиям, охватывающим более или менее обширные древние или современные вулканические области.

Исследования С. И. Набоко (1966) показывают, что в кратерах и на склонах современных активных вулканов опалитовые и аргиллизированные породы образуются в настоящее время. Среди этих пород имеются разновидности моноопаловые, опалово-алунитовые, опалово-каолинитовые, кварцево-серицитовые и слабо пропилизированные с серой. Источником метаморфизма пород в таких условиях являются магмы каналов и корней вулканов. Наряду с этим развивается объемный метаморфизм, охватывающий площади в десятки квадратных километров и уходящий на глубину в несколько километров. В таких условиях под воздействием кислых растворов близ поверхности происходят каолинизация, опализация и алунитизация, а глубже — монтмориллонитизация, цеолитизация, фельдшпатизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация и пропилитизация.

Изучение метасоматических образований в вулканических областях существенно содействует выявлению центров былой вулканической активности, поэтому представляет один из важных элементов общего палеовулканологического исследования. Вместе с тем такое изучение составляет неотъемлемую часть комплекса работ, направленных на поиски полезных ископаемых. С этой точки зрения, необходимо всемерно развивать исследование продуктов метасоматоза вулканических образований в самом широком плане, используя как и в других палеовулканологических работах, актуалистические методы.

Вулканогенно-осадочные образования

Среди вулканогенно-осадочных генетических типов, как и в других группах, могут быть выделены континентальные и морские, или наземные и подводные образования. Их изучение тесно связано с общим исследованием осадочных пород, т. е. имеет непосредственное отношение к литологии, а не к палеовулканологии. Вопросы систематики этих генетических типов отложений и их описание относятся соответственно уже к области литологических проблем. Можно лишь кратко указать, что все эти генотипы представляют обычные осадочные образования, хотя в их составе принимает участие вулканический материал в виде обломков вулканогенных пород и минералов самой различной размерности и происхождения, попадающих в осадок непосредственно вслед за извержением или после перемыва его в рыхлом состоянии, т. е. в виде тефры.

Среди континентальных вулканогенно-осадочных генетических типов выделяются такие характерные отложения, как гляцио-вулканические (йокульхлаупы), вулкано-лимнические (озерные, образовавшиеся главным образом в кратерах и кальдерах вулканов), флювио-вулканические, возникающие в результате деятельности постоянных или временных водотоков, вулкано-делювиальные, или почвенно-пирокластические, как их назвали П. В. Мелекесцев и др. (1969), и т. д.

Своеобразные черты йокульхлаупов уже рассматривались. Другие типы отложений обычны, так как подобные им чисто осадочные отложения отличаются от них только отсутствием вулканического материала.

Характерные особенности озерных отложений, заполняющих кратеры вулканов и кальдер, определяются не только обилием в их составе пирокластического материала, но и активным преобразованием под влиянием фумарольно-сольфатарных выделений. Эти черты такого типа отложений выявлены В. И. Федорченко (1962, 1963), а также И. П. Аверьевым и Г. Г. Храмовой (1969) на Камчатке и Курильских островах. Проведенные ими исследования показывают, что вулкано-лимнические отложения интересны не только в теоретическом, но и в практическом отношении, так как с ними связаны месторождения серы и других полезных ископаемых, располагающихся в области фумарольно-сольфатарных полей в кратерах и кальдерах вулканов.

Оригинальный тип представляют отложения, слагающие делювиальные шлейфы вулканических конусов. Эти делювиальные шлейфы на Камчатке сливаются у подножий вулканов в один сплошной почвенно-пирокластический чехол (Мелекесцев и др., 1969). Он покрывает бо́льшую часть вулканической области Камчатки и, как подчеркивают названные исследователи, отсутствует только на склонах гор и на крутых эрозионных уступах. В составе чехла совместно с обычными продуктами смыва со склонов присутствуют прослои пирокластического пеплового материала и не повсеместно наблюдающиеся прослои погребенных почв. Пепловые прослои, как отмечают Мелекесцев и др., преобразуются под влиянием почвообразовательных процессов. В наиболее глубоких горизонтах в них появляются примеси каолина и гидроокислов железа (Волчанская, 1965). Мощность отложений рассматриваемого типа достигает на Камчатке, как указывают названные авторы, 7—7,5 *м*, но, вероятно, имеются и более значительные мощности этих отложений. Размерность пирокластических частиц, слагающих делювиальные шлейфы, варьирует в зависимости от расстояния от вулкана — вдали от вулкана материал становится значительно более мелким, чем вблизи него.

Разнообразны также морские вулканогенно-осадочные отложения, среди которых Н. Г. Бродская (1968) выделяет в соответствии с особенностями бассейна седиментации генетические типы («фации»): вулканогенно-грубообломочные, терригенно-туфовые, а также туфо-известняковые и туфо-кремнистые отложения, образовавшиеся в кайнозойских прогибах Сахалина и Камчатки.

Изменчивость состава формирующихся осадочных пород определяет возможность выделения также и других генетических типов. Общее разнообразие всех этих отложений зависит от природных ситуаций, достаточно сложных по условиям создания обстановок, способствующих образованию различных отложений.

Проблемы фациального анализа

Все рассмотренные выше вопросы выделения генетических типов отложений, как уже отмечалось, являются только частью общей проблемы фациального анализа, предполагающего изучение изменчивости облика, т. е. фации (facies) синхронных отложений в определенных возрастных рамках. Подобная изменчивость может быть выявлена по различным признакам, но преимущественно по составу и строению изучаемых отложений, в которых обычно выражены условия их образования. Естественно, что метод фациального анализа лучше всего разработан для стратифицированных толщ, при выяснении же возраста вулканогенных пород корневых зон часто возникают неясности и неточности, вызываемые особенностями условий залегания таких пород. В корневых зонах породы нередко лишены кровли, вследствие чего верхняя возрастная их граница остается неопределенной. Зачастую в кровле залегают отложения значительно более молодые, чем корневые зоны, поэтому возрастные рамки для этих зон устанавливаются в таком широком интервале, что сопоставление их с синхронными стратифицированными толщами становится затруднительным. Именно этим можно объяснить постоянно наблюдающуюся тенденцию считать корневые зоны древних вулканов более поздними «интрузивными» телами, чем одновременно с ними образовавшиеся вулканогенные толщи.

Несмотря на существующие методические трудности, фациальный анализ, в основе которого лежит сравнение осадочных и вулканогенных, в том числе корневых, образований древних вулканов, является одним из важнейших средств палеовулканологического исследования. Фациальный анализ позволяет решать многие задачи, связанные с палеовулканологическими реконструкциями, включающими выяснение особенностей строения и закономерностей размещения древних вулканических построек и их групп. Вместе с тем, только учитывая фациальную изменчивость синхронных элементов геологического строения, можно правильно оценивать развитие вулканической деятельности — циклическое или необратимое эволюционное.

При фациальном анализе необходимо в первую очередь правильно и обоснованно определить рамки, в пределах которых будет вестись сравнение синхронных вулканогенных и осадочных образований. Это зависит от целей исследования, а также от реальных условий, так как не всегда в процессе изучения вулканогенных и осадочных толщ можно использовать все теоретически возможные методические приемы.

Обычные геологические методы синхронизации отложений опираются на изучение палеонтологических остатков, причем более надежными для параллелизации отложений считаются остатки фауны, особенно той, которая отличается наибольшей «космополитичностью». Важно также, чтобы эта фауна была представлена родами и видами, существовавшими в прошлом ограниченное время. Чем дольше интервал времени, в течение которого жили эти роды и виды на Земле, тем менее надежной может быть корреляция отложений по остаткам такой фауны. Приходится еще иметь в виду, что фауна с течением времени может постепенно мигрировать из одних областей земного шара в другие, и, следовательно, проводимая в таких условиях корреляция отложений будет тем менее строгой, чем более длительное время происходил процесс миграции фауны. Весьма неустойчива в этом отношении флора, расселение которой на поверхности Земли осуществляется значительно медленнее, чем фауны. По той же причине

морская фауна более благоприятна для различного рода корреляций, чем пресноводная.

В целом же, несмотря на известные несовершенства палеонтологического метода корреляции отложений и определения синхронных элементов строения различных геологических образований, он в настоящее время является наиболее надежным и постоянно привлекается для сравнения стратифицированных толщ, как осадочных, так и вулканогенных.

Однако, когда в сравнение вовлекаются корневые зоны древних вулканов, нередко приходится прибегать и к иным приемам, например, широко использовать наряду с палеонтологическим методом определения возраста геологических образований также методы абсолютной геохронологии. Во многих случаях они оказываются более эффективными для корневых зон, чем обычные палеонтологические, так как позволяют в большей мере сузить вероятный интервал времени, в течение которого образовались эти зоны. Впрочем, корреляция стратифицированных вулканогенных осадочных толщ тоже возможна на основе возрастных датировок, полученных методами абсолютной геохронологии, но практически такого рода исследования пока еще проводятся в весьма ограниченных масштабах. Так или иначе, при изучении фациальной изменчивости вулканогенных образований необходимо прежде всего выяснить, в рамках каких изохрон производится их сравнение и насколько достоверен метод проведения таких изохрон или, точнее, насколько достоверны данные, обосновывающие эти изохроны.

Такое изучение вулканогенных образований, так же как и осадочных, сводится к исследованию стратиграфических разрезов, непосредственному или опирающемуся на результаты геологического картирования, и выделению в этих разрезах соответствующих элементов, содержащих палеонтологические остатки, датирующие возраст отложений с точностью, удовлетворяющей поставленным задачам исследования. Дополнительные затруднения при изучении вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ возникают в связи с тем, что пластовые тела, сложенные вулканогенными породами, в частности лавами, не всегда в таких толщах являются составными элементами разреза; нередко они оказываются внедренными в такие толщи более поздними образованиями. Эта особенность строения вулканогенных толщ требует особенно внимательного отношения к оценке условий залегания пластовых тел, сложенных лавами, в частности к верхним контактам таких тел; по этим контактам чаще всего удается установить время образования пластовых тел.

Для целей фациального анализа необходимо располагать данными о реальном или по крайней мере предполагаемом размещении соответствующих изохронных поверхностей в серии сравниваемых разрезов. Этими изохронами ограничивается комплекс тех или иных геологических образований, изменчивость которого в фациальном отношении предполагается изучать. Сравнение внутри ограниченного такими рамками комплекса образований возможно на основе определения типичного для различных разрезов состава и строения или же набора генетических типов отложений, характеризующих разные части изучаемой территории. В соответствии с палеогеографической, структурной или иной позицией разрезов состав и строение отложений оказываются обычно неоднородными, что собственно и позволяет исследователю в зависимости от детальности, с которой проводятся работы, выявлять характерные особенности отдельных вулканических групп, а также более или менее обширных вулканических областей.

В пределах небольших территорий сравнение размеров может быть проведено в рамках условных изохрон, определяемых расположением так называемых маркирующих горизонтов, т. е. пластов, отличающихся какими-либо выдающимися чертами состава, позволяющими их выделять достаточно отчетливо среди других напластований.

Возможности такого изучения фациальной изменчивости ограничиваются тем, что подобные маркирующие горизонты размещаются не параллельно изохронным поверхностям, а пересекаются ими под некоторым углом. Поэтому с увеличением расстояния между сравниваемыми разрезами все больше утрачивается точность исследования фациальных изменений, так как рамки, ограничивающие сравниваемые группы отложений, все более и более уклоняются от изохрон. Применение такого метода в сопоставлениях, проводимых на больших расстояниях без надлежащего палеонтологического контроля, может вызвать серьезные ошибки и привести к неправильным выводам.

Обычно ошибки связаны с тем, что выдержанный на больших дистанциях состав осадочных или вулканогенных образований принимают за факт, устанавливающий синхронность этих образований. Отсюда делают вывод о том, что смена одного состава другим происходит в одно и то же время на обширной территории, а в случае появления выше по разрезу серии образований, сходных с первоначально выделенными, считают доказанным циклическое развитие вулканической деятельности. Между тем такой подход не только возвращает нас ко временам Вернеровской стратиграфии, когда считалось, что возрастные эталоны могут быть установлены на основе литологических данных, но и противоречит тому, что известно в отношении современных вулканических областей с их полифациальным составом.

Имеется еще одна возможность изучения фациальной изменчивости отложений, не связанная с непосредственным определением изохрон. Как и в случае корреляции по составу, она не универсальна, но в некоторых благоприятных случаях применима. Речь идет о так называемом пальцеобразном сочленении разнородных литологических комплексов, при котором в пограничной зоне между этими комплексами устанавливается их переслаивание с одновременным выклиниванием таких прослоев при переходе от одного комплекса к другому. Такого рода сочленение разнородных литологических комплексов во многих случаях может быть принято в качестве доказательства их синхронности, если отсутствуют иные данные о взаимоотношениях между различными группами отложений. Именно этим методом Андерсон (Anderson, 1933) устанавливал соответствие вулканогенно-осадочного комплекса отложений, представленных лахарами и относящихся к формации Таскен, осадочной формации Тэхема. Благоприятным условием для такого сопоставления в данном случае явилось несогласное налегание обеих формаций на верхнемеловые отложения. В целом же выявленные соотношения между формациями позволили установить фациальное замещение лахаровых отложений аллювиальными по направлению с востока на запад, от области питания, где в это же время располагалась горная вулканическая гряда, к обширной аллювиальной равнине на западе, в области, тяготеющей к современной долине р. Сакраменто.

Пример аналогично пальцеобразного сочленения сложной серии вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований установлен исследованиями Т. И. Фроловой и Г. Б. Рудник (1961) для Южного Урала, где ими проводилось сопоставление разрезов по линии, следующей через хребет Ирендык по направлению Кумач-Кэйдвелы (рис. II-19) на протяжении около 40 *км*.

Несколько более строго, но, в сущности, тем же методом, фациальная изменчивость вулканогенных образований была установлена Г. М. Фремдом (1963) по данным детального геологического картирования на юге Джунгарского Алатау. До проведения этих работ предполагалось, что расчленение средне- и верхнепалеозойских вулканогенных толщ на юге Джунгарского Алатау может опираться на данные о различиях литологического состава разновозрастных образований. Поэтому при разделении вулканогенного комплекса, слагающего эту территорию,

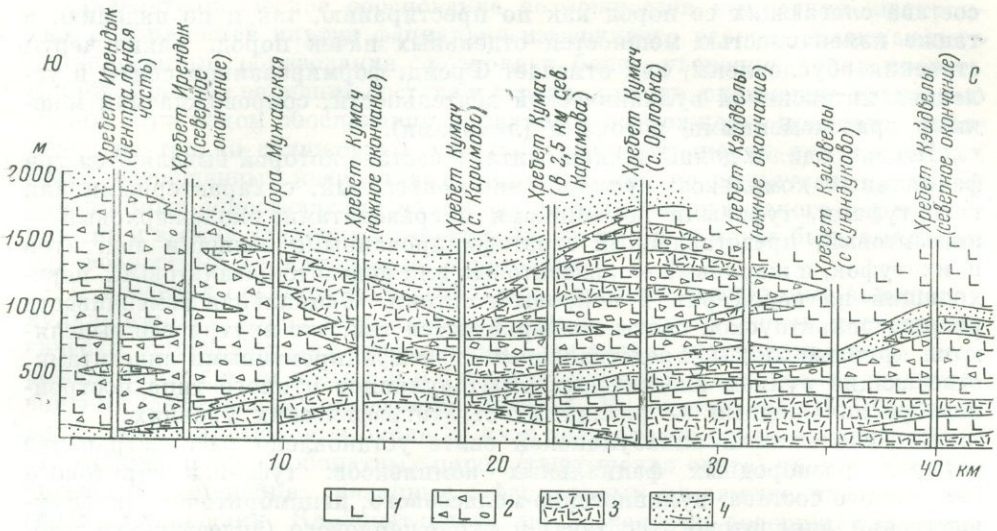


Рис. II-19. Схематический продольный фациальный профиль через хребты Ирендык — Кумач — Кэйдвелы. По Фроловой и Руднику из книги «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 1 (1968)

1 — пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты андезито-базальтового состава; *2* — их вулканические брекчии и агломератовые туфы; *3* — их средне- и мелкозернистые туфы; *4* — переслаивание песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев, частью туфогенного характера

выделялся ряд вулканогенных свит, расчленявшихся в свою очередь на подсвиты на основе литологического состава. Соответственно выделялись такие подсвиты, как андезитовая (порфиритовая), липаритовая (порфировая или альбитофировая), эффузивно-пирокластическая (порфиритовая) и т. д. Повторяемость подсвит кислого и основного состава при таких построениях принималась почти для каждого стратиграфического подразделения, отвечающего, как считалось, определенному геологическому циклу. При этом, как указывает Фремд, подразумевалось, что смена основных продуктов вулканизма кислыми в пределах различных стратиграфических подразделений была обусловлена процессами дифференциации в глубинных магматических очагах.

Результаты наблюдений, находившиеся в явном противоречии с этой концепцией, сторонники полициклизма склонны были объяснять деятельностью так называемых остаточных (от прошлых циклов) магматических очагов, извергавших магму, состав которой не соответствовал ожидаемым продуктам дифференциации.

Детальные исследования тем не менее показали, что характерной чертой внутреннего строения свит, слагающих верхнепалеозойский вулканогенный комплекс, является их пестрый литологический и петрохимический состав, вследствие чего они представлены сложно чередующимися пачками кислых и основных пород, включающими прослои и горизонты красноцветных терригенных и вулканогенно-молассовых образований.

В итоге работ были выявлены следующие типичные черты фациальной изменчивости слагающих разрез семи выделенных в результате детальных исследований свит: куарасанской, долантауской, айнабулакской, конуроленской, катутауской, кузгунской и достарской, принадлежащих возрастному интервалу, лежащему в пределах визе-намюр (куарасанская свита) — нижний триас (достарская свита).

Куарасанская свита сложена преимущественно грубообломочными вулканогенными породами (туфовыми агломератами и брекчиями), чередующимися с отдельными линзами и горизонтами кислых и основных лав. Резкая фациальная неоднородность свиты выражена непостоянством

состава слагающих ее пород как по простиранию, так и по падению, а также изменчивостью мощностей отдельных пачек пород. Такие черты строения обусловлены, как отмечает Фремд, формированием свиты в условиях интенсивной вулканической деятельности, сопровождаемой мощными грязекаменными потоками (лахарами).

Неоднородна и долантауская свита, в составе которой выделяются три фациальных комплекса: вулканогенно-молассовый, с характерными для него туфами, туфовыми песчаниками и гравелитами; околожерловый — андезитовый, представленный стратифицированными толщами андезитов и их туфов, и жерловый — андезитовый или андезито-базальтовый, переходящий на периферии в покровы и потоки. Фациальная изменчивость разреза долантауской свиты подчеркивается тем, что внутри нее выделяются крупные линзы, представленные стратифицированными андезитами, отвечающие руинам андезитовых стратовулканов и иного типа постройкам, расположенным на различных стратиграфических уровнях.

В вышележащей айнабулакской свите установлено распространение четырех разнородных фациальных комплексов: туфо-игнимбритового смешанного состава, вулканогенно-молассового, игнимбритового (преимущественно липаритового состава) и околожерлового (андезито-базальтового), представленного стратифицированными линзами андезитов, андезито-базальтов и их туфов. Горизонты игнимбритов, входящие в состав свиты, нередко прослеживаются на десятки километров по простиранию, сохраняя типичные структурные и текстурные особенности, но большинство других пород образует выклинивающиеся на коротких расстояниях линзы и фациально замещающие друг друга прослои и пачки. Только тщательный литолого-стратиграфический анализ и детальное картирование с прослеживанием пластов по простиранию, как подчеркивает Фремд, позволяет, как правило, выявить наряду с различиями в деталях общие черты внутреннего строения свиты.

Типичные черты следующей конуроленской свиты определяются сочетанием широко распространенных кислых вулканогенно-молассовых образований и синхронных им стратифицированных линз андезито-базальтов и их пирокластов, представляющих остатки крупных стратовулканов.

Фациальная изменчивость установлена также для свит катутауской и кузгунской, в строении которых наряду с игнимбритами участвуют прослои и линзы вулканогенно-молассовых образований и стратифицированные линзы андезито-базальтов.

Наконец, самая верхняя свита, достарская, заканчивающая разрез вулканогенных образований на юге Джунгарского Алатау, отличается составом из линз и не выдержанных по мощности прослоев крупнообломочных пород типа лахаровых брекчий, грубозернистых косослоистых туфов и туфовых песчаников, чередующихся с потоками и покровами кислых игнимбритов и потоков андезито-базальтов.

По взаимоотношениям между фациально изменчивыми вулканогенными толщами можно установить, что деятельность отдельных андезитовых или андезито-базальтовых вулканов протекала на протяжении длительных промежутков времени, соответствующих периоду формирования двух или более вулканогенных свит.

В целом же, в итоге проведенных на юге Джунгарского Алатау детальных картировочных работ была выяснена несостоятельность существовавших ранее представлений о постоянстве состава отдельных свит и подсвит и о последовательной смене их в вертикальном разрезе, отвечающей циклическому чередованию основных и кислых продуктов вулканической деятельности. Сложная фациальная изменчивость разреза верхнепалеозойских вулканогенных образований на юге Джунгарского Алатау, таким образом, оказалась вполне сопоставимой с реально наблюдаемой полифациальной обстановкой современных вулканических областей.

Палеонтологическое обоснование возможностей выявления изохронных поверхностей внутри фациально изменчивого разреза, включающего вулканогенные образования, позволяет более уверенно анали ировать общий характер вариаций состава и строения пачек, слагающих изучаемые толщи. При таком обосновании появляется возможность проводить сравнение не только сближенных участков распространения вулканогенных толщ, разобщенных интервалами, недоступными по различным причинам для прямого сопоставления на основе данных геологического картирования, но и весьма удаленных территорий, на которых могут быть выявлены одновозрастные вулканогенные образования.

В пределах сравнительно небольшого региона фациальные замещения вулканогенных пород осадочными в рамках, ограниченных палеонтологически определенными изохронами, наглядно устанавливаются, например, на юге Минусинского прогиба в толще среднедевонских (эйфельских) отложений. Здесь А. И. Анатольева (1960) установила, что на протяжении около 25 *км* в залегающей среди красноцветных отложений толще карбонатных пород (таштыпская свита) происходят значительные изменения, связанные с фациальным их замещением вулканогенными породами. Карбонатная толща повсеместно содержит обильную эйфельскую фауну брахиопод и кораллов (Ржонсницкая, Мелещенко и др., 1952) и состоит преимущественно из известняков и мергелей, отчасти известковистых песчаников, общей мощностью около 600—700 *м*. Толща эта достаточно типична и легко картируется не только потому, что в ней легко обнаруживается характерная фауна, но еще и вследствие того, что светло-серые карбонатные породы залегают среди красноцветных терригенных отложений. В юго-западной части области распространения этой толщи около д. Ойданово верхняя часть разреза оказывается сложенной диабазовыми порфиритами и их туфами, образующими пачку около 75—100 *м*, залегающую между подстилающей толщей карбонатных пород, мощностью около 600 *м* и расположенной выше толщей красноцветных пород.

По направлению на восток происходят дальнейшие изменения соотношений между карбонатными и вулканогенными породами, залегающими среди красноцветных отложений. При сравнительно малых изменениях суммарной мощности тех и других постепенно сокращается мощность карбонатных пород и увеличивается мощность вулканогенной пачки. Вследствие этого в районе д. Усть-Таштып, примерно в 15—17 *км* к востоку от предыдущего разреза, мощность вулканогенной пачки возрастает до 800 *м*, а подстилающей карбонатной сокращается до 100—110 *м*. В разрезе вулканогенной пачки, кроме диабазовых и андезитовых порфиритов, присутствуют многочисленные прослои вулканических брекчий, туфов и отчасти красноцветных пород. К югу от д. Усть-Таштып, в районе деревень Перевозинской и Кулагай, расположенных на левом берегу р. Абакан, мощность карбонатного разреза еще более сокращается — до 80 *м*. На противоположном берегу той же реки в районе д. Большой Монок по южным склонам горы Папальчихи от карбонатной толщи сохраняется только 45 *м* мощности, причем далее по направлению на восток мощность этой толщи уменьшается до 20 *м* и менее, тогда как мощность замещающей ее вулканогенной толщи остается в общем неизменной и равной примерно 800—850 *м*.

Таким образом, в рамках одного четко выраженного по палеонтологическим данным стратиграфического уровня происходят резкие изменения строения разреза, приводящие в конечном итоге к почти полному замещению карбонатной толщи вулканогенными породами на протяжении примерно 20—25 *км* (рис. II 20). Сами по себе эти данные не оставляют сомнений в том, что в период седиментации, отвечающий эйфельскому времени, в морском бассейне на юге Минусинского прогиба располагался крупный вулкан, на склонах которого спокойный процесс накопления

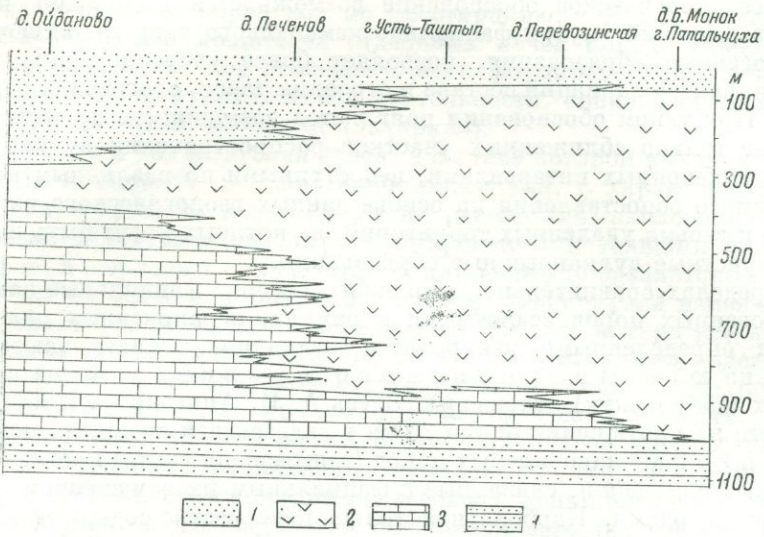


Рис. II-20. Фациальное замещение известняков таштыпской свиты вулканогенными породами на юго-западе Минусинского прогиба. По А. И. Анатольевой, 1964

1 — красноцветные песчаники (усть-чульская свита); *2* — эффузивы, *3* — известняки (таштыпская свита); *4* — красноцветные песчаники (толочковская свита)

карбонатных отложений был нарушен вулканическими извержениями, наиболее интенсивно и длительно в той части местности, которая непосредственно примыкала к жерлу вулкана.

Также определенно в рамках палеонтологически обоснованных изохрон изменяется состав вулканогенных образований, принадлежащих девонскому разрезу Г а р ц а в ГДР, где фациальные замещения и вариации мощностей еще более выразительны. В Гарце известен так называемый Эльбингеродский комплекс (Reichstein, 1955, 1959; Koch, 1896; Schwan, 1949; Lange, 1957 и др.), сформировавшийся главным образом в течение среднего девона в обширной мульде близ северного края Верхнего Гарца. Фациально изменчивая толща вулканогенных пород, преимущественно диабазов и кератофиров, а также их туфов, известна здесь под названием толщи «шальштейнов». Эта толща залегает на эйфельских висенбахских глинистых сланцах, содержащих линзы кварцитов и имеющих одинаковый состав как в местах распространения Эльбингеродского комплекса, так и за его пределами, в области облекающей его «сланцевой оболочки» (рис. II-21).

Отдельные прослои вулканогенных пород встречаются и среди висенбахских сланцев, но они редки и главная масса вулканогенных пород образует мощные линзообразные тела, расположенные на поверхности этих сланцев. Вулканогенная толща имеет наибольшую мощность в центральной части Эльбингеродского вулканического поля, где достигает по Рейхштейну (Reichstein, 1959) 300—700 *м*, но по Цёллиху (Zöllich, 1939) варьирует на юго-западном окончании «седла» Браунзумпф от 500 до 1000 *м*, а по Даве (Dave, 1963) в центральных частях мульды достигает мощности 2000 *м*.

Непосредственно на вулканогенной толще, изредка содержащей небольшие линзы известняков, залегает карбонатная толща известняков мощностью более 400 *м*. К окраинам Эльбингеродского комплекса мощности вулканогенных пород уменьшаются и местами они совсем выклиниваются. По простиранию они замещаются глинистыми и кремнистыми пестрыми сланцами (рис. II—22). В центральных частях мульды выше вулканогенного комплекса залегают массивные известняки, нижняя часть которых принадлежит живетскому ярусу (стрингоцефаловый известняк),

а верхняя половина соответствует всему верхнему девону и называется «ибергским известняком» (Формозова, 1968). В старых работах стрингоцефаловый известняк описывался как рифовый. Однако исследования Рейхштейна показали (Reichstein, 1959), что более 60% известняков представлено массивными узловатыми или конкреционными породами и отлагалось на глубине 300—500 *м*. Остальная часть состоит из перемытых рифовых остатков, сцементированных карбонатом кальция.

Ибергский известняк более мелководный; в нем имеются коралловые и брахиоподовые биогермы (Формозова, 1968). В краевой части Эльбингеродского комплекса мощность известняков уменьшается, они переслаиваются с пестрыми сланцами и постепенно ими замещаются.

Сланцы краевой фации, как указывает Л. Н. Формозова (1968) по результатам изучения литературных данных, известковистые. Они содержат прослои черных известняков, туфов и фтанитов. Их мощность, по данным Рейхштейна (Reichstein, 1959), примерно 100—200 *м*. В сланцах встречаются остатки глубоководных трилобитов рода Phacops, пелеципод из рода Posidonia и много остракод из рода Cypridina, почему они и описываются под названием ципридиновых сланцев.

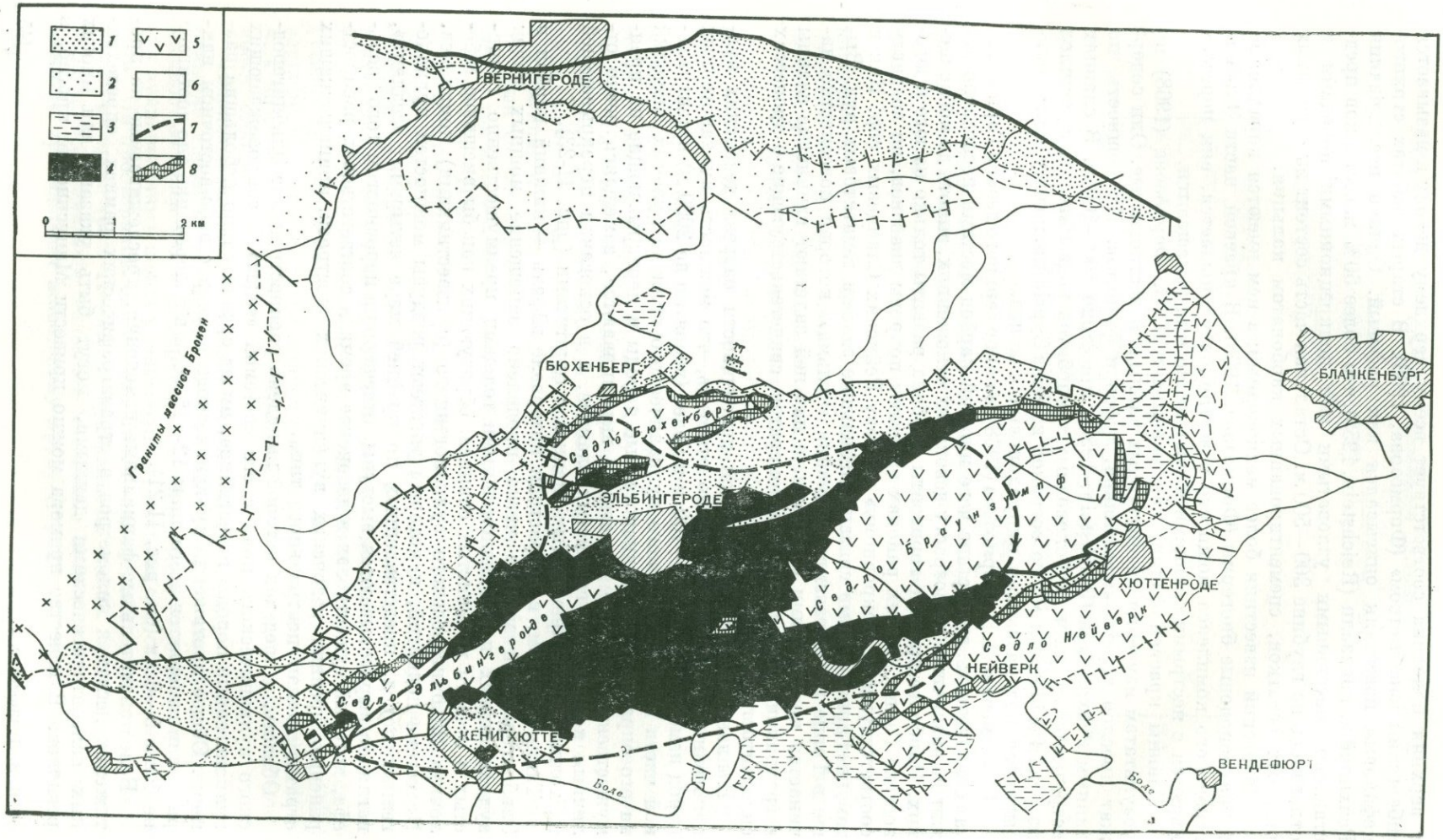
Как отмечает Л. Н. Формозова (1968), в конце верхнего девона Гарц испытал складчатость, вследствие чего нижний карбон местами несогласно лежит на различных по возрасту девонских отложениях, вплоть до кобленцских. Наиболее древние горизонты карбона развиты только на юге и юго-востоке Гарца. В этих районах залегают покровы диабазов, по возрасту соответствующие «покровному» диабазу Рейнских Сланцевых гор. Как и там, в Гарце с ними связаны небольшие залежи гематитовых руд. Выше в Гарце везде развита формация «кульма», которая повсеместно начинается кремнистыми сланцами, а над ней залегают глинистые сланцы и граувакки с прослоями конгломератов, свидетельствующие о процессах складчатости и поднятия.

В плане анализа фациальной изменчивости разреза девонских вулканогенных образований важно отметить, что мощность вулканогенных пород изменяется от 300—700 *м* и более (вероятно до 2000 *м*) в центральной части Эльбингеродского вулканического поля до нулевых значений на его окраинах, где вулканогенные породы и перекрывающие их преимущественно рифовые известняки выклиниваются, замещаясь резко отличным комплексом глинистых сланцев, а в основании перекрывающей их толщи также кремнистых сланцев с гематитами (рис. II-23).

Таким образом, в возрастном интервале эйфель — нижний карбон в Эльбингеродской мульде четко проявлено замещение мощных пачек вулканогенных пород маломощными толщами преимущественно глинистых и отчасти кремнистых сланцев, образующих как бы внешнюю «оболочку» Эльбингеродского вулканогенного (с известняками) комплекса. В системе поднятий, к которым тяготеют раздувы мощностей вулканогенных пород, представленных по крайней мере четырьмя «седлами», наглядно вырисовываются выступы, отвечающие неровностям того рельефа, который существовал в девонское время и соответствовал распространению древних девонских вулканических построек, принадлежащих стратовулканам центрального типа.

Область, в пределах которой выявлено распространение Эльбингеродского вулканического поля с его системой «седел» и сопровождающих вулканогенные породы известняков, имеет сравнительно небольшие размеры. Общее протяжение вулканического поля в северо-восточном направлении измеряется всего лишь 12—15 *км*, а в поперечнике оно достигает не более 5—6 *км* (см. рис. II-21).

Более значительные фациальные изменения, прослеживаемые на протяжении десятков километров в стратиграфических рамках, определенных палеонтологическими данными, могут быть указаны для многих регионов. В качестве примера можно привести Минусинский прогиб, в


1
2
3
4
5
6
7
8
0
1
2 км
ВЕРНИГЕРОДЕ
БЮХЕНБЕРГ
БЛАНКЕНБУРГ
ЭЛЬБИНГЕРОДЕ
ХЮТТЕНРОДЕ
НЕЙВЕРК
КЕНИГХЮТТЕ
ВЕНДЕФЮРТ
Гранулиты массива Брокен
Седло Бюхенберга
Седло Брауншвейгского
Седло Нейверка
Седло Эльбингероде
Болле
Болле

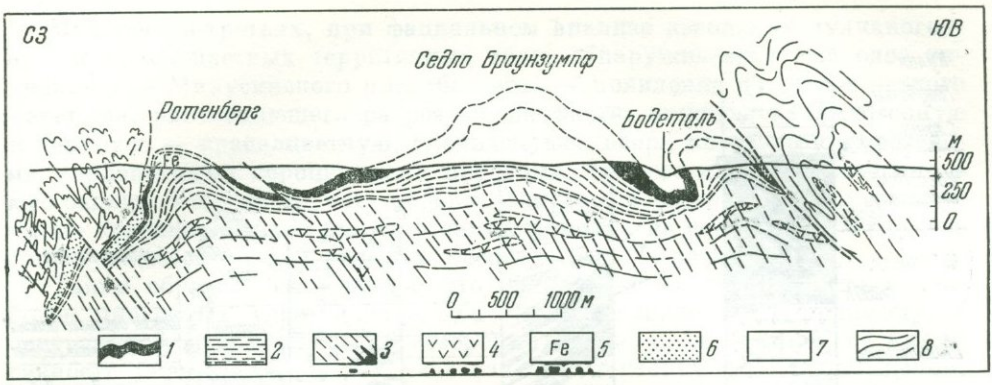


Рис. II-22. Разрез через Эльбингеродский комплекс Гарца в районе седла Браунзумпф. По Рейхштейну, из книги «Осадкообразование и полезные ископаемые...», т. 2 (1968)

1 — известняк; *2* — шальштейн; *3* — виссенбахские сланцы; *4* — диабазы; *5* — железная руда; *6* — песчаники и сланцы; *7* — кульм; *8* — породы краевой фации

пределах которого проводилось специальное изучение девонских вулканогенных пород (Лучицкий, 1960). Девонские вулканогенные толщи этого прогиба налегают на подстилающие породы несогласно, повсеместно отделяясь от них поверхностью размыва. Перекрываются же они красноцветными породами, залегающими непосредственно под живетскими карбонатными отложениями, содержащими обильную фауну брахиопод, кораллов и мшанок. Верхняя граница возраста вулканогенных образований, следовательно, определяется достаточно строго по палеонтологическим данным. Что касается нижней границы, то она устанавливается несколько менее точно, так как не исключена вероятность некоторой изменчивости возраста поверхности размыва, отделяющей вулканогенные породы от более древних, преимущественно кембрийских и протерозойских отложений, прорванных главным образом гранитоидами и отчасти другими интрузивными комплексами.

Возможные вариации возраста основания вулканогенной серии в пределах прогиба ограничиваются тем не менее эйфельским ярусом — нижним девоном, что подтверждается соответствующими находками флоры и фауны. Эйфельские слои с фауной брахиопод и кораллов на юге прогиба представлены в карбонатных фациях и тесно связаны с вулканогенными породами, что уже отмечалось выше на примере фациального анализа вулканогенных пород, синхронных эйфельской таштыпской свите.

Сравнение разрезов вулканогенной серии и вообще всей толщи пород, заключенных между базальными слоями девонского разреза и живетскими карбонатными породами с фауной, позволяет установить исключительно сложный и крайне неоднородный состав и строение отложений, подчиненных указанному возрастному интервалу.

Во-первых, есть разрезы, почти нацело сложенные вулканогенными породами и, наоборот, полностью их лишенные и представленные преимущественно красноцветными терригенными толщами. Такие вариации

◀

Рис. II-21. Геологическая карта района распространения Эльбингеродского комплекса в Гарце. По Ланге, из книги «Осадкообразование и полезные ископаемые»..., т. 2 (1968)

1 — нижний карбон; *2* — вернигеродские слои; *3* — пестрые сланцы и слои хюттенроде; *4* — известняк; *5* — шальштейны и кератофиры; *6* — главный кварцит и виссенбахские сланцы; *7* — линия, ограничивающая распространения кремнистых сланцев; *8* — гематитовая руда

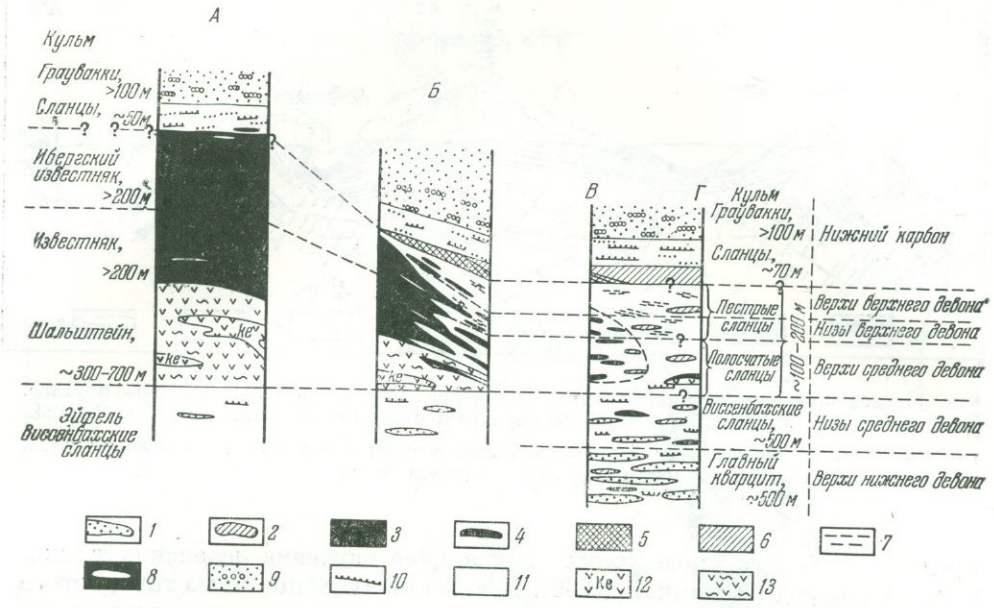


Рис. II-23. Схема фациального перехода пород Эльбингеродского комплекса к сланцевому. По Рейхштейну, из книги «Осадкообразование и полезные ископаемые...», т. 2 (1968).

1 — линзы кварцитов в сланцах; *2* — линзы кремнистых сланцев среди глинистых сланцев; *3* — известняк, *4* — прослои известняка в сланцах; *5* — бюхенбергские кремнистые сланцы; *6* — аренфельдские кремнистые сланцы; *7* — пестрые сланцы; *8* — прослои сланцев в известняках; *9* — конгломераты в граувакках; *10* — тонкие прослои песчаников в глинистых сланцах; *11* — сланцы; *12* — кератофиры; *13* — шальштейн. Эльбингеродский комплекс: *А* — центральный комплекс, *Б* — краевой комплекс, сланцевая фация, *В* — ближний комплекс, *Г* — отдаленный комплекс

строения и состава отложений, заключенных в определенных возрастных рамках, ясно очерчивают районы сосредоточения вулканических построек, существовавших в течение нижнего девона — эйфеля на территории Минусинского прогиба. В сочетании с данными о преимущественно гранитном составе галек в базальных и внутриформационных конгломератах девонских отложений, а также с материалами, ясно устанавливающими, что ограничивающие прогиб возвышенности в девонское время не были покрыты вулканическими породами, подобные вариации состава отложений позволяют установить приуроченность девонских вулканических построек главным образом к окраинам прогиба. Тем самым определяются контуры распространения активной вулканической деятельности в девонское время на рассматриваемой территории и отвергается концепция, предполагающая сплошное бронирование базальтовыми покровами обширных площадей прогиба и смежных с ним областей, как ранее предполагалось (Чураков, 1932).

Во-вторых, сравнение разрезов вулканогенной серии приводит к выводу о том, что состав продуктов извержений на территории прогиба в интервал времени нижний девон — эйфель был крайне неоднородным. В западной и особенно в северо-западной части прогиба господствовали лавовые излияния базальтов, тогда как на восточной окраине прогиба в то же время наряду с базальтовыми излияниями происходили весьма интенсивные преимущественно плагиопорфировые извержения. Неравномерно проявлялись также эксплозионные процессы, более энергичные в восточной части прогиба, но наблюдавшиеся и в других его участках, в наименьшей степени — на северо-западе.

Наконец, в-третьих, при фациальном анализе девонских вулканогенных и красноцветных терригенных толщ обнаруживается еще одна типичная для Минусинского прогиба черта — появление на севере четкого перерыва, расчленяющего разрез на две части: нижнюю вулканогенную и верхнюю — красноцветную, сменяющуюся вверх по разрезу живетскими карбонатными сероцветными породами. На юге прогиба, особенно в юго-западной его части, этот перерыв затухает в однородной непрерывной толще красноцветных и вулканогенных пород, а на севере в ряде случаев сопровождается ясным угловым несогласием (Лучицкий, 1960).

Таким образом, выясняется, что вулканическая деятельность в наиболее прогнутых участках прогиба (на юго-западе и, по-видимому, в центральной зоне прогиба на севере) затухала, иначе говоря, ее интенсивность уменьшалась в тех участках, где тектонические перемещения, синхронные процессу седиментации и накопления вулканогенных толщ, были наименее активными.

Аналогичный подход к фациальному анализу, опирающийся на сопоставление разрезов одновозрастных отложений, может быть предложен не только для таких сравнительно локальных структур, к каким относятся Минусинский прогиб, достигающий, впрочем, более 300 *км* в длину и 150—200 *км* в ширину и состоящий из ряда впадин, но и для более крупных территорий, таких, например, как вся Саяно-Алтайская область в целом. Соответствующий анализ этой области дан А. И. Анатольевой (1964, 1966) в рамках того же интервала времени, который рассмотрен выше применительно к Минусинскому прогибу.

Возможности корреляций, позволяющих определить положение изохрон в разнообразных разрезах, расположенных на территории, имеющей общее протяжение в широтном направлении около 1000 *км*, определяются в данном случае почти постоянным присутствием в разрезах, с одной стороны, живетских слоев с богатой, хорошо сопоставимой фауной брахиопод и кораллов, с другой — практически повсеместным распространением поверхности размыва, отделяющей девонские отложения от подстилающих более древних толщ. Корреляция разрезов облегчается, кроме того, палеонтологическими данными, позволяющими во многих случаях определять положение эйфельских слоев в разрезах девонских вулканогенных и осадочных толщ.

Проведенное сопоставление разрезов (рис. II-24) охватывает на востоке Рыбинскую впадину, расположенную на краю древней Сибирской платформы, затем Минусинский прогиб с его раннекаледонским складчатым основанием и Тувинский прогиб с позднекаледонским фундаментом, к западу от них — Кузнецкий и Горно-Алтайские прогибы, а на крайнем западе — Рудно-Алтайские герцинские прогибы. Это сопоставление позволяет выяснить ряд характерных черт в истории развития вулканической деятельности на рассматриваемой территории, представляющей достаточно обширный регион.

Прежде всего, выявляется далеко не равномерное распределение древних вулканов в пределах этого региона. Так, в западной части Кузнецкого прогиба девонские вулканы вообще отсутствовали, а в Рыбинской впадине их было сравнительно немного. Далее, также наглядно обнаруживается смещение центров вулканической деятельности во времени.

На схеме видно, что в начале девонского периода вулканическая активность была сосредоточена в Минусинском и Тувинском прогибах, позднее, в эйфельский век, на этих территориях она начала угасать и более интенсивно проявилась в Горном и Рудном Алтае. В верхнем девоне вулканическая деятельность прекращается во всей Саяно-Алтайской области, за исключением Горного и Рудного Алтая.

Наконец, схема сопоставления наглядно демонстрирует еще одну типичную черту развития вулканической деятельности на рассматриваемой

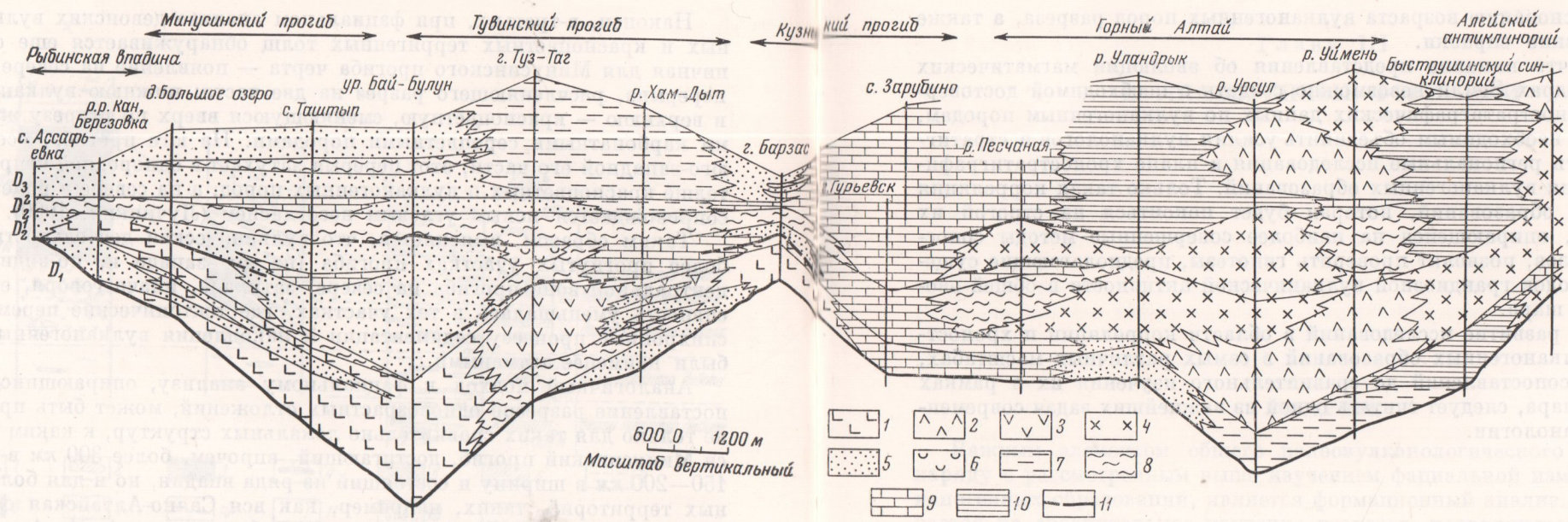


Рис. 11-24. Общая схема фациальной изменчивости девонских вулканогенных и осадочных толщ юга Сибири. По А. И. Анатольевой (1964)

Вулканогенные комплексы: *1* — базальтоидный, *2* андезитовый, *3* — андезито-дацитовый, *4* — металипаритовый (кварц-кератофировый); осадочные комплексы: *5* — красноцветный терригенный, *6* — эвапоритовый, *7*—пестроцветный терригенный, *8*— терригенно-карбонатный, *9* — карбонатный, *10*— флишоидный; дополнительные обозначения: *11* — стратиграфические перерывы

территории. В восточной ее части господствуют базальтовые лавы, по направлению же на запад продукты вулканической деятельности становятся более кислыми, на крайнем западе преимущественно липаритовыми.

Общий характер фациальной изменчивости разреза оказывается выраженным не только в соответствующих вариациях строения вулканогенных и осадочных толщ, но и в непостоянстве состава вулканогенных пород, в которых наблюдаются закономерные общие изменения. В области, тяготеющей к древней платформе, преобладают основные лавы, вдали от ее края — более кислые.

В заключение приведем пример исследования фациальной изменчивости вулканогенных толщ, связанной с их замещением синхронными осадочными отложениями, рассмотренный Н. А. Штрейсом (1951). Этот пример уместно привлечь для того, чтобы оценить важность подобных приемов сопоставления и анализа изменчивости разрезов вулканогенных образований для общетеоретических геологических интерпретаций. Штрейс очень полно изучил стратиграфию сложно построенного вулканогенно-осадочного комплекса зеленокаменной полосы Среднего Урала и выяснил особенности соотношений между осадочными и вулканогенными породами, расчленив эти образования на свиты и определив их возраст на основании подробного палеонтологического анализа фаун. Изученный Штрейсом разрез зеленокаменной полосы охватывает: готландий — свиты нижняя и верхняя именновские, елкинская, исовская, журавлевская, туринская, отвечающие ярусам уинлокскому, лудловскому и даунтонскому, и девон — свиты екатерининская, талицкая, михайловская, сухоложская, охватывающие временной интервал от нижнего девона до живета.

Тщательный анализ строения разрезов и их изменчивости послужил Штрейсу основанием для составления палеогеографических схем, отве-

чающих эпохам формирования каждой выделенной им свиты, и выяснения ряда характерных черт в пространственном распределении вулканогенных пород. В итоге были выявлены не только общие вариации состава вулканогенных пород в различных частях изученной им территории, но и характерная особенность в их размещении, определяемая локализацией вулканогенных пород в течение длительного периода времени вдоль западной и восточной окраин меридионально вытянутой геосинклинали зеленокаменной полосы.

Именно эти данные привели Штрейса к выводу о существовании зон проницаемости, занимающих в земной коре определенное место на границе длительно формирующихся структур, обладающих различными общими тенденциями развития, например на границе антиклинориев и синклинориев или в иной аналогичной обстановке. К тем же зонам проницаемости, как показал Штрейс, тяготеют и глубинные корни излияний, представленные разнообразными интрузиями.

Важность исследований, направленных на изучение хроностратиграфических уровней в вулканогенных комплексах, давно уже указывалась многими исследователями, но особенно четко, по-видимому, Гланжо (Glangeaud, 1951), подчеркнувшим значение таких исследований в письме национальным корреспондентам Международной палеовулканологической комиссии. В этом письме он призывал составлять хроно-вулканологические карточки для каждого разреза вулканогенных образований.

В таких карточках он считал необходимым сообщать местоположение разрезов, непосредственно наблюдаемые их особенности, петрографические данные о породах разреза и сведения о динамике и характере вероятных извержений, стратиграфические данные, позволяющие определять возраст вулканогенных пород, аналогичные материалы по абсолютной геохронологии и т. д. Одновременно он рекомендовал давать пояснения,

особенно к обоснованию возраста вулканогенных пород разреза, а также библиографические справки.

Указывая, что никакие представления об эволюции магматических расплавов в недрах Земли невозможно создать с необходимой достоверностью без хроностратиграфических данных по вулканогенным породам, Гланжо считал необходимым объединить усилия вулканологов и стратиграфов и усилить региональные исследования в плане хроностратиграфического изучения вулканогенных образований. Только такая корреляция вулканогенных образований, которая будет покоиться на строгой их синхронизации, опирающейся на наиболее совершенные методы сопоставления разрезов, позволит проверить гипотезы, предполагающие существование периодов грандиозной вулканической активности в общей эволюции земного шара.

Дальнейшее развитие исследований в области корреляции и хроностратиграфии вулканогенных образований в самых различных масштабах, от локальных сопоставлений до сравнительного изучения их в рамках всего земного шара, следует считать одной из важнейших задач современной палеовулканологии.

Глава III

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

Важным элементом общего палеовулканологического исследования, наряду с рассмотренным выше изучением фациальной изменчивости вулканогенных образований, является формационный анализ. Он также опирается на сравнительное изучение разрезов, позволяющее выявлять типичные особенности состава и строения вулканогенных образований, но принципы, на которых строится современный формационный метод, существенно иные, чем фациального анализа, что неоднократно разъяснял основоположник формационного метода Н. С. Шатский (1939б, 1955, 1960).

Отличительные черты формационного исследования определяются тем, что в сравнительное изучение вовлекаются не синхронные образования, обладающие некоторыми свойственными им признаками, позволяющими различать их в разных разрезах, а *парагенезы пород*, т. е. такие ассоциации, группы или наборы пород, которые наблюдаются в разрезах в известной последовательности (вертикальной и латеральной) и в таких сочетаниях прослеживаются на разных территориях и в различных стратиграфических ситуациях. Именно эти особенности характеризуют парагенез как закономерное, эмпирически устанавливаемое сонахождение пород, которому свойственны не только определенный состав слагающих элементов, но и определенная структура, т. е. пространственная упорядоченность.

Таким образом, если в фациальном анализе основную задачу составляет определение п р и з н а к о в, устанавливающих характерные особенности отдельных элементов строения синхронных отложений, то в формационном исследовании главное — это выявление п а р а г е н е з о в пород и их пространственного размещения.

Среди признаков, позволяющих различать синхронные отложения, имеются такие, которые тоже определяются составом и соответствующим пространственным расположением пород, но в фациальном анализе подобные различия учитываются и изучаются лишь в рамках изохрон, тогда как при формационном исследовании выявляются особенности строения конкретных геологических тел, отличающихся определенным парагенезом пород. Эти геологические тела в общем случае не ограничены изохронными рамками, а пересекают их, что указывает на длительное развитие слагающих эти тела парагенетически связанных между собой пород, пачек, слоев, толщ или иных элементов строения.

При оценке различий между фациями и формациями необходимо, кроме того, иметь в виду, что, абстрагируясь от конкретной обстановки и обращаясь к фациям как к комплексам отложений данного генетического типа (такой способ интерпретации фаций, как мы видели, широко рас-

пространен) или предпринимая обсуждение проблемы происхождения подобных абстрактных «фаций», а точнее — генетических типов отложений, обычно переходят к рассмотрению обстановок, от которых зависит происхождение фаций. Вследствие этого получается довольно сложный ряд представлений, связываемых с понятием о фациях: фации — признаки, определяющие отличия разных элементов строения изохронных отложений; фации — генетические типы отложений; наконец, фации — обстановки, в которых образуются различные отложения. Между тем исходные данные для всех подобных представлений однотипны и устанавливаются по различиям между синхронными отложениями. Поэтому с точки зрения методической, т. е. с позиций оценки фациального анализа как метода исследования природных объектов, важно непосредственное изучение одновозрастных отложений и их сравнение. Иные подходы, при которых выделяются генетические типы отложений или рассматриваются обстановки, в которых они формируются, являются производными этих исходных данных и, таким образом, относятся к более или менее завершенным схемам, излагающим представления различных исследователей о фациях, а не систему методических приемов, позволяющих выявлять и изучать эти фации.

Что касается формационного анализа, то он тоже представляет собой метод исследования, хотя, конечно, наряду с конкретными формациями, доступными для непосредственного изучения этим методом, можно выделять также абстрактные формации или формационные типы, представление о которых создается на основе обобщения данных по изучению ряда конкретных формаций. Впрочем, соотношения между конкретными и абстрактными формациями в общем случае сложнее, так как для выявления парагенеза пород необходимо иметь данные о том, что устанавливаемый парагенез относится к закономерным явлениям и соответственно повторяется в разных регионах и в различных обстановках и возрастных ситуациях. Таким образом, представление о парагенезе пород само по себе уже является определенным обобщением сравнительных данных, а не простым выделением произвольного набора пород в рассматриваемой серии разрезов.

КРАТКИЙ ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ВЗГЛЯДОВ НА ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ФОРМАЦИЯ»

Хотя формационный метод в том виде, в каком он был предложен впервые Н. С. Шатским в 1939 г., относится к исследованиям, возникшим в сравнительно недавнее время, тем не менее само понятие «формация» в приложении к геологии имеет длительную и сложную историю. Рассматривая эту историю, необходимо учитывать, что слово «формация» имеет латинское происхождение и в почти неизмененном виде (formatio) используется в английском и французском языках, где обозначает, как и в русском (образование) и немецком (Bildung) переводах, явления или предметы, которые возникли из чего-то или вследствие каких-то причин, а также сам процесс создания этих предметов или явлений и вообще обучение или просвещение. Вследствие этого трудно сказать, в какой момент истории развития геологических знаний слово «формация» первый раз было применено достаточно строго лишь в одном каком-либо определенном смысле. Так как и посейчас это слово часто используется на многих языках в самом широком его значении, то представляет интерес рассматривать только такие проблемы, которые связаны с узким определением понятия «формация».

Одно из наиболее ранних подобных определений принадлежит, как обычно считают, Фюкселю (Füchsel, 1762), назвавшему формацией комплекс слоев, выделяющийся в толще отложений по каким-либо признакам, в том числе и по встречающимся в них окаменелостям. Это определение

по своему значению, вероятно, мало отличалось от того, какое имеется в виду сейчас, когда говорят о геологических образованиях вообще, представленных некоторой группой слоев, пачек, пород и т. п. По-видимому, только у А. Вернера (Werner, 1787) представление о формациях впервые ограничивается достаточно строгими и точными рамками. В его понимании, горные породы (Gebirgsarten) могут быть объединены в обширные группы, отвечающие разным эпохам созидания земного шара и названные им формациями первичными, переходными, флёцевыми и переотложенными.

Общая идея смены таких крупных эпох, устанавливаемых путем непосредственного наблюдения напластований, вскоре была привлечена к изучению строения горных сооружений и равнинных областей и была развита в дальнейшем в плане более дробного расчленения слоев и выделения соответственно более длинного ряда эпох и отвечающих им формаций. От этих вернеровских построений ведет начало стратиграфическое понимание слова «формация», устойчиво сохраняющееся до настоящего времени в немецкой литературе, где и сейчас оно применяется как синоним системы международной стратиграфической шкалы. Сравнительно недавно учение о формациях рассматривалось как учение о стратиграфических подразделениях и исторической геологии (см., например, Kayser, 1913).

В современных справочниках формация определяется: 1) как последовательность напластований, включая подчиненные им магматические породы, возникшая путем отложения в течение длительного промежутка времени истории Земли и, таким образом, являющаяся объектом изучения стратиграфии; 2) как период, в которой такая последовательность образуется, и 3) как отрезок времени в развитии органической жизни (Brokhaus-Verlag, 1959). Таким образом, подчеркивается, что понятие формации является не только временны́м, но и пространственным, и отвечает геологическому периоду лишь по времени.

В начале XIX столетия вернеровский принцип выделения формаций был перенесен Макларом (Maclure, 1817) на американскую почву, где также в дальнейшем был воспринят стратиграфический смысл понятия о формациях. В середине XIX столетия Роджерс (Rogers, 1858) в палеозойской формации, занимающей около половины территории США, выделил 15 различных серий, или «формационных свит» («set of formations»), которые он предложил именовать латинскими названиями частей дня, а затем, вплоть до настоящего времени,как и в немецкой литературе, у американцев понятие формация применяется в стратиграфическом его значении. В частности, Данбар и Роджерс (1962, стр. 275) прямо указывают, что «по представлениям североамериканских геологов, основной единицей стратиграфического подразделения частного разреза является формация». Вместе с тем они указывают, что «не обязательно, чтобы формация везде отвечала одному и тому же промежутку времени», и что формация, кроме того,— «подразделение пород и прежде всего генетическая единица». Несмотря на оговорки, вернеровский смысл понятия, низведенный в такой номенклатуре до сравнительно небольших интервалов времени и относительно ограниченных территорий, тем не менее в основе своей сохраняется и в такой интерпретации.

Более сложной была эволюция понимания термина «формация» во Франции, где примерно через полстолетия после появления классификации Вернера. Прево писал (Prevót, 1838, стр. 90), что «для каждой геологической эпохи, даже для каждого геологического момента можно указать отложения, различные по условиям образования и принадлежащие, следовательно, различным синхронным формациям». «Синхронизм формаций,— по Прево,— это принцип, который должен найти применение при изучении отложений любой эпохи, любого момента». Соответственно он различал среди третичных отложений Парижского бассейна морские и солоноватоводные образования (formations).

Таким образом, в изложении Прево формации определяются так же, как фации в работах Грессли и многих других исследователей. Если добавить к этому, что, по данным Рейера (Reyer, 1888), Стенон в своем знаменитом трактате (Stenonis, 1666, русский перевод 1957) обозначал различные эпохи образования как «facie distinctae» (эти слова в русском переводе, к сожалению, отсутствуют), т. е. применял названия фации в том смысле, в каком позднее стали именовать формации, эпохи образования отложений или системы, то общая сложная картина запутанной терминологии в литературе, использующей романскую группу языков (французский и итальянский), в середине XIX столетия стала очевидной. Поэтому естественным следствием явилось принятие на второй сессии Международного геологического конгресса в 1881 г. в Болонье рекомендации употреблять термин «формация» на всех языках лишь в генетическом смысле, т. е. в том его значении, которые было рекомендовано Прево.

Другим следствием явилось предложение, внесенное в 1884 г. Реневье, считавшим маловероятным, чтобы название «формация» было в скором времени устранено из употребления. Опираясь на отождествление понятия «фация» в работах Грессли с понятием «формация» Прево, он рекомендовал считать оба понятия идентичными и различать их только как соподчиненные по рангу: формации, по Реневье, следовало подразделять на фации.

В Англии в середине того же столетия Ляйелль (1866, стр. 4) писал по поводу определения понятия формации следующее: «Название формация... выражает в геологии всякую группу пород, имеющих нечто общее по происхождению, времени образования или по составу. Так мы говорим о слоистых и неслоистых, пресноводных и морских, водных и вулканических, древних и новых, металлоносных и неметаллоносных формациях». В общей системе стратиграфических подразделений он сохранял названия «третичные формации», «миоценовая формация», «эоценовые формации» и т. д. Он умер за 6 лет до второй сессии Международного геологического конгресса, на которой была дана рекомендация устранить название «формация» из стратиграфической номенклатуры, и его точка зрения на эту проблему, таким образом, осталась невыясненной.

В отечественной литературе название «формация» долгое время применялось в понимании Вернера, однако к концу прошлого столетия картина резко изменилась. С одной стороны, в связи с решениями, принятыми в 1881 г. на упомянутой сессии конгресса, термин «формация» перестали применять в стратиграфическом смысле. С другой стороны, наметился новый подход к выделению формаций, представляющих бесспорный интерес в аспекте анализа палеовулканологических проблем. Речь идет о работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888), посвященной описанию олонецкой диабазовой формации. В этой работе термин «формация» Левинсон-Лессинг применил «в смысле стратиграфической совокупности массивных, обломочных и контактных пород, входящих в состав известной диабазовой, диоритовой, гранитной или другой области...» и подчеркнул, что «диабазовая, гранитная, диоритовая формация представляет нечто целое, крупную стратиграфическую единицу, имеющую такое же право на самостоятельность, как меловая, девонская, пермская система (формация)».

По Левинсон-Лессингу, «всякая петрографическая эруптивная формация сразу, вполне естественно, распадается на два отдела: 1) полнокристаллические зернистые породы и 2) порфировые и стекловатые породы, к которым присоединяется еще группа жильных или дайковых пород». В то же время «интрузивные и эффузивные породы представляют два основных и универсальных структурно-генетических типа и могут быть найдены в каждой полно выраженной петрографической формации. Всякая петрографическая формация, а следовательно, и диабазовая, распадается на два отдела: интрузивный и эффузивный, более мелкие подразделения каждого отдела могут быть названы зонами, например собствен-

но порфиритовая, мандельштейновая, или шлаковая, стекловатая, туфовая, обломочная зоны, подобно фациям глубоководной, прибрежной, пелагической.

Далее, в пределах каждого отдела или каждой зоны встречаем мы подразделения, выражающиеся местными фациями (Randfacies, Spaltunggesteine — немецких петрографов), обусловленными местной структурной, стратиграфической или минералогической разностью. Так, в эффузивном отделе можно указать фацию лабрадоро-порфиритовую, вариолитовую, авгито-порфиритовую, энстатито-порфиритовую, фацию плотных диабазов и т. д. В интрузивном отделе есть фация протеробазовая, норитовая, кварцево-диабазовая, порфировидная и т. д., подобно фации аммонитовой, птеринеевой, коралловой и т. п.» (Левинсон-Лессинг, 1898; цит. по 1952, стр. 50—52).

Таким образом, Левинсон-Лессинг один из первых предложил использовать представления о формациях и фациях, выработанные при исследовании осадочных толщ, применительно к магматическим, в частности к вулканогенным, породам. Следуя принципам Вернера, он подчеркивал значение формаций как стратиграфической совокупности пород, имея в виду, по-видимому, возрастную близость всей серии входящих в состав формации пород вместе со всеми их разновидностями, которые он объединял в отделы, если они отличаются структурными особенностями (полнокристаллические, порфировые или стекловатые) или формами залегания (интрузивными, эффузивными, жильными или дайковыми), в зоны, включающие породы, сформированные в разных частях лавовых потоков, и, наконец, фации, различия между которыми определяются местными особенностями структуры, стратиграфического положения или минералогического состава.

В этой сложной системе построений Левинсон-Лессинг обращал внимание на зависимость определенных типов пород, отличающихся структурными особенностями, от глубины их формирования, ссылаясь при этом на Рихтгофена (Richthofen, 1886, стр. 538). В таком смысле подобные построения предвосхищают и более поздние концепции, связанные с представлениями о фациях глубинности магматических пород.

Одновременно с работой Левинсон-Лессинга аналогичные попытки применения терминологии, выработанной при изучении осадочных толщ, к магматическим породам были предприняты Рейером (Reyer, 1888). Однако он считал, что понятие формация в интерпретации Вернера противоречиво, так как, с одной стороны, опирается на представление о том, что формации характеризуют определенные эпохи, с другой стороны, отличается конкретным вещественным составом, а состав пород, т. е. петрографические признаки, как писал Рейер, «нельзя применять для определения относительного возраста образований» (Reyer, 1888, стр. 309). Вследствие этого Рейер рассматривал главным образом различные фации — эоловые, морские, рифовые и другие, в том числе и эруптивные, а проблему выделения формаций сколько-нибудь обстоятельно не обсуждал, но в частных описаниях, например «сланцевых фаций», отмечал, что они могут входить в состав различных формаций.

К концу прошлого столетия появились также совсем иного плана концепции, в которых анализу подверглись проблемы выделения различных сообществ магматических пород.

Во-первых, Джадд (Judd, 1886) отметил различие между изверженными породами Чехии и Венгрии, особенности изверженных пород Италии и Оверни, сходство пород Гебридских и Фарерских островов с лавами Исландии и предложил выделять петрографические провинции. Это понятие охватывало «области, в которых изверженные породы, относящиеся к определенному периоду извержения, имеют общие черты химического и минералогического состава, отличные от тех же пород в других областях» (Левинсон-Лессинг, Струве, 1937,

стр. 429). Позднее Вашингтон (Washington, 1906) аналогичным образом выделил под названием комагматических «изверженные породы (или области, в которых они встречаются), отличающиеся химическими и минералогическими особенностями, указывающими на общность их происхождения» (Левинсон-Лессинг, Струве, 1937, стр. 152).

Во-вторых, Брёггер (Brögger, 1894) выделил петрографические серии как «совокупность горных пород, связанных между собой переходами, относящихся к какому-либо одному структурному классу (эвгранитовых, гипабиссальных или эффузивных пород), обладающих известными общими признаками минералогического и химического состава и в то же время представляющих постепенное изменение состава одного крайнего члена серии к другому» (Левинсон-Лессинг, Струве, 1937, стр. 248).

Таким образом, были предприняты разнообразные попытки выделить различные сообщества магматических горных пород, отличающихся некоторыми общими для них особенностями состава, типичных для определенных территорий и близких по возрасту. Как отмечает Левинсон-Лессинг, элементы подобных представлений можно найти уже у Фогельзанга (Fogelsang, 1872), но в целом они являются следствием общего развития вернеровских представлений о формациях, как о типовых сообществах горных пород, имеющих определенный возраст.

В текущем столетии представления о гранитах, диоритовых, габбро-перидотитовых и других аналогичных формациях стали обычными, и многие исследователи в нашей стране стали привлекать название формаций именно в таком смысле. Примером может служить, в частности, большая работа И. В. Белова (1963), в которой описана «кайнозойская базальтовая формация юга Восточной Сибири», т. е. серия пород, обладающих близким составом и типичных для определенного интервала геологического времени. В данном примере речь идет о трахибазальтовой формации, образовавшейся в течение третичного и четвертичного периодов в Прибайкалье, но в общий обзор вовлекаются также близкие к ним по составу и возрасту породы других территорий. В зависимости от условий образования формации у И. В. Белова расчленяются на фации субвулканические, покровные и пирокластические. Аналогичные подходы к проблеме могут быть найдены и во многих других работах, опубликованных в нашей стране.

Однако сам Левинсон-Лессинг в поздних работах изменил первоначальное определение формации и ввел в него гипотетические представления об общности магматического очага, из которого возникают изверженные породы данной формации. Он писал (Левинсон-Лессинг, 1940; цит. по 1955, стр. 7), что «под петрографической формацией мы понимаем совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, т. е. породы, непосредственно из нее возникшие, контактные ее действия, продукты сплавления и ассимиляции посторонних масс, связанные с ней пегматитовые и гидротермальные жилы, месторождения руд и нерудных ископаемых. Таковы, например, гранитовая формация, габбро-перидотит-пироксенитовая формация, базальтовая формация и т. п.»

Известные вариации того же типа определений представляют термины «магматический комплекс» и «магматическая формация» в работах Г. Д. Афанасьева. В его изложении «под магматическим комплексом понимается совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из одного магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза» (Афанасьев, 1960, стр. 200). Магматическая же формация, по Афанасьеву (там же), — это «ассоциация пород определенной фациальной принадлежности (эффузии, экструзии, интрузии, гипабиссальные интрузии), образовавшаяся в результате внедрения магмы в

верхний структурный ярус; внедрение, отвечающее отдельной фазе дифференциации глубинного магматического очага». Количество гипотетических положений в этом определении еще сильнее возросло по сравнению с тем, что было предложено в поздних работах Левинсон-Лессингом, вследствие чего возможности субъективного толкования такого определения резко расширились.

В зарубежной литературе термин «формация» по отношению к магматическим породам не применялся, за редкими исключениями, например в работе Циркеля (Zierkel, 1893, стр. 745), где этот термин применяется в смысле генераций минералов, возникающих в различные этапы кристаллизации эффузивных пород.

При выделении различных сообществ магматических пород пользовались представлениями о петрографических провинциях, о комагматических областях (или сообществах — assemblage — изверженных пород), о родственных группах (Sippe, Kindred) или ветвях (Stamm), а затем появились работы, в которых были предприняты попытки выделить различные ассоциации изверженных пород. Одной из первых работ подобного рода явился труд Гольдшмидта (Goldschmidt, 1922), в котором он выделил в Норвегии два типа естественных, как он назвал, ассоциаций интрузивных пород, сходных по принадлежности с определенной систематической группой пород, но отличающихся по минералогическому составу.

Взгляды Гольдшмидта близки воззрениям Тирреля (1932; Tyrrell, 1926), выделявшего «родственные группы», в которые он объединял серии или свиты изверженных пород с родственными химическими и минералогическими чертами, и, по-видимому, генетически связанные. Он выделил, в частности, ассоциации гранодиорит-андезитовую, слюдяных диоритов, чарнокит-андезитовую и трахидолеритовую, или трахибазальтовую. Позднее Кеннеди и Андерсон (Kennedy, Anderson, 1938) выдвинули общее представление о вулканических и плутонических ассоциациях, возникающих в результате переплавления гранитной (плутонические) или базальтовой (вулканические) оболочек Земли.

Проблемой естественных ассоциаций горных пород занимался также А. Н. Заварицкий (1946, 1950а) в связи с петрохимическими исследованиями. Он отметил, что «естественная ассоциация горных пород, т. е. совокупность горных пород, связанных так или иначе в своем происхождении, определяется территорией, на которой эти породы встречаются, и геологическими условиями их нахождения. В различных местах земного шара могут повторяться сходные между собой ассоциации горных пород. Их сравнение и сопоставление приводит к понятию типов петрографических провинций, петрографических формаций, родственных групп (Sippe, Kindred) или ветвей (Stamm) и т. д. Такие понятия являются уже обобщением фактических данных, и рациональные методы сравнения и сопоставления химических особенностей естественных ассоциаций могут и должны явиться одним из главных средств при установлении этих понятий» (Заварицкий, 1950а, стр. 195).

В дальнейшем Тиррель развил свои идеи о типовых ассоциациях изверженных пород и попытался сопоставить их с определенными этапами развития геологических структур (Tyrrell, 1955). По Барту (1956, стр. 189; Barth, 1952), «дополнительные исследования обнаружили, что сходные сериальные черты часто характерны для большого числа провинций, удаленных географически, но имеющих аналогичное геологическое положение». Это позволило Барту тоже выделить ряды естественных ассоциаций изверженных пород.

Наиболее обстоятельным исследованием такого плана, рассматривающим главные типы подобных ассоциаций, является обобщающая работа Тернера и Ферхугена (1961; Turner, Verhoogen, 1951; 1960), дважды переизданная и переведенная на русский язык со второго издания. Как подчеркивается в этой работе, результаты изучения петрографических про-

винций приводят к выводу о том, что «определенные горные породы явно стремятся объединиться в ту или иную стандартную ассоциацию. Породы таких характерных ассоциаций называют родственными породами... Индивидуальность каждого из этих родственных рядов выражается как в химических, так и в петрографических характеристиках» (Тернер и Ферхуген, 1961, стр. 77). Приводя описание многих типовых ассоциаций, Тернер и Ферхуген отмечают, что принятый ими порядок описания произволен и что ими дана только очень общая разбивка пород на обширные группы, объективная правильность которой «вряд ли может быть доказана». Вместе с тем они указывают, что хотя подобные ассоциации «нельзя подразделить на некоторые главные ряды применительно к их генезису» (там же, стр. 149), но все же можно установить их приуроченность к определенным тектоническим условиям.

В итоге длительной и сложной истории исследования горных пород, как осадочных, так и изверженных, термин «формация» в немецкой и американской литературе получил четко выраженное стратиграфическое значение, а к изверженным породам вообще не применялся, тогда как в английской и французской литературе этот термин в каком-либо специализированном понимании вообще был устранен из обращения. На этом фоне важно более полно рассмотреть дальнейшую судьбу этого термина в нашей стране после выхода в свет работы Левинсон-Лессинга (1888), посвященной описанию диабазовой Олонецкой формации.

В 30-х годах XX в. М. А. Усов (1932, 1936, 1939) выступил с общей системой представлений, в которых формации рассматривались как стратиграфические единицы, т. е. принципиально в том же смысле, как и у американцев. Как отмечал Н. П. Херасков (1967, стр. 13), М. А. Усов «считал существенными для формаций две особенности: сходные условия образования и ограничивающие формацию перерывы». От этого определения, в сущности, не отличается и понятие формации, предложенное В. И. Поповым, впервые применившим этот термин в 30-х годах (Попов, 1938), но давшим ему определение значительно позже (Попов, 1948). По Попову, геологическая формация — это «генетический комплекс горных пород, связанных друг с другом непрерывностью своего развития и распространения во времени и в пространстве и отделенных перерывом, скачком своего развития и распространения от других, смежных с ним комплексов» (Попов, 1948, стр. 84). Таким образом, как подчеркивал Н. П. Херасков (1952), это определение очень близко к тому, которое было предложено М. А. Усовым.

Коренным образом отличается от этих представлений определение формации, предложенное Н. С. Шатским. В первых же работах (Шатский, 1939б) он подчеркнул, что главное в предлагаемом им учении о формациях — это выделение парагенезов пород. Известное наиболее полное определение формаций, сформулированное Шатским (1960), устанавливает, что «осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности» (Шатский, 1965б, стр. 153).

В таком определении, как подчеркивал Шатский, не содержится никаких гипотетических предпосылок, в частности о генезисе пород, а вместе с тем раскрывается способ выделения формаций. «Формации представляют собой парагенезы горных пород, поэтому каждый их вид отличается от другого своим, особым парагенезом пород, а также составом слагающих его членов (пород, пачек, отложений) и пространственным взаимоотношением между ними» (там же). «Парагенезис осадочных и вулканогенных пород, слагающих формации, выражается в том, что в осадочной оболочке закономерно и определенно повторяются ассоциации горных пород, во-первых, в виде фациальных рядов и, во-вторых, в фор-

ме фациальных сочетаний. Фациальным рядом я называю ряд одновозрастных пород, в латеральном направлении фациально замещающих друг друга. Под фациальным сочетанием подразумевается совокупность пород, фациально сопряженных, связанных совместным нахождением в формации, а не взаимным переходом при помощи замещения, как в фациальных рядах (Шатский, 1960; цит. по 1965б, стр. 156).

Рассматривая проблему иерархии систематических категорий в литологии, Шатский отмечал, что формации занимают наиболее высокое положение. В наслоенных осадочных минеральных массах земной коры, как он считал, можно различать следующие таксономические единицы: А. Осадочные горные породы, отличающиеся по химико-минералогическому составу и структуре пород, отражающим условия их образования. В. Ассоциации осадочных горных пород, распадающиеся на две существенно различные естественные группы: 1) отложения различного типа и происхождения, представляющие, в сущности, литолого-генетические комплексы, или генетические типы отложений, и 2) формации — самые крупные таксономические единицы осадочной оболочки, представляющие естественные сложные сообщества, членами которых являются различные по типу и происхождению осадочные породы и отложения. Особенности этих сообществ, по Шатскому, связаны с особенностями развития крупных тектонических структур земной коры. «Характерно для формаций также и то, что в некоторые из таких напластованных толщ входят не только осадочные породы и отложения, но и вулканиты, лавы и их пирокластические дериваты. Только в таксономических единицах этой категории могут ставиться и решаться вопросы о влиянии на осадкообразование вулканических процессов» (Шатский, 1965б, т. 3, стр. 154).

Сопоставления с зарубежными работами привели Н. С. Шатского к выводу о том, что «для формаций характерна сложность строения и комплексность состава; это выражается, в частности, в английском термине assemblage (собрание), которым обозначаются в американской литературе комплексы осадочных пород, близкие к нашим формациям или в данном П. Ниггли для аналогичных образований наименовании Gesteinsassociation» (там же, стр. 155). Отметив закономерную смену во времени (по стратиграфической вертикали) одних формаций другими, Шатский предложил подобные последовательно сменяющие друг друга формации называть формационными рядами.

Такой подход к проблеме выделения формаций, опирающийся на представление о них как о парагенезисах пород, во-первых, освободил исследователя от необходимости рассматривать формации как возрастные подразделения стратиграфической шкалы или возрастные группы, отвечающие эпохам созидания земного шара, т. е. избавил от необходимости сохранения вернеровских принципов выделения формаций, во-вторых, позволил не связывать понятие формаций с проблемой происхождения пород и их групп, далеко не всегда ясной. Более того, этот подход открыл перспективу исследования естественных ассоциаций, объединяющих горные породы различного происхождения, такие, например, как осадочные, с одной стороны, и вулканогенные — с другой.

Формации Шатского охватывают полигенетические группы пород и, следовательно, ничего общего не имеют ни с формациями в понимании Вернера и продуктами их преобразования в представлении различных исследователей, ни с различными, так называемыми генетическими подходами к выделению формаций.

Это принципиально новое учение о формациях одновременно с Шатским развивал Н. П. Херасков (1952, 1963, 1964, 1965). Он дал развернутое определение понятия «формация» (Херасков и др., 1952) и показал возможность различать формации конкретные и абстрактные. Как писал Н. П. Херасков (1952; цит. по 1967, стр. 18), «термин формация употребляется в двух различных, хотя и тесно связанных друг с другом смыс-

лах — конкретном и абстрактном. Когда в каком-либо районе устанавливается или описывается какая-нибудь формация, например флиш, то при этом подразумевается некоторое конкретное геологическое тело или система тел определенного местонахождения и определенного геологического возраста... Это конкретная формация. Но также возможно установление и описание флишевого парагенезиса вообще. Такое понимание будет уже абстракцией, объединяющей сходные конкретные формации независимо от их возраста и местонахождения, причем, как принцип всякой абстракции, необходимо пренебречь рядом признаков, свойственных конкретным формациям. Это уже абстрактная формация или формационный тип. Отношение между конкретной и абстрактной формацией аналогично отношению индивидуума и вида в биологии».

Н. П. Херасков распространил представление о формациях на магматические породы и рассмотрел обстоятельно также вопрос о границах формации, не связанных, конечно, ни с изохронами, ни с перерывами, отвечающими случайным срезам геологической структуры и не имеющими того значения, которое им приписывал ранее М. А. Усов и другие исследователи. Ограничения формаций, по Хераскову, определяются, как в латеральном направлении, так и по вертикали, появлением новых парагенезов, или, иначе говоря, сменой другими формациями, а отнюдь не перерывами или изохронами.

В приложении к магматическим породам проблему формационного анализа, опирающегося на идеи Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, развил в большой обобщающей работе Ю. А. Кузнецов (1964). Он подчеркнул, что магматические формации «являются только частным случаем или особым проявлением геологических формаций...» (стр. 17), хотя и отличаются от осадочных формаций условиями образования и взаимоотношениями с окружающими породами. По Кузнецову, магматические формации занимают как бы двойственное положение в общем ряду геологических формаций. С одной стороны, они могут быть частным случаем геологической формации или ее особым проявлением, с другой — только частью последней. Магматические формации второго рода, по Кузнецову, — «это преимущественно эффузивные (спилито-кератофировые, диабазовые, андезито-дацитовые и т. д.), в которых собственно магматические образования всегда очень тесно ассоциируют с породами осадочного происхождения, образуя вместе с ними единые сложные по составу эффузивно-осадочные комплексы, или формации, причем в этом последнем случае магматическая формация уже выступает в качестве как бы подформации сложной эффузивно-осадочной геологической формации». Такие оговорки показывают, что в построениях Кузнецова сохраняются элементы тех генетических представлений, которые, в сущности, принципиально исключаются в построениях Шатского и Хераскова, касающихся определения понятия формаций. В целом же, в работе Кузнецова дан первый обстоятельный разбор главнейших типов магматических формаций, значительно более широкий, чем представленный ранее Тернером и Ферхугеном обзор естественных ассоциаций изверженных горных пород, опирающийся на разделение формаций на различные группы в зависимости от структурного их положения.

В работе Ю. А. Кузнецова рассмотрены «магматические формации геосинклинальных этапов развития подвижных зон», «орогенные (главным образом геоантиклинальные) магматические формации», «магматические формации устойчивых областей» и «некоторые особые типы магматических формаций древних платформ». Таким образом, если Тернер и Ферхуген естественные ассоциации в описании располагали, как они отмечали, «в силу необходимости произвольно», то у Кузнецова этот порядок подчинен системе общих тектонических подразделений, отвечающих различным этапом формирования геологических структур. Этот порядок, следовательно, более строг, чем у Тернера и Ферхугена.

Таким образом, в настоящее время сложилась такая ситуация: в зарубежной литературе термин «формация» применяется лишь в стратиграфическом смысле, и то только в некоторых странах (Америка, ГДР, ФРГ), а в нашей стране, наоборот, он истолковывается в самых различных смыслах. Предшествующее изложение отнюдь не исчерпывает разнообразия точек зрения и отражает только некоторые принципиально важные расхождения во взглядах. Тем не менее даже при таком сжатом изложении очевидна крайне сложная и запутанная система определений понятия «формация», применяемая сейчас различными исследователями в нашей стране.

Естественное желание упорядочить существующие разногласия приводит к необходимости избрать один из двух возможных вариантов. Один из них намечен в работах Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, он связан с развитием совершенно нового, принципиально отличного от предшествующих направления в учении о формациях, опирающегося на представление о существовании парагенезов горных пород и свободного от гипотетических предпосылок. В таком плане учение о формациях оказывается близким к тому, которое в том или ином объеме развивается в ряде зарубежных стран в виде учения о естественных ассоциациях горных пород. Второй вариант — отказ вообще от термина формация и замена его другими терминами, такими, например, как геогенерации (Вассоевич, 1951), структурно-вещественные ассоциации (Косыгин, 1964) или другие им подобные.

Пока эти предлагаемые замены не влекут за собой изменения принципиальных основ учения о формациях, предложенного Шатским и Херасковым, они ничего нового не вносят; поэтому использование других названий может привести лишь к дальнейшей терминологической путанице. Если же в связи с введением новых терминов будут предлагаться и иные основы учения об ассоциациях горных пород, то тогда вопрос об этих новых разработках и подходах будет нуждаться в дополнительном и совершенно самостоятельном освещении, которое пока еще нет необходимости приводить в связи с анализом важнейших проблем палеовулканологии.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Имеются многочисленные классификации формаций горных пород, принадлежащие различным исследователям. Однако не все эти классификации могут представлять интерес при изучении вулканогенных формаций. Объясняется это в основном двумя причинами. Во-первых, большинство представлений о формациях затрагивает только проблемы осадочных пород; во-вторых, часто формации рассматриваются не как парагенезы пород, а либо как возрастные, либо как генетические группы пород. Наряду с такими ограничениями, зависящими от исходных представлений о том, что такое формации, обзор классификационных принципов разделения формаций должен быть распространен на аналогичные проблемы в области изучения естественных ассоциаций изверженных пород.

Представление о формациях как о парагенезах пород, так же как и представление об естественных ассоциациях горных пород, возникло в связи с задачей отыскания таких сообществ пород, образование которых может быть поставлено в связь с процессом роста и развития геологических структур. Поэтому наиболее обычные принципы классификации формаций опираются на существующие тектонические классификационные схемы. Именно эти принципы привлечены, например, Ю. А. Кузнецовым (1964) при описании главных типов магматических формаций.

Когда дело касается осадочных формаций, то часто используются так-

же схемы классификации формаций, основанные на данных о систематике климатических обстановок, в которых, как предполагается в таких случаях, возникают различные формации. Этот второй способ использован по отношению к осадочным породам, например, В. М. Синицыным (1967).

Однако следует иметь в виду, что любые объекты следует классифицировать по признакам, характеризующим сами эти объекты, а не в соответствии с классификационными построениями, касающимися иных природных явлений. Странно выглядело бы разделение, скажем, изверженных или осадочных пород не по особенностям минералогического состава и структуры, а по принадлежности к геосинклинальным, орогенным и платформенным структурам или к различным климатическим обстановкам. Между тем разделение формаций по тектоническому или климатическому принципам считается обычным. Объясняется это во многих случаях недостаточной строгостью подхода к исходному определению понятия формации. Если пользоваться этим понятием в том смысле, как это указывали Н. С. Шатский и Н. П. Херасков, то неизбежно должна быть принята классификация формаций на основании данных о парагенезах пород, различных для разных формаций.

Н. С. Шатский (1960; цит. по 1965, стр. 154) не пытался дать общую классификацию формаций, но обращал внимание на то, что «особенности этих сообществ связаны с особенностями развития крупных тектонических структур земной коры, поэтому в систематике формаций основные подразделения различаются по тектоническому принципу (платформенные, геосинклинальные формации и т. д.)». Наиболее полно точка зрения на вопросы классификации формаций высказана им в докладе, прочитанном на второй сессии Комиссии по проблеме «Закономерности размещения осадочных полезных ископаемых» 5 февраля 1959 г. и опубликованном посмертно. «Мне думается, — писал Н. С. Шатский (1965а, стр. 181), — что при изучении формаций, когда мы касаемся вопросов их разграничения и нахождения родственных связей, т. е. когда мы вынуждены прибегать к каким-то, может быть, очень примитивным, но классификациям или сопоставлениям, — тогда мы должны подумать если не о классификации, то о принципах классификации. Мне представляется, что единственно возможной классификацией формаций могла бы быть такая. Первая громадная группа — это группа геосинклинальных формаций, которая делится на 2—4 подгруппы: формации эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, формации краевых прогибов. Дальше вся эта группа делится на формации ранних стадий развития земной коры, резко отличных от последующих, формации палеозойской стадии, формации альпийской стадии. Вторая большая группа — платформенная, где также можно выделить целый ряд подразделений. Далее эти группы должны классифицироваться по второму принципу — климатическому (в особенности это касается миогеосинклиналей, краевых прогибов и особенно платформ)... Таким образом, основа классификации является достаточно стройной, т. е. она не имеет никаких исключений. Эта классификация построена по двум принципам распределения формаций, если не считать возраста, который очень важен».

Однако Шатский оговаривался в том же докладе, что «принципы, которые нужно класть в систематику формаций, должны находиться в строгом соответствии и с полным определением термина «формация». В основу систематики должны быть положены опять-таки парагенезы. Если это сделать, то мы придем к совершенно определенным выводам о принципах систематики» (Шатский, 1965а, стр. 182). Вместе с тем Шатский (1960; цит. по 1965а, стр. 156) считал, что «распознавая в ассоциациях эти две естественные группы (имеются в виду фациальные ряды и фациальные сочетания — *И. Л.*) и далее выделяя в них различные виды фациальных рядов и сочетаний, мы сможем приблизиться к раскрытию важ-

нейшего вопроса об естественной классификации формаций, о внутреннем их строении и, в конечном итоге, о происхождении осадочных ассоциаций».

Поясняя мысли Н. С. Шатского по вопросам классификации формаций, Н. П. Херасков (1965) отмечал, что «естественную классификацию формаций представляется правильным основывать на наблюдаемых п а р а г е н е з а х ф о р м а ц и й (разрядка наша. — *И. Л.*), т. е. на том же принципе, на котором основано выделение самих формаций. Н. С. Шатский предложил разделение формаций по тектоническому принципу на платформенный и геосинклинальный классы. Однако эту классификацию можно считать и парагенетической, так как конкретные формации каждого класса образуют крупные формационные комплексы из многих парагенетически связанных формаций» (Херасков, 1967, стр. 278). По мнению Н. П. Хераскова (1967, стр. 378), однако, «разделение формаций всего на два класса представляется недостаточным, так как очень характерная группа сходных между собой формаций, возникающих в областях с горным рельефом и образующих особые формационные комплексы, попадает частично в один класс, а частично в другой. Он считал «правильным разделять формации на три класса: платформенные, геосинклинальные и орогенные. При таком разделении признаки, свойственные каждому классу формаций, становятся более определенными» (там же).

Общая «парагенетическая» классификация формаций дана Н. П. Херасковым в следующем виде:

I. Платформенные формации: а) автохтонные, б) аллохтонные.
II. Геосинклинальные формации: а) автохтонные, в) аллохтонные.
III. Орогенные формации (автохтонные): 1) геоантиклинальные, 2) эпигеосинклинальные, 3) катаплатформенные, 4) метаплатформенные.

Такая система подразделений была предложена Н. П. Херасковым на основании сравнительного анализа данных по геологии Евразии, полученных при составлении тектонической карты этой обширной территории. Тем не менее он придавал ей, конечно, общее значение. В соответствии с этой системой Херасков дал характеристику изверженных пород, принадлежащих трем главным группам формаций.

Среди платформенных формаций изверженные породы, по его мнению, встречаются эпизодически. Особое место занимает трапповая формация, состоящая в основном из лав и туфов базальтового состава, ассоциирующихся с континентальными отложениями. К трапповой формации, по Хераскову, относятся также липаритовые интрузии, а что касается гранитных интрузий на щитах и других выступах складчатого основания платформ, то он полагал, что большинство из них возникло в стадию орогенных преобразований, поэтому они не могут считаться типичными платформенными. К платформенным образованиям Херасков относил также кимберлитовую, гипербазитово-щелочную и нефелиново-сиенитовую формации.

Для геосинклинальных магматических формаций типично преобладание базальтовых и андезитовых пород, включая спилиты. Кислые породы имеют подчиненное значение и парагенетически связаны с более основными. «Однако иногда кислые породы (гранитоиды, порфиры и кварцевые порфиры) появляются самостоятельно без явной связи с основными породами. По сравнению с трапповой формацией и другими эффузивными образованиями платформенных комплексов геосинклинальные вулканогенные серии обычно имеют более разнообразный состав ... Для геосинклинальных вулканогенных серий характерна также ассоциация с разнообразными морскими осадочными породами, которая встречается даже тогда, когда есть основания считать часть вулканогенных пород продуктами наземных извержений» (Херасков, 1967, стр. 382).

Наряду с вулканогенными сериями к геосинклинальным магматическим формациям Херасков относил комагматичные с ними интрузии габбро-диорит-плагиогранитного и габбро-диорит-сиенитового состава, а также самостоятельные формации гипербазитов. Что касается гранитных интрузий, то, по мнению Хераскова, «многие из этих интрузий синхронны орогенным формациям», поэтому различить геосинклинальные и орогенные формации гранитоидов пока затруднительно. «По-видимому, к геосинклинальным образованиям относятся все массивы с согласными гранито-гнейсовыми контактовыми частями и массивы, переходящие в мигматиты, которые обычно древнее дискордантных массивов, но часть последних также входит в геосинклинальную группу» (там же, стр. 383).

К орогенным магматическим формациям Херасков относил «продукты наземных вулканических извержений, которые могут тесно сочетаться с осадочными породами..., но чаще образуют самостоятельные формации и группы формаций, в которых вулканогенные породы господствуют... По сравнению с геосинклинальными образованиями в орогенных комплексах возрастает значение кислых пород, но широко распространены также толщи основных и средних пород и толщи смешанного состава. Часто отмечается повышенная щелочность пород, а щелочные базальты на континентах, возможно, свойственны только орогенным формациям. Частично в непосредственной связи с вулканогенными толщами, но иногда и обособленно, встречаются интрузии разного состава гранитоидов, особенно интрузии гипабиссального типа... В связи с гранитами, а частично образуя самостоятельные тела, широко распространены интрузии нефелиновых сиенитов с разнообразными дериватами» (Херасков, 1967, стр. 384).

Рассматривая классификацию формаций Н. П. Хераскова — одного из основателей формационного метода, опирающегося на парагенетические основы, можно видеть, что ее автор в большей степени стремится обосновать существование различных категорий тектонических структур, чем выяснить возможные парагенезы пород, пачек, слоев, толщ и т. п., которые собственно и определяют особенности строения и состава различных формаций. При этом подходе формационные типы выделяются предположительно, их характеристика оказывается недостаточно четкой, а принадлежность к определенному классу неясной.

Ю. А. Кузнецов (1964) в принципе придерживается классификационной схемы Н. П. Хераскова (1963, 1965). Как он пишет (1964, стр. 29), «на разных стадиях работы над темой автор опубликовал несколько вариантов классификаций, которые устарели и были отвергнуты одна за другой (Кузнецов, 1958, 1960а, б, 1961)». Вариант классификации магматических формаций, опубликованный Ю. А. Кузнецовым в 1964 г., отличается наибольшей полнотой и пока является достаточно совершенным примером подобного рода. Выглядит этот вариант следующим образом:

Формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон

А. Ряд эффузивных и эффузивно-интрузивных формаций. Спилито-кератофировая группа: 1) спилито-диабазовая, 2) кварц-кератофировая.
Б. Ряд интрузивных формаций. Габбро-плагиогранитная группа: 1) габбро-диорит-диабазовая, 2) габбро-пироксенит-дунитовая, 3) габбро-плагиогранитная, 4) плагиогранитная.
В. Гипербазитовая формация.

Орогенные, главным образом геоантиклинальные формации подвижных зон

А. Ряд эффузивных формаций. Базальт-андезит-липаритовая группа: 1) андезитовая, 2) трахиандезитовая, 3) липаритовая.

Б. Ряд вулканогенных интрузивных формаций. Габбро-диорит-гранодиоритовая группа: 1) габбро-диорит-гранодиоритовая, 2) габбро-монцонит-сиенитовая, 3) формация субвулканических гранитов.

В. Ряд батолитовых гранитоидных формаций: 1) формация гранитных батолитов, 2) формация гранодиоритовых батолитов, 3) формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава

Формации устойчивых областей

А. Ряд эффузивно-интрузивных (покровно-силловых) формаций: 1) траппповая (толеито-базальтовая), 2) щелочная оливино-базальтовая (трахибазальтовая) континентов, 3) щелочная оливино-базальтовая (трахибазальтовая) океанов, 4) щелочно-базальтоидная (нефелино-лейцит-базальтовая).

Б. Ряд формаций центральных интрузий и трубок взрыва: 1) кимберлитовая, 2) формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, 2) формация центральных интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов, 4) формация гранитных и габбро-гранитных центральных интрузий.

Некоторые особые типы формаций щитов и ранних стадий развития древних платформ

А. Ряд мигматитовых формаций: 1) формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов, 2) формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов.

Б. Ряд габбро-гранитных формаций ранних этапов установления платформенного режима на древних платформах: 1) формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, 2) формация рапакиви, 3) формация анортозитов.

Ю. А. Кузнецов предполагает, что, помимо перечисленных главных формационных типов, могут быть установлены и другие, так как по мере исследования естественных ассоциаций изверженных горных пород выявляются новые закономерности и соответственно выделяются новые формационные типы. Кроме того, возможна, как отмечает Кузнецов, детализация предложенной им классификации, т. е. более дробное расчленение магматических формаций. Что касается формационных типов, то они по этой схеме объединяются в ряды или группы формаций.

Для вулканогенных формаций общая классификационная схема была предложена Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969) в связи с исследованием проблемы влияния вулканизма на образование осадков. В этой схеме впервые отражены взаимосвязи между вулканогенными и осадочными породами (табл. 6).

Во всех подобных классификациях речь может идти только о самом общем подходе к систематике формаций и даже, в сущности, не формаций, а формационных рядов, которые отвечают процессу роста и развития некоторых главных типов геологических структур. Только в этом смысле можно говорить о подразделении формаций на платформенные и геосинклинальные, как предлагал в самом общем виде Н. С. Шатский, или на платформенные, орогенные и геосинклинальные, как писал об этом Н. П. Херасков.

В конкретных исследованиях ни Н. С. Шатский, ни Н. П. Херасков не исходили из каких-либо предварительных классификационных схем. Например, Н. С. Шатский постоянно указывал на необходимость описания формаций, включающего прежде всего характеристику парагенезов ввиду того, что «до сих пор нет достаточно подробной, пригодной для практических целей формационной систематики» (Шатский, 1954; цит. по 1965а, стр. 64). Выделяя две большие группы формаций, в парагенезах которых встречаются «марганцерудные залежи», а также подразделения внутри этих групп, Шатский подчеркивал, что «эта классификация очень грубая, упрощенная. Вероятно, чисто петрографическая терминология как формаций, так и их групп и рядов не может считаться ни разработанной, ни вполне удовлетворительной. Классификация эта подвергнется сильным изменениям в дальнейших исследованиях вулканогенно-осадочных образований, в особенности, когда будут изучены парагенезы и типы

Таблица 6

Вулканогенные формации, по Г. С. Дзоценидзе (1965)

Формации	Состав вулканогенной серии	Осадочный компонент	
		характерный	редкий
I. Геосинклинальные			
Доорогенные	Спилит-порфирит-диабазовые, обилие вулканокластического материала	Терригенный (чаще граувакки, реже аргиллиты, аркозы)	Карбонатный
Синорогенные	Кислые, преимущественно дацитовые; в зонах воздымания.	Не характерен	—
	Диабазо-порфиритовые; туфовый материал отсутствует или очень редок	Терригенные, часто угленосные отложения	—
Посторогенные	Оливин-базальт-трахитовые, преимущественно наземные	Чаще с красноцветными отложениями лагунно-континентального характера	
	Лейцитовый базальт — щелочной трахит	Терригенные, граувакковые	Карбонатный
II. Складчатых областей	Андезит-липаритовые	Озерные диатомитоносные (локально)	
III. Платформенные	Трапповые	Аргиллиты, иногда озерные	Терригенный, крупнее алевролитов
	Пикрит-базальт-фонолитовые	Карбонатные	

переслаивания различных лав и пирокластических пород с разнообразными карбонатными и терригенными осадочными слоями; однако для целей настоящей работы предлагаемое разделение вполне достаточно» (Шатский, 1955; цит. по 1965а, стр. 17). Таким образом, и Н. С. Шатский считал классификационные схемы лишь временными вспомогательными построениями, которые должны в дальнейшем развиваться и уточняться в связи с успехами в исследовании конкретных формаций.

В зарубежной литературе вопросы классификации естественных ассоциаций изверженных пород наиболее полно разработаны Тернером и Ферхугеном (1961; Turner, Verhoogen, 1951, 1960). Они рассмотрели вулканические ассоциации, включающие «все сопутствующие изверженные породы, как интрузивные, так и, несомненно, эффузивные, генетически связанные с единым циклом вулканической деятельности...» Ими выделены: «1. Ассоциация щелочных оливиновых базальтов, широко распространенная на континентах и в океанических бассейнах. 2. Ассоциация толеитовых базальтов — кварцевых диабазов, развивающаяся в неорогенных континентальных условиях, однако известная также и на океанических островах. 3. Ассоциация лейцитовых базальтов — калиевых трахибазальтов негеосинклинальных континентальных регионов. 4. Спилито-кератофировая ассоциация геосинклиналей. 5. Ассоциация базальтов, андезитов и риолитов, характерная для орогенных поясов» (Тернер и Ферхуген, 1961, стр. 149). Кроме того, они выделили глубинные ассоциации — основные и ультраосновные и гранито-гранодиоритовые, каждая из которых расчленена на ряд подразделений, а также особо — нефелиновые сиениты, ийолиты и карбонатиты.

Нетрудно видеть, что подразделения естественных ассоциаций в классификации Тернера и Ферхугена во многих случаях отвечают соответ-

ствующим группам формаций в систематике Кузнецова. Тем не менее в этой классификации раскрывается иной подход: основой самых общих подразделений у Тернера и Ферхугена является состав естественных ассоциаций, хотя для каждой группы и оговаривается ее принадлежность к той или иной структурной обстановке.

Рассматривая в целом проблему классификации магматических, в частности вулканогенных, формаций или естественных ассоциаций изверженных горных пород, необходимо иметь в виду, что конкретные формации всегда выделяются на основании данных об их парагенезисе или, если пользоваться терминологией Тернера и Ферхугена для естественных ассоциаций, о свойственных им родственных рядах пород, а также по данным о том, что тот или иной парагенез или родственный ряд действительно является закономерным сочетанием, типичным для разных территорий и различных геологических ситуаций. Что касается объединения формаций или естественных ассоциаций в группы некоторой общей классификации, то это объединение может быть произведено на основе различных принципов, в зависимости от целей и задач исследования. Если речь идет о тектонических исследованиях, то результаты, полученные в итоге исследований конкретных формаций, естественно сгруппировать по тектоническому принципу, если же ставить петрологические или иные цели, то и группировка соответственно может быть принята по другому общему плану. Во всех случаях подобная классификация является отражением современных знаний о конкретных формациях или естественных ассоциациях горных пород, поэтому всегда будет расширяться и уточняться в процессе последующих исследований.

НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ (АССОЦИАЦИЙ)

Вулканогенно-осадочные формации были рассмотрены Н. С. Шатским (1954, 1955) на ряде примеров. Ему принадлежит, в частности, описание группы вулканогенно-кремнистых формаций, которые он выделил, изучая закономерности распределения марганцевых и фосфоритных месторождений в осадочных толщах. Эти примеры имеют сейчас принципиальное значение, так как определяют методические основы, на которые опирался основоположник современного формационного метода Н. С. Шатский при изучении конкретных формаций. Хотя с момента появления этих описаний прошло сравнительно немного времени, тем не менее сейчас уже имеются разнообразные данные для характеристики также и других вулканогенно-осадочных формаций.

Л. Н. Формозова детально изучила (1962, 1963, 1965, 1968) вулканогенно-осадочные формации, с которыми связаны месторождения железа; в частности, она выделила ряд вулканогенно-карбонатных формаций (Формозова, 1968). Рассмотрен тип вулканогенно-терригенных формаций — вулканогенно-осадочные формации с преобладанием вулканокластических отложений (А. А. Гаврилов, 1968). Благодаря трудам И. В. Хворовой, возглавляющей работу по детальному исследованию литологического состава вулканогенно-осадочных формаций, существенно расширены наши знания о вулканогенно-кремнистых (Хворова, 1968), фосфатоносных (Бродская, Ильинская, 1968), марганценосных (Соколова, 1968) формациях. Получены разнообразные данные и о вулканогенно-красноцветных формациях (Анатольева, 1960, 1964; Бровков, 1967; Лучицкий, 1960). Проблема вулканогенно-осадочных формаций рассмотрена в общем виде Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969). По инициативе Дзоценидзе, шестое Всесоюзное литологическое совещание в 1962 г. в Тбилиси было специально посвящено обсуждению проблемы вулканогенно-осадочных формаций и связанных с ним полезных ископаемых. Материалы этого совещания опубликованы в 1965 г. в сборнике «Вулканогенно-осадочные формации и

полезные ископаемые». На этом совещании И. В. Хворова (1965) выдвинула принцип целевой типизации вулканогенно-осадочных формаций и предложила различать следующие три группы этих формаций: вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-известняковые (вулканогенно-карбонатные), вулканогенно-обломочные.

Вулканогенно-кремнистые формации

Сведения о вулканогенно-кремнистой группе формаций приведены в первую очередь по данным Н. С. Шатского (1954, 1955) и дополнены материалами более поздних исследований И. В. Хворовой и Л. Н. Формозовой. По Н. С. Шатскому (1954, 1955), эти формации широко распространены и охватывают очень большую группу весьма изменчивых образований, с которыми связаны многие крупнейшие месторождения марганцевых и фосфоритных руд. Типичным признаком этих групп является связь кремнистых пород, входящих в состав рассматриваемых формаций, с вулканическими, эффузивными образованиями. Эта связь двоякая. В одних случаях она устанавливается по непосредственному переслаиванию вулканических и кремнистых пород и «по непосредственной фациальной смене одних из этих пород другими» (Шатский, 1965а, стр. 64). В других случаях эта связь более отдаленная; она выражается в том, что кремнистая и вулканогенная толщи принадлежат к одному и тому же стратиграфическому горизонту, несмотря на расположение тех или других в различных структурных условиях (в разных частных прогибах единой геосинклинальной системы и т. п.).

Хорошо известны породы *яшмовой формации*. В одних разрезах они представлены чередованием мощных (до 50—100 *м*) пачек различно окрашенных (вишнево-красных, сургучных, фиолетовых, зеленых и даже белых) яшм с покровами диабазов и порфиритов, переслаивающихся с зеленоватыми или серыми, всегда полимиктовыми песчаниками. В других районах яшмы образуют мощные толщи, лишенные диабазов, но сопровождаемые прослоями терригенных пород, особенно часто в верхах толщ. Связь яшм с эффузивами распознается и во втором случае, так как яшмовые толщи налегают непосредственно на эффузивные зеленокаменные толщи. Подчиненное значение в яшмовой формации имеют редкие, но постоянные прослои кварцитов. Типичной чертой яшмовой формации является парагенез яшм с вулканическими образованиями преимущественно основного состава (покровы излившихся пород, туфы, вулканические агломераты и т. п.). Эти две группы пород относятся к обязательным элементам строения формации. Другие отложения, терригенные и карбонатные, присутствуют в комплексах яшмовой формации, но не являются обязательными. Примеры яшмовых формаций, приведенные Шатским, включают нижнекембрийские или верхнерифейские отложения Центрального Казахстана (кизылтавская свита Н. А. Штрейса, 1938, и уртынджальский комплекс А. А. Богданова, 1948), готландские и девонские отложения зеленокаменной полосы Южного Урала (бугулыгырская свита Л. С. Либровича, 1933), яшмовые толщи древнепалеозойских отложений Европы (каледониды Норвегии и Великобритании), Северной Америки (каледонский пояс северных Аппалач), верхнего палеозоя Азии (яшмы Японии), палеозойских Кордильер США, а также мезозойские отложения (Альпы, Невада, Калифорния и др.).

Изменчивость строения яшмовой формации определяется колебаниями в ее составе вулканических образований. При резком увеличении вулканогенных пород эта формация переходит в вулканогенную, которую обычно называют *зеленокаменной формацией*. По Шатскому, зеленокаменная формация «представляет собой очень сложное, весьма изменчивое в фациальном отношении чередование лав, туфов с прослоями терригенных и карбонатных пород. Из лав главную роль играют диабазы, порфириты и

диабазовые порфириты, которые переслаиваются с толщами вулканических брекчий и туфов того же состава. С этими основными и средними породами постоянно связаны горизонты альбитофиров, ортофиров, кератофиров, так же как и их туфов и вулканических брекчий... Однако в огромном большинстве случаев зеленокаменные формации в целом не представляют собой единого ряда этих пород и являются неоднократным чередованием лав базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, а также богатых калием трахитовых (ортофиры) и липаритовых лав» (Шатский, 1955; цит. по 1965а, стр. 65).

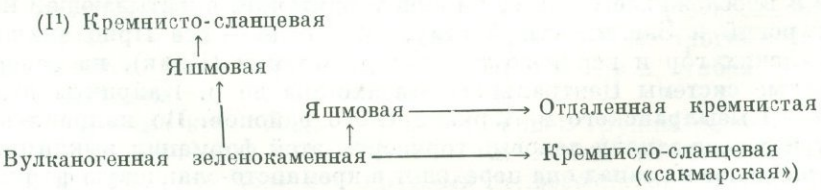
Дальнейший анализ отношений яшмовых формаций к зеленокаменным толщам приводит Н. С. Шатского к выводу о том, что они располагаются в стратиграфической колонке постоянно между зеленокаменными породами и морскими карбонатными или терригенными отложениями, что подтверждается данными Н. А. Штрейса, Л. С. Либровича и других исследователей. Кроме того, наблюдаются (в частности, на Среднем Урале) фациальные замещения диабазовых порфиритов яшмами с прослоями известняков и терригенных отложений, а местами также сокращение мощности яшмовой формации и даже полное ее выклинивание, вследствие чего в таких районах зеленокаменные серии по вертикали и по площади сменяются непосредственно нормально морскими карбонатными или терригенными осадками.

Наряду с яшмовыми формациями Н. С. Шатский выделил другие типы вулканогенно-кремнистых формаций отличающиеся составом пород и общим строением. Это в первую очередь *кремнисто-сланцевые формации*, пример которых описан В. Н. Павлиновым (1937) и В. М. Келлером (1949) на Южном Урале. Породы данной формации — различные кремнистые сланцы, то кремнисто-глинистые, то кремнисто-туффитовые или аспидные, то более чисто яшмовидные. По цвету яшмовидные сланцы почти черные, бурые или серые, часто — более светлые, зеленые или палевые. Темная окраска глинисто-кремнистых пород в значительной степени определяется присутствием органического вещества. Эти сланцы углистые, нередко битуминозные. Связь таких пород с яшмовой формацией выявляется по прослоям среди них типичных сургучных яшм.

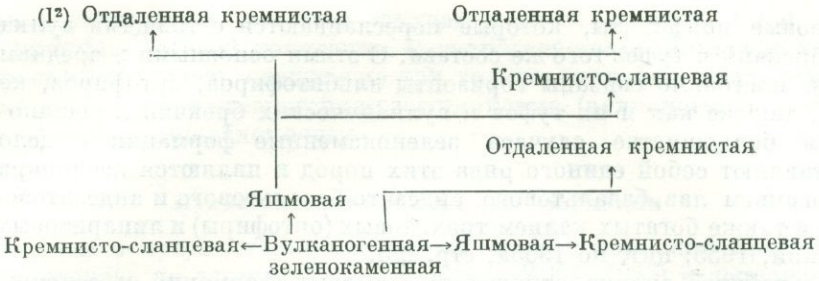
На примере Южного Урала (Штрейс, 1951) установлена вероятная фациальная связь кремнисто-сланцевой формации либо непосредственно с основными эффузивами, либо с основными лавами, содержащими прослои сургучно-красных яшм. Общее размещение пород этой формации указывает на вероятное удаление их от зон вулканических извержений на расстояние до 50—100 *км*.

В качестве крайнего представителя рассматриваемого ряда формаций Шатский выделил *отдаленную кремнистую формацию*. Она отличается тем, что по своему распространению, как в вертикальной, стратиграфической последовательности, так и по простиранию (по латерали), всегда удалена от исходной вулканогенной формации дальше, чем любые другие кремнистые образования; эта формация развита в области выклинивания общего ряда.

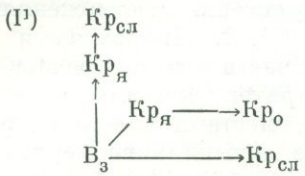
По Шатскому, для вулканогенно-кремнистых формаций может быть установлена общая изменчивость. Для фосфоритоносной группы формаций она выглядит следующим образом:

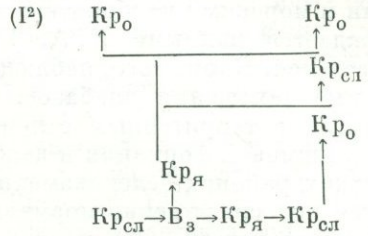


Соответствующий ряд для марганценосных формаций выглядит, по Шатскому, так:

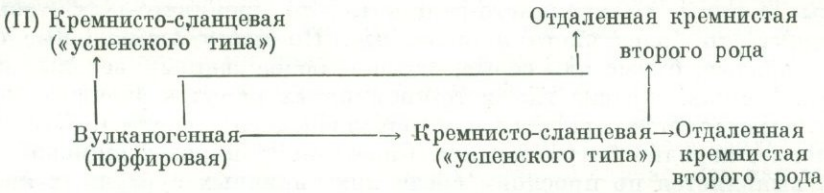


В предложенной Шатским системе сокращений эти ряды формаций могут быть записаны следующим образом:





Гомологичный ряд по отношению к рассмотренным формациям представляют вулканогенно-кремнистые формации, связанные, по Шатскому, с вулканитами более кислого состава. Ряд этот представлен следующими формациями:



Фосфоритовые залежи в вулканогенно-кремнистых формациях второй группы не были установлены в период исследований Н. С. Шатского, и он ограничился ссылкой на то, что по характеру распределения фосфатные руды представляют много общего с марганцевыми. Поэтому не исключена возможность нахождения соответствующих фосфоритных месторождений и в этой группе формаций. Конкретные же примеры формаций данной группы были выделены им на основании изучения месторождений марганцевых руд.

Такой пример, по Шатскому, представляет фаменско-турнейская вулканогенная серия в Центральном Казахстане, где, по данным В. А. Вахрамеева (1945), С. Е. Колотухиной (1940) и Н. А. Штрейса (Штрейс, Колотухина, 1948), она сложена альбитофирами, кварцевыми порфирами, кератофирами, а также подстилающими их роговообманковыми плагиопорфирами и их туфами с прослоями кремнистых сланцев, песчаников, туфопесчаников и известняков. Эта формация имеет мощность до 1000—1100 *м* и прослеживается на обширной территории, охватывающей на юге Джунгарский и Заилийский Алатау, на западе — все Прибалхашье до Чу-Илийских гор и верхнего течения р. Моинты (Киик), на севере — складчатые системы Центрального Казахстана до р. Кайракты включительно и Кызылрайского и Каркалинского районов. По направлению к западу и северо-западу лавовые горизонты этой формации выклиниваются, и еще далее на запад она переходит в кремнисто-сланцевую формацию, в которой встречаются лишь отдельные прослои лав или грубых пирокластических пород. Наиболее известен разрез этой формации около Ус-

пенского рудника, вследствие чего она и получила у Шатского название кремнисто-сланцевой формации «успенского типа». Общая мощность формации в данном районе 150—200 *м*, но местами она достигает 300 *м*.

Еще далее на запад от границы вулканогенной формации кремнисто-сланцевая формация, занимающая в общем полосу шириной около 100—150 *км*, переходит в отдаленную кремнистую формацию. Последняя охватывает территорию шириной не менее 300 *км*. Отдаленная кремнистая формация сложена обычными морскими породами: известняками, мергелями, глинами, песчаниками, но «пропитанными водным кремнеземом, отчего все эти разности — кремнистые» (Шатский, 1965а, стр. 22); в строении формации участвуют также отдельные прослои хемогенного кремнезема и спонгилитов.

Общая ширина полосы, сложенной вулканогенно-кремнистыми формациями, сопровождающими «порфировую» вулканогенную формацию, составляет не менее 400—500 *км*, но на север она сокращается до 100 *км*. Штрейс (1938) объяснял такое сокращение области распространения вулканогенно-кремнистых формаций тем, что распределение кремнезема связано не с течениями, разносившими его из района вулканических извержений, а с соответствующим размещением фумарольно-сольфатарных полей, связанных с местными вулканическими очагами. Вертикальная последовательность размещения вулканогенно-кремнистых формаций, как полагает Шатский, отвечает латеральной, что прослеживается в отдельных разрезах.

В отличие от первой группы формаций, связанных с зеленокаменными породами, во второй группе отсутствует яшмовая формация; кроме того, в кремнисто-сланцевой формации второй группы кремнистые породы обычно более светлые. В этой формации, а также в отдаленной кремнистой сравнительно редки типичные яшмы.

Выявленные типичные черты ряда вулканогенно-кремнистых формаций послужили Н. С. Шатскому основанием для выводов, касающихся тектонического размещения формаций. Прежде всего выяснилось, что ряды вулканогенно-кремнистых формаций всех изученных Шатским типов никогда не встречаются в платформенном чехле. Это типичные геосинклинальные ассоциации, причем распространение их приурочено преимущественно к внутренним геосинклиналям; их нет в краевых прогибах и сравнительно редко некоторые из них встречаются в прогибах, осложняющих внешние геоантиклинальные поднятия. Хотя «широко распространено мнение, что вулканические серии спилито-кератофирового состава (зеленокаменные, офилитовые толщи) представляют собой образования так называемого начального магматизма в геосинклиналях», тем не менее «в огромном большинстве случаев эти гомологичные им формации характеризуют вообще геосинклинальную стадию развития складчатых систем, а не только их начало» (Шатский, 1965а, стр. 39).

В целом тектонические закономерности распределения марганценосных вулканогенно-кремнистых формаций, по Шатскому (в кратком изложении), следующие:

1. Вулканогенная, яшмовая и кремнисто-сланцевая формации первой группы отличаются приуроченностью к частным, обычно крупным прогибам внутренних зон геосинклинальных областей (эвгеосинклиналей Штилле и Кэя); в тех складчатых системах, где краевые прогибы не развиваются, концентрации марганца могут появляться в прогибах, пограничных с платформами.

2. Отдаленные кремнистые формации первой группы расположены во внешних тектонических зонах геосинклинальных областей (миогеосинклиналях Штилле и Кэя) и в крупных депрессиях внутренних геосинклиналей. Обычно месторождения марганца такого типа невелики.

3. Формации второй группы, в которых месторождения встречаются очень редко, размещены внутри складчатой области, в структурах, напо-

минающих так называемые срединные массивы, но менее резко отграниченные от смежных геосинклинальных структур.

Для фосфоритовых залежей, связанных с вулканогенно-кремнистыми формациями, характерна приуроченность ко всем типам вулканогенно-кремнистых формаций первой группы, кроме яшмовой. Концентрации фосфора в ряду таких формаций увеличиваются с удалением от зоны вулканических извержений, т. е. с переходом к отдаленным кремнистым формациям. Все месторождения, приуроченные к спилито-кератофировым сериям, по Шатскому, всегда располагаются, как и сами эти серии, во внутренних системах геосинклинальных областей. То же характерно и для формаций кремнисто-сланцевого типа. В отдаленных же кремнистых формациях фосфоритовые месторождения могут встречаться как во внутренних, так и во внешних (миогеосинклинальных) прогибах, т. е. месторождения отдаленных кремнистых формаций приурочены к различным геосинклинальным структурным элементам, но всегда удаленным в той или иной степени от зон интенсивной вулканической деятельности. Палеогеографически это выражается расположением соответствующих формаций по окраинам островных вулканических зон.

Таким образом, вся система построений Н. С. Шатского, связанная с изучением определенных групп вулканогенно-кремнистых формаций, опирается на анализ парагенетических отношений между породами, слагающими различные формации, после чего выясняются типичные латеральные и вертикальные ряды формаций. Все это в целом дает основание для выяснения закономерностей тектонического размещения рассматриваемой группы формаций. При таком подходе исключаются априорные схемы тектонических или иных построений.

Особо выделены Н. С. Шатским докембрийские вулканогенно-кремнистые формации, обладающие иным парагенезом, чем более поздние, послерифейские. Эти древние формации Шатский считал гомологами вулканогенно-кремнистой группы рассмотренных выше формаций и выделил их при изучении закономерностей размещения осадочных месторождений марганцевых руд. Древнейшие марганценосные образования, по Шатскому, явно отличаются от более поздних, и тем больше, чем они древнее. Главными типами докембрийских вулканогенно-кремнистых марганценосных формаций, по Шатскому (1954), являются гондитовая, лептитовая и джеспилитовая.

Гондитовая формация выделена Шатским на примере метаморфизованных среднепротерозойских филлитов и граувакк месторождения Нсута, расположенного севернее порта Такоради в Гане. Эти породы образуют здесь толщу мощностью около 500 *м*, которая, помимо серых и черных серицитовых и графитовых филлитов и граувакк, содержит прослои тонких туфов. С филлитами ассоциируются кремнистые породы типа роговиков, называемые гондитами, марганценосные филлиты и залежи марганцевой руды. Гондиты впервые были выделены в Индии Фермором (Fermor, 1909) и являются лучшей первичной рудой широкоизвестных марганцерудных месторождений в докембрии Индийской платформы. Это кремнистые метаморфические породы буровато-серого цвета, сложенные кварцем и спессартином с переменным содержанием марганцовистых пироксенов, амфиболов, браунита и других минералов.

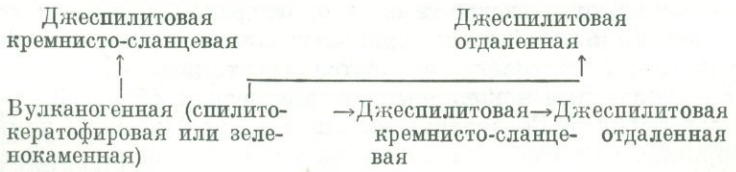
Филлито-граувакковая толща с подчиненными ей гондитами на месторождении Нсута залегает на мощной (более 1500 *м*) серии сильно метаморфизованных лав и туфов, претерпевших зеленокаменное изменение и превращенных в зеленые хлорит-эпидот-альбитовые сланцы с реликтами порфировой или трахитовой структуры. Состав гондитовой формации и ее отношение к подстилающим зеленокаменным породам показывают, что существенным отличием этой формации от послерифейских вулканогенно-кремнистых формаций можно считать только метаморфические преобразования. Тектоническое положение гондитовой формации в Бирримской

складчатой системе Западной Африки, как показал Шатский, ясно указывает на принадлежность ее к негеосинклинальным комплексам. Эта формация, по его мнению, является гомологом палеозойской кремнисто-сланцевой формации, известной, в частности, на Южном Урале.

В Индии гондиты имеют тот же состав, что и в Африке, но залегают среди более древних и более метаморфизованных толщ дхарварской системы древнего архея. Здесь также расшифровано залегание метаморфических пород в порядке, отвечающем смене в вертикальном разрезе зеленокаменных пород, образовавшихся по вулканогенным комплексам, толщей марганценосных аргиллитов, туфов, пеплов (геллефлинта) и кремнистых пород. Шатский предполагал, что эти толщи, возможно неодновозрастные в различных районах, являются гомологами яшмовой формации.

Лептитовая формация представлена серией «лептитов» и «геллефлинтой» в Центральной Швеции. Геллефлинта и лептиты относятся к кварц-полевошпатовым породам различной крупности зерна. Геллефлинта — мелкозернистая порода, лептиты — более грубозернистые. Эта группа пород, принадлежащая свионийской серии (архей), образовалась, по Гейеру и Магнусону (Geijer, Magnusson, 1952), вследствие метаморфизма вулканогенных пород (по составу близких к дацитам или риолитам), либо излившихся, либо пирокластических. Существуют также предположения Баклунда об осадочном происхождении этих пород. Но точка зрения Гейера и Магнусона представляется Шатскому более правильной. Он полагает, что с древними вулканогенно-кремнистыми формациями связаны сильно измененные месторождения марганцевых и железных руд в свионийской группе Центральной Швеции. Шатский имел в виду месторождения Кольнигсберга, Лангбана, Кланбергета, а также бедные марганцем железные руды, в частности джеспилитоподобные, в провинциях Вермланд и Далекарлия.

Джеспилитовая формация, широко распространенная на всех древних платформах среди архейских и протерозойских пород, Шатский считал разнородными по происхождению и большую группу этих формаций относил к гомологам послерифейских вулканогенно-кремнистых формаций. Эту группу он подразделял на: а) джеспилиты типа кремнисто-сланцевых формаций и б) джеспилиты типа отдаленных кремнистых формаций. Эти представления опирались на весьма скромные данные о вулканогенной природе карсакпайских джеспилитов, полученные Н. А. Штрейсом, об аналогичном происхождении амфиболитовых сланцев, переслаивающихся с джеспилитами саксаганской серии на Украине, а также джеспилитов Сьерра-Леоне в Африке и т. п. Тем не менее на основании этих данных Шатский представил общую схему ряда джеспилитовых вулканогенно-кремнистых формаций в следующем виде:



Ряд этот гомологичен по отношению к тем, которые известны для послерифейских вулканогенно-кремнистых формаций, но отличается рядом особенностей. В частности, в этом ряду наряду с джеспилитовыми формациями существуют в типичном виде вулканогенные марганценосные формации, марганценосные яшмовые и кремнисто-сланцевые формации (гондиты и др.), а возможно также и гомологи вулканогенно-кремнистых формаций, связанных с кислыми излившимися породами. Все это привело Шатского к выводу, что при переходе от докембрия к палеозою произошло общее изменение условий образования различных парагенезов горных пород, вследствие чего наряду с общими, постоянными свойствами

вулканогенно-кремнистых формаций, существовавшими на протяжении почти 2 млрд. лет, намечаются явные отличия, свойственные отдельным периодам.

Главные черты такого рода эволюции вулканогенно-кремнистых формаций Н. С. Шатский видел в том, что во-первых, массы вынесенного из недр Земли «ювенильного» вещества и, в частности, марганца в древние периоды были бо́льшими, чем в более поздние периоды, во-вторых, сам тип формаций изменился с течением времени. Вследствие этого для архея типичны джеспилитовые формации, в палеозое были, по-видимому, шире распространены яшмовые формации, а в мезозое и кайнозое — кремнисто-сланцевые.

Оценивая общие результаты исследований вулканогенно-осадочных формаций, сравнительно недавно Н. М. Страхов (1965, стр. 22) обратил внимание на то, что представления о существовании отдаленных вулканогенно-кремнистых формаций не подтверждены необходимыми доказательствами, опирающимися на геохимические исследования и что вообще «для гипотезы отдаленных вулканогенно-осадочных рудных накоплений необходимой стратиграфической базы пока нет». В этом его убеждают «очень общие и приблизительные сопоставления предполагаемых вулканогенно-осадочных рудных накоплений с условно материнскими для них толщами лав и пирокластов; при этом стратиграфический объем сопоставляемых образований охватывает в лучшем случае один-два яруса, а то и отдел системы. Как рудные накопления, так и предполагаемые их вулканические эквиваленты обычно имеют сложное строение и переслаиваются более или менее крупными пачками песчано-глинистых и карбонатных пород. При таком характере сопоставляемых разрезов установление строгой синхронности руд каким-либо горизонтам эффузивно-туфовых пород становится сложным. Требуется предварительное очень трудоемкое и детальное расчленение сопоставляемых разрезов и прослеживание перехода одного разреза в другой. Но таких работ пока не выполнено. Сопоставление ведется «в общих чертах» и становится поэтому весьма условным и неубедительным».

Заключение Н. М. Страхова совершенно справедливо в том смысле, что без достаточной стратиграфической основы и без геохимического изучения формаций выводы о связи рудообразования с деятельностью древних вулканов всегда будут недостаточно строгими. Следовательно, необходимо шире изучать вулканогенно-осадочные и вообще вулканогенные формации для выявления достаточно ясных и стратиграфически обоснованных латеральных рядов формаций и отдельных элементов строения этих формаций, а также их взаимных переходов.

В последнее время появились работы, в которых с большей полнотой, чем прежде, излагаются сведения о литологическом составе и геохимии различных формаций и об их латеральных рядах и взаимоотношениях. К таким работам, в частности, относится двухтомный сборник «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого» (1968), подготовленный Геологическим институтом Академии наук СССР. В этом сборнике, из которого в очень кратком изложении заимствуется характеристика различных типов вулканогенно-осадочных формаций, общее описание дано значительно более полно, чем прежде, особенно для вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-карбонатных формаций.

Кроме того, следует отметить большую работу И. В. Хворовой (1968). Вулканогенно-кремнистые формации объединены ею в три группы: яшмовые, фтанитовые и туфово-кремнистые. В отличие от Н. С. Шатского И. В. Хворова выделяет формации и объединяет их в группы в соответствии с задачами изучения проблемы происхождения кремнистых пород и опирается соответственно на детальное исследование их состава.

И. В. Хворова привела разнообразные данные о строении вулканогенно-кремнистых формаций и обобщила их в таком виде, который представ-

ляет большой интерес и в чисто палеовулканологическом аспекте. Ниже приводятся эти сведения.

Прежде всего о яшмовых формациях. Хотя общего очерка особенностей строения этих формаций у И. В. Хворовой нет, но она приводит характерные примеры, иллюстрирующие главные черты их строения. Рассмотрены, в частности, офиолитовая серия северо-западных районов Сирии, спилито-яшмовая формация Эллинид, парагенез вулканических, яшмовых и карбонатных формаций Восточной Ферганы (Тянь-Шань), Карамалыташская спилито-кератофировая яшмовая формация Южного Урала и францисканская вулканогенно-яшмо-терригенная формации мезозоя Калифорнии.

Все примеры показывают, что состав яшмовых формаций изменчив. Так, в частности, мезозойская офиолитовая формация северо-западной Сирии представлена зеленокаменными породами, среди которых преобладают интрузивные образования — перидотиты, габбро и долериты, отчасти также мончикиты. Эффузивные породы количественно уступают интрузивным. Это преимущественно спилиты и андезито-базальты (сакалавиты), отчасти диабазы, анальцимовые тефриты и трахибазальты. Осадочных пород немного: яшмы, кремнистые аргиллиты, местами с пачками и прослоями известняков. Первоначально предполагалось, что здесь имеется крупный перидотитовый «батолит», но затем была установлена подошва интрузивного тела и определена мощность «покрова зеленокаменных пород», имеющего сложное строение, равная 3 *км* при площади распространения около 3000 *км*^{2}. По Дюбертре (Dubertret, 1953), как отмечает И. В. Хворова, это тело имеет зональное строение и в подошве представлено интрузивными породами, а выше — эффузивными, причем мощность вулканогенно-яшмовой толщи составляет 250—300 *м*, тогда как В. Г. Казьмин и В. В. Кулаков считают, что эффузивные породы есть и в основании «покрова» и что мощность вулканогенно-яшмовой толщи достигает 1000 *м*.

Спилито-яшмовая формация Эллинид (юрская) принципиально сходна с сирийской. Она тоже имеет трехчленное строение, и верхняя ее часть (мощность до десятков метров), так же как и нижняя (десятки и сотни метров), сложена базальтами и спилитами, а центральная часть — — крупнокристаллическими породами (диориты, габбро, перидотиты, долериты). Осадочный комплекс формации начинается небольшой пачкой яшм и тонкозернистых известняков, выше которого развита известняково-яшмовая толща мощностью в среднем около 200 *м*. Как отмечает И. В. Хворова, кремнеобразование в этой области охватывало больший интервал времени, чем эффузивная деятельность.

В восточной части современной Ферганской впадины хорошо изучена латеральная смена лудлов-эйфельских формаций эффузивной, яшмовой и рифоидной (Каледа, 1960). В составе эффузивной формации имеются: в нижней трети (300—400 *м*) — диабазы, спилиты, порфириты с линзами известняков, в средней (150—600 *м*) — туфы, туфовые конгломераты, туфовые песчаники, силициты, изредка эффузивные породы и в верхней трети — диабазы и спилиты, сменяющиеся кверху андезитовыми порфиритами (до 3000 *м*), местами с яшмами и линзами известняков. Яшмовая формация (600—1200 *м*) представлена яшмовыми и карбонатно-яшмовыми толщами, в которых содержатся красные сургучные яшмы и силициты. «Рифоидная» формация (400—1000 *м*) состоит внизу из обломочных и органогенно-детритусовых известняков, кверху сменяющихся массивными биогермными известняками. Пространственное размещение формаций достаточно характерно. По данным Каледы, эффузивная формация возникла в прогибах, рифоидная — на разделявших прогибы поднятиях, а яшмовая занимала промежуточное положение.

Весьма типична также девонская Карамалыташская спилито-кератофировая формация Южного Урала. Формация имеет двучленное строение

и включает два комплекса: существенно вулканический и яшмовый. В первом комплексе (до 1000—1200 *м*) преобладают спилиты, которые местами сопровождаются мощными телами кератофиров, альбитовых диабазов, отчасти также туфами и агломерами. Яшмовый комплекс (от нескольких метров до 150—200, реже 400 *м*) представлен либо сплошными тонкослоистыми яшмами, либо яшмами, чередующимися с прослоями туфов и туффитов. Хотя имеются указания на несогласное залегание яшмового комплекса на вулканическом, но И. В. Хворова, отмечает, что в ряде мест наблюдаются постепенные переходы между обоими комплексами и что в вулканическом комплексе есть яшмы; поэтому она приходит к выводу о принадлежности обоих комплексов к единой формации, возникшей в глубоководной обстановке на дне морского бассейна.

Последний пример в этой группе формаций, рассмотренный И. В. Хворовой,— францисканская вулканогенно-яшмо-терригенная формация Калифорнии. Это, в сущности, серия, а не формация. Она имеет возраст титон — верхний мел, сложена на 90% граувакками, частично алевролитами и глинистыми сланцами. Местами в ней резко обособляются вулканические породы, всегда сопровождаемые яшмами. Такого типа ассоциации составляют до 10% всей францисканской серии. Вулканические породы этой ассоциации представлены базальтами, часто подушечными, местами кератофирами, а также своеобразными «аквагенными туфами и брекчиями» базальтового состава и многочисленными дайками и силлами диабазов. Яшмы же обладают типичными для них чертами и сопровождаются глинисто-кремнистыми сланцами. Нередко яшмы чередуются с глинистыми сланцами. Глинисто-кремнистые породы образуют дискоидальные тела протяженностью от нескольких метров до 5 *км* и мощностью от долей метра до 300 *м*, но обычная их мощность около 10 *м*.

Приведенный И. В. Хворовой ряд примеров конкретных яшмовых формаций показывает, что они достаточно разнообразны и отличаются различным отношением между слагающими вулканогенными и кремнистыми породами, а также между этими ассоциациями и интрузивными породами. В плане подобных соотношений особое внимание привлекает оригинальный тип яшмовых формаций, сопровождающих сложно дифференцированные пластообразные гипербазитовые интрузии Эллинид и Сирии. Они могут служить в известной мере эталоном для оценки отличительных черт подводной вулканической деятельности, происходившей, по-видимому, в глубоководных зонах.

Фтанитовые формации И. В. Хворова описывает на примерах сакмарской спилито-кератофировой формации Южного Урала, фтанито-терригенной формации Невады (сообщество кремнистых и вулканических пород, как его называют американские геологи), ассоциации глинистых сланцев, фтанитов и вулканогенных пород Саксо-Тюрингенской области, а также кремнистого кульма Западной Европы. Отличия фтанитов от яшм определяются их темно-серой до черной окраской, обусловленной повышенным содержанием органического вещества и закисных форм железа, а также преобладанием халцедона (яшмы представляют равномернозернистую массу кварца), неравномерно раскристаллизованного.

Сакмарская диабазо-фтанитовая формация, имеющая силурийский возраст, в эффузивной части представлена спилитами и альбитовыми диабазами, часто подушечными, отчасти порфиритами и кератофирами. Много субвулканических габбро-диабазов, диабазов и кератофиров. Среди кремнистых пород, сопровождающих вулканогенный комплекс, основную массу составляют фтаниты, которым местами подчинены небольшие фтанито-туфовые толщи. Осадочные и вулканогенные породы обычно обособлены, сравнительно редко переслаиваются в виде соизмеримых по мощности пластов. Мощность формации 250—700 *м*, но в местах насыщения вулканитами до 1000 и даже 1500 *м*.

Фтанито-терригенная формация Невады (средний кембрий до де-

вона включительно) отличается более разнообразным набором пород. В ее строении участвуют глинистые сланцы (20—40% разреза), песчаники (10—30%), фтаниты (30%) и вулканогенные породы (от нескольких процентов до 30%). К востоку эта формация сменяется карбонатными толщами, с которыми она связана фациальным переходом. Вулканогенные породы здесь — базальты и основные андезиты, массивные и подушечные, а также их туфы. Изредка с ними ассоциируют красные яшмы. Фтаниты образуют пласты и пачки мощностью до 60 *м*, а кремнистые аргиллиты — до 100 *м*.

В Саксо-Тюрингенской области ассоциация глинистых сланцев, фтанитов и вулканогенных пород относится к нижнему и среднему палеозою, но особенно типична для силура. В частности, во Франкенвальде наблюдается распространение фтанитов, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, тесно связанных между собой, но отличающихся различным соотношением свободного кремнезема и глины. В некоторых породах много пирита, а местами встречаются пластовые фосфоритовые линзы (толщина 8 *см* при протяжении до 8 *м*). Обычно фтаниты тонкослоисты, латерально не выдержаны и образуют линзы среди глинистых сланцев. По латерали фтанито-глинистые толщи сменяются туфо-осадочными комплексами, включающими кремнистые сланцы, которые относят к туфовым образованиям. Местами появляются пачки туфов и диабазов.

Наконец, последний пример, относящийся к кремнистому кульму Западной Европы, иллюстрирует еще один конкретный вид фтанитовой группы формаций, выделяемой И. В. Хворовой. Кремнисто-сланцевый кульм, развитый на территории ГДР и ФРГ, охватывает серию пород глинистого, кремнистого и туфового состава. Эти три компонента встречаются в разных пропорциях, образуя следующие ряды пород: 1) кремнистые сланцы, 2) кремнисто-глинистые породы и 3) кремнисто-туфовые породы. Кроме того, присутствуют кремнистые породы с включениями родохрозита или марганцевого силиката. Эти породы получили название клипштейнов; иногда они связаны с кремнистыми туффитами. Общая мощность кремнисто-сланцевой толщи до 70 *м*.

Группа *туфо-кремнистых формаций*, по И. В. Хворовой, охватывает разнообразные серии пород, примеры которых представляют монтерейская туфо-кремнистая формация Калифорнии, туфо-кремнистые толщи Сахалина и Камчатки, а также «сланцы Моури».

Монтерейская туфо-кремнистая формация Калифорнии имеет миоценовый возраст и латерально замещается существенно терригенными толщами. Мощность толщ, представляющих эту формацию, изменчива и варьирует от 60—100 до 600—1800 *м*, иногда с резкими перепадами. Облик формации определяется кремнистыми породами, к которым принадлежат кремни и кремнистые сланцы, порцелланиты (мелкопористые опаловые породы, внешне напоминающие неглазированный фарфор) и диатомиты. Наряду с ними присутствуют алевролиты и глинистые сланцы, образующие прослои различной мощности среди кремнистых сланцев. Присутствуют также пачки песчаников, тонкие прослои известняков и доломитов. Многие породы обогащены пепловым материалом. В некоторых районах встречаются типичные туфы. Формации подчинены, кроме того, базальты (иногда подушечные) и авгитовые андезиты, изредка также риолиты. Местами наблюдаются раздувы мощности вулканогенных пород до 1000 *м*.

На Сахалине и Камчатке туфово-кремнистые толщи описаны Н. Г. Бродской (1963), изучившей их в разрезе олигоценовых и миоценовых отложений. Мощность формации несколько километров. Среди слагающих ее пород преобладают обломочные и глинистые породы, излившихся пород немного, но туфы обильны. Многие отложения обладают повышенной кремнистостью, а в некоторых толщах содержатся кремнистые породы, которые названы Н. Г. Бродской «туфогенными силици-

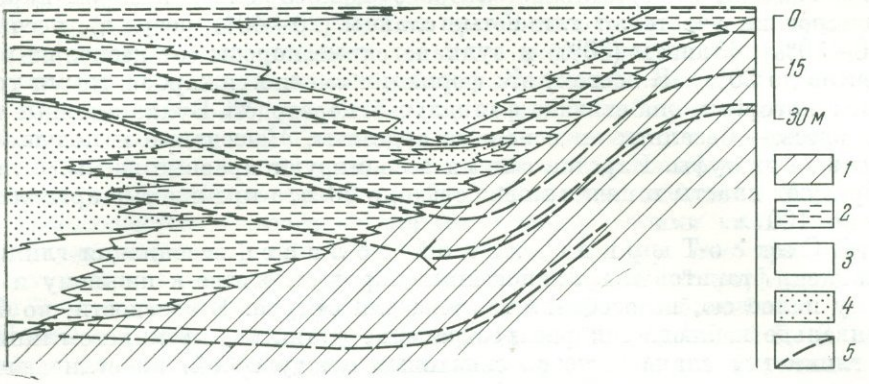


Рис. III-1. Профиль через верхнюю часть «сланцев Моури». По Слохтеру и Ирли, из книги «Осадкообразование и полезные ископаемые...», т. 1 (1968)

1 — кремнистые сланцы; *2* — мягкие глинистые сланцы; *3* — глинистые сланцы с алевритом и песком; *4* — песчаники; *5* — бентонитовые слои

тами», возникшими в результате изменения пепла, и существенно биогенные силициты (диатомиты, опоки, опоковидные сланцы).

Меловые «сланцы Моури» известны в северной части Скалистых гор, где они образуют выдержанную толщу морских высококремнистых пород, мощностью от 30—45 до 135 *м*. Толща состоит из кремнисто-глинистых сланцев с прослоями туфовых песчаников и многочисленными слоями, бентонитов толщиной от нескольких миллиметров до первых метров. В западном направлении они замещаются глинистыми и песчаными осадками, среди которых присутствуют лигниты (рис. III-1). Источником питания для бассейна седиментации, в котором накапливались терригенные и пирокластические материалы, служила «вулканическая суша», в пределах которой располагались гранитные батолиты мелового возраста (рис. III-2).

Вся эта серия новых данных привлечена И. В. Хворовой для решения проблемы происхождения и путей миграции кремнезема в бассейнах седиментации. Эти данные и сравнение с современным процессом накопления кремнистых осадков приводят ее к выводу о том, что «вулканогенный вынос» непосредственно влиял на образование кремнистых отложений геосинклиналей прошлого, и что кремненакопление сопровождает не всякий вулканизм. По ее представлениям, образование существенно радиоляриевых отложений локализовалось в областях развития основного эффузивного вулканизма, причем там, где широко проявилась «спилитизация». Накопление же геосинклинальных диатомитов, по Хворовой, связано с появлением в толще морской воды больших масс тонкого витрокластического материала любого состава. Хотя в отношении подводной спилитизации, а также исключительной роли основного вулканизма можно выдвинуть возражения, тем не менее приведенные выводы важно учитывать в конкретных исследованиях вулканогенно-осадочных формаций.

В работе И. В. Хворовой важна также общая схема отношений между различными вулканогенно-кремнистыми формациями. Они объединены ею в два класса, отличающихся типичными для них особенностями. В первый класс выделены такие формации, которые представляют собой чередование подводных основных эффузивов (обычно спилитов), и радиоляриевых кремней (яшмы, фтаниты). Для них источник кремнезема был вулканогенный, скорее всего эксгаляционный, который, поступал из того же магматического очага, что и лавы. Во второй класс обособлены формации, сложенные чередованием туфов любого состава и диатомитов. Главный источник кремнезема здесь тонкий пирокластический материал, поступавший с «вулканической суши». В первом случае процесс, по ее представ-

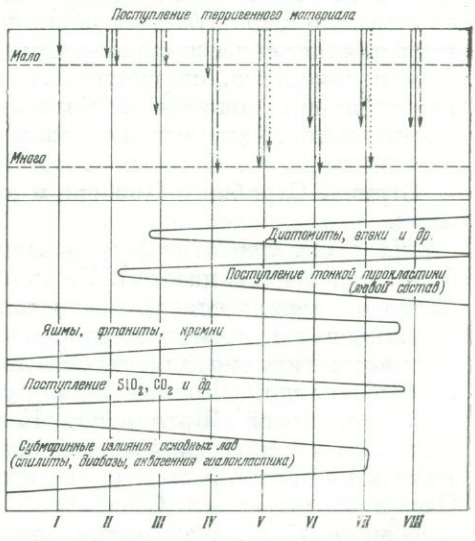
лениям, протекал в геосинклинальных трогах, во втором — на островной суше, связанной с поднятием («эвгеоантиклиналь»). Общие соотношения между формациями изображены в виде схемы (рис. III-3), на которой слева внизу показан «клин» основных эффузивных пород. Над ним параллельно «клином» следует предполагаемое поступление эксгаляционно-гидротермальных продуктов (SiO_2, CO_2 и др.). Сверху справа, тоже в виде клиньев, но обратно направленных, показано поступление в бассейн тонкой пирокластики, обусловливающей расцвет диатомовых, которые дают начало кремнистым (диатомиты) и смешанным туфово-диатомовым породам. Таким образом, И. В. Хворовой иллюстрируется, во-первых, некоторая обособленность формирования двух типов вулканогенно-кремнистых парагенезов, а во-вторых, зависимость процесса кремненакопления от типа вулканической деятельности.

Идеи Н. С. Шатского об эволюции вулканогенно-кремнистых формаций были развиты в работах Л. Н. Формозовой (1962, 1965, 1968), показавшей на основании детального формационного и литологического исследования типичные отличия соответствующих формаций, относящихся к докембрию и нижнему палеозою, от их более поздних палеозойских и мезозойско-кайнозойских гомологов.

Характерные черты докембрийских вулканогенно-кремнистых формаций выявлены Л. Н. Формозовой на примере *порфиро-лептитовой формации* Северной Швеции с рудами типа Кируна и *лептитовых формаций с железистыми кварцитами* в Центральной Швеции, Карелии и других районах.

Первая группа порфиро-лептитовых формаций с широкоизвестными магнетит-апатитовыми рудами К и р у н ы, по данным Гейера (Geijer,

III-2



III-3

Рис. III-2. Схематическая карта, показывающая направление распространения пеплового материала, перешедшего в бентониты (овалы), и положение меловых батолитов (черное). По Слохтеру и Ирли, из книги «Осадкообразование и полезные ископаемые...», т. 1 (1968)

Рис. III-3. Схема формирования вулканогенно-кремнистых формаций. Из книги «Осадкообразование и полезные ископаемые...», т. 2 (1968)

I — спилито-яшмовая формация Эллинид; *II* карамалыташская формация; *III* — сакмарская формация; *IV* — францисканская формация; *V* — фтанитово-терригенная формация Невады; *VI* — кульм Центральной Европы; *VII* — монтерейская формация; *VIII* — туфово-диатомитовые комплексы Сахалина и Камчатки. Стрелки: сплошные — глина, точки — кварцевые и аркозовые песчаники, пунктир с точкой — граувакки, пунктир — вулканомиктовые песчаники

1931), Магнуссона (Magnusson, 1953) и других, представлена породами кератофирового состава, как предполагается, частично перекристаллизованными и превращенными в сиениты подрудного комплекса, а также кварцевыми порфирами, местами метаморфизованными до лептитов. Эти «кварцевые порфиры, залегающие непосредственно на рудном горизонте», как полагает Формозова, правильнее называть кварцевыми альбитофирами или кварцевыми кератофирами. Подрудная толща кератофиров и сиенитов в Кируне достигает 1000 *м*; такую же мощность имеет и надрудный вулканогенный комплекс, в котором местами тоже содержатся пластовые руды железа месторождений Ректор, Мертайен и Нокутсвара. В этих месторождениях наблюдается переслаивание руд с туфами кварц-кератофирового состава. В старых работах все эти породы относились к порфиро-лептитовой серии, и такое название сохранено Формозовой для обозначения в целом формаций данного типа. Среди верхнего надрудного вулканогенного комплекса имеются пачки и линзы филлитов и кварцитов.

Состав вулканогенных пород всего рассматриваемого комплекса изменчив, местами здесь появляются зеленокаменные породы, хотя на Кируне такие породы отделены от подрудной толщи кератофиров и сиенитов поверхностью размыва. Во многих районах вулканогенные породы превращены в геллефлинты, лептиты или даже гнейсы. Характерно, что рудные горизонты прослеживаются только в толщах средних и кислых пород и совсем не встречаются среди основных.

В Центральной Швеции имеются породы, близкие к тем, которые типичны для порфиро-лептитовой формации. Здесь эти породы более глубоко метаморфизованы и превращены в лептиты, геллефлинты и гнейсы. Так же как в породах Северной Швеции, в лептитовом комплексе отмечено сравнительное обогащение щелочами, но отличительную черту составляет более широкое распространение на севере осадочных пород — — конгломератов, кварцитов, граувакк, графитовых сланцев, филлитов, известняков и доломитов. Железорудные месторождения и здесь связаны с лептитами. Руды месторождений — это железистые кварциты, подобные известным на оз. Верхнем или в Кривом Роге. Главные месторождения — — Стрипа, Стриберг, Норберг и другие; они обычно сравнительно невелики.

На смену лептитовой и джеспилитовой формациям глубокого докембрия, как подчеркивает Л. Н. Формозова, в верхнем докембрии и нижнем палеозое появляется *железорудная* вулканогенно-кремнистая *формация*, названная ею кремнисто-сланцевой. Широкое распространение этой формации типично для геосинклинальных прогибов Чехии, Тюрингии, северо-западной Франции, Португалии, Северного Уэлса, Ньюфаундленда и Новой Шотландии. К этой формации, по Формозовой, принадлежат все известные месторождения оолитовых железных руд нижнего палеозоя. Более древние руды того же типа имеются в рифейских толщах Северной Австралии, Северного Китая, в протерозое Северной Америки.

Типичный парагенез этой формации характеризуется преимущественным распространением темных, тонко- и горизонтальнослоистых глинистых сланцев, аргиллитов и кремнистых сланцев, переслоенных такими же темными (но иногда светлыми) алевролитами и песчаниками. В зонах метаморфизма они преобразуются в хлоритовые, серицитовые и графитовые сланцы, а песчаники превращаются в кварциты. Нередко встречаются прослои яшм, фтанитов и кремнистых сланцев. В рудоносных слоях обычны кремнистые, фосфатные, пиритовые и сидеритовые конкреции, а также прослои кремней. Все эти породы переслаиваются с основными лавами (диабазами) или связаны с ними фациальными переходами. Карбонатные породы (кроме сидеритов) отсутствуют, так же как и породы с карбонатным цементом. В минералогическом составе пород типично присутствие переотложенного невыветрелого материала.

Характерной чертой нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых формаций является также их очень большая мощность. Как отмечает Л. Н. Формозова, если для более молодых систем мощность подобного типа рудоносных формаций измеряется десятками, реже сотнями метров, то для нижнепалеозойских и верхнедокембрийских она измеряется километрами, и, как правило, варьирует в пределах 1000—2000 *м*.

Устанавливается парагенезис оолитовых железных руд рассматриваемой формации с основными вулканогенными породами, с лавами и туфами диабазового или базальтового состава. Типичной чертой руд является их ассоциация с полимиктовыми грубообломочными породами (граувакки, аркозы), так как во время их образования интенсивные процессы химического выветривания не наблюдались. С появлением кислых пород оолитовые руды обычно исчезают (например, в ордовике Озерной области Англии).

В целом, по Л. Н. Формозовой, рассматриваемые группы формаций приурочены к внутренним частям геосинклиналей и не встречаются на платформах и в прилегающих к платформам участках геосинклиналей. К числу главных отличительных особенностей этих формаций относятся также большие мощности рудоносных зон. Так в общем виде, по данным Л. Н. Формозовой, вырисовывается общая эволюция вулканогенно-кремнистых формаций от порфирово-лептитового и джеспилитового типа формаций глубокого докембрия через мощные вулканогенно-кремнистые железоносные формации нижнего палеозоя к более поздним, палеозойским и мезозойско-кайнозойским, аналогичным формациям, отличающимся значительно менее мощными накоплениями кремнистых пород.

Вулканогенно-карбонатные формации

В плане формационного анализа вулканогенно-карбонатные формации впервые были изучены Л. Н. Формозовой (1963, 1968) в связи с исследованием закономерностей образования вулканогенно-осадочных руд железа. По ее данным и приводится характеристика этих формаций, в которых содержатся также руды марганца.

Геохимическая обстановка для образования рассматриваемой группы формаций существовала, по-видимому, в период от девона до триаса, что можно видеть на примерах девонских отложений Рейнских сланцевых гор, Гарца, Тюрингии, Моравии, Горного Алтая, Центрального Казахстана, триасовых толщ района Вареш в Югославии и др.

Вулканогенно-карбонатная группа формаций возникает на разных глубинах морского бассейна, иногда даже в континентальной обстановке, всегда в условиях резкой фациальной изменчивости осадков.

Общие характерные черты этих формаций определяются участием в их составе: 1) вулканогенных пород спилито-кератофирового ряда; 2) карбонатных пород органогенного и биохимического происхождения (известняки, мергели, реже доломиты); 3) терригенных пород (сланцы, песчаники и алевролиты, часто с карбонатным цементом); 4) хемогенных пород (железные и марганцевые руды, яшмы, роговики и кремнистые сланцы). Характерны смешанные породы типа известковистых туфов, шальштейнов и «туфовых» известняков, появление которых связано с эксплозионной вулканической деятельностью, сопровождавшей карбонатную седиментацию.

Состав продуктов вулканической деятельности, влияющей на процесс седиментации и определяющей особенности состава руд, может быть достаточно разнообразным, что позволяет выделить два гомологичных ряда рассматриваемой группы формаций: первый — наиболее распространенный, содержащий промышленные железные руды и связанный со спилит-диабаз-кератофировым вулканизмом, а второй — сопровождающий кислый кварц-кератофировый вулканизм. Это один из основных выводов

Л. Н. Формозовой, он обосновывается приведенными данными, характеризующими распространение и строение вулканогенно-карбонатных формаций в различных зарубежных странах и на территории Советского Союза.

Спилито-кератофировые шальштейновые формации иллюстрируются Л. Н. Формозовой примерами Рейнских Сланцевых гор, Гарца, Восточной Тюрингии и Моравии.

В Рейнских Сланцевых горах расположены девонские железные руды, которые являются наиболее ярким и хорошо изученным примером непосредственной связи рудообразования и подводного вулканизма; они известны под названием руд типа Лан — Дилль. Эти месторождения сосредоточены в вулканогенно-карбонатной формации, подстилаемой глинисто-сланцевой формацией и перекрываемой кульмом. Стратиграфическое положение и мощность формации изменчивы. В районе мульд Лан и Дилль общая мощность ее достигает 3500 *м* от низов девона до «покровного» диабаза в основании карбона, а в Зауэрланде и Келлервальде подошва формации поднимается до верхнего живета, а мощность сокращается до нескольких сотен метров.

Главными членами формации являются различные излившиеся породы, туфы, шальштейны и тесно связанные с ними железные руды. Характерны также глубоководные породы, представленные тентакулитовыми и стилолитовыми сланцами и гониатитовыми пелитоморфными известняками. Среди вулканогенных пород обычны кератофиры, диабазы, спилиты и так называемые вейльбургиты— кератофиры с повышенным содержанием магнезиально-железистых хлоритов, а кроме них,— разнообразные туфы аналогичного состава, преобладающие над лавами. В период седиментации господствовали, таким образом, эксплозионные извержения. Типичные для формации шальштейны относятся к ряду туфов, содержащих более или менее значительные, но постоянные примеси кальцита, хлорита и терригенного материала. Они связаны постепенными переходами с известняками и нормальными туфами.

Наряду с вулканогенными породами присутствуют осадочные: известняки, известковые сланцы, песчаники с кварцевым цементом, глинистые и кремнистые сланцы. Среди известняков имеются тонкозернистые, слоистые, часто плитчатые, серые до черных породы, а также серые мраморизованные породы с розоватыми «миндалинами», известные под названием кременцельских. Как отмечает Формозова, близкого типа известняки входят в состав вулканогенно-карбонатной формации почти во всех районах ее распространения в девоне Центральной Европы и в триасе Динарид. Сходного типа породы отмечены Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной (1965) в верхнем девоне Джаильминской мульды Центрального Казахстана, хотя там подобные «миндалины» окрашены в белый цвет.

Кремнистые породы обычны в кровле или по периферии выходов вулканических пород; они представлены прослоями черных фтанитов. Имеются, кроме того, красные и зеленые яшмы, почти всегда связанные с железной рудой. Впрочем, по сравнению с другими районами распространения аналогичных формаций в Югославии или в Центральном Казахстане, в мульдах Лана и Дилля кремнистых пород много меньше.

Характерны резкие фациальные переходы между различными породами, что приводит к линзообразным формам их залегания. Общей чертой почти всех пород, слагающих формацию, является их карбонатность. Песчаники и глинистые сланцы постоянно известковисты, а туфы тоже содержат карбонат кальция в количестве до 25%, вследствие чего и получили название шальштейнов.

Железные руды формации обычно залегают на туфах или шальштейнах и покрываются известняками или шальштейнами, но иногда и другими породами. Протяженность рудных залежей чаще всего не превышает 1 *км*, но наиболее крупная, так называемая граничная залежь (на границе среднего и верхнего девона) достигает 4 *км* в длину. Мощность

рудных тел до 10 *м*. Наиболее распространенным типом руд являются гематитовые карбонатные или кремнистые руды. Имеются также руды с вторичным диагенетическим и с первичным магнетитом, а также с сидеритом. Часто встречаются железистые хлориты, особенно среди вулканогенных пород. Известны также сульфидные руды железа, имеющие оолитовое строение с чередованием в оолитах концентров пирита, хлорита и кремнезема. Парагенезы, типичные для вулканогенно-карбонатной формации Рейнских Сланцевых гор, характерны и для других областей распространения аналогичных рудоносных формаций, хотя в этих парагенезах устанавливаются и некоторые черты различий.

В Гарце, как и в Рейнских Сланцевых горах, рудоносная вулканогенно-карбонатная формация имеет девонский возраст. Эта формация тяготеет к Эльбингеродской мульде, расчлененной рядом «седел», сложенных вулканогенными породами, преимущественно диабазами. Некоторые черты строения вулканогенного комплекса этой мульды уже рассматривались в связи с анализом проблемы фаций. Мощность вулканогенно-карбонатной формации здесь меньше, чем в Рейнских Сланцевых горах, и составляет не более 750 *м*, хотя местами увеличивается до 2500—3000 *м*; но даже эти максимальные мощности меньше мощности аналогичной формации в Лане и Дилле, где она достигает 3000—3500 *м*. Подстилающие формацию толщи тоже неодинаковы: в Гарце — это силурийские известняки и граптолитовые сланцы, а в Рейнских Сланцевых горах — — мощная терригенная толща низов девона, залегающая на складчатом ордовике.

Главный рудный горизонт в Гарце лежит на границе между вулканогенными породами и перекрывающими их стрингоцефаловыми известняками. Подошва руд обычно представлена шальштейнами — слоистыми туфами с бомбами и лапиллями или кератофировыми лавами. В кровле руды располагаются известняки, а иногда — маломощные «покровные» шальштейны, кверху сменяющиеся известняками. Местами на руде залегают «хютенродские» глинистые сланцы, замещающие по простиранию известняки, а иногда на срезанной поверхности рудного горизонта непосредственно располагаются кремнистые сланцы кульма. Протяжение рудных пластов 1 —4 *км* при мощности 1,5—6 *м*. В остальном парагенез и особенности состава пород Гарца существенно не отличаются от того, который указан выше для Рейнских Сланцевых гор.

В Восточной Тюрингии, к югу от Гарца, в так называемом Шлейцком троге (Watznauer, 1960) в состав вулканогенно-карбонатной формации входят породы от основания вулканогенной толщи франского яруса до подошвы визейских глинистых сланцев и граувакк. Вулканогенные породы в Тюрингии преимущественно основные — диабазы, спилиты, мандельштейны и их туфы. Здесь установлены своеобразные известковистые спилиты или спилито-карбонаты, содержащие до 27—28% кремнезема (Rösler, 1960). Известны также кварцевые кератофиры. Пирокластические породы преобладают над лавами. Выше вулканогенных пород залегают различные известняки и красные известковистые глинистые сланцы, принадлежащие фаменскому ярусу и нижней зоне турне, а выше в разрезе снова появляются вулканогенные породы, отвечающие «покровному» диабазу Гарца и Рейнских Сланцевых гор. Выше них, на фациально замещающих эти породы кремнисто-глинистых сланцах с конкрециями фосфоритов, лежат глинистые сланцы кульма (визе — намюр).

Рудные горизонты в Шлейцком троге расположены на границе между известняками и подстилающими их вулканогенными породами и представлены тремя фациями: известково-гематитовой, кремнисто-гематитовой и хлорито-магнетитовой. Рудные залежи размещены концентрически по отношению к вершинам подводных вулканов (Gräbe, 1956, 1962; Schlegel, Wiefel, 1959; Rösler, 1962; Dave, 1963). Ближе к жерловой части наблюдается маломощный пласт хлорито-магнетитовой руды, иногда

перекрытой сильно известковистым шальштейном. Ниже по склону древнего вулкана шальштейн выклинивается, в кровле рудного пласта появляется известняк, а руда сменяется грубым кремнистым гематитом с включениями туфового материала; еще ниже количество кремнезема в рудах уменьшается, а содержание кальцита увеличивается, вследствие чего они постепенно переходят в известковые гематитовые пласты.

Предполагается, что в Шлейцком троге вулканизм был «наиболее спилитовым» по сравнению с другими районами распространения девонских вулканогенных пород Центральной Европы. Наряду с этой отличительной чертой характерно отсутствие роговиков, яшм, лидитов и вообще высококремнистых пород. Типичными минералами железных руд в Тюрингии являются шамозит и гематит, диагенетический магнетит, мелкозернистый кварц, стильпномелан, пирит, медистые колчеданы, цинковая обманка, антраксолит и реже апатит.

Вулканогенно-карбонатная формация с рудами железа известна также в Моравско-Силезской области. Здесь железные руды залегают тоже на вулканогенной толще и перекрываются известняками с гониатитами, криноидеями, строматопорами, кораллами и брахиоподами, а местами темными битуминозными известняками или глинистыми сланцами, часто превращенными в филлиты.

Вулканогенные породы преимущественно основного состава, но обычно с повышенным содержанием щелочей. Рудные линзы имеют протяжение от десятков метров до 1 *км* при мощности 2—6 *м*. По данным Скацеля (Scácel, 1964), состав руд и их текстуры разнообразны; он насчитывает десять типов руд, в том числе джеспилитовые руды или кремнистые железняки, неслоистые, спекуляритовые слоистые руды, массивные гематитовые, магнетит-лептохлоритовые, сидерит-лептохлоритовые, гематитовые, оолитовые и др.

Как подчеркивает Формозова, оолитовые руды гематит-хлоритового или гематит-карбонатного состава, залегающие в известняках, являются, скорее всего, фацией, удаленной от вулканических очагов. В целом же принадлежность моравских железных руд рассматриваемого типа к вулканогенно-карбонатной формации, аналогичной формации Лана и Дилля, а также Гарца и Тюрингии, представляется несомненной.

От рассмотренных выше формаций отличаются по ряду особенностей *кремнисто-карбонатные формации*. Их парагенез в целом сходен с тем, который обычен для вулканогенно-карбонатных формаций, но в них настолько широко развиты различные кремнистые породы (яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы и кремнистые известняки), что, как отмечает Формозова, они приобретают значение ведущего парагенеза и придают формации особый облик. Отличием этих формаций является, кроме того, образование свойственных им железных руд в некотором удалении от центров вулканической деятельности и не в непосредственной связи с лавами и туфами. Примером подобного типа формаций могут служить триасовые отложения района г. Вареш в Югославии и фаменские отложения Атасуйского района Центрального Казахстана.

В Югославии, в складчатой системе Динарид, к кремнисто-карбонатным формациям, принадлежащим группе вулканогенно-карбонатных формаций, относится, по Формозовой, «порфирито-кремнистая серия», описанная Чиричем (Čirič, 1960, 1961) и другими исследователями. Эта серия обладает наиболее типичными чертами среди триасовых отложений Динарид в районе Вареша в восточной части Средней Боснии. Площадь распространения вулканогенно-кремнистой формации измеряется здесь многими тысячами квадратных километров, а мощность не превышает 300 *м*. Формацию подстилает терригенно-карбонатная формация нижнего триаса, а покрывают ее известняки верхнего триаса — лейаса.

Осадочные породы, преобладающие в разрезе формации, представлены красными и серыми известняками, известковистыми, кремнистыми и гли-

нистыми сланцами, известковистыми песчаниками, мергелями и кремнистыми известняками. Известняки с примесью сидерита постепенно переходят в глинистые сидериты рудных залежей. Наблюдаются также переходы известняков в туфы, красные железняки, а на контакте с излившимися породами — в чистые доломиты. Грубые желваковые и почкиводные известняки, переслаивающие руду или замещающие ее, сходны с кременцельскими известняками Рейнских Сланцевых гор.

В составе формации постоянно присутствуют яшмы, роговики и кремнистые сланцы. Среди них имеются красные и коричневые яшмы, постоянно залегающие в кровле покровов вулканических пород и почти всегда встречающиеся в разрезах железорудных месторождений. Количество вулканогенных пород в разрезах формации значительно варьирует. Их много в основании формации. Обычно они хлоритизированы и карбонатизированы. Отмечается (Karamata, 1958, 1960), что вулканогенные породы нижней (по разрезу) зоны — преимущественно подушечные лавы основного и среднего состава с повышенным содержанием щелочей. Выше залегают туфы, в которых встречаются вулканические бомбы до 1 *м* в поперечнике.

Железные руды обычно залегают на глинистых сланцах с прослоями известняков и перекрываются маломощными (50 *м*) известняками с прослоями пестрых сланцев. Мощность рудных пластов 30—60 *м*. Протяжение от 100 до 400 *м*. Состав руд сидеритовый или гематитовый, иногда представленный переслаиванием пластов того и другого состава. Имеются также рудные залежи бурого железняка с сидеритом и красного железняка. Таким образом, руды фациально изменчивы. В ряде случаев наблюдается повышенное содержание марганца (до 8% $MnCO_3$). В породах формации в ряде случаев устанавливается также повышенное содержание фосфора (местами до 20% P_2O_5). В целом рассматриваемый тип руд, по Формозовой, принадлежит к той же группе, что и руды Лан — Дилля, и имеет соответственно эксгаляционно-осадочное происхождение.

Вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация Центрального Казахстана сходна с описанной выше югославской. На территории Казахстана в Джаильминской мульде имеются не только железные, но и марганцевые, а также бедные сульфидные полиметаллические руды. Карбонатно-кремнистые рудоносные отложения фаменского и турнейского ярусов, общей мощностью 600—1600 *м*, в этой мульде залегают на различных свитах подстилающей вулканогенной толщи, представленной андезито-базальтовыми и дацито-андезитовыми порфиритами с подчиненными туфами и лавобрекчиями (мощность 2500—2800 *м*), туфами дацитового и липаритового состава и липарит-порфирами (2400 *м*), а также в самых верхах разреза— красноцветными породами или альбитофирами, порфирами и порфиритами (700 *м* до полного выклинивания). Кремнисто-карбонатная часть разреза фациально изменчива, чем сходна с аналогичными рудоносными формациями Рейнских Сланцевых гор. Именно эту формацию Н. С. Шатский рассматривал как один из примеров отдаленных вулканогенно-кремнистых формаций.

В различных горизонтах данной формации впоследствии были обнаружены отдельные горизонты и пласты вулканогенных пород — лавобрекчий, туфов, диабазовых порфиритов и кварцевых порфиритов. В связи с этим, как полагает Л. Н. Формозова, отпала необходимость допускать перенос кремнезема на большие расстояния (из Северного Прибалхашья). Тем не менее вулканическая активность здесь была незначительной и не идет в сравнение с той, которая типична для девона Центральной Европы. По-видимому, справедливы прежние указания Н. А. Штрейса (1938) на роль фумарольно-сольфатарной деятельности в пополнении кремнеземом седиментационного бассейна.

В целом же рудоносная формация в Джаильминской мульде залегает на континентальной красноцветной вулканогенно-осадочной «порфиро-

вой» формации среднего девона и франского яруса и перекрывается терригенной морской толщей, от которой сохранились только обрывки. Для расположенного севернее Карагандинского бассейна Н. С. Шатский (1955) определил принадлежность этой толщи к аналогам кульма Центральной и Западной Европы. Рудные горизонты приурочены к различным стратиграфическим уровням разреза формации и представлены рудами, ассоциирующимися с различными типами кремнистых известняков, содержащими от 5 до 35 % кремнезема, а также повышенное количество окислов железа (до 10%) и марганца (до 5%). Вместе с рудами, переслаиваясь с ними или замещая их, встречаются яшмы. Рудные линзы прослеживаются на несколько километров и имеют мощность до 10—15 *м*. Состав железных и марганцевых руд разнообразен и непостоянен. В рудах присутствуют и закисные формы железа, встречаются также сульфидные полиметаллические и баритовые руды. Таким образом, эта формация принципиально не отличается от триасовой формации Динарид.

Последний тип формаций в рассматриваемой вулканогенно-карбонатной группе представляет *кварц-кератофировая карбонатная формация*, наиболее полно изученная А. С. Калугиным. Он еще в 1949 г. указал, что железорудные месторождения Коргонской и некоторых других групп Горного Алтая сложены пластовыми осадочными рудами, происхождение которых связано с вулканической деятельностью девонского периода (Калугин, 1959, 1962, 1964).

Девонские рудоносные отложения расположены на юго-западе Горного Алтая вдоль прерывистой полосы северо-западного простирания, протяжением около 500 *км* и шириной до 150 *м*. Эти отложения залегают в системе наложенных мульд, в которых девонские отложения отделены от подстилающих пород несогласием. Вулканогенные породы преобладают в разрезе формации, мощность которой достигает 3000 *м*.

Господствующий тип вулканогенных пород — туфы и туфовые лавы липаритового состава, фельзит-порфиры, а также андезитовые порфириты и их туфы. Осадочные породы в разрезе формации составляют от 10% (Лапин, 1963) до 55% (Калугин, 1967). Вулканогенные породы часто содержат рассеянный гематит и бывают окрашены в красные тона, типичные для фельзитов, альбитофиров, а иногда и пепловых туфов разного состава. Встречаются линзочки и прослойки кремнистого гематита, а также небольшие секущие жилы, гематитовые или кварц-гематитовые, возможно гидротермального происхождения.

Крупные пластовые залежи гематитовых руд приурочены к основанию морской части разреза формации, представленной серыми и серо-зелеными песчаниками, алевролитами и алевропелитами с карбонатным цементом, залегающими на вулканогенно-красноцветной толще. Именно в этой части разреза размещаются рудные залежи месторождений Коргонского, Кедровского, Кристального, Калгутинского и др. Количество рудных пластов, их мощность и протяженность разнообразны. Например, на Коргонском месторождении имеется семь рудных пластов мощностью от 1 до 20 *м*, причем главный пласт прослежен на 6 *км*, а остальные на расстояние 30 до 50 *м*. На Калгуте оценить мощность рудного пласта трудно, так как гематитовая руда здесь тонко переслоена в различной степени оруденелым туфом. Калугин считает, что мощность таких сложно построенных тел достигает 50—100 *м*. Рудный минерал этих месторождений преимущественно гематит, но присутствуют также сидерит и магнетит. В качестве фации железных руд отмечаются марганцевые руды с содержанием до 55% MnO (р. Ночная Коксу).

Надрудные толщи рассматриваемой формации отделяются от рудоносного горизонта поверхностью размыва и представлены тонкослоистыми туфами с прослоями известняков, принадлежащими эйфельскому ярусу. Мощность этой части разреза 30—70 *м*. Местами она замещается толщей кератофиров.

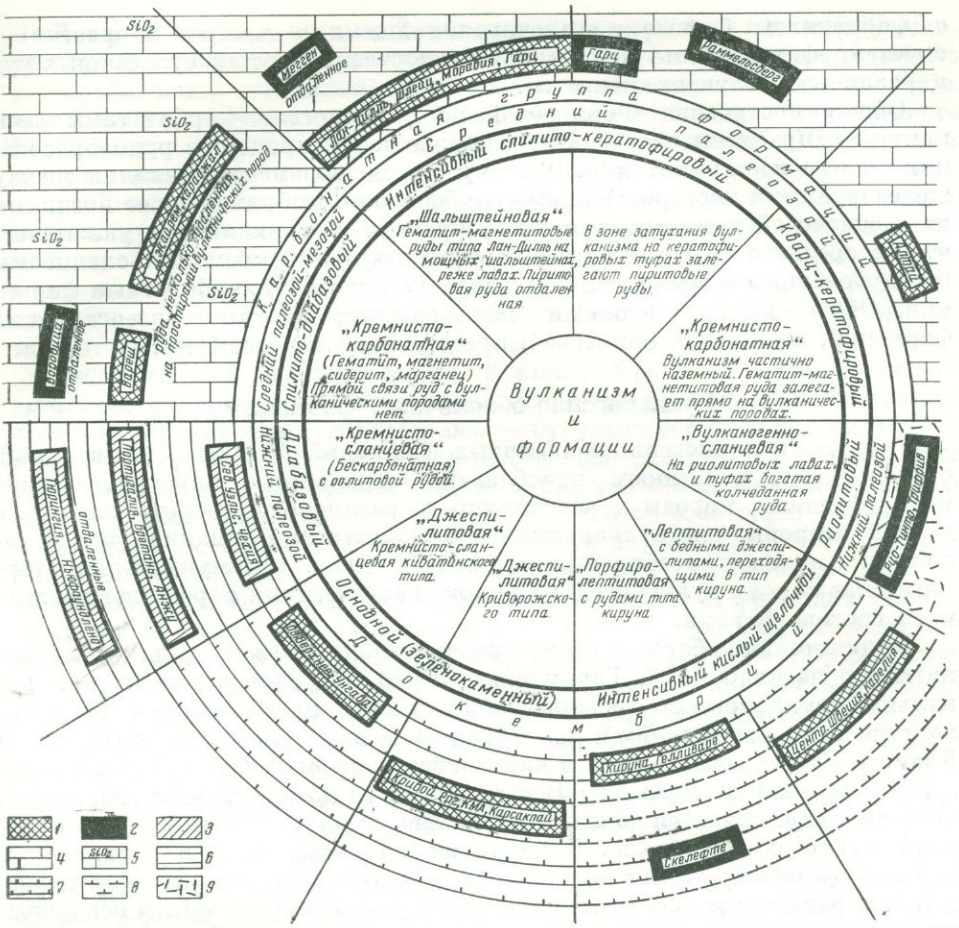


Рис. III-4. Схема расположения некоторых железорудных месторождений в докембрийских и палеозойских формациях и их связи с вулканизмом определенного состава. Из книги «Осадкообразование и полезные ископаемые...», т. 1 (1968)

1 — гематит-магнетитовая руда; *2* — пиритовая руда; *3* — оолитовая гематит-хлорит-сидеритовая руда; *4* — известняки; *5* — сильнокремнистые известняки; *6* — сланцы; *7* — метаморфизованные породы; *8* — лептиты; *9* — риолиты

Как отмечает в заключении очерка Л. Н. Формозова (1968), общие черты рассмотренных формаций, принадлежащих вулканогенно-карбонатной группе, определяют их принадлежность к ассоциациям пород, связанных с подводным вулканизмом преимущественно спилит-кератофирового состава. Среди этих пород преобладают то спилиты, то кератофиры. Все эти формации расположены во вторичных (эпиэвгеосинклинальных) прогибах, развивающихся после перерыва на более древнем фундаменте. Время образования железорудных горизонтов в этой группе формаций — конец или начало второй половины периода накопления формации.

Л. Н. Формозова особо отмечает вероятную связь с вулканогенно-осадочными формациями многих месторождений колчеданных руд, в частности пиритовых руд Гарца и Рейнских Сланцевых гор с вулканогенно-карбонатными формациями (месторождения Единство, Раммельсберг, Меген в Зауэрланде), а также с другими формациями (Трифрив в Северном Уэлсе, Рио-Тинто в Испании; Гронг и Локкен в Норвегии), и подчеркивает, что в одних случаях сульфидные руды связаны с вулканогенно-карбонатными формациями, в которых развит так называемый близвыходной тип богатых гематито-магнетитовых руд, в других случаях—

с формациями, бедными осадочными толщами, в третьих (Норвегия) — с метаморфизованными толщами. Соответственно состав сульфидных руд в различных случаях меняется.

Общие построения Формозовой по вулканогенно-карбонатным формациям направлены на развитие идеи эволюции процессов рудообразования железа и седиментации. Поэтому она подчеркивает различия между железорудными месторождениями глубокого докембрия и более поздними нижнепалеозойскими, на что уже обращалось внимание, и указывает, что со среднего палеозоя на смену господствующим кремнисто-сланцевым бескарбонатным формациям приходят вулканогенно-карбонатные формации. Общая картина эволюции железоносных вулканогенно-осадочных формаций, по Л. Н. Формозовой, представлена на рис. III-4.

Вулканогенно-обломочные формации

Группа вулканогенно-обломочных формаций охватывает, с одной стороны, ряд, в котором преобладают сероцветные пирокластические и терригенные породы в ассоциации с различного состава лавами, с другой стороны, ряд вулканогенно-красноцветных формаций, представленных сложными ассоциациями красноцветных, преимущественно терригенных пород с вулканогенными пирокластическими породами и различного состава лавами.

Вулканогенно-обломочные *серо-зеленоцветные формации* описаны сравнительно недавно А. А. Гавриловым (1968). Он рассмотрел «геосинклинальные вулканогенно-осадочные формации с преобладанием вулканокластических отложений» и дал характеристику палеозойских формаций Южного Урала, мезозойских и кайнозойских формаций Кавказа и кайнозойских формаций Дальнего Востока. Общим для всех этих формаций, по Гаврилову, является обилие в их составе пирокластического («вулканокластического») материала. В целом же они изменчивы, и характерные для них вариации определяются неодинаковым составом лав и их туфов, а также различными соотношениями между вулканогенными и осадочными компонентами формации. Некоторые из описанных Гавриловым формаций настолько бедны осадочными породами, что с успехом могли бы рассматриваться как примеры вулканогенных, а не вулканогенно-осадочных формаций. Это вполне естественно, так как деление на вулканогенно-осадочные и вулканогенные формации достаточно условно и количественные критерии их разделения пока еще трудно указать.

В качестве примера палеозойских формаций Гаврилов описал формации базальто-липаритовую (арениг — ландейло), андезито-базальтовую (лудлов — нижний девон) и андезито-дацитовую (средний девон). Первая из них отличается сочетанием вулканогенных пород с красноцветными осадочными пачками; поэтому она рассматривается ниже совместно с другими вулканогенно-красноцветными формациями. Что касается двух более молодых формаций, то они, по-видимому, однотипны.

Андезито-базальтовая формация Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале изучалась Л. С. Либровичем, Ф. И. Ковалевым, Т. И. Фроловой, В. С. Шарфманом, Г. Ф. Червяковским, И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской, а также многими другими исследователями. Наиболее общие характерные черты этой формации таковы. Мощность формации достигает 3000 *м*. Слагающие ее пачки агломератов, туфов, вулканических брекчий и лав, преимущественно андезито-базальтового состава, непостоянны по мощности и фациально изменчивы. Типичной особенностью строения пород, состоящих из туфового материала (туфы, туффиты и т. п.), является их ритмическое строение. Наиболее характерный парагенез пород выражен сочетанием туфов, агломератов, вулканических брекчий и порфиритов (пироксеновых, роговообманковых, «плагиоклазовых» и кварцевых) при преобладании пирокластических пород.

Лавы и пирокластический материал подвержены метаморфическим преобразованиям, вследствие чего в породах широко развиты эпидот-хлорит-альбитовые, актинолит-альбитовые и пренит-серицитовые минеральные ассоциации. Невулканического материала в формации обычно немного. Карбонатные породы редки, а терригенные неизвестны. Кластические породы принадлежат, в сущности, вулканогенному, а не терригенному ряду. Тем не менее имеются перемытые продукты вулканических извержений, представленные конгломератами, гравелитами и отчасти песчаниками. Встречаются также яшмы. Локальные участки формации сложены игнимбритами. Выявлены корни вулканических построек центрального типа, сосредоточенные в пределах области распространения формации. Корневые зоны имеют андезито-базальтовый состав.

Андезито-дацитовая формация Южного Урала изучена достаточно детально. Эта формация залегает между двумя регионально распространенными кремнистыми горизонтами — бугулыгырским (яшмовым) и мукасовским (фтанитовым), от которых отделена резкими границами. Мощность варьирует от нескольких сотен метров до 2000 *м*. Преобладают андезитовые, дацитовые, смешанные, отчасти липаритовые туфы. Кроме того, много пород, состоящих из переотложенного пирокластического материала. Кластическим породам обычно свойственно ритмическое строение. Общий парагенетический ряд пород рассматриваемой формации включает: туфы андезитового, дацитового и смешанного состава, песчаники из переотложенного вулканического материала, кремнистые породы, лавы андезитового и дацитового состава. Лавы являются, как указывает А. А. Гаврилов (1968), непостоянными элементами разреза формации.

Различия между обеими формациями Южного Урала достаточно отчетливы. И. В. Хворова (1968) отмечает, что более древняя андезито-базальтовая (ирендыкская) формация сопоставима с некоторыми вулканогенными сериями геоантиклинальных зон (островных дуг), например с серией «древних андезитов» Курило-Камчатской области и Японии. Вулканические элементы формации представлены пропилитизированными андезито-базальтами, а также пироксеновыми и роговообманковыми андезитами, образование которых сопровождалось интенсивными эксплозиями. От типичных формаций островных дуг ирендыкские толщи отличаются подводным происхождением. Вся вулканическая зона представляла собой, как пишет Гаврилов, подводный архипелаг, в котором только вершины крупных вулканов возвышались над уровнем моря. Что касается андезито-дацитовой формации, то ее образование связано с менее активным проявлением эксплозионного вулканизма, происходившего на территории сравнительно мелководного морского бассейна.

Мезозойские и кайнозойские формации К а в к а з а описаны А. А. Гавриловым на примерах андезито-базальтовой формации южного склона Большого Кавказа (Грузия) и Аджаро-Триалетской зоны, а также базальт-андезит-липаритовой формации Севано-Ширакского синклинория (Армения). Первая из них имеет среднеюрский возраст и известна под названием «порфиритовой серии», распространенной вдоль южного склона Кавказа. Эта формация существенно отличается от подстилающей нижнеюрской преимущественно терригенной толщи и несогласно перекрывается верхнеюрскими толщами. В латеральном направлении на север и северо-восток она переходит в «формацию глинистых сланцев» (Дзоценидзе, 1965), а на юге ее выходы ограничены Грузинской глыбой.

Описания этой серии даны Г. С. Дзоценидзе (1948, 1959, 1965) и П. Д. Гамкрелидзе (1958, 1959). По Дзоценидзе (1965), вулканические породы — порфиритовые лавы и их туфы сосредоточены на севере в области распространения пород формации, тогда как в южных районах обычны аркозовые песчаники; те и другие связаны фациальными взаимопереходами. В составе формации преобладают пирокластические породы и продукты их морской переработки. Продукты излияний сравнительно ограничены

или совсем отсутствуют. Порфириты разнообразны и среди них отмечены породы альбитовые, альбит-авгитовые, роговообманково-авгитовые, роговообманково-лабрадоровые, лабрадор-авгитовые и др. Химический состав пород андезито-базальтовый, более близкий к андезитам. Редки диабазы, которые типичны для нижней части разреза среднеюрских отложений. Дзоценидзе объединяет всю эту серию пород в единую спилит-диабаз-порфиритовую формацию, тогда как Гаврилов предполагает более вероятной формационную самостоятельнсть верхней, порфиритовой части разреза. Помимо обильных пирокластических пород, формации подчинены также граувакковые песчаники, но хемогенных пород здесь нет.

Общий парагенез пород таков: туфы порфиритов, граувакковые песчаники (вулканомиктовые, по Гаврилову), конгломераты, брекчии, порфириты. В некоторых районах (например, Кутаисском) постоянно присутствуют аркозовые песчаники и туфы. Непостоянный элемент формации — глинистые породы с примесью пирокластического материала. Мощность формации достигает 3000 *м*, но местами не превышает 500—600 *м*.

В Аджаро-Триалетской зоне аналогичная формация имеет среднеэоценовый возраст. Она залегает на палеоцен-эоценовых флишевых толщах и подстилает верхнеэоценовые, главным образом глинисто-песчаные отложения. По данным П. Д. Гамкрелидзе (1949, 1954, 1958, 1959, 1965) и Г. С. Дзоценидзе (1948, 1959), эта формация объединяет три свиты среднего эоцена — нижнюю «слоистую пестроцветную туфогенную», «среднюю массивную туфобрекчиевую» и «верхнюю слоистую туфогенную». Некоторые породы этих толщ имеют красную окраску, но преимущественно это пестроцветные или зеленовато-серые породы. Подчиненные формации лавы имеют андезито-базальтовый состав и соответствующие типы пород представлены авгит-лабрадоровыми порфиритами и их туфами; только в зоне, переходной к Грузинской глыбе, появляются также трахиты трахиандезиты, иногда с лейцитом. В общем парагенезе пород рассматриваемой формации обычны туфовые песчаники, брекчии, конгломераты, туфы, порфириты, глинистые песчаники и мергели. Максимальная мощность формации достигает 5000 *м*.

К юго-востоку от Аджаро-Триалетии среднеэоценовые вулканогенно-осадочные толщи широко распространены во многих районах Армении, в частности в Севано-Ширакском синклинории. Здесь эта формация изучена О. А. Саркисяном (1963, 1965) и А. А. Габриеляном (1956, 1960, 1964). В образующей ее толще, как и в предыдущей, господствуют вулканогенно-осадочные породы, среди которых лавовых образований немного. По Саркисяну, здесь могут быть выделены: эффузивно-пирокластические, терригенно-пирокластические и кремнисто-вулканогенные породы. К эффузивно-пирокластическим породам относятся лавовые покровы, состав которых варьирует от базальтов до липаритов, с преобладанием андезитов, а также соответствующего состава туфы. Терригенно-пирокластические породы представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями, в различной степени обогащенными пирокластическим материалом. В этой серии пород нередко обнаруживается ритмическое строение, поэтому Саркисян называл ее «туфогенным флишоидом». Кремнисто-вулканогенные комплексы объединяют кремнистые сланцы и яшмы, нередко с пепловой примесью. Обычно они наблюдаются в ассоциации с альбитофирами, андезито-дацитами и линзами кремнистых известняков. Максимальная мощность формации достигает 3—4 *км*.

В целом все три формации, по Гаврилову, сходны по обилию пирокластического материала. Для них типично также присутствие терригенного материала, который иногда преобладает в краевых зонах формации. Наряду с этим имеются различия между отдельными типами формаций. Эти отличия определяются составом лав, присутствием или отсутствием известняков и, наконец, текстурными особенностями слоистых толщ; в частности, ритмичное строение толщ отличает Севано-Ширак-

ский синклинорий. Кайнозойская группа формаций выделена Гавриловым на примере андезито-базальтовой и дацитовой формаций о-ва Сахалин и базальт-андезит-липаритовой формации Японии.

На Сахалине, по материалам В. Н. Шилова (1958), а также В. Д. Козырева и других (1960) А. А. Гаврилов отмечает наличие раннемиоценовых вулканогенно-осадочных толщ, образующих формацию из преобладающих песчаников, сложенных перемытым вулканическим материалом, а также терригенных пород, сменяющихся по простиранию то более, то менее богатыми пирокластикой породами. Мощность формации варьирует от 150 до 1500 *м*. Помимо брекчий, конгломератов и песчаников, содержащих более или менее значительную примесь терригенного материала, в формации содержатся туфы, местами лавы, а также кремнистые породы. Лавы имеют андезитовый или дацитовый состав и им отвечают пироксеновые и роговообманковые порфириты, а местами липариты (Ерохов, Шилов, 1966; Шилов, 1958). Характерна общая резко выраженная фациальная изменчивость формации, возникшей в течение двух этапов, в нижнем и среднем миоцене, в более или менее обособленных участках юго-западного Сахалина. В целом же эта формация, как подчеркивает Гаврилов, представляет систему линз вулканогенно-осадочного материала, погруженного в терригенные толщи.

Базальт-андезит-липаритовая формация Японии относится к неогену и объединяет нижне -и среднемиоценовые отложения, известные под названием «зеленых туфов». Характеристика этой формации дана Гавриловым по сводкам («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961; Geology of Japan, 1963), а также по статьям Дуа (Doi, 1961), Н. Г. Бродской (1963) и Фиске и Матсуды (Fiske, Matsuda, 1964). Основание формации лежит на мезозойских гранитах и гнейсах, а также палеозойских толщах (палеогена нет), а в кровле ее располагается «формация кремнистых сланцев». Состав вулканогенно-осадочной формации рассматриваемого типа отличается преобладанием андезитовых и липаритовых туфов; песчаники и конгломераты сравнительно немногочисленны. Наряду с этими породами в различных районах имеются андезитовые и базальтовые лавы и их туфы, аргиллиты, сланцы, а местами также липаритовые лавы и дацитовые туфы. Всю эту серию пород в ряде районов японские геологи называют просто «зелеными туфами» (префектуры Ямагата, Ниигата и др.) вследствие того, что главная масса пород окрашена в зеленый цвет, а сложенные этими породами толщи они называют «формацией зеленых сланцев».

Таким образом, выявляется достаточно большое разнообразие вулканогенно-обломочных серо-зеленоцветных пород, которые считаются типичными для эвгеосинклинальных прогибов.

В общей системе формаций важную роль играют также вулканогенно-обломочные *красноцветные формации*, известные в различных районах мира. Образовались они в интервале времени от глубокого докембрия («формация» Кивино в Канаде) до мезозоя (триасовая «формация» Ньюарк в США). Главная масса подобного типа вулканогенно-красноцветных ассоциаций сосредоточена в областях распространения девонских отложений. Общего обзора вулканогенно-красноцветных формаций пока нет, но для девонского периода А. И. Анатольева указала некоторые закономерные черты их пространственного размещения. Она, в частности, отметила, что ассоциации вулканогенных пород с континентальными красноцветными образуются вследствие совмещения некоторых участков, расположенных в областях красноцветной седиментации, с тектонически активными зонами, расчлененными разломами, вдоль которых проникают из глубин магматические расплавы. Такое совмещение происходит, прежде всего в том случае, когда внутри каледонских складчатых областей закладываются межгорные впадины и, таким образом, возникает ряд тектонических элементов, типичных для орогенного ряда структур, выде-

ляемого Н. П. Херасковым (1963). Кроме того, аналогичные условия создаются в отдельных случаях и на окраинах древних платформ, где тоже нередко формируются системы тектонических разломов, проникающих глубоко в недра Земли (например, в предгорьях Восточного Саяна). Такие же условия свойственны авлакогенам, расчленяющим тело древних платформ (например, в Донбассе).

Примером данного типа формаций могут служить вулканогенно-красноцветные ассоциации Минусинского прогиба в Южной Сибири, где сравнительно недавно они были изучены в отношении состава и распределения вулканогенных (Лучицкий, 1960) и осадочных пород (Бровков, 1967). Эта формация, стратиграфическое положение и фациальная изменчивость которой были изучены А. И. Анатольевой (1960, 1964), залегает резко несогласно на подстилающих кембрийских толщах и прорывающих эти толщи гранитоидах. Мощность формации, принадлежащей нижнему девону — эйфелю, изменчива и варьирует от максимальных значений около 3000 *м* до минимальных, равных нулю, в случае срезания толщ трансгрессивно, а местами и несогласно залегающими живетскими отложениями. Разрез последних начинается терригенными красноцветными породами и завершается мощной (до 600 *м*) карбонатной толщей.

По направлению к осевой зоне прогиба мощности вулканогенно-красноцветных толщ нарастают. Одновременно в наиболее погруженных частях прогиба, вдоль его оси, особенно наглядно на юго-западе, происходит смена вулканогенных пород преимущественно красноцветными терригенными отложениями, частично также морскими карбонатными породами (таштыпская свита В. С. Мелещенко, 1953).

Таким образом, вулканогенные толщи тяготеют к окраинам прогиба и отдельных его впадин, а в целом количественные соотношения между вулканогенными и красноцветными породами существенно варьируют.

В разрезах вулканогенной части формации преобладают базальты, сосредоточенные на западной окраине прогиба и особенно на северо-западе. Наряду с базальтовыми имеются трахибазальтовые лавы; в низах разреза обычны крупнопорфировые лавы, застывшие в виде лабрадоровых порфиритов, сходных с аналогичными крупнопорфировыми лавами, описанными А. Н. Заварицким (1935) на Ключевском вулкане Камчатки. Сравнительно редки андезитовые или трахиандезитовые лавы, но много плагиопорфировых, тяготеющих главным образом к восточной окраине прогиба. Наряду с такой асимметрией отмечается увеличение роли плагиопорфировых лав также на поднятиях.

Типичной чертой ассоциаций вулканических пород является сочетание базальтовых лав со своеобразными нефелинсодержащими породами, получившими местные названия горячитов и берешитов. Сейчас берешиты в качестве оригинального типа пород, содержащих обильный нефелин в фенокристах среди базальтовой основной массы, широко известны под этим названием не только в отечественной, но и в зарубежной литературе. Горячиты же представляют их глубинный аналог и отличаются порфировидной полнокристаллической структурой. Кроме лав, в строении формации принимают участие различные пирокластические породы — вулканические брекчии и туфы, лапиллиевые и пепловые; те и другие преобладают в южной и восточной частях прогиба, а на северо-западе и западе их значительно меньше. На востоке прогиба Г. Н. Бровков указывает еще игнимбриты.

Характерные черты состава установлены Г. Н. Бровковым и для осадочных пород, содержащих более или менее значительную примесь вулканического материала, а также для туфов. Все подобного типа породы в Минусинском прогибе имеют континентальное происхождение; вследствие последующего погружения они испытали интенсивные диагенетические преобразования, принципиально сходные с «зональностью три-

асовой толщи литифицированных андезитовых песков Новой Зеландии, описанной Кумбсом (Coombs, 1954; Coombs a. o., 1959), где в верхней части разреза распространены гейландит, анальцим и кварц, в средней — ломонтит, альбит, хлорит, кварц, в нижней — альбит, пумпеллиит, хлорит, пренит, сфен; в еще более глубоких зонах развита ассоциация эпидот-альбит, принадлежащая уже фации «зеленых сланцев» (Бровков, 1967, стр. 174). По Кумбсу, эпигенез развивался прогрессивно, параллельно с ростом нагрузки.

Соответствующее разделение фаций эпигенеза пород, содержащих пепловые примеси, приводит Г. Н. Бровкова к выводу о том, что в красноцветных толщах рассматриваемой формации сосредоточены главным образом хлорит-альбитовая, пренит-эпидот-хлорит-альбитовая и отчасти альбитовая с хлоритом эпигенетические фации, появление которых связано преимущественно с присутствием в породах пирокластического материала и иной вулканической кластики. Здесь отсутствует только цеолит-альбитовая фация, свойственная более высоким горизонтам разреза девонских и нижнекаменноугольных толщ, залегающих на вулканогенно-красноцветной формации.

Рассмотренный тип вулканогенно-красноцветных формаций относится к ряду континентальных накоплений, возникающих в межгорных прогибах в период структурного развития, отвечающего орогенному этапу Н. П. Хераскова (1963). В данном случае они образовались в наложенном прогибе, заложившемся в нижнем девоне на нижнепалеозойском (кембрийском) складчатом фундаменте. Продолжение области распространения красноцветных отложений на северо-восток приводит к северо-восточным предгорьям Восточного Саяна (Рыбинская впадина), где редуцированный, сокращенный разрез вулканогенных пород среди терригенных красноцветов расположен на краю Сибирской платформы и приурочен к тектоническому шву, следующему вдоль приподнятого выступа ее древнего фундамента, представляющего наиболее древнюю часть Восточного саяна (Протеросаяна по А. А. Предтеченскому, 1960).

Вулканогенно-красноцветные формации распространены также в других прогибах Саяно-Алтайской складчатой области, например в Тувинском, Уймено-Лебедском, Коргонском, где, впрочем, состав лав, сопутствующих красноцветным отложениям, отличается от свойственного Минусинскому прогибу. В этих прогибах базальты уступают место андезитовым и липаритовым лавам. Аналогичного состава лавы типичны для вулканогенно-красноцветных формаций Тенизского, Курганджинского и других прогибов Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Близкими чертами обладают и соответствующие формации Северной Земли, Шотландии и Ньюфаундленда. В северной же части континентальных Аппалач красноцветным отложениям серии Ньюарк сопутствуют, как и в Минусинском прогибе, преимущественно базальтовые лавы. Сходные вулканогенно-красноцветные формации с базальтами имеются, кроме того, среди девонских отложений древних платформ. На Русской платформе, в частности, они сосредоточены главным образом в Днепровско-Донецкой впадине и на Тимане.

Широко известны нижнепермские вулканогенно-красноцветные формации Центральной Европы, принадлежащие знаменитому «Ротлигенде». Вулканогенные породы в этих формациях представлены кварцевыми и бескварцевыми порфирами и разнообразными порфиритами, а также соответствующего состава туфами. В целом состав лав вулканогенно-красноцветных формаций непостоянен, поэтому необходимы дальнейшие исследования этих формаций в целях последующей их типизации, разработанной пока еще недостаточно полно.

Совсем иной тип красноцветных формаций может быть указан на примере описанной А. А. Гавриловым (1967, 1968) базальт-липарит-кварц-альбитофир-туфовой ассоциации Сакмарской зоны Южного Урала.

От вышележащих силурийских и подстилающих тремадокских отложений эта формация, имеющая арениг — ландейльский возраст, отделена более или менее явными перерывами. Главные типы пород формации представлены туфами альбитофиров и кварцевых альбитофиров, аргиллитами с примесями пирокластического материала, эпигенетически измененными пеплами и различными кремнистыми породами. Излившихся пород сравнительно немного (альбитофиры и диабазы), а терригенные и карбонатные встречаются очень редко. Большинство пород имеет красную и зеленую окраску. Пачки красноцветных пород достигают мощности 20—60 *м* и более и преобладают в типовых разрезах, приведенных А. А. Гавриловым (1968) для характеристики этой формации. Мощность формации достигает 700—800 *м*. Ей подчинены отдельные пачки полосчатых и красных яшм мощностью 10—12 *м*. В целом же свыше 60% общего количества пород, слагающих формацию, составляют пирокластические породы. Переотложенный пирокластический материал не типичен. Как полагает А. А. Гаврилов, бо́льшая часть пород образовалась в относительно глубоководных условиях. Впрочем, в отдельных участках геосинклинального прогиба, в котором залегает рассматриваемая формация, длительное время существовали острова. Общий характер осадков, из которых образовались породы, слагающие вулканогенно-красноцветную формацию, описанную А. А. Гавриловым (1968), можно, по-видимому, сопоставить с тем типом накоплений, который был выделен П. Д. Крининым (Krynine, 1949) в качестве группы химически осажденных красноцветных пород. В таких породах, по Кринину, окисное железо выпадает из раствора в морских или пресноводных условиях.

Своеобразный тип представляют выделенные Г. Н. Бровковым (1963) *осадочно-телепирокластические формации*, изученные им на примере нижнекаменноугольных отложений Минусинского и Тувинского прогибов на юге Сибири. Эти формации, которые могут быть отнесены к ряду серо-зеленоцветных формаций, отличаются постоянным присутствием в их составе пепловых туфов и туффитов, составляющих в среднем около 25%, но местами достигающих 70—90% мощности разреза. Содержание пепловых примесей в породах резко снижается при переходе к крупнозернистым терригенным породам. Обычные ассоциации пород: туффитовый алевролит (песчаник) — туффит — туф; туффитовый песчаник (алевролит) — туф; песчаник — (алевролит) — туффит — известняк; туффитовый алевролит — туф — известняк; известняк с кремнями (туффитовый известняк) — туффит; гравийный песчаник — туф — туффит; песчаник (алевролит) — известняк с пиритом; конгломерат (гравелит) — туффит; туффит — доломит; песчаник — туффитовый алевролит — аргиллит; песчаник — алевролит — глинистый алевролит, а также некоторые другие. Весь этот комплекс пород формировался в лагунной (на севере отчасти — в морской) обстановке, перемежавшейся с периодами формирования «морей — озер» и континентальных озер, заполнявших межгорные впадины, в которых накапливались, кроме того, делювиально-пролювиальные и аллювиально-дельтовые отложения. Большинство пород имеет серую, желтовато-серую и зеленовато-серую окраску.

Отличительной чертой данного типа формаций является развитие в них своеобразной минерализации по пепловому материалу, приводящей к альбитизации, адуляризации, анальцимизации, хлоритизации, цеолитизации, глауконитизации и окремнению пород, что вызывает, как подчеркивает Бровков, появление специфических минеральных парагенезов, необычных для нормальных осадочных толщ. Региональная фельдшпатизация и окремнение, связанные с разложением пепловых частиц, обусловливают широкое развитие в цементе терригенных пород регенерационных структур. Этот тип формаций, по Г. Н. Бровкову, в одних случаях оказывается более насыщенным карбонатными породами (Минусинский прогиб), в других — терригенными породами (Тувинский прогиб).

В комплексе полезных минеральных проявлений, сопровождающих данный тип формаций, отмечены бентониты, флюорит, фосфаты и др.

В вертикальном ряду эти формации располагаются между красноцветной и угленосной молассами, заполняющими межгорные впадины. Реальные источники пеплового материала для такого типа формаций устанавливаются в большинстве случаев с трудом и часто лишь гипотетически.

Аналогом описанных Г. Н. Бровковым нижнекаменноугольных формаций подобного типа является серия нижнемеловых отложений Восточного Забайкалья в области Приаргунья, на которую соответствующие ссылки делались в связи с обзором проблемы корней вулканов. Это, в сущности, бескорневые вулканогенно-осадочные формации, сходные в этом отношении с отдельными кремнистыми формациями Н. С. Шатского, но свойственные континентальной обстановке и не геосинклинальным, а орогенным структурам.

Заканчивая на этом обзор имеющихся данных по характеристике вулканогенно-осадочных формаций, следует подчеркнуть, что их изучение важно, так как позволяет решать некоторые принципиальные вопросы геологии не только в чисто теоретическом, но и в практическом плане.

Во-первых, опираясь на формационное исследование вулканогенно-осадочных толщ, серий, комплексов и т. д., можно наметить пути и найти средства, которыми в дальнейшем несомненно удастся установить общую картину эволюции неорганической материи, образующей ту оболочку Земли, которую обычно именуют земной корой. Такие возможности обеспечиваются, в частности, тем, что при подобном исследовании в единую систему анализа вовлекаются принципиально разнородные элементы этой материи, возникшие в результате эндогенных (магматических) и экзогенных (седиментационных) процессов.

Во-вторых, формационное исследование открывает совершенно новые пути изучения и определения происхождения как различных пород и их ассоциаций, так и связанных с ними полезных ископаемых.

Наконец, в итоге такого рода исследований создаются новые основы для прогнозирования и оценки перспектив поисков различных месторождений полезных ископаемых, как магматических, так осадочных и метаморфических. На рассмотренных примерах вулканогенно-осадочных формаций все эти преимущества формационного метода в том виде, как он предложен Н. С. Шатским и развивается в исследованиях Геологического института Академии наук СССР, видны достаточно определенно.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

В общем развитии современных представлений о вулканогенных формациях существенную роль сыграли работы, в которых были предприняты попытки упорядочить сведения о вулканогенных породах путем объединения их в «естественные ассоциации» на основании сравнения химических анализов. Такого рода исследования ведут начало от Дюроше (Durocher, 1857), Рота (Roth, 1861), Левинсон-Лессинга (1898), Озанна (Osann, 1913), Иддингса (Iddings, 1913) и других, привлекающих для общей систематики изверженных пород главным образом химические данные, пересчитанные тем или иным способом.

Однако еще в конце прошлого столетия под влиянием идей Джадда (Judd, 1880), выдвинувшего представление о петрографических провинциях, и Зюсса (Suess, 1883—1909), обратившего вниманке на принципиальные различия в строении берегов Атлантики и Тихого океана, была предложена концепция, предполагавшая, что могут быть выделены две обширные вулканические или петрографические провинции — Тихоокеанская и Атлантическая. Первоначально эта концепция была высказана в очень общей форме Иддингсом (Iddings, 1892) и Харкером (Harker,

1896), а затем более строго одновременно и независимо друг от друга Бекке (Becke, 1903) и Прайером (Priore, 1903). В соответствии со взглядами того времени представлялось возможным считать Тихоокеанскую провинцию известково-щелочной (Alkalikalkreihe-Pazifische Sippe), а Атлантическую — щелочной (Alkalireihe-Atlantische Sippe). В первой группе предполагалось высокое содержание окиси кальция по сравнению со щелочами, во второй — наоборот.

В дальнейшем эта концепция подверглась критике со стороны Левинсон-Лессинга (1923), Дэли (1936; Daly, 1933) и других авторов, но тем не менее продолжала существовать и совершенствоваться. В результате более поздних исследований (Niggli, 1923; Burri, 1926 и др.) была выделена Атлантическая группа провинций, или соответствующих им «магм», которую расчленили на собственно Атлантический натриевый и Средиземноморский калиевый ряд провинций, или «магм». Выделялась, кроме того, Арктическая провинция (Wolff, 1929); эта провинция, как считал Вольф, отличается преимущественным распространением базальтов. Впрочем, впервые об арктической провинции упоминал К. Хрущев еще в конце прошлого столетия (Chrustschow, 1891).

Бурри выделил в пределах Тихоокеанской области ряд характерных групп пород, в дальнейшем получивших название «естественных ассоциаций»; под названием вулканических ассоциаций они были рассмотрены А. Н. Заварицким, который использовал разработанный им метод пересчета химических анализов и изобразил эти ассоциации на соответствующих диаграммах. Рекомендованный Заварицким (1941, 1950а) метод получил широкое распространение в нашей стране и был привлечен к обзору магматических, в том числе и вулканогенных формаций Ю. А. Кузнецовым (1964).

Таким образом, хотя сейчас разделение на тихоокеанские, атлантические и средиземноморские провинции воспринимается в общем символически, как разделение разнообразных пород и их ассоциаций на очень обширные систематические группы, для которых могут быть указаны соответствующие эталоны, тем не менее принципы сравнения ассоциаций магматических пород на основании пересчитанных тем или иным способом химических анализов, отвечающих этим породам, сохраняется и в настоящее время в различных работах, посвященных магматическим, а следовательно, и вулканогенным формациям. В связи с этим естественно обратиться к обзору данных сравнительного петрохимического изучения вулканических ассоциаций как к одной из основ, на которых покоится сейчас общее исследование вулканогенных формаций. Метод сравнения различных ассоциаций изверженных пород опирался в прошлом на изучение пород, принадлежащих главным образом океаническим бассейнам, и этот подход сохранен А. Н. Заварицким в системе его построений, используемых в обобщениях Ю. А. Кузнецова. Поэтому уместно сохранить такой подход и в последующем изложении.

Эталонные ассоциации вулканогенных пород и их отличительные черты А. Н. Заварицкий (1950а) выявил при изучении различных вулканических провинций в Тихоокеанской, Атлантической, Средиземноморской и отчасти Индийской областях. Сравнение химического состава ассоциаций вулканогенных пород этих областей проведено Заварицким в его системе пересчета по данным, помещенным в работах Бурри, Вольфа и других исследователей. Такое сравнение позволило ему построить ряд кривых, определяющих особенности и вариации состава пород, свойственных различным ассоциациям (рис. III-5). Эти кривые, характеризующие петрохимические ассоциации преимущественно вулканогенных пород, широко привлекаются в настоящее время многими исследователями для сравнения изверженных пород, принадлежащих самым различным регионам и разным возрастным группам и формациям.

Подобного типа построения хотя и отражают общее разнообразие

пород, слагающих ту или иную ассоциацию, тем не менее не учитывают количественных соотношений между различными видами пород, входящих в рассматриваемую ассоциацию. Естественно поэтому, что дальнейшие поиски в области совершенствования методов сравнения ассоциаций изверженных пород в настоящее время идут по линии приложения к разработке данной проблемы современных методов математической статистики, опирающихся на использование электронно-вычислительных машин. Такие поиски применительно к вулканогенным породам и их ассоциациям ведутся, в частности, В. В. Кепежинскас (1969), В. А. Кутолиным (1963, 1969) и другими исследователями. Однако пока еще нет достаточно совершенного и удобного математического метода сравнения химических составов ассоциаций изверженных, в том числе вулканогенных пород; соответствующие статистические исследования основываются главным образом на сопоставлении отдельных групп пород, а не на сравнении их ассоциаций. Тем не менее в ближайшем будущем несомненно окажется возможным привлечь методы математической статистики и к исследованию подобного рода ассоциаций.

Примеры петрохимических ассоциаций «новейших», как называет А. Н. Заварицкий, вулканогенных пород океанических областей и Средиземного моря удобнее всего рассмотреть, опираясь на его данные, в отдельных случаях дополненные некоторыми сведениями из работ Вольфа (Wolff, 1929, 1931), Г. С. Горшкова (1963, 1967) и других исследователей. При этом следует иметь в виду, что основанием для выделения соответствующих ассоциаций пород у Заварицкого служили, с одной стороны, данные об их геологическом положении, с другой — химико-аналитические и минералогические определения состава пород. В ассоциации объединялись породы, принадлежащие либо одному вулкану, либо группе

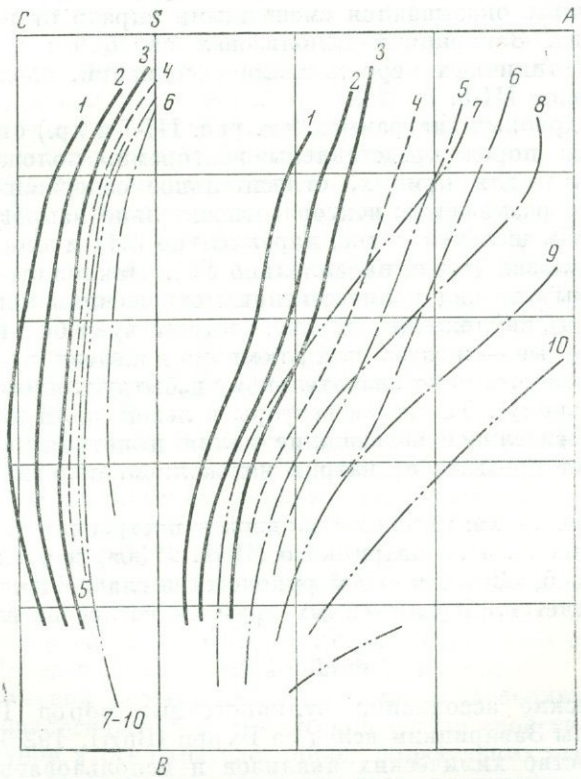


Рис. III-5. Сводная диаграмма типов естественных ассоциаций вулканических горных пород. По А. Н. Заварицкому, 1950а

Типы ассоциаций: *1—5* — щелочноземельные; *6—10* — щелочные

вулканов со сходными чертами строения и «общностью геологического положения».

Отличительные черты химизма различных ассоциаций вулканогенных пород и их принадлежность к разным сериям определялись путем сравнения химических анализов, изображенных, после пересчета их методом Заварицкого, на барицентрических диаграммах, представляющих развертку тетраэдра на плоскость и имеющих вид рис. III-6. На этих диаграммах ось *SB* (фемическая) отвечает содержанию в породах кремния (*S*) и фемических компонентов (*B*), *A* — щелочная ось и *C* — анортитовая ось (указывает содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах). Различные серии вулканогенных и других изверженных

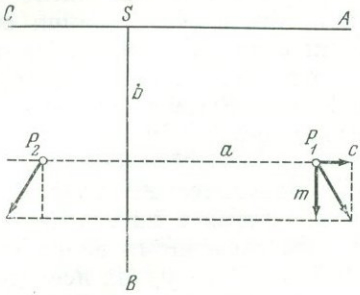


Рис. III-6. Векторы-диаграммы А. Н. Заварицкого в проекции на плоскость

Пояснения см. в тексте

пород на таких диаграммах отличаются тем, что соответствующие им линии, следующие вдоль зоны наибольшего сгущения фигуративных точек, изображающих единичные анализы, неодинаково наклонены относительно оси *SB* и по-разному удалены от нее. При таком способе построений кислые породы изображаются точками вверху диаграммы, основные — внизу, а щелочные оказываются смещенными вправо от пород щелочноземельного ряда. Заварицкий использовал подобного рода диаграммы для выявления типичных черт химизма ассоциаций, сводку которых и представляет рис. III-5.

На более подробных диаграммах (см. рис. III-7 и др.) отдельные химические анализы пород представлены векторами, положение которых указывает, как и для кривых, относительное содержание кремнезема (учитываемое по размещению вектора относительно направлений, параллельных оси *SB*), щелочей (тоже, параллельно *SA*) и анортитовой молекулы в плагиоклазах (тоже, параллельно *SC*). Наклон стрелок в правой части диаграммы отвечает количественным отношениям магния к железу (пологие векторы, наклоненные вправо, соответствуют большему содержанию магния, крутые — железа) или алюминия к железу (пологие векторы, наклоненные влево отвечают значительному избытку глинозема, крутые — менее значительному). Такие же векторы в левой части диаграммы указывают на относительное содержание калия и натрия: крутой наклон вектора означает превышение натрия над калием, пологий — калия над натрием.

Способ пересчета химических анализов и построения таких диаграмм описан в работах А. Н. Заварицкого (1941, 1950а) и у С. Д. Четверикова (1956), разобравшего в своем руководстве главнейшие системы аналогичных пересчетов, предложенных другими исследователями.

Тихий океан

Петрохимические ассоциации вулканогенных пород Тихоокеанской области выделены Заварицким вслед за Бурри (Burri, 1926), сравнившим большое количество химических анализов и использовавшим метод их пересчета, предложенный Ниггли (Niggli, 1923). Эти естественные ассоциации, по Заварицкому, включают следующие восемь типов: Пеле — Лассен-Пик, Электрик-Пик, Сьерра-Невада, Сан-Франциско, Йеллоус-

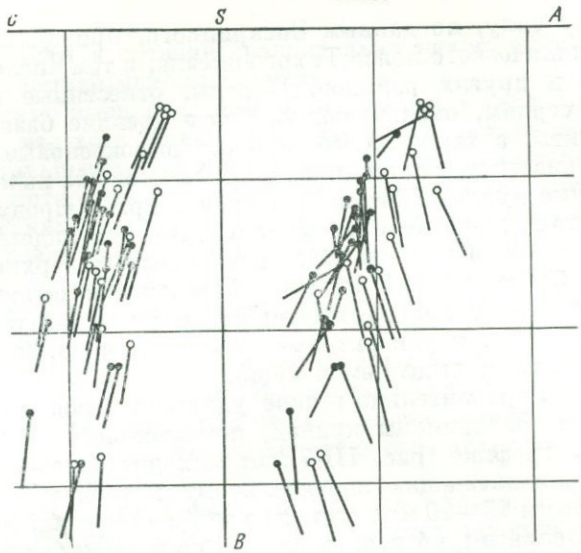


Рис. III-7. Типы Пеле (черные кружки) и Лассен-Пик (белые кружки). По А. Н. Заварицкому, 1950

тонский парк (к нему примыкают несколько уклоняющиеся типы Розита-Хилс и Ортиз-Маунтинс), Марос-Хайвуд, Гавайские острова и Таити.

Как отмечает Заварицкий, все эти ассоциации могут быть объединены в более обширные группы. Так, первые пять типов обычно включают в одну группу и называют ее «тихоокеанским типом». Все входящие в эту группу типы ассоциаций связаны с геосинклинальной зоной, охватывающей Тихий океан на периферии и не встречаются во внутренних частях океана. Они отсутствуют и «на материках впереди горных цепей тихоокеанских дуг» (Заварицкий, 1950а, стр. 221). Только тип Йеллоустонского парка «по геологическому положению отвечает передовым областям (форландам) горных цепей» (там же). В центральных частях Тихого океана Заварицкий отмечал распространение щелочных пород, но теперь известно, что такие породы сосредоточены на вершинах островов внутри Тихого океана, тогда как на дне океана и на склонах островов распространены толеитовые, т. е. щелочноземельные базальтовые лавы, в отличие от континентальных бедные окисью калия (A. E. I. Engel, C. G. Engel, 1964). Подсчеты показывают, что серия щелочной базальт — трахит в Тихом океане на вершине островов составляет не более 3—5% общего объема соответствующего острова (Macdonald, Katsura, 1962; A. E. I. Engel, C. G. Engel, 1964).

А. Н. Заварицкий указывал, что самое общее расположение различных ассоциаций таково: «тихоокеанские» ассоциации преимущественно сосредоточены в «орогенических зонах», «атлантические» (т. е. обычные щелочные) — во внутренних частях океанов и «передовых областях орогена», а «средиземноморские» (калиевые) щелочные — в промежуточных обстановках. Но есть ряд исключений из этого правила. В частности, Заварицкий отметил распространение щелочных пород «атлантического» типа за пределами океана, калиевых щелочных пород — в орогенических областях (Айс-Ривер в Британской Колумбии) и т. д.

Наиболее типичной особенностью выделенных ассоциаций Заварицкий считал минералогический и химический состав свойственных им пород, т. е. в конечном итоге парагенез пород, образующих эти ассоциации. Что касается представления о «геологическом положении» ассоциаций, то оно у Заварицкого не было достаточно определенным.

Тип Пеле и Лассен-Пик (рис. III-7) занимает крайнее положение в системе разнообразных петрографических провинций Тихого

океана. К этому типу, по данным Заварицкого, принадлежит большинство пород вулканического пояса Тихого океана, в том числе породы Камчатки, Японии и других районов. Породы, отнесенные к типу Пеле, отвечают двум сериям, охватывающим более древние базальты и пироксеновые андезиты, а также более молодые пироксеновые (в том числе гиперстеновые) андезиты и дациты. Те и другие моложе нижнего миоцена. Наиболее молодые куполы (Питон-дю-Карбе и др.) и продукты извержений современного вулкана Пеле имеют дацитовый или андезито-дацитовый состав. Наряду с анализами сравнительно основных верхнемиоцен-плиоценовых пород более древней андезито-базальтовой серии Заварицким учтены при построении диаграммы также анализы включений в лавах (нориты, микронориты, кордиеритовые андезиты), которые могут вообще не иметь отношения к выделяемой серии.

Таким образом, сравнительно резкое удлинение роя точек, тянутых вдоль намеченной Заварицким кривой, показанной на рис. III-5 и на более подробном графике (рис. III-7), происходит за счет вовлечения в обзор пород, принадлежащих значительному интервалу времени. Этот интервал измеряется 15—20 млн. лет, а с учетом включений может оказаться и более значительным; во всяком случае, он отвечает примерно отделу, например, такой системы, как девонская, или полностью силурийской ситеме.

Между тем четвертичные лавы вулкана Пеле имеют состав значительно более однообразный, андезито-дацитовый или дацитовый. Важно тем не менее, что пелейские породы относятся к известково-щелочному ряду не только в четвертичных проявлениях вулканизма, но и на протяжении значительного отрезка предшествующей геологической истории. В целом, по данным Вольфа (Wolff, 1929), которые привлекал Заварицкий, можно видеть, как на протяжении длительной геологической истории состав излияний постепенно раскислялся от более основных базальтовых к более кислым, дацитовым лавам.

Тип Лассен-Пик близок, по Заварицкому, к пелейскому, но характерная для него петрохимическая кривая на диаграмме несколько смещена вправо от пелейской кривой в соответствии с несколько более щелочным характером пород. В области Лассен-Пика в сопоставление вовлечены приведенные Вольфом анализы, отвечающие дацитовым, роговообманковым и гиперстеновым андезитам, а также базальтам обычным и кварцевым. Анализы из работ Вильямса (Williams, 1932) в сравнениях не учитывались.

По Вильямсу, вулканическая деятельность в районе Лассен-Пика началась не позднее конца плиоцена, так как в основании вулканической серии залегает «формация» Тэскен, которая считается предположительно верхнеплиоценовой (см. Anderson, 1933). Последовательность образования лав, имеющих, таким образом, четвертичный возраст, установлена Вильямсом в следующем виде (от более молодых к древним): пироксеновые андезиты (дацитовые) Лассен-Пика (потоки 1915 г.), кварцевые базальты Шлакового Конуса, роговообманковые дациты Хаос-Крегса, пироксеновые базальты Западного Проспект-Пика, авгитовые базальты северо-восточнее оз. Бьютт, роговообманково-слюдяные и пироксеновые куполы и потоки Лассен-Пика и его окрестностей, риолиты и риодациты Вершинного гейзера и Гресси-Свейла, пироксеновые андезиты и базальты четырех полей — Рейкера и Проспект-Пика, горы Харкнесс и Красной Горы, гиперстеновые андезиты вулкана Брокофф, пироксеновые андезиты и базальты Плато и гор Бейджер, Восточные пироксеновые базальты, Флейтайронские пироксеновые андезиты, кварцсодержащие андезиты Двойного озера, Джаниперские пироксеновые андезиты, пироксеновые базальты оз. Виллоу. Эта схема, так же как и диаграммы Заварицкого, не дает ясного представления о количественном соотношении лав, но отвечает общей картине сложно менявшегося состава продуктов вулканичес-

кой деятельности в течение сравнительно непродолжительного времени, отвечающего четвертичному периоду.

Приведенные выше сведения об ассоциациях типа Пеле и Лассен-Пик показывают, что хотя в целом они сходны по составу продуктов вулканической деятельности и соответственно по парагенезу пород, но отвечают различным интервалам времени их образования. При сопоставлениях только в рамках четвертичного периода ассоциации оказывались бы существенно различными: Лассен-Пик в четвертичное время — пестрого состава базальт-андезит-дацит-липаритовая известково-щелочная ассоциация, Пеле в тот же отрезок времени — такая же, но андезит-дацитовая ассоциация.

Тип Электрик-Пик и тип Йеллоустонского национального парка, по Заварицкому, тоже представляют близкие ассоциации, но тип Йеллоустонского парка отличается несколько повышенной щелочностью, что вызывает соответствующее смещение кривой на диаграмме вправо.

Электрик-Пик это третичный вулкан, который, как неоднократно подчеркивал Иддингс (Iddings, 1914), может служить наглядным примером вулканического конуса, рассеченного сбросом, в приподнятом западном крыле которого вскрыта часть вулкана и заполняющие ее интрузивные породы (диориты, диорит-порфириты), а в восточном, опущенном,— сохранились элементы слоистой постройки. Парагенез пород охватывает ряд пироксеновых и роговообманковых андезитов до кислых дацитов, а также интрузивные породы, названные выше.

Для построения диаграммы (рис. III-8) Заварицкий использовал, кроме того, анализы пород гор Сепьюлкр и Галатен, которые, как и в Электрик-Пик, относятся, по-видимому, к верхнему миоцену. Группа пород хребта Галатен объединена с породами вулкана Электрик-Пик на том основании, что «лакколиты хребта Галатен... имеют сходство в строении с Электрик-Пик» (Заварицкий, 1950а, стр. 228). Между тем в хребте Галатен, тянущемся к югу от Электрик-Пик, кроме пород, типичных для этого вулкана, имеются шошониты и керсантиты, т. е. породы, близкие к тем, которые наблюдаются в хребте Абсарока-Рейндж, характеризующем следующую ассоциацию, выделяемую Заварицким вслед за Бурри. В горах же Сепьюлкр породы действительно близки к породам Электрик-Пика (пироксеновые, роговообманковые и слюдяно-роговообманковые андезиты и дациты). Таким образом, отклонения в этой ассоциации и ее сходство со следующей, характеризующей Йеллоустонский парк, определяются прежде всего тем, что в ее состав включены шошониты и керсантиты гор Галатен.

Тип Йеллоустонского национального парка (рис. III-9) охватывает еще более сложную серию пород. Во-первых, сюда входят верхнемиоценовые преимущественно интрузивные и дайковые габбро-порфириты, ортоклазовые габбро-диориты (богатые слюдой), диориты, монцониты, диорит-порфириты, аплиты и базальты, а также ортоклазовые базальты потоков, принадлежащие сильно разрушенному вулкану Крандалл. Во-вторых, шошониты и абсарокиты, в том числе лейцитовые, затем лейцитовые и кварцевые банакиты, а кроме того, роговообманковые и иные базальты, расположенные в хребте Абсарока-Рейндж. Преобладают здесь шошониты и абсарокиты. В эту же серию включены и риолиты собственно Йеллоустонского парка. Между тем это объединение, сделано Бурри, явно искусственно, так как в группе Йеллоустонского парка имеются только риолиты, обсидианы и базальты, т. е. кислые и отчасти основные известково-щелочные породы, существенно отличные по составу от ряда шошонит — абсарокиты и родственных им пород, наблюдающихся в хребте Абсарока-Рейндж и в руинах вулкана Крандалл.

Таким образом, обе ассоциации, выделенные среди нижнемиоценовых вулканических полей (типа Электрик-Пик и типа Йеллоустонского парка),

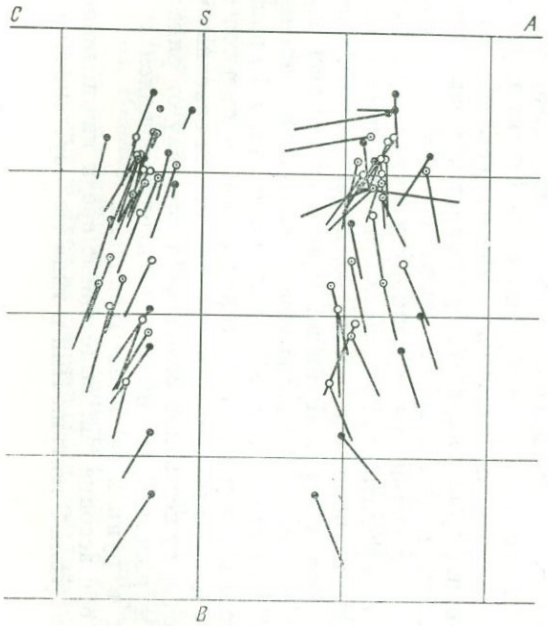


Рис. III-8. Тип Электрик-Пик.
По А. Н. Заварицкому, 1950а.

Белые кружки —Электрик-Пик; черные кружки — другие лакколиты хребта Галатен; кружки с точкой — Могильные горы

Рис. III-9. Тип Йеллоустонского национального парка. По А. Н. Заварицкому, 1950а

Белые кружки — вулкан Крандал; кружки с точкой — хребет Абсарока; черные кружки—Йеллоустонский национальный парк

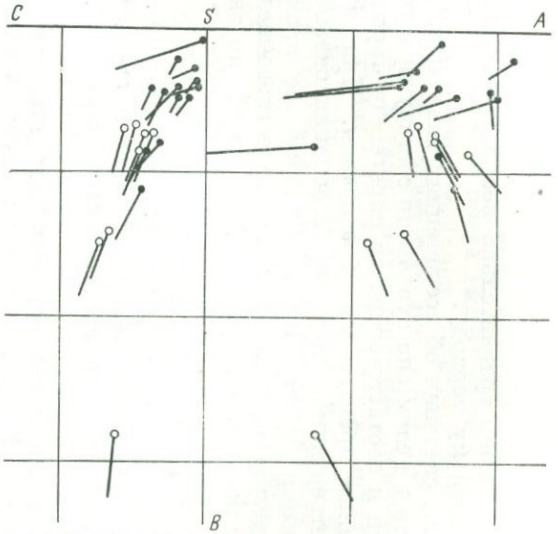


Рис. III-10. Типы Розита-Хилс (черные кружки) и Ортиз-Маунтинс (белые кружки). По А. Н. Заварицкому, 1950а

опираются на мало обоснованные построения, которые тем более противоречат общим соотношениям, что, как отмечает Тернер и Ферхуген (1961, стр. 213), «богатые калием лавы и ассоциирующиеся с ними гипабиссальные интрузивные породы, иногда содержащие лейцит и псевдолейцит, широко распространены вдоль всего восточного края Скалистых гор от канадской до мексиканской границы». В такой ситуации они тем более имеют мало общего с обширным риолитовым плато Йеллоустонского парка. Объединение тех и других ассоциаций в единую группу представляется поэтому проблематичным. Заварицкий в данном случае, по-видимому, не критически воспринял схему выделения вулканических ассоциаций, предложенную Бурри.

Типы Розита-Хилс и Ортиз-Маунтинс (рис. III-10) выделены Бурри на основании данных, тоже недостаточно убедительных, прежде всего на примере древнего эоценового вулкана Розита в штате Колорадо, сильно размытого, сложенного в основном липаритами, а в ядре также андезитами, сравнительно богатыми щелочами, с авгитом, роговыми обманками и слюдой; андезиты этого вулкана прорваны диоритами, тоже щелочными, эссекситовыми. Породы вулкана Розита объединены в общем искусственно, как и в предыдущем случае, с породами лакколита, имеющего эссекситовое ядро и дацитовую краевую зону и расположенного значительно южнее, в штате Нью-Мексико в горах Ортиз.

Тип Сьерра-Невада (рис. III-11) сходен, по Заварицкому, с типом Лассен-Пик, хотя отмечается некоторое уклонение характеризующей этот тип кривой вправо. Серия пород Сьерра-Невады распространена на обширной территории, на всем протяжении горного хребта. Возраст пород охватывает интервал времени от эоцена до плиоцена; возникшие мощные покровы подверглись в конце плиоцена эрозионному расчленению. Состав пород преимущественно базальтовый, андезитовый, дацитовый и липаритовый, но вдоль западной окраины Сьерра-Невады также латитовый (т. е. андезитовый с санидином или, по Трегеру, отвечающий лейкократовому трахиандезиту). В целом и парагенез, и общие черты химического состава пород, принадлежащих типу Сьерра-Невада, близки тому, который характерен для Лассен-Пика, расположенного в северной части той же горной цепи.

Тип Сан-Франциско (рис. III-12) в геологическом плане изучал Робинсон (Robinson, 1913), по материалам которого общий очерк этого региона дали Вольф (Wolff, 1929) и А. Н. Заварицкий (1950а). Вулканогенные породы этого типа расположены на востоке плато Колорадо, где на относительно спокойно залегающие каменноугольные известняки и песчаники, а также на отложения триаса налегает покров верхнеплиоценовых базальтов. В первой половине четвертичного периода на этом покрове возникло шесть больших вулканов, среди которых центральным является вулкан Сан-Франциско, поднимающийся над окружающей его местностью на 1500 *м* при абсолютной высоте 3844 *м*. В развитии вулкана устанавливаются пять стадий. Первая (латитовая) связана с образованием латитовых лав, туфов и брекчий; вторая — с появлением пироксеновых андезитов; третья — привела к экструзии роговообманковых дацитов; четвертая — сопровождалась излиянием тонких потоков рибекитовых риолитов и, наконец, пятая — привела к извержениям авгитовых андезитов. Пример ассоциации типа Сан-Франциско относится, таким образом, к группе разнообразных вулканогенных пород, возникших в сравнительно непродолжительный промежуток времени в пределах территориально ясно обособленной группы вулканов.

В типе Марос-Хайвуд (рис. III-13) обнаруживаются еще более яркие черты, определяющие принадлежность данной ассоциации к щелочному ряду. В этот тип Бурри и Заварицкий объединили богатые калием породы двух разобщенных районов: гор Хайвуд в штате Монтана (США) и пика Марос на о-ве Сулавеси. В горах Хайвуд располага-

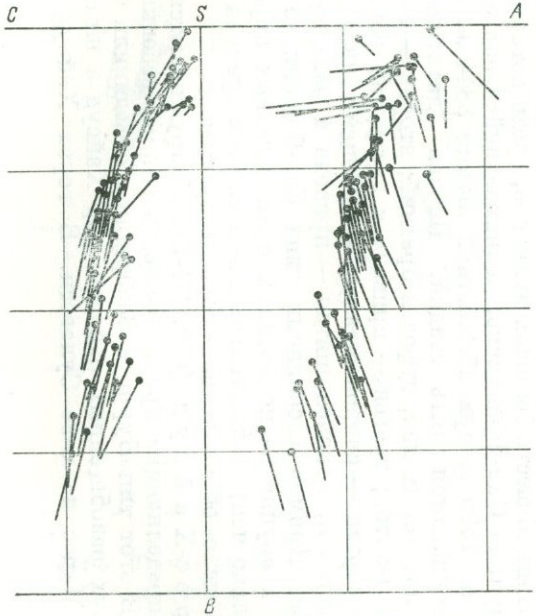


Рис. III-11. Эффузивы Сьерра-Невады. По А. Н. Заварицкому, 1950а

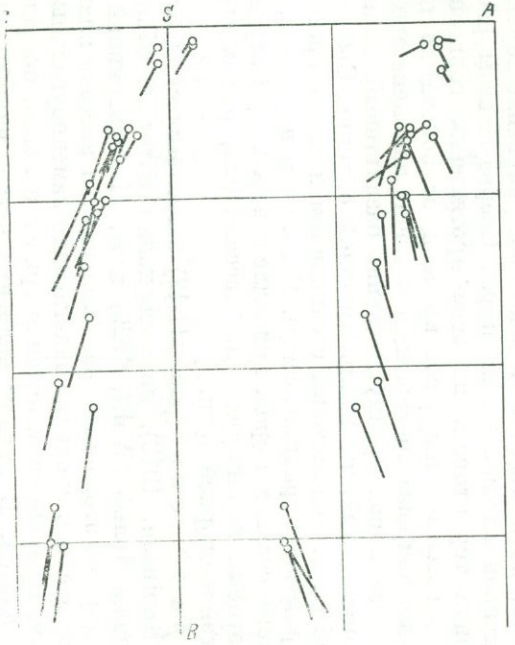


Рис. III-12. Тип Сан-Франциско. По А. Н. Заварицкому, 1950а

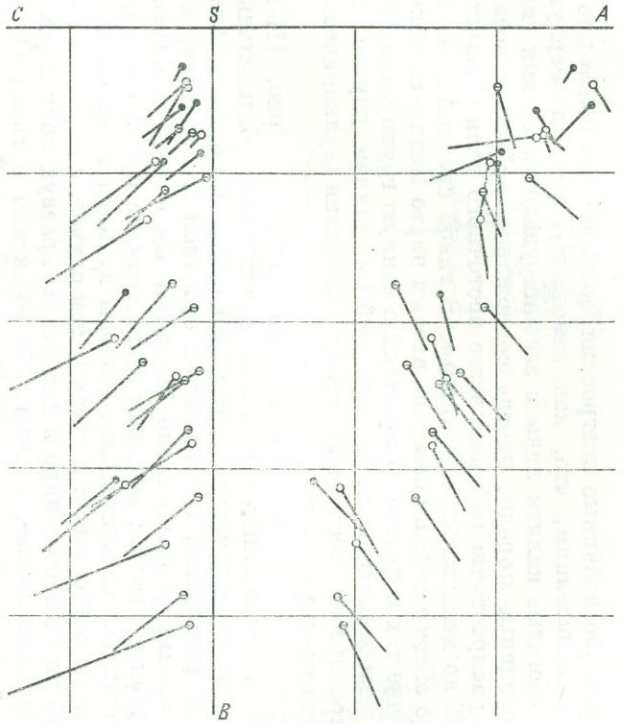


Рис. III-13. Тип Марос-Хайвуд. По А. Н. Заварицкому, 1950а

Белые кружки— зернистые породы пика Марос; черные кружки — эффузивные породы пика Марос; кружки с черточкой — породы гор Хайвуд

ются глубоко эродированные послемеловые, но домиоценовые вулканы. Имеются также обособленные интрузивные залежи и лакколиты. В размытом вулканическом районе известны штоки, отвечающие жерловинам вулканов, массы брекчий и лавовых потоков, а также системы даек. Извержения начались потоками и эксплозиями трахиандезитов, но затем появились более основные породы, главным образом анальцимовые и псевдолейцитовые базальты. В серию включены и интрузивные породы, весьма разнообразные в этом районе: сиениты и пуласкиты, сиениты с содалитом и нозеаном, монцониты, шонкиниты, лейцитовые шонкиниты, фергуситы, миссуриты и ряд жильных пород от сельвсбергитов и тингуаитов до минетт и лейцитовых базальтов. Таким образом, здесь наблюдается уже типичная серия щелочных пород.

Тип Марос на Сулавеси представляет фонолитовый купол, прорывающий известняки и залегающий в виде лакколита в третичных андезитах и базальтах. Возраст купола постмиоценовый, но не моложе плейстоцена. В ядре купола обнажено фонолитово-тералитовое «ядро». Породы Мароса представлены трахитами, трахифонолитами, содалитовыми трахитами, трахидолеритами, геутеитами (бостонитами), фонолитами, абсарокитами, а также нефелиновыми сиенитами, нефелиновыми и монцонитовыми шонкинитами, мароситами (шонкинитами), фергуситами и биотитовыми кенталленитами (по Левинсон-Лессингу — меланократовое оливино-ортоклазовое габбро). Кривая, связывающая фигуративные точки на диаграмме Заварицкого, оказывается, по его данным, еще более, чем предыдущие, смещенной вправо как для ассоциации Марос, так и для Хайвуда.

Тип Г а в а й и (рис. III-14) представляет одну из наиболее характерных ассоциаций вулканогенных пород, образовавшихся главным образом в четвертичную эпоху, но если рассматривать всю гряду Гавайских островов, то, по крайней мере частично, и в плиоцене. Господствующие породы гавайской ассоциации: базальты, часто меланократовые, пикритовые или лабрадоровые, наряду с которыми имеются нефелиновые и нефелиново-мелилитовые базальты, а также андезиты, олигоклазиты, трахиты (в том числе анортоклазовые) и лимбургиты.

Кривая на диаграмме Заварицкого растянута на очень большом интервале по оси *SB* в связи с тем, что здесь наряду с очень меланократовыми базальтами, близкими к пикритам, имеются породы андезитового и трахитового ряда. Главная же масса анализов относится к базальтам, среди которых есть представители как толеитового, так и щелочного оливин-базальтового ряда. Сейчас, после того, как получены новые данные о составе базальтов на склонах островов и на дне океана, стало очевидным, что щелочные оливин-базальтовые лавы сосредоточены только на вершинах островов, а пьедестал их образуют толеитовые базальты. Наиболее кислые породы (андезиты и трахиты) встречаются преимущественно среди лав вулканов Кохала и Халеакала. Для гавайских пород наблюдается общее сильное рассеивание фигуративных точек, что отмечается и на других диаграммах, но в меньшей степени, в частности потому, что количество химически анализов, учтенных при построении диаграммы, здесь больше, чем в рассмотренных ранее случаях.

Тип Т а и т и (острова Общества) выделен (рис. III-15) на примере глубоко размытого вулкана, расчлененного глубокими долинами, обнажившими кристаллически-зернистые породы: нефелиновые сиениты и монцониты, люссклади ты (нефелиновые породы с оливином и биотитом, но без авгита), эссекситы, верлиты, тингуаиты, мафраиты (разновидность тералита), микрогаббро, мончикиты и камптониты. Интрузивные породы «ядра» окружены лавами, среди которых преобладают базальты и щелочные базальтоидные породы, но имеются также фонолитовые трахиты, фонолиты и таититы. Таититы — это выделенные Лакруа под таким названием своеобразные породы, состоящие то только из гаюина в буроватом стекле, то содержащие эгирин, сфен, микролиты авгита, анальцим, а в

некоторых разновидностях — роговую обманку. Характерны меланократовые базальты, получившие от Лакруа наименование океанитов. Они содержат около 75% авгита и оливина. Фигуративные точки для пород о-ва Таити только в верхней части диаграммы Заварицкого выходят за пределы поля, занятого аналогичными точками, изображающими породы Гавайских островов, но и там как бы продолжают серию точек, отвечающих гавайским породам.

Таким образом, для выделения самостоятельной кривой, отвечающей породам о-ва Таити, нет оснований. Обособление этой кривой сделано Заварицким достаточно условно. К тому же следует учитывать, что, по Мак-Бирней и Аоки (McBirney, Aoki, 1968), на Таити имеются два ряда, каждый из которых включает широкую группу интрузивных и эффузивных пород. Конечные члены первого ряда — трахиты и сиениты, второго — фонолиты и нефелиновые сиениты.

Общая картина размещения петрохимических ассоциаций «новейших» вулканогенных пород в Тихоокеанской области, в том виде, как она нарисована Заварицким, с некоторыми коррективами, выглядит следующим образом. В пределах океанического дна и отчасти на внутренних островах распространены толеитовые ассоциации, которые на островных вершинах переходят в оливин-базальтовые щелочные серии. На таких крупных грядах, как Гавайская, обе ассоциации встречаются совместно только в верхней части гряды. Данные Г. С. Горшкова (1967) по островам Восточным Каролинским и Галапагосским принципиально подтверждают такое представление. В своей работе он ссылается, в частности, на анализ толеитового базальта из экспериментальной скважины «Мохоул», приведенный в работе Энгелей (C. G. Engel, A. E. I. Engel, 1961).

Следует отметить и некоторые черты своеобразия отдельных внутриокеанических областей. Так, на Гавайских островах в отдельных случаях наряду с базальтовыми толеитовыми щелочными лавами наблюдаются сравнительно кислые, андезитовые, трахитовые и олигоклазитовые лавы (вулканы Кохала и Халеакала). Еще более резкие отличия состава свойственны, как сейчас установлено, о-ву Пасха. Здесь, как выяснил Бэнди (Bandy, 1937), наряду с базальтами, андезито-базальтами и андезитами распространены обсидианы со средним содержанием кремнезема (по 7 анализам) 72,8%. Поэтому на диаграмме Заварицкого, построенной Горшковым (1967), кривая, отвечающая средним составам перечисленных пород, совпадает с полем рассеивания точек, соответствующих типу Лассен-Пик, Сьерра-Невады или Исландии, т. е. отвечает известково-щелочному, а не щелочному составу лав. Горшков объясняет эту особенность лав о-ва Пасхи расположением его на срединно-океаническом хребте, но это не меняет существа проблемы, в аспекте которой представление о лавах внутриокеанических островов должно быть расширено по сравнению с традиционным взглядом, предполагающим отсутствие кислых лав в океанах.

Краевые островные гряды и края континентов, по данным Заварицкого, сложены преимущественно пестрыми по составу ассоциациями, среди которых существенную роль играют андезиты, постоянно сопровождаемые базальтами и липаритами (риолитами). В обрамлении Тихого океана имеются также щелочные базальтовые серии достаточно сложного состава. Изображение всех этих ассоциаций на диаграммах Заварицкого не всегда оказывается достаточно четким вследствие рассеивания фигуративных точек; поэтому такие кривые, отвечающие различным сериям пород, могут быть использованы в качестве очень условных эталонов. Наиболее отчетливо обособляются ряды пород Лассен-Пик, Сан-Франциско и Гавайско-Таитянский.

Как показали статистические исследования В. В. Кепежинскас (1969), различия между породами типа Лассен-Пик и Сьерра-Невада не значимы по тем данным, которые приведены Заварицким. Отклонения же ассоциаций Йеллоустонского парка значимы только для ряда средних и основных

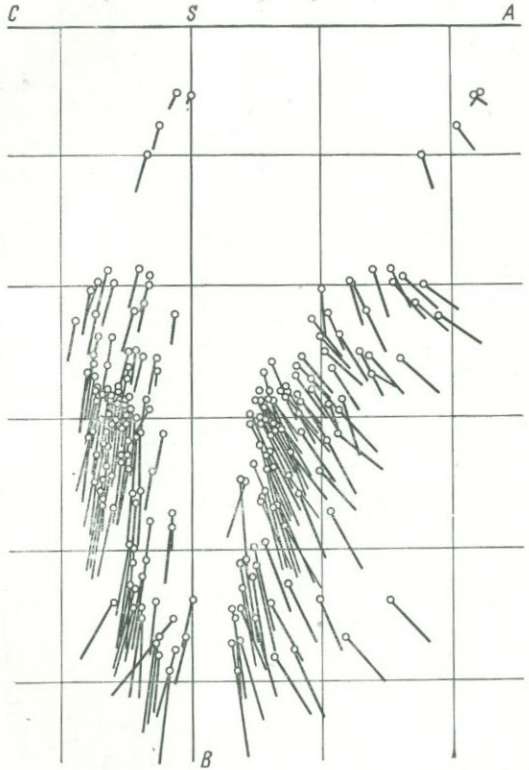


Рис. III-14. Тип Гавайи. По А. Н. Заварицкому, 1950а.

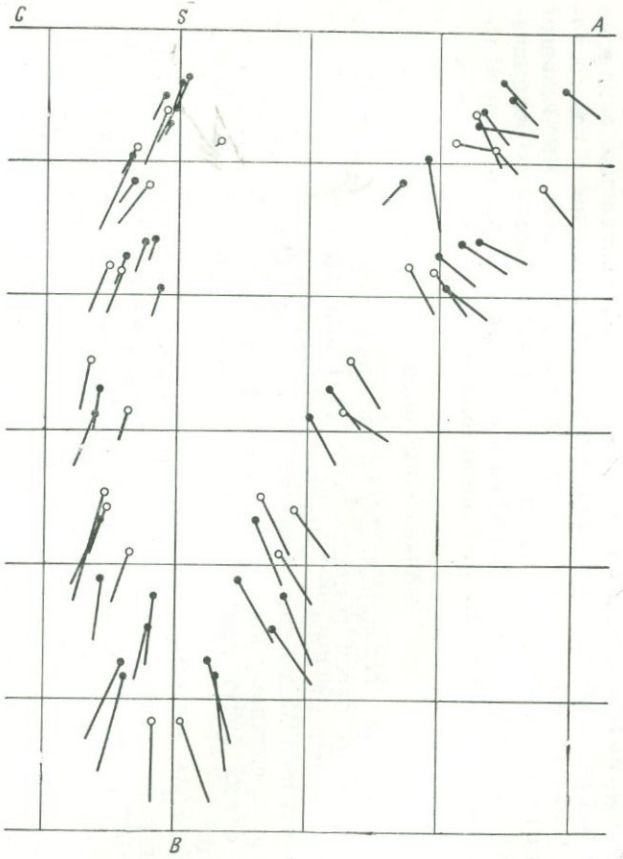


Рис. III-15. Тип Таити. По А. Н. Заварицкому, 1950а

Белые кружки — зернистые изверженные породы;
черные кружки — вулканические породы

пород; таким образом, неправомерность объединения риолитов Йеллоустонского парка с абсарокитами и шошонитами подтверждается и статистическими методами.

В заключение следует указать, что рассмотренная общая изменчивость состава пород на территории Тихого океана и в его ближайшем обрамлении устанавливается на основании данных о составе и парагенезе пород, но в очень малой мере учитывает их геологическое положение и не выявляет характерных черт строения выделяемых парагенезов как геологических тел. Поэтому соответствующие ассоциации, выделяемые главным образом по петрохимическим особенностям, следует называть петрохимическими ассоциациями, а не формациями в том смысле слова, о котором говорилось в определениях Н. С. Шатского.

Атлантический океан

Петрохимические ассоциации вулканогенных пород Атлантического океана могут быть рассмотрены на примере Исландии и островов Азорских, Вознесения и Св. Елены. Включенные Заварицким в эту группу ассоциаций острова Мадейры, Канарские и Зеленого Мыса принадлежат скорее к расчлененному континентальному краю, чем к океану, поэтому сведения о них будут приведены в конце характеристики ассоциаций Атлантики.

Исландия (рис. III-16) представляет собой обширный остров, сложенный неогеновыми толеитовыми базальтами, образующими толщу мощностью около 10 000 *м*. К тектоническим впадинам, расположенным в средней части острова и вытянутым в северо-восточном направлении, приурочена современная вулканическая деятельность, продолжающаяся с начала четвертичного периода. Среди толеитовых базальтов в виде штоков, интрузивных залежей и жил располагаются небольшие массы липаритов, количество которых в общем невелико, но все же исчисляется не теми малыми цифрами (0,8%), которые указывались ранее Тородсеном (Thoroddsen, 1905, 1906). Как показывают исследования Уолкера (Walker, 1959, 1962, 1963 и др.), на долю толеитовых базальтов приходится примерно 85%, а остальную массу в Исландии составляют кислые и средние породы, т. е. липариты и андезиты. Известны, в частности, и игнимбриты. Состав лав в четвертичное время существенно не изменился по сравнению с неогеновым, но в кислых современных лавах обнаруживается несколько более высокая щелочность, чем в раннечетвертичных и неогеновых.

В целом отличить серию исландских пород от лав, характерных для типа Лассен-Пик, по вариациям химического и минералогического состава невозможно. Существенные различия между теми и другими определяются лишь значительной количественной ролью андезитов в типе Лассен-Пик и относительно малым значением аналогичных пород в Исландии. Лассен-Пик — андезитовая ассоциация, сопровождаемая базальтами и липаритами (риолитами), Исландия — ассоциация толеитовых базальтов с сопутствующими липаритами и отчасти андезитами. К сожалению, диаграммы Заварицкого не позволяют разграничивать петрохимические ассоциации по количественным признакам, хотя, как видно из рассмотренных примеров, это крайне необходимо.

Азорские острова (рис. III-17) расположены к востоку от Срединно-Атлантического поднятия и сложены молодыми лавами. Тем не менее состав этих лав существенно иной, чем в Исландии. Молодые лавы различных островов сходны между собой и представлены в кислом ряду трахитового типа породами, а в наиболее основных проявлениях — мадейритами (меланократовые эссекситы) и атлантитами (трахидолериты с нефелином). Базальты тоже имеют щелочной характер (трахибазальты и эссекситовые базальты). Выделяются единичные примеры щелочных пород с относительно высоким содержанием калия (оливиновые долериты

и базальты с щелочным полевым шпатом на о-ве Сан-Мигель). В остальном же породы отличаются более высоким содержанием натрия. Их разнообразие определяется присутствием наряду с оливиновыми долеритами, анамезитами, оливиновыми базальтами, базальтами (обычными и плагиоклазовыми) также эссекситовых габбро, биотит-роговообманковых эссекситов, трахитовых обсидианов, эгириновых и катафоритовых трахитов и натровых и роговообманково-эгириновых санидинитов. Таким образом, общий облик натриевого щелочного типа ассоциации вырисовывается достаточно отчетливо как по химическим анализам, так и по минералогическим данным.

Остров Св. Павла имеет вид скалы, возвышающейся на 60 *м* над уровнем моря. Отсюда давно уже была известна проба верлитового сланцеватого дунита, изученного Вашингтоном и состоящего из магнезиального оливина, авгита, пикотита и серпентина. Вольф считал, что дуниты относятся к жерлу вулкана, верхушка которого едва выступает над поверхностью океана, но сейчас установлена принадлежность этих пород к обширному подводному полю гипербазитов, которые, как предполагается по сейсмическим данным, являются выходом на поверхность мантийного слоя Земли.

Остров Вознесения сложен очень молодыми, свежими лавами и шлаками базальтового и трахидолеритового состава с подчиненными им туфами и пирокластическими породами. Обычная ассоциация пород представлена щелочными трахитами, прорывающими более древние потоки базальтов, но имеются и обратные соотношения между обеими группами пород. На острове известны оливиновые базальты, трахидолериты, трахиандезиты, трахиты и обсидианы. Вся серия пород близка к той, которая характерна для Азорских островов, но, как отмечают Тернер и Ферхуген (1961), трахитовые породы переходят в риолиты и обсидианы, содержащие до 70—72% кремнезема, в которых преобладает натрий над калием. Много ксенолитов глубинных пород, в частности щелочных гранитов (Tilley, 1950).

Остров Св. Елены в отличие от двух предыдущих островов расположен в стороне от Срединно-Атлантического поднятия, на предполагаемом продолжении линии, следующей от входящего угла Африканского континента на юго-запад (Камерунская зона). Базальтовые лавы здесь древнее, чем на о-ве Вознесения, но по составу близки к ним. Господствующий тип пород — бедные оливином базальты; кроме них, имеются трахидолериты, а также фонолиты, образующие некки и куполы. Известны еще богатые оливином базальты. Бауэр (Bauer, 1969) указывает, что возраст щелочной базальт-трахитфонолитовой ассоциации о-ва Св. Елены 14,3 $\pm$ 1,0 млн. лет. В этой ассоциации обильна пирокластика, чередующаяся с базальтами. Более поздние дайки фонолитов, трахитов и трахибазальтов имеют, по Бауэру, возраст 7,6 $\pm$ 0,5 млн. лет.

Острова Тристан-да-Кунья относятся к срединному поднятию. Здесь известны лавы полевошпатовых базальтов, бронзитовых андезитов, трахиандезитов, трахибазальтов, трахитов, а также фонолитовых туфов. В лавах отмечены включения гнейсов (Gilluly, 1955; русский перевод 1957; Барт, 1963). На небольших островках Гуга и Буве, расположенных к югу от о-ва Тристан-да-Кунья, имеются андезитовые базальты.

Острова вблизи Африканского континента (Мадейра, Канарские и Зеленого Мыса) отличаются резко выраженным щелочным составом пород.

На о-ве Мадейра имеются сильно расчлененные вулканические постройки, по Гагелю, домиоценовые, по Хартунгу и Вольфу — послемиоценовые, сложенные лавами, туфами и шлаками. Однако имеются следы недавней вулканической деятельности — кратеры, лавовые потоки с пустотами и каналами и т. д. Состав лав разнообразен: базальты, трахидолери-

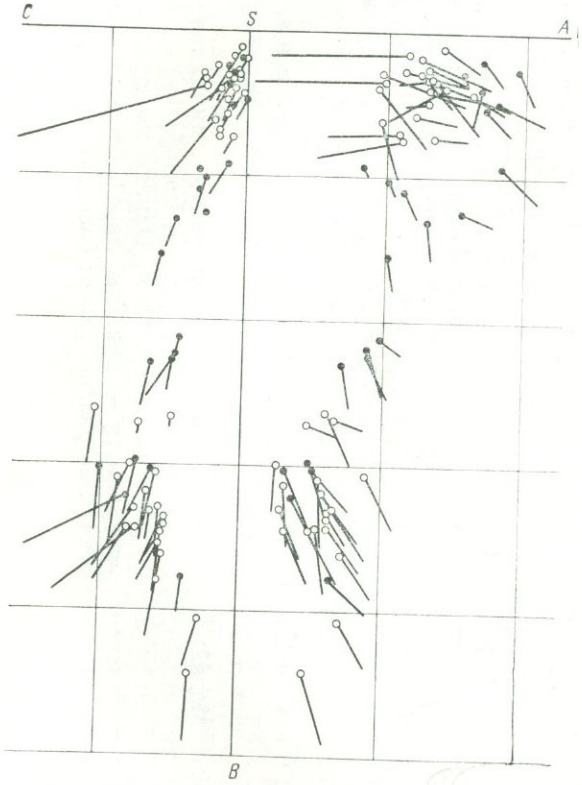


Рис. III-16. Исландия.
По А. Н. Заварицкому, 1950а

Белые кружки — древние третичные и четвертичные лавы; черные кружки — молодые послеледниковые и современные лавы

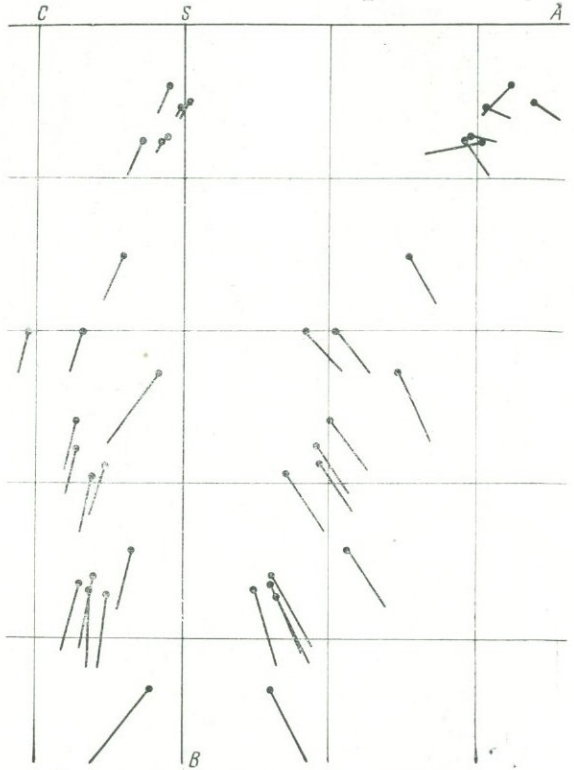


Рис. III-17. Азорские острова.
По А. Н. Заварицкому, 1950а

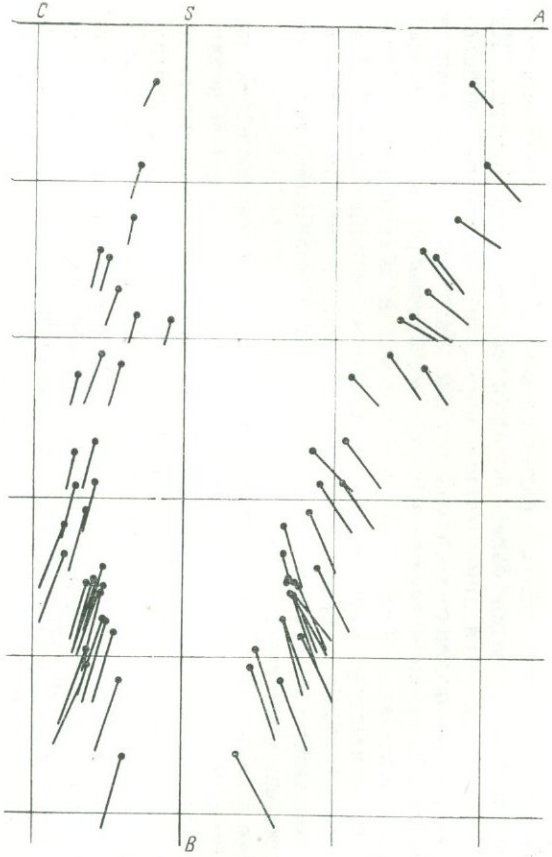


Рис. III-18. Остров Мадейра.
По А. Н. Заварицкому, 1950а

ты, трахибазальты, мончикиты и лимбургиты, трахиандезиты и трахиты, эссекситы и эссекситовые диабазы. По положению фигуративных точек на диаграмме Заварицкого (рис. III-18) ряд пород о-ва Мадейра близок к ряду абсарокиты — шошониты хребта Абсарока.

На Канарских островах известны базальтовые, долеритовые и базанитовые лавы, подводные, с цеолитами, многочисленные трахитовые жилы, туфы, агломераты и фонолиты. Верхние части фонолитовых потоков часто застывают в виде обсидианов. Конус пика Тейде (рис. III-19) сложен трахитовыми и фонолитовыми лавами. В основании о-ва Пальма вскрыты зеленокаменные эссекситовые диабазы, прорванные сравнительно свежими штоками и жилами эссекситa, нефелинового сиенита, монцонита и пикрита. Молодые лавы представлены трахибазальтами, базальтами, базанитами, нефелинитами, лимбургитами и т. п. породами. Считается, что древние вулканогенные породы моложе нижнего мела, но домиоценовые, а молодые — формируются со среднего миоцена до настоящего времени. Общий очаг их, как предполагают, существует с верхнего мела. Щелочной характер пород на диаграммах Заварицкого для пород этого ряда выражен более резко, чем на о-ве Мадейра.

На островах Зеленого Мыса (рис. III-20), где вулканическая деятельность сейчас сохраняется только на о-ве Фогу, тоже распространены преимущественно щелочные породы. На островах восточной группы, а также на Сан-Висенти и Сантьягу известны глубинные породы — щелочные граниты, сиениты, фаялиты, эссекситы, тералиты и оливиновые габбро. Их сопровождают жильные мончикиты и бостониты. Предполагается домеловой возраст этих пород (как на Канарских островах и на о-ве Мадейра). Более древние лавы, преимущественно подводные, представлены фонолитово-трахитовыми породами, разделенными основными базальтовыми лавами. Самые молодые лавы тоже имеют базальтовый состав. Среди разнообразных пород установлены: пироксениты, анкаратриты, фонолиты, долериты, лимбургиты, плагиоклазовые базальты, пемзы, тефриты, нефелиниты, лейцититы, трахидолериты, тешениты и диориты.

Общие черты петрохимических ассоциаций вулканогенных пород Атлантического океана по данным о составе ассоциаций, свойственных островам, расположенным на срединно-океаническом поднятии и близ Африки, могут быть установлены достаточно определенно.

Состав пород, слагающих срединно-океаническое поднятие, изменчив и варьирует от типичного толеитового на о-ве Исландия до натровых щелочных серий островов Азорских, Вознесения (на этом острове есть липариты) и Тристан-да-Кунья. На таком фоне резко выделяется остров Св. Павла с его гипербазитами. За пределами же срединного поднятия господствуют породы натрового щелочного ряда. Что касается западной окраины Атлантического океана, то, за исключением Бермудских островов, где известны погребенные базальты, на островах Фернанду-ди-Норонья и Тринидаде имеются щелочные породы, сходные с околоматериковыми породами восточной окраины океана. Эти породы представлены здесь роговообманковыми трахитами, фонолитами, базанитами и нефелиновыми базальтами. Таким образом, они отличаются от пород, типичных для Камерунской зоны в Африке, с которыми Вегенер предполагал в своих построениях непосредственную связь. В Камерунской зоне господствуют базальты и трахиты и только в горах Нгаундере встречаются наряду с покровными базальтами также нефелиновые базаниты, тефриты и фонолиты, образующие куполы.

Если считать, что строение дна Атлантического океана в общем сходно со дном Тихого океана, то можно полагать, что отмеченные выше особенности размещения пород различного состава могут быть дополнены представлением о распространении на дне океана толеитовых лав. Однако роль последних и закономерности их распределения оценить пока трудно.

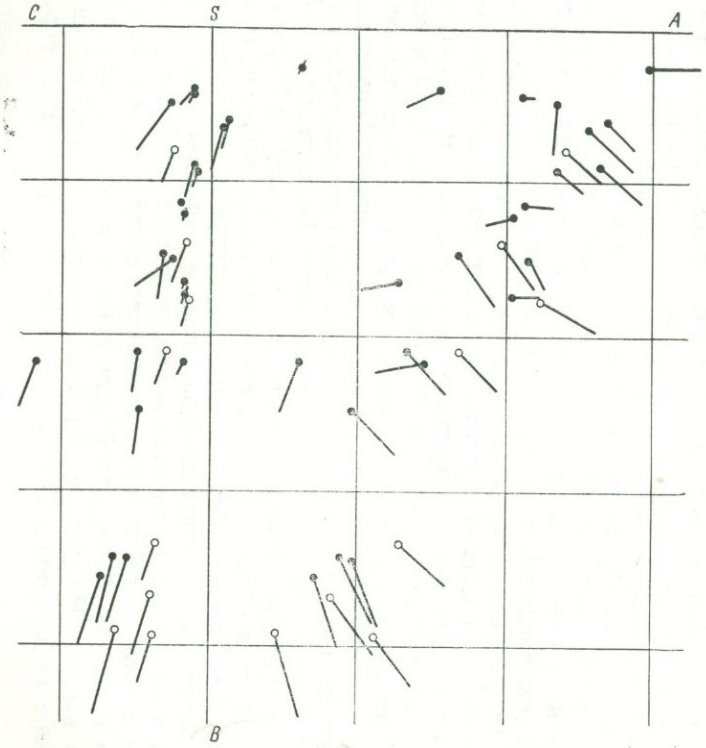


Рис. III-19. Остров Тенерифе (черные кружки) и остров Пальма (белые кружки). По А. Н. Заварицкому, 1950а

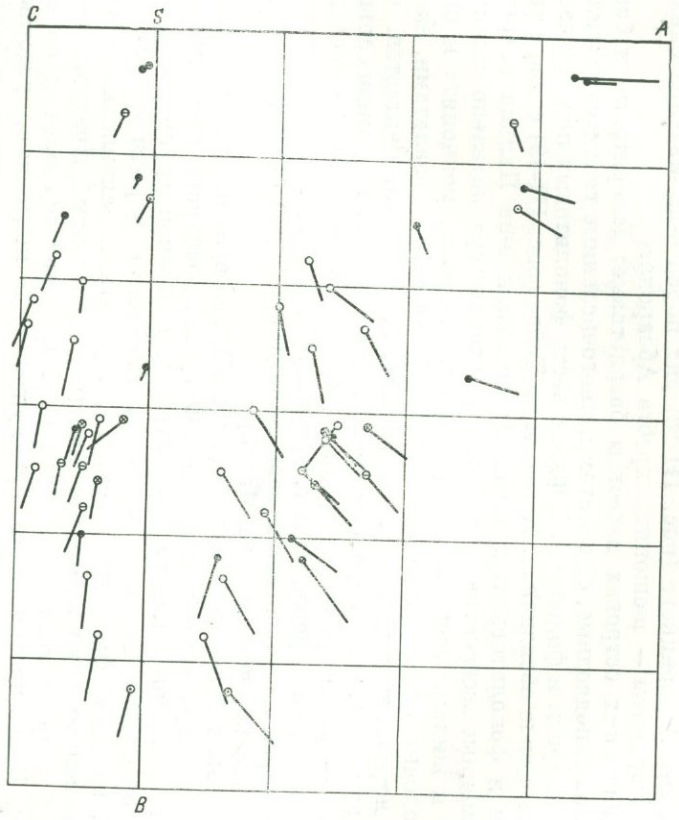


Рис. III-20. Острова Зеленого Мыса. По А. Н. Заварицкому, 1950а

Черные кружки—Санту-Антан; кружки с крестиком—Фогу; кружки с черточкой—Маю; белые кружки—Сан-Висенти; кружки с точкой—Сантьягу

Петрохимические ассоциации вулканогенных пород Средиземного моря охватывают территорию Италии, Сицилии, Липарских островов, Сардинии и Эгейского моря. К этой территории тяготеют вулканы Центрального Кавказа, рассмотренные Заварицким совместно со средиземноморскими.

В Италии известно четыре вулканических района: 1) Венецианский, включающий Эвганейские и Бериканские холмы; 2) Апулийский с его вулканическими породами Монте-Вульгуре; 3) Тосканский с вулканами Амиата, Катини и другими; 4) Римский, охватывающий ряд вулканов от оз. Больсена на севере до Везувия и Флегрейских Полей на юге. Вслед за Заварицким можно ограничиться данными, полученными Вашингтоном по третичным вулканам Эвганей и четвертичным вулканам Римского района.

В Эвганейских холмах обнаруживается сложное строение. Вулканическая деятельность здесь началась в эоцене или олигоцене образованием туфов и авгитовых, лимбургитовых и базальтовых лав подводных извержений. Затем внедрились интрузии лакколитов и силлов трахитов, местами прорвавшихся на поверхность (гора Венда). Позднее извергались плагиоклазовые трахиты и липариты. Во второй период вулканическая деятельность началась с извержений риолитов и риолитовых туфов и закончилась извержениями базальтов и андезитов. Эвганейские породы, как показал Заварицкий на построенных им диаграммах (рис. III-21), принадлежат к известково-щелочному ряду пород и, таким образом, отличаются от калиевого типа пород, свойственного вообще Италии. Впрочем, преобладание калия отчасти наблюдается и в этих породах.

В Римском районе все породы отличаются высоким содержанием калия. Лейкократовые и кислые породы без фельдшпатоидов представлены трахитами. Щелочные лейкократовые породы отличаются постоянным присутствием лейцита (лейцитовые трахиты, лейцитовые фонолиты с нефелином). Особенно характерны тефриты с лейцитом и плагиоклазом, получившие местные названия: витербиты (с крупными кристаллами лейцита), орвиетиты (без фенокрист), таволатиты (с крупным лейцитом, гаюином и полевым шпатом). Местные названия имеют и многие трахиты. Щелочной калиевый характер всей серии пород достаточно очевиден.

Сицилия с ее огромным вулканом Этной представляет совсем иной тип лавовых накоплений. В основании Этны залегают четвертичные подводные лавы, образующие пьедестал с пологими склонами (2—5°). Главная часть конуса имеет склоны, наклоненные под углом 20—30°. Сарториус предполагал, что главный конус образовался первоначально в виде туфовых скоплений, а затем последовали излияния лав и интрузии даек. Лавы пьедестала — лабрадоровые или андезиновые андезиты, часто с оливином. В главном конусе наиболее древние доисторические лавы — олигоклазовые андезиты. Большинство потоков и даек центрального конуса — андезиновые андезиты с авгитом. Среди современных лав отмечены нефелиново-олигоклазовые андезиты (лавы 1329 г.). Заварицкий сопоставляет всю эту серию с типом Марос-Хайвуд, но если сравнить ее с породами Гавайских островов, то окажется, что фигуративные точки пород Этны расположатся частично в поле гавайских пород, частично — в верхней части диаграммы — продолжат гавайскую серию.

Таким образом, ссылки Тирреля (1932) на сходство Этны с вулканами Гавайских островов подтверждаются в известной мере петрохимическими данными. Отмечается некоторое увеличение щелочности в ряду современных лав, но в целом все они не выходят за пределы известково-щелочного ряда, и Заварицкий поэтому считал тип Этны характерной линией, разграничивающей щелочные и известково-щелочные породы.

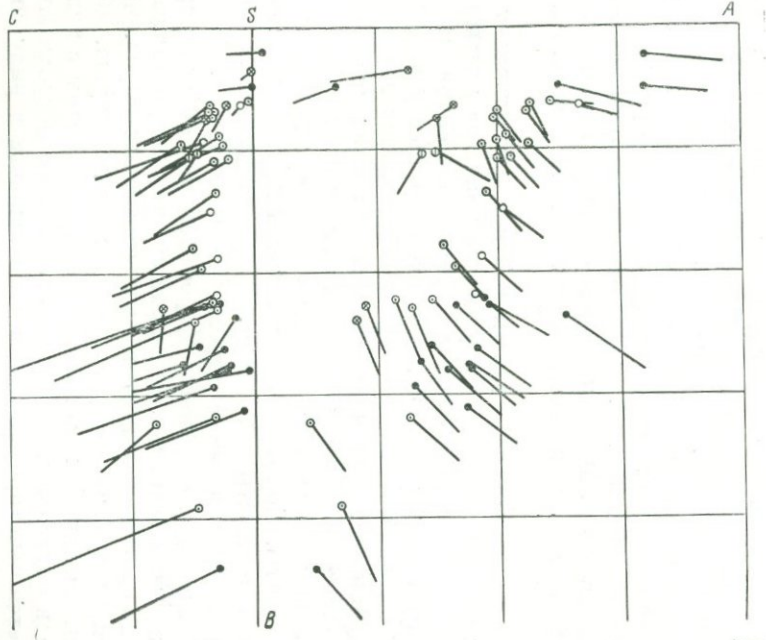


Рис. III-21. Вулканические породы Италии. По А. Н. Заварицкому, 1950а

Кружки с крестиком — Эвганеи; черные кружки — Албанские горы; кружки с точкой — Больсена, Вико, Орвието, Чимино и др.; белые кружки— Браччано; кружки с черточкой — Витербо

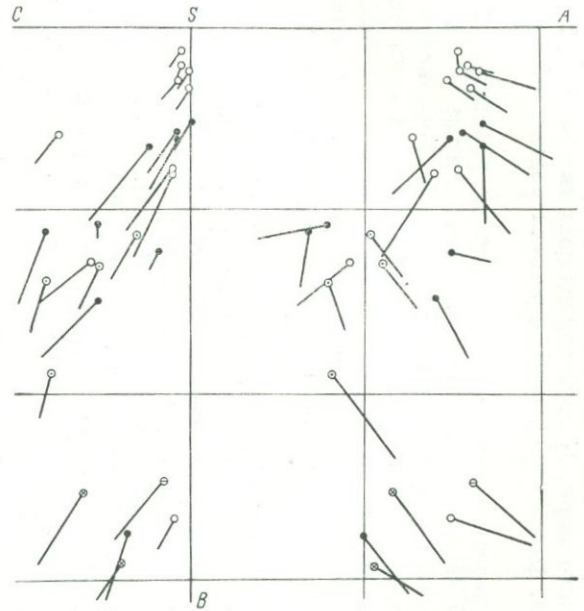


Рис. III-22. Липарские острова. По А. Н. Заварицкому, 1950а

Белые кружки — Липари; кружки с точкой — Филикуди и Панареа; кружки с крестиком — Стромболи; черные кружки — Вулкано; кружок с черточкой — Вулканелло

Липарские (Эоловые) острова (рис. III-22), расположенные к северу от Сицилии, включают действующие вулканы Вулкано, Стромболи и ряд островов вулканического происхождения (Липари, Панареа, Салина, Филикуди и др.). Вулканическая деятельность здесь началась в неогене излияниями базальтовых и андезитовых лав; эти излияния продолжались в начале четвертичного периода, постепенно, а затем все быстрее сменяясь более кислыми лавами. Во вторую половину четвертичного периода и в настоящее время вулканическая деятельность ослабела. В это время образовались андезиты, липариты и дациты, а также щелочные базальты (базаниты). Современные вулканы извергают лавы резко различного состава: вулканический конус Вулкано сложен дацитами и их туфами, а также так называемым вулканитом (по Хоббсу — дацит с анортоклазом и авгитом). Современные извержения Вулкано — дацит и кварцевый андезит. Лавы же вулкана Стромболи — щелочные лавы с высоким содержанием калия. На Липари известны, как отмечает Заварицкий, многочисленные кратеры, действовавшие в разное время и извергавшие разные лавы. Более древние лавы представлены базальтами и андезитами, вслед за которыми образовались липариты, пемзы и обсидианы. Самые молодые потоки — обсидиановые. Среди лав Вулкано отмечены богатые натрием обсидианы липаритового состава. В северной части о-ва Вулкано на вулкане Вулканелло изливались бедные оливином и содержащие ортоклаз лейцитовые базаниты. Среди древних лав Стромболи тоже отмечены лейцитовые базаниты. На о-ве Салина основные базальты сменились базальтами. На Панарии имеются роговообманковые андезиты и долериты. На Филикуди и Аликуди известны базальты и андезиты.

Таким образом, состав лав различных вулканов группы Липарских островов был крайне изменчив и одновременно, как прежде, так и сейчас, из близрасположенных вулканов извергались лавы разного состава. Особенности химического состава пород соответственно достаточно сильно варьируют.

Вулканы Сардинии — Ферру и Арчи — имеют сходное строение. Извержения их начались в миоцене выбросами риолитовых и трафитовых туфов, вслед за этим были экструдированы трахитовые лавы. Образовались купол и несколько потоков. Местами трахиты переходят в фонолиты. Позднее, после периода покоя, излились лавы среднего состава, а затем базальтовые. В дальнейшем в кальдерах возобновились излияния потоков, сложенных типичными для этих вулканов анальцимовыми базальтами. На горе Арчи ядро вулкана образуют более кислые риолитовые лавы, близкие к комендитам. В химическом составе лав Ферру обнаруживаются бóльшие вариации, чем в Арчи. В кислом ряду в Ферру типичны фонолиты вместо липаритов и обсидианов Арчи.

В Эгейском море характерную группу представляют острова группы Санторина с его хорошо известной кальдерой. Лавы этих островов однообразны по составу — это преимущественно кислые андезиты и андезито-дациты. Крайних типов в группе Санторина нет, но известны наиболее ранние породы, названные Фуке анортитовыми лавами. Позднее извержения представлены кислыми гиперстеновыми андезитами. Появление основного плагиоклаза в кислых породах Санторина было причиной выделения их под названием санторинитов.

На островах Милос, Эгина и Метана состав пород более разнообразен, чем в группе Санторина. Здесь имеются пироксеновые андезиты, с одной стороны, и роговообманково-биотитовые дациты, с другой стороны. Вулканизм относится к плиоцену. На Милосе последовательность извержений была такой: риолиты и кислые дациты, затем — андезиты и дациты, а после периода покоя — андезиты. Четвертичные извержения — риолитовые и дацитовые. Химизм извержений Эгейского моря, по Заварицкому, в общем известково-щелочной, типа санторинского.

Вулканы Центрального Кавказа, включенные Заварицким в группу средиземноморских, отличаются, по его данным, кислым составом и отвечают андезито-дацитам или дацитам. Исключением являются основные гудаурские андезито-базальтовые лавы. По химизму все эти породы щелочноземельные.

Индийский океан

Петрохимические ассоциации вулканогенных пород Индийского океана приведены Заварицким в кратком виде для островов Реюньон, Маврикий, Родригес, Крозе, Св. Павла и для архипелага Кергелен.

На острове Реюньон имеется два разновозрастных вулканических массива: более древний — Питон-де-Неж — давно угасший и расчлененный эрозией, и современный вулкан Фурнез. Лавы современного вулкана сходны с гавайскими; преобладают лабрадоровые базальты, сравнительно бедные оливином. Типичны базальтовые обсидианы. Известны также лавы, богатые крупными кристаллами оливина, названные Лакруа океанитами. Поздние продукты извержения Питон-де-Нежа представлены такими же лавами, но в теле вулкана имеются потоки и жилы еще и других пород — фонолитовых трахитов, а также серых сланцеватых афировых лав, близких к муджиериту о-ва Скай в Шотландии (по Харкеру — гипабиссальный эквивалент эссексита). Встречены, кроме того, авгитовые андезиты. Среди выбросов, жил и интрузивных залежей установлены не только базальты, но и зернистые породы, варьирующие в составе от сиенитов (иногда с эгирином и энигматитом) через габбро до перидотитов (дуниты, верлиты). По Лакруа, эти зернистые породы образовались под покрышкой всего лишь в несколько сотен метров.

Остров Маврикий, расположенный к востоку от Реюньона, сложен главным образом базальтами — обычного и анкарамит-океанитового состава. Здесь установлены также фонолитовые трахиты.

Остров Родригес, находящийся еще далее к востоку, сложен базальтами щелочного характера (базанитоидные базальты) и менее меланократовыми, чем на о-ве Маврикий.

Остров Св. Павла расположен на срединно-океаническом поднятии к северу от архипелага Кергелен. Он отличается существенно иным составом. Здесь вулканическая деятельность началась извержениями кислых лав (риолитоидов, по Лакруа), состоящих из основной массы иголочек ортоклазового полевого шпата, иногда имеющей сферолитовую структуру. В этих породах отмечены кристаллы тридимита в виде черепитчатых пластинок. Над риолитовыми породами залегают богатые полевым шпатом долериты, а затем базальты. Лакруа указывает, кроме того, жилы сакалавита (базальты с высоким содержанием нормального кварца — до 10%).

Архипелаг Кергелен представляет группу сильно размытых вулканических построек, сложенных не только эффузивными, но и интрузивными породами. Зернисто-кристаллические породы были впервые собраны в 1924 г. Э. По на юго-западе архипелага (п-ов Ралье-дю-Бати) и определены Лакруа как кварцевые сиениты. В 1929 г. Обер де Ла Рю установил, что эти породы образуют крупный массив, а в 1962—1963 гг. Нужье детально изучил строение архипелага и дал очерк распространения на его территории изверженных пород и их петрохимии (Nongier, 1963, 1965а, б). По Нужье, наиболее древними породами на Кергелене являются широко распространенные так называемые базальтовые покровы преимущественно андезитового, а не базальтового состава. В контакте с более поздними интрузиями они подверглись зеленокаменному изменению. До работ Нужье такие измененные породы считали «спилитами».

Интрузивные породы разнообразны по составу, среди них установлены кварцевые сиениты, щелочные микрограниты и микросиениты, щелочные сиениты, монцониты, щелочные аплиты, гранодиориты, а также щелочные риолиты, образующие систему куполов. В центральной части вулкано-плутона, выделяемого Нужье на п-ове Ралье-дю-Бати, имеются граниты, известные также на горе Шастень и в долине Сабль. В щелочных микрогранитах содержится до 71% кремнезема. К интрузивной серии относятся, кроме того, диориты, нефелинсодержащие сиениты, а также трахириолитовые, трахифонолитовые и фонолитовые породы, наблюдаемые в различных частях архипелага. Полученные новые данные привели Нужье к выводу о существовании в прошлом в районе архипелага Кергелен крупного магматического очага, имевшего состав, отвечающий «граниту — сиениту».

На древние вулканические структуры архипелага наложен плейстоценовый вулканизм, представленный трахитовыми и базальтовыми лавами, образующими конические постройки, среди которых наиболее крупной является гора Росса (1840 *м* высотой) на юге Кергелена. К самым поздним вулканическим образованиям относятся покровы андезитов, а также кварцевых и бескварцевых щелочных трахитов. На юго-западе архипелага известны фумарольные проявления, сопровождаемые грязями с содержанием кремнезема до 62%.

Наконец, о с т р о в а К р о з е, находящиеся западнее архипелага Кергелен, сложены базальтовыми лавами, близкими к тем, которые известны на о-ве Маврикий. Эти лавы сопровождаются туфами.

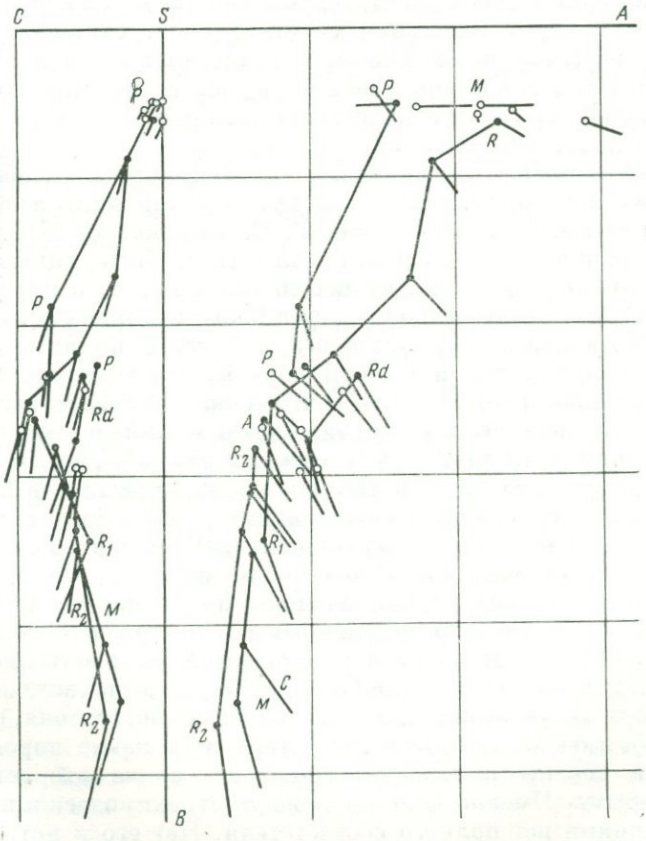


Рис. III-23. Острова Индийского океана. По А. Н. Заварицкому, 1950а

Черные точки: R_1 — остров Реюньон, Питон-де-Неж; R_2 — там же, Фурнез; *P* — остров Св. Павла; *M* — о-в Маврикий; *C* — остров Крозе; *Rd* — остров Родригес; *A* — остров Амстердам. Белые кружки— остров Кергелен

Общие черты химического состава пород показаны на схеме (рис. III-23), где не представлены данные Нужье, так как в его работе (Nougier, 1965а) помещены только пересчеты химических анализов по системе Лакруа. На схеме видна четко выраженная группа кислых пород липаритового ряда на островах Св. Павла и Маврикий и щелочных пород фонолитового ряда на о-ве Реюньон. Тот же состав типичен и для интрузивной серии архипелага Кергелен, о чем можно судить по имеющимся описаниям Нужье. В целом здесь, так же как и в Исландии или на о-ве Пасхи, к срединно-океаническому поднятию в ряде участков тяготеют явно кислые породы липаритового ряда. Следовательно, представление о сплошных базальтовых полях в океанических областях требуют коррективов, и можно надеяться, что по мере развития исследований океанического дна выявится еще бóльшая роль кислых пород и, таким образом, Исландия с ее липаритовыми, а не только базальтовыми лавами, перестанет быть примером уникального природного явления, требующего специального обсуждения.

В з а к л ю ч е н и е следует подчеркнуть, что рассмотренные примеры петрохимических ассоциаций вулканогенных пород, выделенных А. Н. Заварицким по данным Бурри и других исследователей, определенным образом связаны с проблемой изучения вулканогенных формаций. Во-первых, эти примеры показывают, что поиски возможностей выделения ассоциаций изверженных, в том числе вулканогенных, пород ведутся разными путями, в частности — очень широко на основе сопоставления петрохимических данных. Естественно поэтому, что при выделении вулканогенных формаций необходимо учитывать петрохимические особенности и характерные черты вариаций состава пород, слагающих формации. Во-вторых, рассмотренные примеры представляют в наиболее общем виде пока еще не очень полные, но все же достаточно конкретные сведения о составе лав обширных океанических просторов, на которых формационные исследования еще едва начаты.

В том же направлении изучения петрохимических особенностей лав океанических акваторий, островных дуг и внутриконтинентальных территорий ведет сейчас исследования Г. С. Горшков (1967). В его работе сохранены принципы построений, предложенные Заварицким, но диаграммы составлены по данным о средних составах пород, а не по единичным анализам. Такой подход делает кривые более наглядными, но вносит известный субъективизм в группировку анализов, по которым определяется средний состав той или иной породы. Проведенные исследования привели Горшкова к выводу о том, что можно выделить два класса вулканогенных (вулканических) пород: океанический и континентальный. Различия между ними иллюстрируются диаграммой (рис. III-24), на которой видно несколько более крутое положение кривых для лав океанических островов по сравнению со сводной диаграммой Заварицкого. Наклон кривых континентального класса пород, по Горшкову, составляет к оси SB 15—18°, а для океанического — около 30°.

Хотя система построений, опирающихся на средние составы пород, дает более четкое разграничение выделяемых групп, тем не менее и она принципиально не улучшает положения с оценкой количественной роли различных пород в составе ассоциаций. Поэтому без статистического изучения химико-аналитических данных подобные построения, как и схемы Заварицкого, лишают возможности установить: какие породы являются главными и обязательными в ассоциации, какие второстепенными и необязательными. Именно поэтому между петрохимическими ассоциациями и формациями нет полного соответствия. Нет его и потому, что хотя Заварицкий пишет о необходимости учитывать геологическое положение пород, тем не менее в большинстве случаев при выделении петрохимических ассоциаций геологические данные играют второстепенную роль в его построениях. Это наглядно видно на примере петрохимической ас-

социации Йеллоустонского парка, в которую вместе с риолитами объединены более древние щелочные породы — абсарокиты и шошониты, отделенные перерывом от риолитов и, к тому же, подчиненные другой тектонической зоне.

Все это приводит к необходимости дальнейшего развертывания исследований формаций или ассоциаций горных пород в понимании Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, т. е. ориентированных на исследование парагенезов, образующих геологические тела и занимающих определенное положение среди окружающих геологических структур. Предпринятая Ю. А. Кузнецовым (1964) попытка систематизировать и изучить в этом

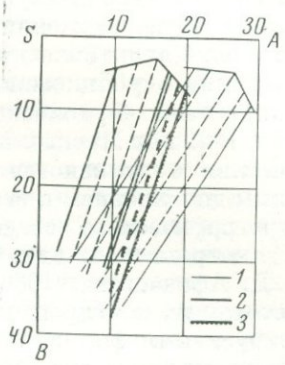


Рис. III-24. Схема расположения вариационных кривых океанического и континентального класса пород. По Г. С. Горшкову, 1967

1 — океанический класс пород; *2* — известково-щелочные породы континентального класса; *3* — щелочные породы континентального класса

плане формации изверженных (магматических) пород, а не просто петрохимические ассоциации, представляет важный шаг в общем исследовании. Впрочем, дальнейшее изложение материала в данной работе подчинено иной классификации этих формаций. Главный ее принцип, как уже отмечалось,— расчленение парагенезов, образующих геологические тела, по признакам, которые свойственны самим формациям, а не по внешним по отношению к ним общим структурным соотношениям. Соответственно выделяются прежде всего формации стратифицированные и нестратифицированные или разобщенные.

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ (АССОЦИАЦИИ)

Работы, в которых обобщены в том или ином плане данные по вулканогенным формациям, помимо рассмотренных в предыдущем разделе петрохимических обзоров, представлены трудами Баддингтона (1963; Buddington, 1959), Тернера и Ферхугена (1961; Turner, Verhoogen, 1951, 1960) и Ю. А. Кузнецова (1964). У Баддингтона проблема ассоциаций изверженных, в частности вулканогенных, пород затронута попутно, в связи с исследованием происхождения гранитоидов. Сводка Тернера и Ферхугена — наиболее полная из зарубежных работ такого направления. В ней дан обзор всех главнейших типов «естественных ассоциаций» изверженных пород, как вулканических, так и плутонических. В более кратком виде проблема ассоциаций изверженных пород была рассмотрена ранее Бартом (1956; Barth, 1952). Что касается обобщений Ю. А. Кузнецова, то они опираются на результаты изучения ряда магматических формаций на территории Советского Союза и привлекают сведения Баддингтона, Тернера, Ферхугена и других исследователей по зарубежным территориям.

Таким образом, работа Кузнецова является сейчас наиболее обстоятельным очерком современного состояния знаний в области изучения магматических формаций и дает характеристику особенностей состава и строения главных типов этих формаций на основе представлений о тесной их связи с разви-

тием структур «геосинклинальных этапов развития подвижных зон», «орогенных (геоантиклинальных) подвижных зон», «устойчивых областей» и «древних платформ».

В сводку Кузнецова вовлечены также данные Е. К. Устиева (1959, 1963 и др.) по вулкано-плутоническим формациям, привлекшим в недавнее время внимание многих исследователей в нашей стране в связи с проведением в 1965—1966 гг. в Москве и Алма-Ате специальных симпозиумов, посвященных этим формациям. Материалы названных симпозиумов были опубликованы в Алма-Ате («Материалы симпозиума»..., 1966; «Вулкано-плутонические формации...», 1969). Одновременно вышли из печати Труды II Всесоюзного вулканологического совещания, проходившего в 1964 г. на Камчатке; один из томов этих трудов (1966, т. 2) тоже отведен обсуждению вулканических и вулкано-плутонических формаций. Годом раньше были опубликованы «Материалы междуведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций» (1965), проведенного в 1963 г. в Москве. Все эти публикации дополняют в разных аспектах сведения о вулканогенных формациях, изложенные Кузнецовым. Известным дополнением к его обобщениям являются Труды III Всесоюзного петрографического совещания (1964), а также работы А. А. Полканова (1945) по гранитным интрузиям, образующимся на древних платформах, Г. Д. Афанасьева (1960 и др.) по магматическим формациям Кавказа и методам их картирования, М. А. Фаворской (1960) по вулканогенным и интрузивным формациям Приморья, различные сборники, публикуемые сравнительно регулярно Институтом вулканологии СО АН СССР, и многие другие работы. Естественно, что в последующем кратком общем обзоре могут быть рассмотрены лишь некоторые важнейшие черты строения главных типов вулканогенных формаций и, конечно, лишь самые общие вопросы их изучения.

Вулканогенные формации занимают промежуточное положение между формациями вулканогенно-осадочными и интрузивными. В том случае, когда обнаруживается явная стратификация во внутреннем строении этих формаций и они переслаиваются с пачками осадочных пород, их переходы к вулканогенно-осадочным формациям становятся весьма постепенными. Границы между теми и другими приобретают условный характер, так как определяются только количественными отношениями между вулканогенными и осадочными породами; между тем эти отношения изменчивы как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Тесные связи между вулканогенными и интрузивными формациями и существование между ними переходов тоже вполне естественны; глубинные ассоциации изверженных пород относятся во многих случаях к корневым зонам вулканогенных формаций и, таким образом, как бы продолжают эти формации в глубоких недрах Земли.

Все это создает своеобразие вулканогенных формаций как такого типа ассоциаций пород, исследование которых открывает путь к выяснению общих отношений между экзогенными процессами, протекающими на поверхности Земли и приводящими к накоплению осадков, и эндогенными явлениями, выражающими общие изменения, происходящие в ее недрах и сопровождаемые образованием магматических расплавов. Существенную отличительную особенность вулканогенных формаций составляет возможность их параллелизации с вулканогенными накоплениями, возникающими в настоящее время и доступными непосредственному наблюдению. В этом отношении вулканогенные формации, как и осадочные серии, можно исследовать актуалистическими методами, что для интрузивных формаций пока исключается. Вместе с тем, отмеченные типичные черты вулканогенных формаций осложняют проблему их изучения, так как выдвигают задачу исследования взаимоотношений этих формаций как с синхронными осадочными толщами, так и с близкими по времени образования глубинными корневыми зонами.

В зависимости от отношения к осадочным и интрузивным сериям можно выделить два ряда вулканогенных формаций. Первый ряд охватывает стратифицированные формации, т. е. такие, которые представляют слоистые тела, состоящие из чередующихся между собой пластов различной мощности, принадлежащих преимущественно вулканогенным породам. Именно этот ряд связан постепенными переходами с вулканогенно-осадочными и осадочными формациями в латеральном и вертикальном направлении.

Второй ряд может быть несколько условно назван рядом нестратифицированных (или разобщенных) вулканогенных формаций. Его отличительные черты определяются тем, что образующие его вулканогенные породы наблюдаются в парагенезе с интрузивными породами, слагающими корневые зоны вулканов и в то же время либо утратили, либо вообще никогда не имели непосредственных отношений к стратифицированным толщам вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Речь идет о некоторых типах так называемых центральных или кольцевых комплексов, в которых интрузивные породы сочетаются с относительно слабо развитыми вулканогенными толщами, а также о тех формациях, которые Ю. А. Кузнецов (1964) называет вулканогенными интрузивными.

Оба ряда формаций связаны тем более тесными взаимными переходами, что корневые зоны сопровождают каждый тип вулканогенных формаций, а различные эрозионные срезы могут вскрыть разные соотношения между вулканогенными сериями и свойственными им корневыми зонами. Вследствие этого нестратифицированные формации в ряде случаев могут представлять относительно более глубокий срез соответствующего формационного типа, в котором в других местах обнаруживается стратифицированное строение.

Рассматривая стратифицированные формации, следует иметь в виду, что они могут по латерали сменяться другими формациями, вулканогенно-осадочными или осадочными, в одних случаях одинаковыми, независимо от направления, в других — разными; в первом варианте они приобретают в общем как бы симметричное строение, во втором — асимметричное. Поэтому для вулканогенных формаций может быть принято такое же грубое деление на два класса — симметричных и несимметричных формаций, какое предложил Н. С. Шатский (1960) для осадочных формаций. Примером симметричных формаций могут служить широко известные траповые формации, асимметричных — андезитовые формации Тихоокеанского обрамления и многие другие, им подобные. Для первого класса формаций характерно то, что изменение их строения и состава происходит от центра к периферии по одному и тому же плану, для второго типичен общий ряд последовательных изменений, наблюдающихся при прослеживании формации от одного ее края к другому.

Траповые формации

Траповые (толеит-базальтовые) формации принадлежат группе наиболее распространенных формаций изверженных пород и, вероятно, охватывают наибольшие площади среди территорий, занятых вулканогенными формациями на континентах. В качестве примера можно привести размеры некоторых подобных площадей. Так, для Деканского плоскогорья (Индия) общая площадь развития траппов составляет 600 000 $км^2$, но в прошлом она, возможно, была в 2 раза больше; для Арктической провинции, охватывающей северо-запад Британских островов, Исландию и Гренландию, она определяется цифрой около 1 000 000 $км^2$; в бассейне Карру (Южная Африка) траповая формация размещается примерно на площади 2 000 000 $км^2$, на плато Колумбии в Северной Америке — 600 000 $км^2$ и т. д. Имея в виду, что мощность траповых формаций в среднем составляет 500 $м$ и более, а в погружениях иногда достигает 5 или даже 10 $км$,

нетрудно представить, что общие их объемы во многих случаях превышают 1 млн. $км^3$.

Извержения, вызвавшие появление таких огромных масс лавового материала, представляются, конечно, грандиозными, тем не менее для интервалов времени, исчисляемых многими миллионами или даже десятками миллионов лет, они мало отличаются по частоте и интенсивности от тех явлений, которые характеризуют вулканическую деятельность исландских трещинных вулканов в историческое время.

Таким образом, события, вызвавшие появление огромных лавовых масс в областях распространения траппов часто, если не всегда, были не более значительными, чем происходящие ныне в Исландии на глазах человека. Если сравнить эти огромные цифры с общим объемом земной коры под континентами, то по отношению к ориентировочно принимаемой 30-километровой средней мощности коры объем трапповых формаций отдельных областей составит всего лишь десятые доли процента. Подсчет же всех площадей, занятых породами трапповых формаций, может привести к выводу о том, что объемы лавовых масс, извергнутых из недр на поверхность в трапповых областях на континентах, составляют в лучшем случае первые проценты объема континентальной коры.

Иначе говоря, судя по масштабам явлений, связанных с возникновением трапповых формаций, создавшие их процессы вулканической деятельности были не столь грандиозными, как это может показаться при первом знакомстве с приведенными выше цифрами. Тем не менее в связи с появлением трапповых формаций в недрах Земли происходили достаточно интенсивные перемещения магматических масс. Вследствие этого в земную кору внедрялись крупные объемы магматических расплавов, из которых образовались тела, по мощности вполне соизмеримые с мощностью континентальной коры. Известны, в частности, крупные пластообразные тела, сопровождающие трапповые формации, достигающие по протяжению многих десятков (Садбери) или даже сотен километров. Мощности таких тел составляют 3—15 *км* и более. В то же время необходимо учитывать, что вулканические извержения, которые обусловливали появление трапповых формаций, весьма заметно сказывались и на рельефе земной поверхности, так как способствовали ее выравниванию.

Несмотря на то, что породы трапповых формаций обычно распространены на огромных пространствах, состав их сравнительно однообразен. Характерен постоянный парагенез вулканогенных пород, образующих многочисленные покровы, потоки, пласты и пластовые интрузивные тела с континентальными, преимущественно сероцветными, реже красноцветными породами: песчаниками, алевролитами, реже конгломератами.

Обязательным и господствующим типом пород в трапповых формациях являются базальты, названные Вашингтоном (Washington, 1922) плато-базальтами, а Кеннеди (Kennedy, 1933) — толеитовыми базальтами. Наряду с такими обычными базальтами и более зернистыми породами аналогичного состава (долеритами, диабазами, габбро-диабазами) среди вулканогенных пород трапповых формаций встречаются гранофиры (пироксеновые с калиевым полевым шпатом), диабазовые пегматиты, а иногда и щелочные оливиновые базальты, тешениты, лимбургиты, океаниты, андезиты, трахиты, сиениты, нефелиновые сиениты и риолиты.

Все эти породы не являются обязательными членами парагенеза трапповых формаций и обычно количественно подчинены толеитовым базальтам. Впрочем, известно, что риолиты и оливиновые базальты, а также лимбургиты, сиениты, нефелиновые сиениты и другие щелочные породы в отдельных случаях, например в некоторых районах распространения траппов в Индии или в Южной Африке, приобретают существенное значение (Вембан, 1950; Wemban, 1947; Хоутон, 1966; Haughton, 1963). Поэтому, если рассматривать разнообразные трапповые формации, то можно, анализируя петрохимические данные, найти соответствующие

звенья, связывающие траповые формации с трахибазальтовыми. Исследования Г. Д. Феоктистова (1961), построившего диаграммы Заварицкого для различных траповых формаций, показали, что от типичных толеитбазальтовых серий, свойственных Тасмании, можно действительно найти постепенные переходы к трахибазальтовым формациям, подобным описанной И. В. Беловым (1963) в Прибайкалье.

Существенными элементами строения некоторых траповых формаций являются различные туфы и вулканические брекчии базальтового состава, образующие пластовые тела или заполняющие горловины и трубки. Туфовый материал в пластовых телах, так же как и в трубках, почти совершенно не сортирован, и в нем не обнаруживается слоистости. Такие туфы особенно обильны на Сибирской платформе, где, по подсчетам М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1955), общее количество туфов в разрезах вулканогенных толщ составляет не менее 40% их мощности и местами достигает, возможно, 75%. В других траповых областях пирокластические выбросы образуют незначительную часть разреза формации. Так, в Южной Африке (система Карру) количество туфов равно 2—5%, тогда как на других территориях мира оно оказывается, по-видимому, меньшим этих цифр.

В области распространения пород, принадлежащих траповым формациям, а также за их пределами, но обычно в ближайшем окружении, в последнем случае в толщах, подстилающих лавовые покровы и туфы, наблюдаются многочисленные пластовые залежи и дайки пород, аналогичных тем, которые образуют эти формации, т. е. преимущественно толеитовых базальтов, долеритов и диабазов. Эти тела, как и многие туфовые трубки, относятся к корневым зонам вулканических построек, имеющих вид вулканических плато и возникших в процессе накопления базальтовых лав и пирокластических выбросов. В пластовых телах, обладающих особенно значительными размерами, а иногда и в дайках обнаруживается зональное строение. В пластовых телах основные породы (обычно нориты с никелевыми рудами или габбро) сосредоточены в нижней, а более кислые (граниты) — в верхней части этих тел.

Наиболее крупные пластообразные тела, принадлежащие ряду лополитов, достигают размера 25 × 50 *км* при мощности около 3—4 *км* (например, в лополите Садбери, сопровождающем базальтовые лавы Кивино на Канадском щите). К крупным пластовым интрузивным телам относится и габбровый лополит Дулута, расположенный на северо-западном берегу оз. Верхнего и тоже связанный с лавами Кивино; длина этого лополита 220 *км* при мощности до 15 *км*. Значительные размеры имеет дифференцированная пластовая залежь, обнаруженная на Таймыре. Она прослежена на протяжении 20 *км*, мощность ее от 500 до 1100 *м*.

С дифференцированными лополитами, сопровождающими траповые формации, сходен гигантский лополит Бушвельда, для которого близкая по возрасту серия вулканогенных пород неизвестна. В кровле этого тела сохранились лишь отдельные блоки пород, среди которых имеются фельзитовые лавы, подстилаемые основными лавами и туфовым материалом. Характерным типом корневых зон траповых формаций следует считать и огромные дифференцированные дайки, аналогичные Большой дайке из Южной Родезии, прослеженной на протяжении 540 *км* при мощности от 3 до 11 *км*. Эта дайка сложена основными и ультраосновными породами, расположенными в виде последовательно сменяющихся на глубину полос, более основных (гарцбургитов) с хромитовыми рудами внизу и несколько более кислых (нориты) вверху (рис. III-25). Аналогичное крупное дайкообразное тело известно сейчас также и на Канадском щите.

Особенности строения дифференцированных интрузий объясняются либо расщеплением магмы в глубинных камерах, из которых расплавы поступали последовательными порциями в межслойные зоны, сперва в виде основных, а затем кислых интрузий, либо гравитационной диффе-

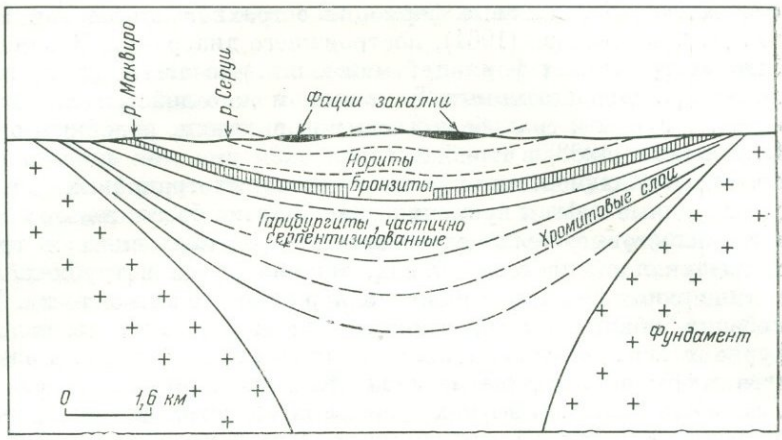


Рис. III-25. Поперечный разрез Большой дайки Южной Родезии. По Лайтфуту, из Е. Ш. Хиллса (1967)

ренциацией на месте. Последний вариант Дэли (1936; Daly, 1933) считал наиболее вероятным. Это подтверждается не только постепенными переходами от основных пород к кислым и единством строения подобных дифференцированных тел в различных областях земного шара, на что обращал внимание Дэли, но еще и сравнительно ранним совместным появлением фельзитов и базальтов в вулканическом комплексе, предшествовавшем образованию интрузии и сейчас сохранившемся только в обрывках. Выдвинутая Бильоном (Biljon, 1949) «революционизирующая», как писал Дю-Тойт (1957; Du-Toit, 1954), концепция, предполагавшая образование лополита Бушвельда, а следовательно, и его аналогов в результате плавления и замещения осадочных пород на месте, не выдержала испытания временем; сейчас она не разделяется исследователями, изучающими этот лополит.

К корневым зонам трапповых формаций в некоторых районах, например в Шотландии, принадлежат, кроме того, кольцевые интрузии с коническими слоями и кольцевыми дайками. Такие корневые зоны, вероятно, имеются и в Южной Африке, где к ним, возможно, относятся некоторые интрузии типа Эронго, Мессума и других, расположенные в области распространения южноафриканских траппов системы Карру (рис. III-26). Считается, впрочем, что эти интрузии образовались в послестромбергское время (Хоутон, 1966; Haughton, 1963), тогда как главная масса вулканогенных пород системы Карру принадлежит стромбергской эпохе. Рассматривая трапповые формации, следует еще иметь в виду их тесную ассоциацию с трубками кимберлитов, известную на древних платформах, подобных Сибирской и Африканской.

Трапповые формации залегают обычно спокойно, почти горизонтально. Местами их залегание осложнено пологими наклонами, вызывающими появление очень крупных мульд или синеклиз, в центральной части которых и располагаются породы трапповой формации. Таковы условия залегания траппов на Сибирской платформе, где они сосредоточены главным образом в пределах синеклиз Тунгусского бассейна, а также на юге Африки, где наиболее обширные поля, занятые траппами, тоже представляют крупные тектонические депрессии. Аналогичная картина типична для Индии, в пределах которой траппы Декана заполняют Деканскую и Виндийскую синеклизы, а также и для Канады, где траппы Кивино образуют крупную пологую синклиналь, и т. д.

Такие условия залегания пород трапповой формации способствовали широкому распространению характеризующего их названия «траппы», что означает лестница. Действительно, при пологом залегании толщ, часто слагающих возвышенные горные массивы, например хребет Путорана на

севере Сибирской платформы, Стромберг и Дракенсберг на юге Африки или Западные Гаты в Индии, траппы, как более прочные породы, образуют среди окружающих осадочных толщ крутые обрывы и бронируют рельеф, вследствие чего возникают столовые горы, придающие своеобразный облик местности, в которой склоны гор опускаются к подножиям системой более или менее резко выраженных ступеней или уступов. Высота этих уступов иногда отвечает мощности отдельных покровов или пластовых интрузий, но далеко не всегда. Мощность пластовых тел варьирует в пределах от нескольких метров до 30—40 *м* и сравнительно редко достигает 100 *м* или более. Поэтому уступы часто бывают сложены несколькими пластовыми телами или покровами.

Наряду с типичными пологими формами залегания пластов, слагающих трапповые формации, наблюдаются и более сложные структурные взаимоотношения. Так, спокойное залегание местами осложняется сравнительно резко выраженными флексурообразными изгибами огромного протяжения. Примером может служить, в частности, гигантская флексура, наблюдае-

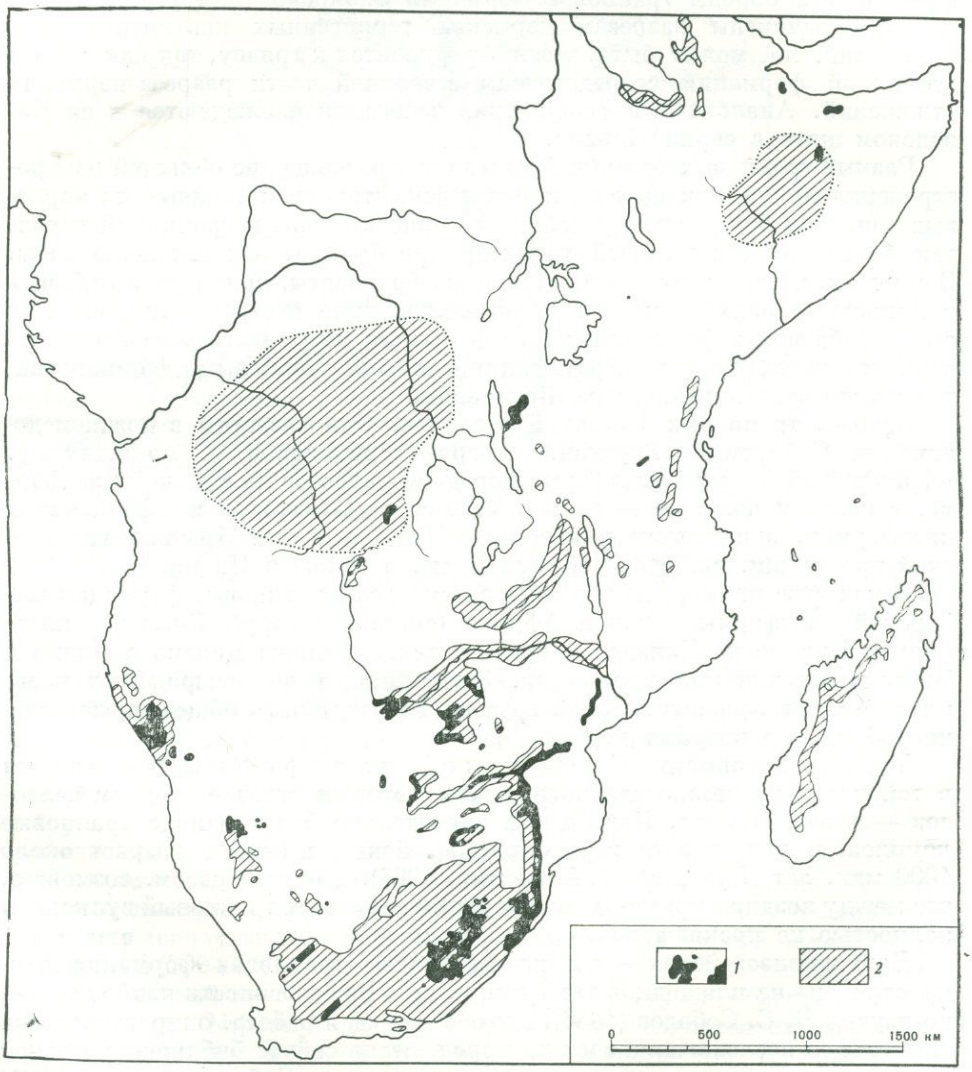


Рис. 111-26. Распространение системы Карру в Африке. По Дикси, из Ф. Уокера и А. Польдерварта (1950)

1 — лавы Стромберг; *2* — осадочные породы Карру

мая в Южной Африке в области Лебомбо, обращенная к Мозамбикскому побережью Индийского океана и имеющая протяжение около 700 *км* при падении слоев трапповой формации, местами достигающем десятков градусов. На другой стороне Индийского океана такая же огромная флексура предполагается Оденом (Auden, 1949). Вдоль этой флексуры траповая формация западного побережья Индии, следуя меридиональной зоне протяжением во многие сотни километров, погружается на запад к низменному побережью в районе Бомбея, представляющему часть огромной впадины, затопленной водами Аравийского моря. Подтверждением этого является эоценовый возраст базальтов океанического дна из сбросовых эскарпов у архипелага Чагос.

Наблюдаются и иные осложнения пологого залегания траповых формаций. Известны области, в пределах которых пласты, слагающие эти формации, вовлечены в системы более или менее резко выраженных складок. С такого рода осложнениями приходится сталкиваться, например, на Таймырском полуострове, где прослеживаются с очень небольшими изменениями породы трапповой формации Сибирской платформы. Здесь траппы подчинены разрезам пермских терригенных континентальных отложений, но, может быть, частично относятся к триасу, так как лавы и туфы этой формации сосредоточены в верхней части разреза пермских отложений. Аналогичные осложнения залегания наблюдаются и на Канадском щите в серии Кивино.

Размыв траповых формаций приводит к разобщению областей распространения принадлежащих им пород и вскрытию свойственных им корневых зон. Чем более резко разобщены корневые зоны и траповый чехол, тем более самостоятельный характер приобретают эти корневые зоны. В случаях, когда от чехла остаются лишь фрагменты, приходится говорить о корневых зонах как о самостоятельном типе нестратифицированных или разобщенных формаций; такие формации могут быть связаны постепенными переходами со стратифицированными траповыми формациями, что можно видеть на примере Шотландии.

Возраст траповых формаций различен. Они известны в позднем докембрии Сибирской, Русской, Северо-Американской и, по-видимому, Африканской (на юге) платформ, в среднем палеозое на Русской платформе, в позднем палеозое — раннем мезозое на Сибирской и Африканской платформах, в палеогене и неогене в Тулейской или Британо-Арктической провинции, включающей Исландию, а также в Индии.

В качестве примера могут быть рассмотрены траповые формации Сибирской платформы, Южной Африки (система Карру), Русской платформы, Кивино на Канадском щите, а также траппы Декана в Индии и Британо-Арктической провинции. Эти примеры не исчерпывают всего многообразия рассматриваемой группы, но могут дать общее представление об их характерных чертах.

Траповая формация Сибирской платформы наблюдается в той части разреза осадочного чехла, который отвечает верхам палеозоя — низам мезозоя. Известны и значительно более ранние траповые комплексы, в частности верхнепротерозойские, имеющие возраст около 1000 млн. лет (Кутейников, Масайтис, 1968). Таким образом, возможно, что между поздним протерозоем и верхним палеозоем траповый вулканизм полностью не прекращался.

Верхнепалеозойская — нижнемезозойская траповая формация распространена на площади более 1,5 млн. *км*^{2}. Ее особенности наиболее полно изучил В. С. Соболев (1936). Его обобщающая работа, опирающаяся на тщательное исследование состава пород, стала сейчас библиографической редкостью. Петрологическое изучение траппов Сибирской платформы проводилось позднее многими исследователями (Годлевский, 1959; Лебедев, 1955, 1958; Лурье, 1956; Лурье, Масайтис, Полунина, 1962; Феоктистов, 1961; Виленский, 1968 и др.), а геологическое — С. В. Обручевым

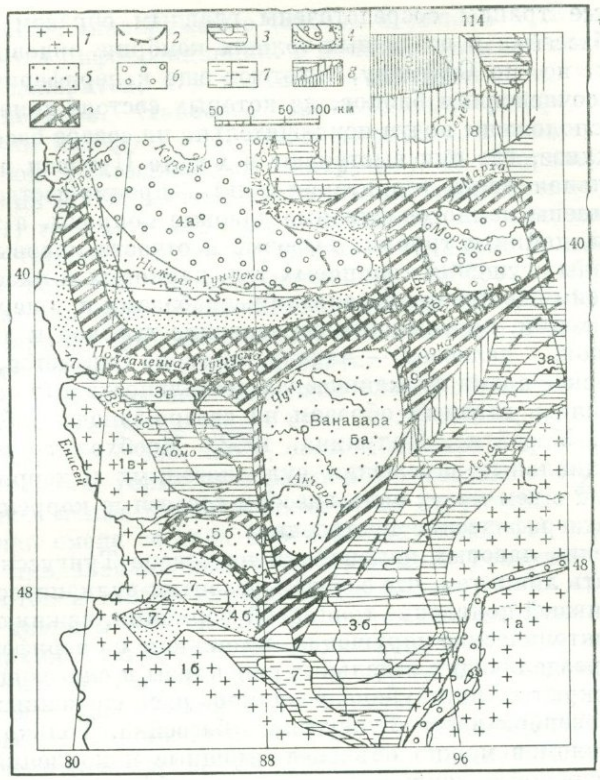


Рис. III-27. Схема тектоники центральной части Сибирской платформы. По П. Е. Оффману (1956)

1 — относительно поднятые тектонические сооружения, сложенные в основном докембрийскими образованиями, обрамляющие Сибирскую плиту: *а* — байкальские, *б* — восточносаянские, *в* — енисейские, *г* — туруханско-игарские (относительно погруженные); *2* — среднесибирская нижнепалеозойская антеклиза; *3* — синеклизы «унаследованные», выражены с начала кембрия и до готландия: *а* — Нюйская, *б* — Верхнеленская, *в* — Вельминская; *4* — синеклизы «унаследованные», развитие которых продолжалось в девоне, карбоне, перми и триасе: *а* — Курейская и, по-видимому, Бирюсинская (*б*); *5* — синеклизы «наложенные», возникшие на относительно поднятых участках среднесибирской антеклизы: *а* — Ванаварская, *б* — Мурская; *6* — синеклиза «наложенная», Мархинская; *7* — впадины грабенообразные, осложняющие синеклизы и антеклизы; *8* — остаточные антеклизы (остатки от расчленений нижнепалеозойской среднесибирской антеклизы); *9* — зоны сочленения унаследованных и наложенных синеклиз с остаточными антеклизами, к которым приурочены основные массы сибирских траппов и большинство вулканических трубок

(1932, 1933); М. Л. Лурье и С. В. Обручевым (1955), М. М. Одинцовым (1937; Одинцов, Труфанова, 1948), а также П. Е. Оффманом (1959). Общую проблему механизма внедрения траппов рассмотрел, кроме того, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1932).

Сейчас известно, что траппы, залегающие в виде покровов и пластовых интрузивных тел, встречаются в сопровождении туфов на разных стратиграфических уровнях разреза континентальных угленосных (продуктивных) отложений, ранее выделявшихся под названием тунгусской «свиты»; теперь ее именуют тунгусской серией или комплексом и расчленяют на три толщи (снизу вверх): продуктивную (мощность на юге около 350 *м*), туфогенную (700—800 *м*) и лавовую (до 1500—2000 *м*). Область распространения отложений тунгусской серии включает обширный «бассейн», распадающийся, по Оффману, на ряд более или менее самостоятельных прогибов, названных им Мурской, Ванаварской, Мархинской, Путоранской и Норильской наложенными синеклизами. В северной части бассейна он выделяет, кроме того, Курейскую унаследованную синеклизу, на которую наложена Путоранская (рис. III-27).

Интрузивные траппы сосредоточены главным образом на окраинах Тунгусского бассейна в осадочных толщах кембрия, ордовика, силура и более поздних, но, по Оффману, тяготеют еще к периферическим зонам синеклиз и к сочленениям блоков, из которых состоят синеклизы. Лавовые потоки расположены почти исключительно на севере бассейна в Путоранской синеклизе, где они выступают в хребте Путоран на высотах до 2000 *м*. Остальная часть территории занята преимущественно туфами, которым подчинены немногочисленные лавовые покровы, а также интрузивные залежи, дайки и трубки. Туфовые и отчасти лавовые трубки сопровождают зоны сгущения трапповых тел, дайковых и пластовых, представленных преимущественно базальтами, диабазами и долеритами. Большинство извержений, вызывавших образование туфовой и лавовой толщ, принадлежит концу палеозоя — началу мезозоя. Считается, что в более раннее, допермское время вулканическая деятельность была ограниченной и распространялась главным образом на северо-западе Сибирской платформы (Лурье, Масайтис, Полунина, 1962). Необходимо иметь в виду возможные фациальные замещения вулканогенных и терригенных комплексов, в связи с чем могут быть внесены серьезные коррективы в существующие стратиграфические построения.

Сосредоточение лавовых накоплений на севере Тунгусского бассейна можно объяснить лишь тем, что в общем развитии вулканической деятельности, обусловившей появление трапповой формации, важную роль сыграли не только тектонические нарушения, возникшие на периферии бассейна и вдоль швов, разделяющих отдельные синеклизы и слагающие их блоки, но и системы скрытых на глубине разломов, расположенных в наиболее погруженной северной части Тунгусского бассейна. Только существованием таких разломов можно объяснить мощные накопления лав в осевой зоне Путоранской синеклизы.

Размещение глубинных разломов на севере Тунгусского бассейна и входящей в его состав Путоранской синеклизы косвенно подтверждается вариациями состава пород, слагающих лавовую толщу трапповой формации, и появлением на краю Хатангской впадины, вдоль границы ее с Анабарской антеклизой, своеобразного комплекса ультраосновных интрузивных пород и лав. Весь этот комплекс пород, возрастное положение которого в общем идентично обычным траппам лавового поля Путоранской синеклизы, следует в северо-восточном направлении флексурообразному изгибу. Этот изгиб имеет протяжение более 450 *км* и обусловливает сравнительно быстрое общее погружение позднепалеозойских и раннемезозойских толщ под чехол меловых и кайнозойских отложений Ленско-Енисейского прогиба.

В основании лавовой толщи данного региона Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егоровым (1962) установлены меланократовые нефелиновые базальты, авгититы, лимбургиты, анкаратритоподобные породы, пикритовые порфириты, трахибазальты, трахиандезиты, андезито-базальты, трахиты и дациты, а в самом верху разреза — оригинальный тип пикритовых порфиритов, названный В. К. Котульским (1943) меймечитами (по одноименной реке). Эти породы отличаются пластовыми формами залегания и составом из оливина и стекла. Очевидна их непосредственная связь с крупным Гулинским массивом дунитов и авгитовых перидотитов, занимающих площадь свыше 500 $км^2$. Этот массив многие исследователи считают субвулканом, рассматривая его, таким образом, как корневую зону вулканогенных образований, фациально замещающих обычный тип трапповой формации Сибирской платформы. Такой характер замещений несколько нарушает общую симметрию формации.

Характерный для трапповой формации Сибирской платформы парагенез пород определяется резким преобладанием базальтов, долеритов, диабазов и соответствующих по составу туфов. Местами наблюдается зеленокаменное изменение пород. Редко встречаются спилиты и пикритовые

порфириты, а также анальцимовые диабазы и тешениты. В пластовых залежах наблюдается дифференциация: в нижней части появляются залежи троктолитовых долеритов, а в верхней — долерито-пегматитов или гранофировых долеритов. Наиболее значительные дифференцированные пластовые залежи известны в Норильском районе, а также в среднем течении р. Вилюй (Аламджахская интрузия). В Норильском районе М. Н. Годлевский (1959) выделяет следующие горизонты внутри пластовых залежей: 1) горизонт верхних контаминированных пород; 2) зона лейкократовых (кислых) и мезократовых гибридных пород и диабаз-пегматитов; 3) горизонт кварцсодержащих габбро, габбро-диоритов, габбро- и норит-диабазов (оливина содержится 10—25%); 4) горизонт пикритовых габбро и норит-диабазов (оливина больше 25%); 5) базальная зона такситовых габбро- и норит-диабазов.

В Аламджахской интрузии, имеющей блюдцеобразную форму и площадь около 220 *км*^{2}, строение более сложное. Эта интрузия, по наблюдениям В. М. Масайтиса (1955, 1962), состоит из серии прослеживающихся на большое расстояние горизонтов различного состава и строения, в ряде случаев имеющих ясные первичнополосчатые структуры. Типична такая последовательная смена состава пород (сверху вниз): 1) порфировые микродолериты, миндалекаменные и субщелочные долериты со шлирами тешенит-долеритов и габбро-тешенитов (мощность 5—30 *м*); 2) долериты с биотитом и кварцем (25—60 *м*); 3) кварцевые щелочные и щелочные габбро со шлирами гранофиров (20 *м*); 4) феррогаббро — кварцевые гортонолитовые с титанистым авгитом (55 *м*); 5) габбро-долериты (40—60 *м*); 6) троктолитовые анортозитовые долериты (более 25 *м*).

М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис и Л. А. Полунина (1962) предприняли попытку расчленить интрузивные комплексы траповой формации, расположенные на западе Сибирской платформы, и выделили тринадцать таких комплексов, группирующихся в пять крупных фаз и именуемых по характерным районам их распространения: Агатский, Туринский, Тычанский, Кузьмовский, Норильский и др. Интрузивные траппы Сибири отличаются от типовых пород траповой формации Южной Африки (рис. III-28) несколько более щелочным составом.

Для Сибирской траповой формации очевидны теснейшие связи лавовых излияний с интрузиями и туфовых выбросов с вулканическими трубками. Роль извержений, подобных тем, которые сопровождали образование взрывных кратеров типа Вити в Исландии, в процессе накопления туфового материала так называемой туфогенной толщи на территории Сибирской платформы особенно ясно подчеркивали М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1955). Они писали, в частности (стр. 183), что «основное количество туфов и туфобрекчий образовалось несомненно в результате деятельности огромного количества небольших по размерам туфовых вулканов, из которых многие действовали короткое время — дни или даже часы; другим распространенным типом

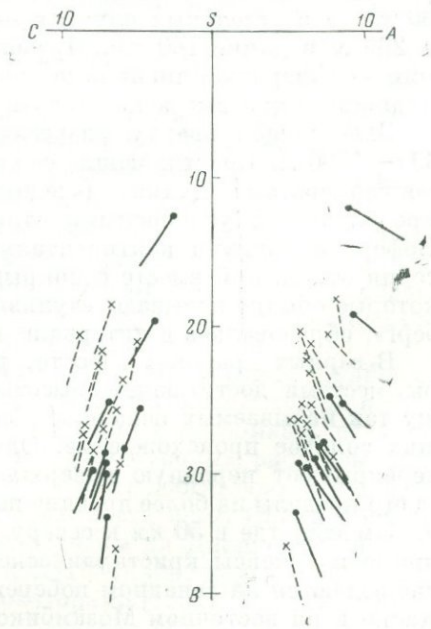


Рис. III-28. Диаграмма химических составов интрузивных траппов (черные точки) южной части Сибирской платформы. По Ю. А. Кузнецову, 1964

Для сравнения показаны средние составы главных типов пород траповой формации Карру (кресты)

вулканических аппаратов были трубки взрыва с небольшими валами вокруг них». Все эти вулканические аппараты «не могли сохраниться в рельефе, так как были эродированы почти нацело еще в мезозое. Поэтому многие «воронки», «вулканы» и т. п., которые теперь открывают на Сибирской платформе, представляют собой результат четвертичной эрозии».

Трапповая формация Южной Африки описана в обобщающих работах Дю-Тойта (1957; Du-Toit, 1954) и Хоутона (1966; Haughton, 1963), а также в специальном петрологическом исследовании Уокера и Польдерварта (1950; Walker, Poldevaart, 1949). Эта формация отличается тем, что венчает серию осадочных толщ системы Карру, залегающих почти горизонтально и расчлененных эрозией на ряд разобщенных полей, в которых эти толщи налегают на разновозрастные породы преимущественно кристаллического фундамента Африканской платформы. Существование здесь в прошлом единого седиментационного бассейна подтверждается сходством разрезов на всей территории распространения этих толщ, суммарные мощности которых на юге достигают 10 *км*, тогда как на севере обычно не превышают 1 *км*. Интрузивные траппы на юге Африки наблюдаются в той части системы Карру, которая не входит в состав Капского складчатого пояса. Как подчеркивает Дю-Тойт, «система Карру между двадцать шестой и тридцать третьей параллелью пронизана долеритами, однако, что еще более любопытно, ... территории, занимающие промежуточное место и сложенные более древними отложениями, с которых слои Карру были снесены (или такие, в которых более древние отложения образуют «окна»), редко содержат интрузии, а если таковые имеются, то только небольших размеров» (цит. по Уокеру и Польдерварту, 1950, стр. 18—19).

Среди характерных черт интрузивных траппов Уокер и Польдерварт отмечают наряду с обильными пластовыми залежами также кольцеобразные интрузии, возникшие вследствие пластовых внедрений в мульды. Они указывают, кроме того, увеличение размеров интрузий по направлению на восток, где в районе Транскей размещается очаг интрузивной деятельности, сопровождаемый интрузиями в виде «колокольного языка» (belljar). Размеры подобного типа интрузий достигают 10 *км* в поперечнике; они имеют кольцевое строение, сходное с шотландскими «кальдерообразными провалами». Отмечены также дайки протяжением до 40—60 *км*, а в отдельных случаях — более 100 *км* при мощности 10—100 *м* и 290 *м* и длине 140 *км*. Преобладающий тип пород и интрузивной серии — долериты оливиновые, толеитовые или пикритовые, иногда переходящие в краевых зонах в гранофиры.

Залегающая вверху разреза вулканогенная толща имеет мощность 300—1500 *м*. Подстилающие ее осадочные толщи начинаются базальными конгломератами Двайка («ледниковые конгломераты», или тиллиты) и продолжаются углоносными отложениями Экка, глинистыми сланцами Бофорт и другими континентальными терригенными осадками. Вся эта серия отложений вместе с покрывающими ее вулканогенными породами, которые обычно называют «вулканическими слоями» или «слоями Дракенсберг», образовалась в интервале времени верхний карбон — юра.

В горных районах Лесото, где вулканогенная толща слагает горы, местами достигающие высоты 3000 *м*, она согласно налегает на толщу так называемых пещерных песчаников мощностью 60—300 *м*, имеющих эоловое происхождение. Однако во многих местах лавовые потоки перекрывают неровную поверхность пещерных песчаников и переходят за его пределы на более древние породы. Примером может служить бассейн р. Замбези, где в 50 *км* к северу от реки вулканогенные породы ложатся прямо на гнейсы кристаллического фундамента. Такие же соотношения наблюдаются на западном побережье Африки в южной части плоскогорья Каоко и на восточном Мозамбикском побережье южнее Эспунгабера.

Таким образом, устанавливается срезание вулканогенными толщами подстилающих отложений с переходом на кристаллический фундамент, что существенно отличает траппы системы Карру от сибирских траппов.

Парагенез пород, слагающих вулканогенную толщу, типичен для трапповых формаций и характеризуется резким преобладанием толеитовых базальтов, наряду с ними есть и оливиновые базальты; те и другие сходны по минералогическому и химическому составу с интрузивными долеритами. Непостоянными компонентами парагенеза являются океаниты, андезиты, трахиты и риолиты. Многочисленные пластовые тела риолитов слагают мощную толщу между базальтовыми потоками в поясе Лебомбо, подчиненном меридиональной флексуре на востоке Южной Африки. Аналогичные риолиты обнаружены также в районе Дамараленд на западе, на плато Каоко, где они венчают разрез, начинающийся базальтами и продолжаемый андезитами. По Жёзу (Géze, 1957), «потоки риолитов» в этих районах являются, в сущности, игнимбритами. В поясе Лебомбо известны, кроме того, интрузии гранофиров и микрогранитов. В общем парагенезе пород должны быть отмечены еще лимбургиты и нефелиновые базальты, но они редки.

Корневые зоны трапповой формации отмечены выше. Они представлены дайками, пластовыми залежами, интрузиями типа «колокольного языка» (в общем, кольцевые интрузии). Вполне возможно, что сложные кольцевые интрузии типа Мессума, Эронго и других, им подобных, в западном Дамараленде, где имеются толеитового ряда породы, тоже относятся к корневым зонам трапповой формации. Наряду с этими корневыми зонами Дю-Тойт отмечает многочисленные жерловины, или диатремы, заполненные лавой, агломератом или туфом; главная масса их сосредоточена в Лесото, где центрального типа вулканизм наблюдался наиболее отчетливо. Крупнейшая из этих трубок Мататиеле достигает 1,5 *км* в поперечнике.

В целом, трапповая формация Южной Африки отличается от сибирской, несмотря на одинаковый возраст, рядом особенностей: 1) резко приподнятым залеганием над древним плато (а не опущенным так глубоко, как на Сибирской платформе); 2) резко выраженным срезанием подстилающих толщ; 3) составом, включающим риолитовые лавы в области флексуры на востоке, а также на западе в области выклинивания вулканогенных толщ; 4) ограниченной ролью пирокластического материала и соответственно туфовых трубок и, наконец, 5) вскрытием корневых зон на большую глубину. Состав же траппов отличается лишь несколько более четко выраженным толеитовым характером.

Трапповые формации Русской платформы относятся к двум возрастным группам: позднему докембрию и девону. Впрочем, в Западной Украине, как отмечено в объяснительной записке к тектонической карте Евразии («Тектоника Евразии», 1966), скважины вскрыли, кроме того, долериты и базальты возраста 1110—1190 млн. лет, т. е. вулканогенные породы, принадлежащие среднему рифею. Что касается позднедокембрийской трапповой формации, верхи которой имеют абсолютный возраст 525 млн. лет, а также аналогичной девонской формации, то обе эти формации тоже скрыты под чехлом более молодых отложений.

Раньше считалось, что только на юго-восточной окраине Донбасса, где с давних пор известны выходы на поверхность девонской толщи палеобазальтов, структура Русской платформы осложнена разломами, по которым проникла магма. Однако после проведения буровых работ выяснилось, что вулканогенные породы распространены достаточно широко, и не только в Донбассе, но и в других районах платформы. Обнаруженные при бурении вулканогенные породы были изучены на Днепровско-Донецкой впадине И. С. Усенко и Л. Г. Бернадской (1954), а по другим районам — М. А. Гаррис (1955), А. М. Дымкиным с соавторами (1956), А. Г. Завидоновой и М. М. Веселовской (1952), А. С. Махначем (1956), И. Е. Постни-

ковой (1953), С. В. Тихомировым (1956), В. П. Флоренским и Т.А.Лапинской (1955) и др.

Рифейские вулканогенные породы на Русской платформе представлены, по А. С. Новиковой (1959), различными туфами, туффитами и лавами, а также дайковыми породами. Лавы имеют базальтовый состав и отвечают долеритам, диабазам, базальтам, спилитам, андезито-базальтам и трахидолеритам. Аналогичный состав имеют и туфы. Что касается дайковых и других интрузивного облика пород, то они обладают составом и структурой габбро-диабазов, но в Белоруссии Ю. И. Половинкина указывает также биотит-пироксеновые габбро и габбро-нориты. Туфы, сопровождающие лавы и имеющие базальтовый состав, распространены шире, чем лавы, но в общем их тоже сравнительно немного. Базальтовые лавы сосредоточены главным образом в бортовых частях грабенообразных прогибов, подобных Пачелмскому, по границе которого с Воронежской антеклизой они установлены в районе городов Калуга и Балашов. Такие же лавы распространены в юго-западной Белоруссии и в Западной Башкирии. Туфы обычно тяготеют к тем же районам, где встречаются лавы, но прослеживаются на более обширных территориях и, например в северо-западной части Пачелмского и в Котласском прогибах, наблюдаются и в их внутренних частях.

Весь комплекс вулканогенных пород залегает здесь среди терригенных, преимущественно буровато-красных, красно-бурых и зеленоцветных песчаников, алевролитов и глин, принадлежащих позднему докембрию. Накопление вулканического материала происходило в это время либо в континентальной, либо в лагунно-континентальной обстановке. Вулканогенные породы, возникшие в результате сравнительно слабо проявившейся вулканической деятельности, распространены тем не менее на обширной территории и могут представлять определенный тип трапповых формаций, отличающийся двумя главными чертами: во-первых, сравнительно высоким насыщением разрезов продуктами эксплозий — различными туфами, что сближает эту формацию с сибирской; во-вторых, расположением в прогибах, испытавших в более позднее время погружение. Таким образом, в данном случае речь может идти об относительно слабо развитой погребенной трапповой формации.

Девонская трапповая формация Русской платформы известна сейчас не только в пределах Днепровско-Донецкой впадины, где она изучена более полно, чем в других местах, но также на Тимане, в Радаевской впадине на Волго-Уральском своде (сел. Казаклар), в центральной части Московской синеклизы (Солигалич) и в других районах. Помимо юго-восточной окраины Донбасса, девонские вулканогенные породы имеются в Черниговской области, а также в куполах на территории, прилегающей к сел. Исачки и г. Ромны, т. е. распространяются далеко на северо-запад от Донбасса. Петрохимическое исследование диабазов купольных структур позволило И. С. Усенко и Л. Г. Бернадской (1954) установить принадлежность этих пород к толеитам или плато-базальтам.

В Черниговской области при бурении была вскрыта вулканогенно-осадочная толща, состоящая из базальтовых покровов, чередующихся с пластами пирокластических и осадочных пород (туфы, туффиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты). Общая мощность толщи составляет 1160 *м*, из которых на долю излившихся пород падает 415 *м*, туфов и туффитов — 415 *м*, а остальное — на осадочные породы. В нижней части разреза толщи среди терригенных осадочных пород присутствуют прослои известняков. Вулканогенная толща явно дислоцирована, так как в кернах пород, извлеченных из скважин, виден наклон слоев под углом 20—50°.

Парагенез пород характеризуется преобладанием базальтов, которым подчинены диабазы, а изредка также трахидолериты и альбитизированные диабазовые порфириты. Установлены, кроме того, полевошпатовые пикриты. Предполагается, что возраст толщи верхнедевонский, поэтому ее

сопоставляют с аналогичной толщей, вскрытой на юго-восточной окраине Донбасса в районе р. Волноваха. В этом районе в вулканогенной толще преобладают толеитовые, отчасти также оливиновые базальты, которым подчинены андезито-базальты, андезито-трахиты, а также пикритовые базальты и лимбургиты. Наряду с лавами известны туфы. Корневые зоны, как предполагал В. И. Лучицкий (Лучицкий, Лебедев, 1934), представлены здесь мощными (до 60 *м*) протяженными дайками диабазов и диабазовых порфиритов, выступающих в среднем течении р. Кальмиус, вытянутых в северо-западном (донбасском) направлении.

Девонская трапповая формация Русской платформы в целом сходна с позднедокембрийской формацией. Она тоже погребена и сравнительно богата продуктами эксплозионной вулканической деятельности. В связи с последующим прогибанием, а частично, может быть, и в процессе накопления пласты, слагающие данную формацию, были дислоцированы.

Трапповая формация К и в и н о расположена на Канадском щите в районе оз. Верхнего. Краткие описания этой формации имеются в работах Кинга (1961; King, 1959), Уилсона (1968; Wilson, 1965) и других исследователей. Возраст формации позднедокембрийский. Она залегает несогласно на подстилающих толщах гурона и охватывает три толщи; нижнюю, состоящую из конгломератов, кварцитов и аркозов; среднюю, представленную базальтовыми покровами, которым подчинены риолиты и андезиты, переслаивающиеся с конгломератами и песчаниками и прорванные пластовыми интрузиями, массивами и дайками габбро и фельзитов; наконец, верхнюю, снова из конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. Большинство осадочных пород имеет красную окраску.

Предполагается, что они образовались на суше, хотя некоторые исследователи считают лавовые излияния подводными. Опорой для выводов о подводном образовании лав служат их текстуры (Hotchkiss, 1923). Однако Кинг подчеркивает, что «как лавы, так и осадочные породы сформировались, вероятно, в наземных условиях, т. е. отложились скорее на суше, чем под водой» (Кинг, 1961, стр. 45). По его представлениям, «в то время, когда лавовые потоки изливались на поверхность, подстилающая их часть серии Кивино была пронизана различной мощности пластовыми телами основных интрузий. Крупнейшей из них является габбровый лополит Дулута длиной 220 *км* и мощностью примерно 15 *км*, край которого выступает ныне на поверхность вдоль северо-западного берега оз. Верхнего. Восточнее, в Онтарио, меньший по размерам норитовый лополит образует блюдцеобразный бассейн Садбери. Радиометрические определения дулутских габбро показывают, что возраст их равен примерно 1100 млн. лет...» (там же).

Парагенез пород типичен для трапповых формаций: господствующий тип — базальты, в существенно меньших количествах присутствуют риолиты и отчасти андезиты. Комплекс вулканогенных пород серии Кивино сопровождается месторождениями меди, которая встречается в виде цемента в фельзитовых конгломератах, переслаивающихся с потоками лавы, в минерализованных пузырчатых брекчированных верхних частях лавовых потоков и в виде жил самородной меди, арсенидов или сульфидов меди, заполняющих трещины в породах серии Кивино. Это крупнейшие медные месторождения Канады, которые разрабатываются непрерывно с 1844 г.

Типичные черты трапповой формации Кивино определяются: 1) складчатой деформацией слагающих ее пород, происходившей, по крайней мере частично, во время накопления осадков и лав; 2) расположением внутри крупного прогиба, среди преимущественно красноцветных пород; 3) ассоциацией с богатейшими месторождениями меди и, наконец, 4) тесной связью с крупными дифференцированными пластовыми телами типа лополитов, также меденосных, но содержащих, кроме того, никелевые руды и платину. Присутствие подобных дифференцированных интрузий сближает трапповую формацию Кивино с ее аналогом на Сибирской платформе.

Трапповая формация Индийской платформы относится к типу сильно расчлененных формаций, сходных с Южноафриканской. Общие черты строения этой формации описаны Кришнаном (1954; Krishnan, 1949); ему же принадлежат и некоторые петрографические описания пород этой формации. Результаты петрологического изучения траппов Индии помещены также в работах Вашингтона (Washington, 1922), Фермора (Fermor, 1934), Вембана (1950; Wemban, 1947) и других исследователей.

Трапповая формация очень полого, с небольшим угловым несогласием налегает на пресноводные слои Ламета, принадлежащие турону, сглаживая неровности древнего дотраппового рельефа. Возраст формации отвечает интервалу от верхов верхнего мела до эоцена, возможно до олигоцена. Главные области распространения пород трапповой формации сосредоточены в Деканской и Виндийском синеклизах. Мощность формации в районе Бомбея более 2000 *м*, восточнее она сокращается до 150 *м* в Амаракантаке и Сиргудже, а в районе Белгаона (Белгаума) — до 60 *м*. Мощности отдельных потоков колеблются от нескольких метров до 40 *м*.

Парагенез пород определяется резким преобладанием базальтовых лав, образующих систему покровов и пластовых интрузий, разделенных тонкими слоями пепловых туфов или вулканических брекчий и осадочных пород — пресноводных известняков и терригенных пород озерного происхождения. На огромных пространствах наблюдается горизонтальное залегание траппов и только на бомбейском побережье обнаруживается слабый наклон на запад. Пологие изгибы известны, кроме того, в Сатпуре и в районе Линга Центральных провинций и Кандеша и Раджпипла-Хиллс близ Броача.

В серии траппов Декана различают следующие три группы: 1) верхние траппы (460 *м*) — Бомбей и Катьявар, с многочисленными межтрапповыми горизонтами и прослоями вулканического пепла; 2) средние траппы (1200 *м*) — Центральная Индия и Мальва, с многочисленными прослоями пепла в кровле, лишены межтрапповых горизонтов; 4) нижние траппы (150 *м*) — центральные провинции и восточные области, с межтрапповыми пластами и редко встречающимися пластами пепла (Вембан, 1950). Таким образом, по направлению с востока на запад происходило относительное омоложение траппов.

Помимо базальтов, в составе формации известны лимбургиты, океаниты и анкарамиты, а на Бомбейском побережье, в Катьяваре и Павагад-Хиллсе — андезиты, сиениты, трахиты и нефелиновые сиениты, а также риолиты и гранофиры. Следовательно, наиболее дифференцированные зоны трапповой формации здесь сосредоточены вдоль предполагаемой меридиональной флексуры, расположенной на Бомбейском побережье, подобно тому, как это наблюдается в Южной Африке в провинции Лебомбо, где аналогичные дифференцированные трапповые ассоциации следуют такой же меридионально ориентированной, весьма протяженной флексуре. Эта флексура завершается крупным разломом, идущим вдоль Бомбейского побережья, а на севере уходящим в восточный сброс грабена Камбей («Тектоника Евразии», 1966).

В центральных же провинциях и на востоке Индийской платформы траппы отличаются очень однообразным составом из долеритов и базальтов. Корневые их зоны представлены пластовыми залежами, а под покровами и такими залежами имеются, как указывает Вембан (1950, стр. 247), «бесчисленные ветвящиеся и массивные дайки всех размеров и мощностей, которые доступны для наблюдения только в тех участках, где общая мощность формации сильно уменьшается, как в окраинных областях». Такие дайки и пластовые залежи, по его данным, «могут рассматриваться как питающие каналы для потоков и силлов». Заполнения даек и пластовых интрузий представлены базальтами, долеритами и габбро. Иногда они имеют сложное строение.

Кроме молодых траппов, в Индии известны и более древние, возникшие, по-видимому, в рифее; эти древние траппы распространены ограничено и выявлены среди отложений куддапахской серии. Крупные дифференцированные пластовые интрузии в Индии пока неизвестны.

Британо-Арктическая трапповая формация распространена на огромной территории одноименной провинции, охватывающей северо-западную часть Британских островов, Фарерские острова, Исландию, Гренландию и Ян-Майен. Начало образования формации относится к эоцену, что установлено как для покровов, так и для корневых зон не только палеонтологическими методами, но и на основании данных абсолютной геохронологии (Miller, Harland, 1963; Miller Mohr, 1965; Moorbath, Bell, 1965), определяющих возрастные рамки ранних извержений в пределах 35—55 млн. лет. В Исландии образование этой формации продолжается и сейчас.

Лучше всего изучена юго-восточная область распространения пород трапповой формации на территории Шотландии (Stewart, 1865). Сведения о строении этой части формации рассмотрены в главе «Корни вулканов». Здесь достаточно ограничиться напоминанием о том, что в Шотландии преобладают базальтовые лавы, сопровождаемые в ограниченной степени пирокластическим материалом (например, палагонитовыми туфами и агломератами на о-ве Скай и пеплами на островах Малл, Морверн и Арднамерхан). В нижней части разреза вулканогенных комплексов обычно господствуют оливиновые базальты, выше них залегают полевошпатовые базальты, муджиериты и толеитовые базальты; на севере о-ва Скай наблюдается, кроме того, ассоциация трахитов с муджиеритами, а на Квилин-Хиллсе — с риолитами. Однако на о-ве Малл толеитовые и богатые глиноземом базальты перекрывают маломощные покровы оливиновых базальтов. На Арране известны андезитовые, дацитовые и риолитовые лавы и их пирокластические эквиваленты; такие ассоциации сопровождают в ряде случаев центральные интрузивные комплексы, принадлежащие корневым зонам лавовых излияний и отличающиеся большим разнообразием. Среди них, кроме господствующих габбро, имеются граниты и гипербазиты. Особенности строения корневых зон были отмечены в названной выше главе. Важно иметь в виду, что состав трапповой формации в Шотландии достаточно сложен: наряду с толеитовыми и оливиновыми базальтами в ней сосредоточены трахиты, андезиты и риолиты. Трапповая формация, достигающая мощности 2000 *м*, сильно расчленена эрозией и сохранилась в виде останцов обширного чехла, в поле распространения которых в подстилающем каледонском складчатом фундаменте расположены центральные интрузии корневых зон.

В Исландии, по данным Уолкера (Walker, 1959 и более поздние) и Торариисона (Thorarinsson, 1965), преобладают толеитовые и отчасти оливиновые базальты, хотя имеются риолиты и андезиты, количественно уступающие базальтам и составляющие до 15% всей массы пород. Наибольшая мощность траппового чехла здесь достигает 10 *км*. Центральная часть острова рассечена медиональной тектонической депрессией, к которой приурочены современные вулканические извержения. По краям вулканического плато наблюдается наклон базальтовых покровов в сторону океана под углом до 8°, тогда как по направлению к горным вершинам острова углы наклона не превышают 4°. На Фарерских островах, по Уолкеру и Дэвидсону (Walker, Davidson, 1936), базальтовые лавы достигают мощности 3000 *м*. Верхняя часть траппового чехла представлена щелочными оливиновыми базальтами и отчасти океанитами, средняя — толеитами, а нижняя — чередованием тех и других.

В Гренландии, по Венку (Wenk, 1961), обобщившему в кратком виде прежние сообщения Коха, Баклунда, Тирреля и других исследователей, а также личные наблюдения, трапповая формация, продолжающая третичные базальтовые поля Шотландии и Исландии по направлению на за-

пад, известна главным образом на восточном побережье между 69 и 76° с. ш. Между зал. Кангердлугссуак и зал. Скорсби базальты распространены на площади около 100 000 *км*^{2}, севернее, между фьордом Франца-Иосифа и о-вом Шенон, на площади примерно 16 000 *км*^{2}, а на Земле Хоббса и Альфреда Эшера всего лишь на 2000 *км*^{2}. Все это остатки размытого базальтового плато, хотя Венк сомневается в том, чтобы в прошлом это был непрерывный базальтовый чехол. Наоборот, ясно, что базальтовые лавы не прослеживались далеко на запад и не соединялись с базальтами Западной Гренландии, известными в области Диско. Это подтверждается, по Венку, уменьшением мощности базальтовых накоплений от побережья Блосвилл, где они достигают 7,5 *км*, по направлению на запад, в глубь страны (Wager, 1934а, б), а также отсутствием базальтовых галек в морене из западной части побережья зал. Скорсби.

На юге базальтовое плато налегает на осадочную серию, имеющую возраст сенонский до нижнего эоцена, а там, где эта серия выклинивается, прямо на докембрийские метаморфические породы. Базальтовые лавы изливались в субаэральных условиях, лишь местами в подводной обстановке, и представляли собой типичные флуд-базальты в понимании Тирреля. Мощности потоков варьировали от 10 до 30 *м*, изредка достигали 80 *м*. В подстилающих комплексах пород имеются многочисленные пластовые интрузивные тела и дайки. Общая последовательность залегания различных разновидностей базальтов не изучена, но известно, что здесь имеются порфировые и непорфировые базальты сходного состава, который мало отличается от траппов Декана. Оливиновые базальты не наблюдались. В северных районах базальты обычно более основные и щелочные. Из Земли Хоббса известны нефелинсодержащие базальты (Katz, 1952), а на юге подобные базальты были встречены среди галек.

Базальтовые лавы сопровождаются весьма разнообразными по составу интрузиями, среди которых установлены оливиновые габбро и эвкриты, габбро, феррогаббро и гранофиры, кварцевые сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные граниты и сиениты, сиенито-диориты, сиенито-габбро и пироксениты, монцониты, а также бостониты, тингуаиты и лампрофиры.

Сложный комплекс перечисленных интрузий изучен пока недостаточно; наиболее полные сведения относятся к п-ову Скергаард, где, по Вагеру и Диру (Wager, Deer, 1939), имеется интрузия в виде крутой воронки, суживающейся книзу, обнаженной на площади 60 *км*^{2}. Интрузия расслоена: по вертикали сменяются снизу вверх оливиновые габбро обыкновенными габбро, затем феррогаббро и кварцевыми габбро; эта смена отвечает представлениям об образовании интрузии в результате гравитационной дифференциации. В верхней части интрузии наблюдаются более поздние геденбергитовые гранофиры и кислые натриевые гранофиры. Скергаардская интрузия вскрыта над уровнем океана до высоты 2500 *м*, но основание ее скрыто под водой.

Возраст наиболее ранних базальтов Гренландии относится предположительно к сенону или к постсенонскому времени, а наиболее поздних — к позднему эоцену или олигоцену.

По отношению к другим районам Британо-Арктической провинции о-в Ян-Майен заметно выделяется тем, что в его пределах распространены преимущественно оливино-базальтовые и другие щелочные лавы. Здесь, по Вольфу (Wolff, 1931), Тиррелю (Tyrrel, 1926), Карстенсу (Carstens, 1961) и другим исследователям, распространены оливиновые трахиандезиты и трахибазальты, анкарамиты, а также кварцевые трахиты с содержанием кремнезема 65,85%. Это единственный район в пределах рассматриваемой провинции, где трапповая формация фациально замещается породами существенно щелочнобазальтового состава.

Заканчивая очерк Британо-Арктической провинции и свойственных ей траппов, следует подчеркнуть, что в целом эта провинция неоднородна и сильно расчленена. В отдельных участках, в частности на юго-востоке,

в области Британских островов, где вскрыты корневые зоны третичных вулканов, траппы принадлежат ряду нестратифицированных формаций. В дальнейшем несомненно представится возможным дать более строгое формационное описание траппов рассмотренной провинции и выделить среди них разнотипные парагенетические ассоциации вулканогенных пород.

Общие черты трапповых формаций различных регионов земного шара вырисовываются достаточно наглядно — все они состоят в основном из базальтовых, преимущественно толеитовых лав. Фациальные изменения внутри этих формаций сравнительно невелики и определяются главным образом переходами к сериям, включающим риолитовые или щелочные лавы. Такие фациальные изменения связаны с крупными флексурообразными изгибами, в которых, помимо базальтовых лав, появляются риолитовые и щелочные породы. Примеры подобного рода представляют флексуры района Лебомбо в Южной Африке, Бомбейского побережья в Индии; по-видимому, такое же положение занимают щелочные лавы на севере Сибирской платформы. Типичные переходы к осадочным сериям для трапповых формаций не описаны.

Эти формации в общем симметричны в том смысле, что изменчивость их по разным направлениям слабо выражена, хотя, конечно, чередование лав с осадочными породами не вполне устойчиво и может существенно варьировать. Характерно сопровождение трапповых формаций корневыми зонами в виде пластовых залежей, дифференцированных или однородных даек и так называемых центральных интрузивных комплексов, а также туфовых трубок.

Вследствие того, что трапповые формации после возникновения в одних случаях были приподняты, в других опущены, они могут быть разделены на две группы: расчлененные (или обычные) и погребенные. Для расчлененных формаций характерны своеобразные черты ступенчатого лестничного рельефа, свойственного траппам. В наиболее приподнятых участках подобных трапповых формаций обычно вскрываются корневые зоны вулканических построек. В том случае, когда такие зоны имеют вид центральных интрузий (например, в Шотландии), наблюдаются переходы от стратифицированных трапповых формаций к нестратифицированным, разобщенным кольцевым комплексам. В этих комплексах вулканогенные породы либо сохраняются в кальдерных проседаниях, либо вообще не обнаруживаются, хотя кольцевое строение интрузий сохраняется. Примерами расчлененных формаций являются траппы Сибири, Индии, Южной Африки, Тасмании и ряда других территорий.

Погребенные трапповые формации расположены в крупных прогибах, возникших либо в процессе накопления траппов, либо после завершения этого процесса. Для погребенных трапповых формаций корневые зоны устанавливаются с большим трудом, так как изучение таких формаций обычно связано с буровыми работами. Тем не менее для серии Кивино в Канаде, где позднейшие погружения не были значительными, а слои были смяты, по-видимому, в процессе накопления осадков и лав, корневые зоны в виде дифференцированных интрузий прекрасно выражены.

Возраст трапповых формаций различен. Они есть и в докембрии (возраст 1100 и 550 млн. лет), в палеозое, мезозое и кайнозое. Различия между докембрийскими и более поздними формациями выражаются в следующем. Во-первых, весьма крупные дифференцированные корневые зоны, имеющие вид лополитов или пластовых тел, резко приближенные к былой поверхности Земли, типичны главным образом для докембрийских трапповых формаций. В более поздние эпохи подобные интрузии оказываются не столь крупными, менее резко дифференцированными, а в большинстве случаев отсутствуют, например в кайнозойских трапповых формациях. Во-вторых, для докембрия типичны погребенные трапповые формации, которые не характерны для палеозойских и более поздних гомологов этих формаций на древних платформах. Погребенные палеозойские трапповые

формации, подобные донбасским, встречаются в палеозое реже, чем среди докембрия, и они более обычны для молодых платформ. Так же, по-видимому, редки погребенные третичные формации, примером которых может служить только тот участок Британо-Арктической трапповой формации, который тяготеет к Исландии. Однако даже этот участок отличается некоторыми особенностями — в его пределах трапповая формация на краях острова погружается под океан, что свидетельствует об относительно более высоком положении траппов Исландии по сравнению с теми, которые выстилают дно Атлантического океана. Так или иначе, известная эволюция трапповых формаций за время с позднего докембрия до кайнозоя намечается и, вероятно, в дальнейшем она будет выявлена более полно, чем это можно сделать по современным данным.

Зеленокаменные формации

Зеленокаменные (спилито-кератофировые) формации имеют, подобно трапповым формациям, преимущественно базальтовый состав, хотя известны вариации их состава, связанные, с различиями в содержании подчиненных им относительно более кислых пород, преимущественно так называемых кератофиров (по Заварицкому, кератофир — натриевый порфир). Эти формации ранее именовали офиолитовыми формациями, так как известна их тесная связь с основными и ультраосновными (офиолитовыми) интрузиями, наблюдаемая, впрочем, далеко не повсеместно.

Для зеленокаменных формаций типичен парагенез базальтов обычных с сильно измененными, имеющими вид спилитов или вообще альбитизированных пород; базальты сопровождаются кератофирами, а также осадочными породами с морской фауной. Количество осадочных пород изменчиво; представлены они песчаниками (аркозами и граувакками), кремнистыми сланцами, нередко яшмами, а также известняками. Во многих случаях может быть указан парагенез зеленокаменных пород с глубоководными, преимущественно кремнистыми отложениями.

Корневые зоны зеленокаменных формаций представлены разнообразными, преимущественно основными, иногда ультраосновными телами, которые встречаются в зоне распространения пород зеленокаменной формации или вблизи этой зоны, хотя их непосредственное отношение к излияниям не всегда может быть установлено. В корневых зонах встречаются также граниты (преимущественно плагиограниты).

Зеленокаменные формации обычно располагаются на линейно удлиненных территориях, следуя вдоль определенных зон внутри складчатых областей. Все эти формации оказываются вовлеченными в складчатость; поэтому зеленокаменное перерождение входящих в их состав пород связано прежде всего с процессами, сопутствующими складчатости и в той или иной степени относящимися к категории метаморфических явлений.

Представление о том, что альбитизация пород происходит в подводных условиях и представление о спилитах как о подводных базальтовых лавах, имеющих шаровое строение, находятся в противоречии с двумя хорошо известными в настоящее время фактами. Во-первых, установлено, что в продуктах излияния базальтовых лав на морском дне не обнаруживается зеленокаменного изменения, они не альбитизированы и не имеют вид спилитов, а выглядят как обыкновенные базальтовые лавы (Коржинский, 1962), отличающиеся от наземных лишь низким содержанием калия. Во-вторых, обнаружены шаровые, или подушечные, лавы, образовавшиеся в континентальной обстановке. На это обращалось внимание при рассмотрении трапповых формаций. Все эти данные вполне совпадают с результатами детальных петрографических исследований в областях распространения спилито-кератофировых формаций. Эти исследования показывают, что большинство зеленокаменных формаций имеет сложное строение и внутри них наблюдаются ассоциации базальтовых лав и морских осадоч-

ных пород, то почти неизмененные, то подвергшиеся сильным вторичным изменениям. Подобного рода изменения сходны с процессами пропилитизации.

Таким образом, зеленокаменные формации представляют собой ассоциации подводных, во многих случаях глубоководных, преимущественно базальтовых лав, то сильно измененных вторичными процессами (т. е. процессами, не имеющими прямого отношения к застыванию и кристаллизации лав), то сравнительно свежих. Различным образом изменены и кератофиры, сопровождающие базальтовые лавы. Причины вторичного изменения базальтовых лав могут быть связаны как с явлениями фумарольно-сольфатарными, так и с динамометаморфическими или с иными преобразованиями пород вследствие складчатости и горообразования. Главную роль играют, очевидно, процессы второго рода. Особенности строения зеленокаменных формаций удобнее всего рассмотреть на примере Урала, западной окраины Северо-Американских Кордильер и др.

Зеленокаменная формация У р а л а в геологическом отношении наиболее полно изучена на Среднем Урале Н. А. Штрейсом (1951), в петрографическом плане — А. Н. Заварицким (1924, 1940, 1941 и др.), В. А. Заварицким (1946) и многими другими исследователями. В последнее время много новых данных получено в результате работ Г. Ф. Червяковского (1962; совместно с В. А. Коротеевым, 1963, 1968), Г. Ф. Яковлева и В. И. Старостина (1968), Т. И. Фроловой (1968), Н. С. Чурилина (1968), В. С. Шарфмана (1968) и др.

Наибольший интерес представляет работа Н. А. Штрейса (1951), в которой выясняется геологическое положение этой формации в зеленокаменной полосе Среднего Урала. Здесь Штрейс установил стратиграфическую последовательность залегания осадочных толщ, вмещающих вулканогенные комплексы и чередующихся с ними в разрезе. Выявленная последовательность изучена очень детально и подтверждена тщательным изучением фауны. Было выяснено, что в зеленокаменном синклинории имеются осадочные и вулканогенные толщи готландия и девона, представляющие все ярусы обеих систем от уинлока до живета.

Фациальная изменчивость осадочных и вулканогенных толщ была прослежена Штрейсом в Исовском районе, для которого он построил ряд фациальных схем, позволяющих установить, что еще в нижнем уинлоке в пределах зеленокаменной полосы Среднего Урала существовали две зоны вулканов, тянущиеся вдоль окраин этой полосы (рис. III-29). С внешней стороны зон вулканов располагались области, в которых накапливались, по-видимому, лишь маломощные осадки. В среднем уинлоке излияния базальтовых лав охватывали всю территорию синклинория, но в осевой зоне мощность осадков была небольшой и представлены они были главным образом туфами в ассоциации с яшмами. В верхнем уинлоке в осевой зоне синклинория появились известняки, которые к периферии сменялись вулканогенными породами, преимущественно вулканическими брекчиями, туфами, туффитами и отчасти также лавами. Это распределение осадочных и вулканогенных пород сохранилось и в нижнем лудлоу (рис. III-30).

Совершенно очевидно, как подчеркивает Штрейс, что при данных соотношениях между известняками верхнего уинлока и нижнего лудлоу, с одной стороны, и синхронными им вулканогенными породами — с другой, зоны вулканов, давшие мощные накопления лав и пирокластических пород, могли находиться только за пределами ленты известняков. В то же время в смежной области поднятий, ограничивающих на западе и востоке зеленокаменную полосу, вулканы могли располагаться только на краях, обращенных к синклинорию, так как иначе продукты вулканических извержений накапливались бы и на противоположных склонах поднятий, что для западной полосы в действительности не наблюдается. Это приводит к выводу, что, по крайней мере на западе, вулканы располагались там, где

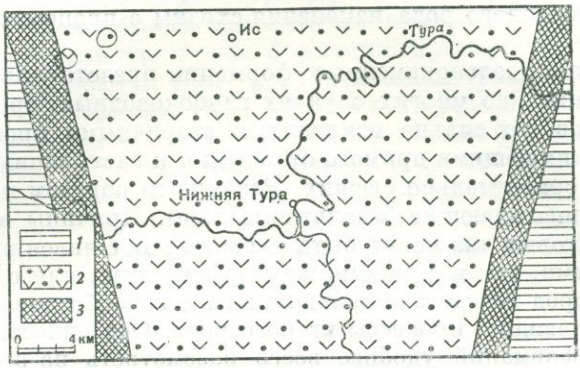


Рис. III-29. Схема распределения осадочных и вулканических образований в нижнем уинлоке. По Н. А. Штрейсу (1951)

1 — области накопления маломощных осадков; *2* — вулканические брекчии порфиритов; *3* — зоны вулканов

сейчас размещается полоса габбро-перидотитовых массивов Среднего Урала. Восточная полоса предполагаемых вулканов определена Штрейсом по аналогии с западной. В начале среднего лудлоу в центральной полосе зеленокаменного синклинория накапливались терригенные породы, залегающие на известняках нижнего лудлоу трансгрессивно. В верхнем лудлоу вулканы западной и восточной полосы угасли, а в осевой зоне начались извержения, давшие кератофировые туфы. Впрочем, вскоре деятельность вулканов западной зоны возобновилась, но состав продуктов извержений этих вулканов стал существенно кислым. В кобленцском веке произошло общее затухание вулканической деятельности, а в течение эйфельского и живетского века в западной части синклинория вновь открылась зона вулканов.

Состав продуктов вулканической деятельности существенно менялся на протяжении рассмотренного отрезка геологической истории. Как отмечает Штрейс, в нижнем уинлоке накапливались лавы и пирокластические породы андезито-базальтового состава. В среднем уинлоке они сменились базальтовыми излияниями; в верхнем уинлоке и нижнем лудлоу преобладали эксплозии с выбросом преимущественно пирокластического материала андезитового и базальтового состава. В среднем лудлоу появились из-

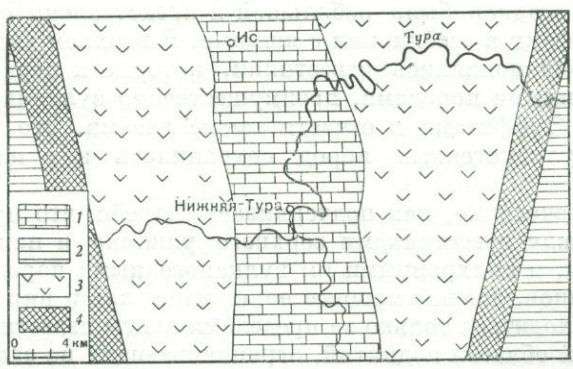


Рис. III-30. Схема распределения осадочных и вулканических образований в нижнем лудлоу. По Н. А. Штрейсу (1951)

1 — известняки; *2* — области накопления маломощных осадков; *3* — порфириты, вулканические брекчии порфиритов и туфы; *4* — зоны вулканов

вержения дацитовых или кератофировых лав, а позднее в готландии и нижнем девоне вновь происходили излияния базальтовых лав, которые сменились в эйфеле и живете андезитами и дацитами. Другие характерные особенности выражены, по Штрейсу, приуроченностью к Тагильско-Исовской (осевой) фациальной зоне в лудлоу-жедине относительно более богатых калием базальтовых и трахитовых лав.

Важным результатом исследований Штрейса следует считать установление им связи зеленокаменной формации Среднего Урала с габбро-перидотитовыми интрузиями Урала. Иначе говоря, он установил принадлежность габбро-перидотитовых интрузивных тел к корневым зонам зеленокаменной формации. Основанием для такого заключения послужили следующие построения. Во-первых, рассмотренные выше фациальные изменения готландия и девона неизбежно приводят к выводу о том, что «вдоль западной окраины геосинклинали зеленокаменной полосы, в области ее сочленения с Центрально-Уральской геоантиклиналью, в течение этого времени протягивалась зона проницаемости коры, питавшая ... синклинальный прогиб накоплениями вулканического происхождения» (Штрейс, 1951, стр. 358). Эту зону проницаемости Штрейс рассматривал как глубинный разлом, образовавшийся в зоне сочленения Центрально-Уральской геоантиклинали и геосинклинали зеленокаменной полосы. Во-вторых, анализ возрастных отношений габбро-перидотитовых интрузий, проведенный Штрейсом, показал, что верхняя их возрастная граница относится к среднему девону, хотя возможно образование этих интрузий в определенной последовательности, продолжавшейся на протяжении не одного века.

Таким образом, Штрейсом была установлена не только пространственная, но и временна́я связь габбро-перидотитовых интрузий с вулканической деятельностью. Он показал, что корневыми зонами вулканов, давших накопление лав и пирокластического материала в зеленокаменной полосе, являются габбро-перидотитовые интрузии. Это один из наиболее ясных примеров, устанавливающих такие отношения между вулканогенными породами зеленокаменной формации и габбро-перидотитовыми ее корнями, расположенными вдоль глубинного разлома, разделяющего крупные структуры, такие как Центрально-Уральский антиклинорий и Зеленокаменный синклинорий.

Для восточной зоны габбро-перидотитовых интрузий зеленокаменной полосы построения могут быть проведены по аналогии с тем, что установлено достаточно определенно для западной.

Характерные черты зеленокаменной формации Среднего Урала определяются, помимо парагенеза пород и отношения к габбро-перидотитовым интрузиям, также ее осесимметричностью, сохранявшейся достаточно продолжительное время, после чего в конце готландия — начале девона эта формация приобрела асимметричное строение.

Более детально состав пород зеленокаменной формации Урала изучен в результате петрографических исследований, проведенных в районе месторождения Блявы В. А. Заварицким (1946). По его наблюдениям, парагенез формации, имеющей силурийский (готландский) возраст, определяется преобладанием вулканогенных пород с подчиненными прослоями кремнистых сланцев, яшм и, реже, известняков. В нижней части разреза формации преобладают спилиты, образующие потоки, покровы, некки, дайки; обычны шаровые лавы. Спилиты встречаются наряду с обычными диабазами и другими породами базальтового ряда, а также с альбитизированными андезитами. В верхней части разреза формации преобладают кератофиры (альбитофиры), принадлежащие ряду альбитизированных риолитов (липаритов).

Особенности химического состава пород показаны на рис. III-31, где можно видеть повышенное содержание в данных породах натрия, пониженное — окисей кальция, калия и магния по сравнению с обычными

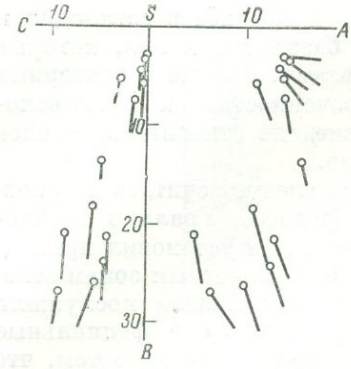


Рис. III-31. Диаграмма химических составов пород спилито-кератофировой формации района Блявы. По В. А. Заварицкому, из Ю. А. Кузнецова (1964)

породами риолит-базальтового ряда. В целом же эти породы не выходят за рамки обычной серии щелочноземельных пород.

В настоящее время установлено, что на Южном Урале имеется сложная серия вулканогенных пород, преимущественно базальтов, претерпевших более или менее интенсивное зеленокаменное изменение, с подчиненными липаритами. Вследствие этого среди них, во-первых, имеются как недифференцированные серии, представленные главным образом базальтами, так и контрастные, с чередованием базальтов и липаритов (Фролова, 1968). Во-вторых, независимо от исходного состава на эти серии разнообразных пород накладываются процессы метаморфизма, связанного с появлением соответствующих «зеленых» минералов — хлорита, эпидота, актинолита, пренита, пумпелиита в ассоциации с альбитом, кальцитом, кварцем, серицитом и др. Появление этих минералов и обусловливает типичную для зеленокаменных формаций зеленую окраску пород. Значение этих процессов для Урала было показано В. М. Нечеухиным, В. А. Марксом и В. А. Прокиным (1968) и другими исследователями. Такие преобразования типичны для многих зеленокаменных формаций других регионов земного шара.

Зеленокаменная формация полуострова Олимпик описана Парком (Park, 1964), Уотерсом (Waters, 1955), Тернером и Ферхугеном (1961; Turner, Verhoogen, 1960). Эта формация, расположенная в северо-западной части Береговых хребтов близ границы США с Канадой, имеет эоценовый возраст. Вулканогенные породы залегают на меловых или палеоценовых отложениях, по-видимому, согласно и переслаиваются с граувакками, красными известняками и красными аргиллитами, а также яшмами. Раковины глобигерин и зубы акул, сохранившиеся в прослоях туфов и туффитов, свидетельствуют о том, что вулканогенные породы образовались в морских условиях. Красная окраска осадочных пачек вызвана, по-видимому, присутствием распыленных примесей марганцевых соединений. Мощность всей серии эоценовых пород достигает 10 *км*. Вулканогенные породы представлены спилитовыми шаровыми лавами, наряду с которыми присутствуют нормальные базальты и диабазы. Такие неизмененные породы принадлежат ряду толеитовых базальтов.

Для зеленокаменной формации данного региона характерна теснейшая связь с продолжающими ее на юг недифференцированными толеитовыми базальтами, широко распространенными в той же складчатой полосе третичных отложений на протяжении свыше 300 *км* и прослеживающимися почти до границы штатов Орегон и Калифорния (рис. III-32). Толеитовые базальты тоже образовались в морских условиях, но в них не обнаружено признаков интенсивной вторичной альбитизации и спилитов. Спилиты и альбитизированные породы наблюдаются лишь на относительно ограниченном участке полосы распространения толеитовых базальтов, накопившихся в подводных условиях.

Строение зеленокаменной формации п-ова Олимпик и подводных толеитовых базальтов резко асимметричное. Линейно вытянутая в северо-западном, близком к меридиану направлении и прослеживаемая на протяжении нескольких сотен километров, эта формация на западе граничит с океаном, а на востоке сменяется андезитовой формацией Каскадных гор, а еще далее на восток—базальтами трапповой формации Колумбийского плато. Смена андезитами относится к фациальным замещениям, так как

древнейшие потоки и туфы андезитов одновозрастны с подводными базальтами Береговых хребтов. Колумбийские же базальты несколько моложе и относятся к миоцену.

В целом, пример зеленокаменной формации п-ова Олимпик приводит к выводу о том, что выделение зеленокаменных (равно и спилито-кератофировых) формаций достаточно условно и что правильнее было бы, по-видимому, говорить о формации подводных базальтов и сопутствующих им пород, а не о спилитах и кератофирах. Спилито-кератофировые комплексы являются, по-видимому, преобразованными подводными базальтами и сопровождающими их риолитами в зонах наиболее интенсивного динамического и гидротермального метаморфизма пород в складчатых областях.

Зеленокаменные формации Англии и Центральной Европы известны как типичные представители ряда спилитовых толщ. В частности, на примере девонских спилитов юго-западной Англии, ГДР и ФРГ Дьюи и Флетт (Dewey, Flett, 1911) впервые описали спилитовые «свиты» (ассоциации), в которых преобладали спилитовые шаровые лавы и туфы, переслаивающиеся с аргиллитами, известняками и радиоляриевыми осадками. Совместно с этими лавами здесь распространены кератофиры, альбитовые диабазы, камптониты и пикриты. В каменноугольное время эти толщи были дислоцированы и прорваны гранитными интрузиями. В ГДР и ФРГ девонские отложения в общем аналогичны описанным в Англии. Некоторые примеры по ГДР были рассмотрены в обзоре вулканогенно-осадочных формаций.

В Новом Южном Уэльсе Австралии спилиты и сопровождающие их породы, в том числе кератофиры, накапливались в течение девона и карбона. В нижнекаменноугольное время изливались большие массы кератофиров, в среднекаменноугольное — состав лав был разно-

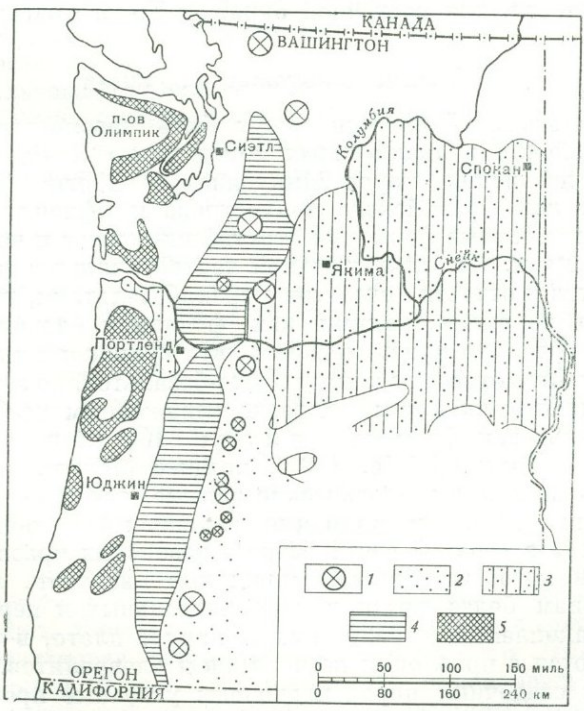


Рис. III-32. Послемезозойские вулканические породы Вашингтона и Орегона (упрощено, по Уотерсу). Из Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961)

1 — четвертичные андезитовые конусы; *2* — плиоценовые — современные вулканы; *3* — миоценовые базальты р. Колумбии; *4* — третичные андезиты; *5* — эоценовые базальты

образен, хотя преобладали, по-видимому, базальтовые лавы. Вся эта серия пород тоже подверглась впоследствии складчатости и была прорвана гранитными интрузиями.

В заключение краткого очерка зеленокаменных формаций необходимо подчеркнуть, что подобного рода формации изменчивы. Прежде всего непостоянным является соотношение слагающих эти формации вулканогенных и осадочных пород, но главное — это изменчивое содержание в них типичных разновидностей базальтов (спилитов, диабазов альбитизированных и обычных, базальтов и т. п.). От зеленокаменных формаций, представленных в основном базальтами, по-видимому, могут быть найдены переходы к формациям кварц-кератофировым, или порфировым, которые лучше называть металипаритовыми.

Существенные вариации зеленокаменных формаций выражены также различной степенью вторичных изменений слагающих эти формации пород, вследствие чего наблюдаются переходы от сильно измененных серий к таким, в которых первоначальный облик пород сохраняется почти неизменным, хотя морское происхождение несомненно. В таких условиях, когда речь идет о зеленокаменных формациях, следует иметь в виду, что они могут быть достаточно разнообразными и что правильнее, быть может, было бы их называть подводными базальтовыми формациями, противопоставляя траппам.

В целом состав подобного рода зеленокаменных формаций изучен еще совершенно недостаточно для того, чтобы можно было провести необходимые сравнения, в частности для разновозрастных зеленокаменных формаций. Известно, что такие формации есть как среди древних, кембрийских, так и среди кайнозойских отложений. Что касается докембрия, то там вероятными их гомологами являются архейские амфиболитовые толщи, в разных соотношениях чередующиеся с гнейсами. Зеленокаменные формации обычно линейно вытянуты и нередко асимметричны, что характерно, в частности, для восточной окраины Тихого океана, а отчасти и для Урала.

Трахибазальтовые формации

Трахибазальтовые формации могут быть рассмотрены на примере верхнепалеозойских вулканогенных пород плато Клайда в Шотландии, аналогичных девонских пород Минусинского прогиба на юге Сибири четвертичных лав Аравийского полуострова и Эфиопии. Во всех этих районах вулканогенные формации стратифицированы и чередуются с осадочными породами. Их отличительной чертой является постоянное сочетание базальтов и отчасти андезитов с трахибазальтами, трахиандезитами и щелочными породами, такими как фонолиты, тералиты, тешениты и т. п. Первоначально предполагалось, что вулканогенные породы плато Клайда могут быть отнесены к типу плато-базальтов, но затем выяснилось, что они обладают более или менее резко выраженным щелочным составом.

Трахибазальтовая формация плато Клайда в Шотландии описана Гики (Geikie, 1897), позднее Макгрегором (MacGregor, 1937), уточнившим как геологические данные, так и сведения о составе вулканогенных пород. Эта формация расположена в области Мидленда и сосредоточена в верхней части разреза девонских красноцветных отложений, среди которых залегают пластовые интрузии, принадлежащие корневым зонам более поздних каменноугольных и пермских лавовых и туфовых накоплений, образующих обширное плато, в котором лавы и туфы чередуются с прослоями песчаников и алевролитов. Толще верхнепалеозойских осадочных пород подчинены угольные прослои.

Главная масса вулканогенных пород представлена оливиновыми базальтами, отчасти также трахибазальтами (муджиеритами), трахиандезитами, трахитами и риолитами. Сопровождающие их пластовые залежи, лакколиты, куполы и дайки корневых зон имеют состав либо сходный с тем,

который характерен для покровов и туфов, либо несколько более щелочной (тешениты, базаниты, мончикиты, фонолиты и фонолитовые трахиты, рибекитовые фельзиты и т. п.). Эти более щелочные породы в большинстве случаев относятся к поздним проявлениям вулканической деятельности. Заключительные излияния, принадлежащие, по Макгрегору, пермскому возрасту, наряду с оливиновыми базальтами содержат лавы анальцимовых и нефелиновых базанитов, а также нефелиновых мончикитов («нефелиновых базальтов»). В некках имеются обломки карбонатизированных перидотитов, щелочных полевых шпатов, авгита, роговых обманок и других минералов. Общая мощность вулканогенного разреза достигает в этом районе 1000 *м*.

Некоторые из слагающих вулканогенную толщу лав изливались на краю лагун и поэтому приобретали подушечное строение. Тем не менее в большинстве случаев потоки изливались на низменном побережье в континентальных условиях, вследствие чего местами обнаруживается даже латеритное выветривание пород и образование бокситовых глин. Излияния лав чередовались с эксплозиями, особенно во время извержения трахитовых лав.

Среди пластовых интрузий трахибазальтовой формации плато Клайда имеются дифференцированные тела. По Тиррелю (Tyrrell, 1917, 1948), наиболее классическим их примером может служить тешенито-пироксенитовый силл Лугара в Эршире. Вертикальный разрез этого силла, вскрытый скважиной на протяжении 50 *м*, представлен (сверху вниз): тешенитами, затем оливиновыми тералитами, содержащими обособления тералитов, богатых нефелином (лугариты); далее следуют меланократовые оливиновые тералиты с анальцимом, нормальные оливиновые тералиты, переходящие в пикрит-тералиты, роговообманковые пикриты, роговообманково-авгитовые перидотиты, пикротешениты и тешениты. Общее увеличение количества оливина в основании залежи и увеличение удельного веса пород в том же направлении свидетельствуют, по Тиррелю, о значительной роли гравитационной дифференциации в процессе образования этого сложного пластового тела.

Трахибазальтовая формация Минусинского прогиба на юге Сибири изучена наиболее полно И. В. Лучицким (1960). По его данным, эта формация, имеющая возраст нижний девон — эйфель и тесно связанная с терригенными красноцветными отложениями, охватывает не только систему преимущественно базальтовых, лабрадор-порфиритовых и отчасти плагиопорфиритовых покровов, но также пластовые залежи, дайки и штоки более разнообразного, в частности щелочного, состава и, следовательно, корнями своими уходит в глубокие зоны земной оболочки. В строении этой формации принимают участие долериты и диабазы, базальты и диабазовые порфириты, андезиты и андезитовые порфириты, плагиопорфиры, тешениты, берешиты, горячиты и другие щелочные породы, а также пирокластические и шлаковые образования и гидротермалиты.

К краям прогиба количество осадочных пачек в разрезе формации уменьшается, они становятся более грубыми и содержат обломочный материал, представленный породами, залегающими в фундаменте Минусинского прогиба. Присутствие этих пород в виде галек и обломков в базальных конгломератах формации указывает на то, что корневые зоны вулканов, давших многообразные продукты извержений, располагались на окраинах прогиба, где были приурочены к крупным глубинным разломам, ограничивающим прогиб на западе, востоке и на юге (рис. III-33).

Трахибазальтовая формация Эфиопского (Абиссинского) нагорья и смежных территорий принадлежит тому же ряду стратифицированных формаций, что и две рассмотренные выше, но резко отличается от них молодым возрастом. Наиболее древние ее слои предположительно относят к верхнему мелу — палеогену и называют «группой» Ашанги, более молодые — к неогену и именуют «группой» Магдала. По-

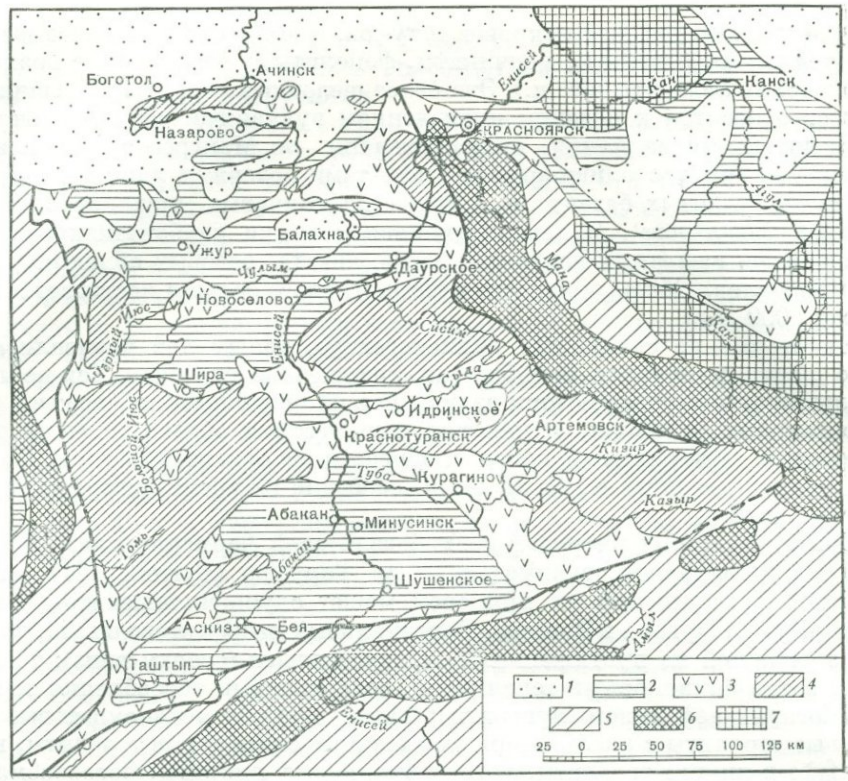


Рис. III-33. Схема геологического строения Минусинского межгорного прогиба. По И. В. Лучицкому (1960)

1 — мезо-кайнозойский осадочный чехол; *2* — средне- и верхнепалеозойский осадочный чехол; *3* — девонская вулканогенная серия; *4* — нижнепалеозойский складчатый фундамент Минусинского межгорного прогиба; *5* — нижнепалеозойские складчатые структуры антиклинориев Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна; *6* — докембрийские ядра антиклинориев Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна; *7* — докембрийский складчатый фундамент Сибирской платформы

сленижнемеловой возраст определяется налеганием формации на различные горизонты нижнемеловых осадочных толщ, которые они срезают, переходя на подстилающие слои юрских отложений и прямо на кристаллический фундамент. Вулканогенные породы Ашанги представлены преимущественно базальтами, которым подчинены немногочисленные и маломощные пачки осадочных пород. Сравнительно молодая толща Магдала более насыщена пачками бурых песчаников и черных и белых глинистых пород. В ее составе, помимо базальтов, имеются трахиты, трахиандезиты, риолиты; отмечены также бостониты, фонолиты и авгититы. Толщи Ашанги и Магдала обычно объединяют под названием трапповой свиты и считают, что они образовались соответственно в верхнемеловое и третичное время.

Кроме «трапповой», выделяют еще аденскую свиту, состоящую из пантеллеритов, натровых риолитов, комендитов, трахитов (обычных и натровых), дацитов и залегающих в верхней части разреза оливиновых базальтов. В этой свите известны также фонолиты. Время образования пород аденской свиты, заполняющих рифтовые долины, четвертичное, причем извержения лав продолжались вплоть до настоящего времени.

Сложно построенная и еще мало изученная трахибазальтовая формация Эфиопского нагорья охватывает огромные территории в Эфиопии и распространяется также на Сомали и на противоположный берег Красного моря в Йемен. Общая площадь, на которой встречаются породы этой фор-

мации, превышает 0,5 млн. $км^2$, а мощности изменчивы и местами достигают 3500 *м*. По направлению на юг, к рифтовым долинам, расположенным в области Великих Африканских разломов, в системе впадин, окаймляющих плато оз. Виктория с запада и востока, площади, занятые вулканогенными толщами, продолжающими трахибазальтовую формацию, сокращаются. От нее сохраняются, по-видимому, только наиболее молодые лавовые серии, более или менее разобщенные. Таким образом, намечается переход от рассмотренного типа стратифицированных формаций к нестратифицированным. Одновременно меняется и состав лав. Существенное значение приобретают калиевые лейцитовые лавы, а не обычные щелочные натриевые, а также и карбонатиты.

Общие особенности трахибазальтовых формаций определяются их принадлежностью к ряду стратифицированных базальтовых формаций. Как и обычные трапповые, эти формации образуются в континентальной обстановке, но в местности, которая по временам, как, например, на плато Клайда или в Минусинском прогибе, могла затопляться морскими водами и представлять собой лагуны.

Внешние черты сходства трахибазальтовых формаций с трапповыми обращали на себя внимание, поэтому плато Клайда первоначально считали одним из примеров трапповых полей, так же как среди базальтовых полей Эфиопского нагорья выделяли «трапповую» свиту, а в Минусинском бассейне пытались выделить самостоятельный базальтовый комплекс траппового типа интрузий. Между тем отличительные черты трахибазальтовых формаций выявляются при внимательном геологическом и петрографическом изучении пород, позволяющем установить тесную связь обычных базальтов этих формаций с натриевыми щелочными породами, а также щелочной эссекситовый характер самих базальтов. Трахибазальтовые формации не вполне симметричны. Асимметрия, связанная со сменой пород трахибазальтового ряда более кислыми по направлению с запада на восток при общем меридиональном удлинении поля распространения пород формации, достаточно определенно выражена в Минусинском прогибе. На Абиссинском нагорье асимметрия аналогичной формации прослеживается по фациальной смене ее в южном направлении калиевыми щелочными породами трахибазальтового ряда, принадлежащими нестратифицированной калиевой щелочной формации.

Типично общее положение рассматриваемых формаций в геологической структуре. На плато Клайда и в Минусинском прогибе они размещаются на каледонском основании (от которого отделены резким угловым несогласием), внутри наложенных межгорных прогибов. Впрочем, возраст формации в Минусинском прогибе девонский, тогда как на плато Клайда — верхнепалеозойский.

Предполагается, что данная формация в Минусинском прогибе образовалась вследствие обрушения осевой зоны обширного свода, возникшего в ордовике и силуре на юге Сибири (Лучицкий, 1960). В таком плане обнаруживается известная аналогия этого прогиба с Аравийско-Нубийским сводом, в центральной части которого возникла впадина Красного моря, а на юго-западе — обширное поле распространения пород трахибазальтовой формации. Важно отметить, что в данном случае, когда речь идет об Аравийско-Нубийском своде, не вызывает сомнений платформенное происхождение трахибазальтовой формации. В Минусинском прогибе аналогичная формация возникла, вероятно, в начальные стадии развития осадочного платформенного чехла на древнекаледонском основании.

По-видимому, сходными были условия накопления трахибазальтовой формации и на плато Клайда в прогибе, заложившемся на позднекаледонских складчатых структурах. На Африканской же платформе трахибазальтовая формация возникла после того, как прошел почти 600-миллионный интервал времени, отделяющий ее от момента заложения осадочного чехла.

Таким образом, время образования трахибазальтовых формаций определяется не возрастом складчатого фундамента, на котором они возникают, а некоторыми общими деформациями земной коры, вызывающими коробление обширных ее участков и возникновение впадин и прогибов. Эти общие деформации могут, по-видимому, происходить в разное время и локализоваться на различных территориях в зависимости от возникающих конкретных структурных условий.

Андезитовые формации

В пределах Тихоокеанского пояса давно уже намечена «андезитовая линия», отделяющая базальтовые лавы океанических островов от преимущественно андезитовых лав окраин континентальных массивов и сопровождающих эти массы островных гирлянд. Распространение андезитовых ассоциаций вдоль этих гирлянд на западе Тихого океана и горных цепей, опоясывающих тихоокеанское побережье Северной и Южной Америки, настолько наглядно, что о них упоминают даже в сводках, затрагивающих самые общие проблемы строения Земли, и геофизики (см., например, Джекобс, Рассел, Уилсон, 1964 и другие работы).

В современной структуре земного шара эти формации в большинстве случаев оказываются приуроченными к линейно вытянутым горным сооружениям (Кордильеры, Анды, островные гирлянды). В более ранние геологические эпохи андезитовые формации тоже наблюдаются в областях, затронутых складчатостью, в которых они занимают линейно удлиненные зоны, ориентированные параллельно складчатым структурам того региона, в пределах которого размещаются, но также и в иных геологических структурах.

Андезитовые формации изменчивы по составу и дают серию переходов к липаритовым и базальтовым формациям; поэтому главным признаком, определяющим принадлежность конкретной формации к ряду андезитовых, является преобладание в ее составе пироксеновых или роговообманковых андезитов. В наиболее типичных андезитовых формациях количество андезитов достигает 75%, однако и в этом случае наряду с андезитами в строении формации нередко принимают участие также базальты и липариты. Помимо андезитов и других изверженных пород, в строении андезитовых формаций участвуют разнообразные осадочные, преимущественно пирокластические породы, вместе с которыми широко распространены продукты деятельности грязевых потоков. Обилие в разрезах туфов подтверждает представление о том, что подобные андезитовые формации возникают при деятельном участии эксплозионных извержений. Вулканогенные и осадочные породы сопровождаются породами, образующими дайки, штоки и некки, а в ряде случаев также пластовые интрузии. Характерна резко выраженная асимметрия андезитовых формаций; при общем линейном удлинении они обычно замещаются вкрест простирания различными сериями осадочных горных пород или другими вулканогенными формациями.

Среди примеров, иллюстрирующих особенности строения рассматриваемых формаций, удобнее всего в первую очередь ознакомиться с теми, которые характеризуют Тихоокеанский пояс (формации Каскадных гор на востоке и Камчатки и Японии на западе Тихого океана). Затем можно будет обратиться к некоторым примерам более древних формаций, не связанных непосредственно с Тихоокеанским поясом.

Андезитовая формация К а с к а д н ы х г о р прослеживается вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки на протяжении свыше 1000 *км* в виде полосы шириной около 100 *км*. Характерные черты этой формации на севере описаны Уотерсом (1957; Waters, 1955), а в южной части Андерсоном (Anderson, 1933) и Вильямсом (Williams, 1932, 1942). Эта формация представлена мощной толщей туфов и лав, состав которых

варьирует от базальтов до риолитов, а андезитов содержится примерно 75%, что и определяет четко выраженную принадлежность толщи к андезитовой формации.

Различные пачки вулканогенных пород формации отделены одна от другой угловыми несогласиями, которые не прослеживаются на сколько-нибудь значительные расстояния. В Орегоне, как отмечает Уотерс, эти породы называют андезитами «Западных Каскадов» в отличие от более молодых андезитов и оливиновых базальтов Восточных Каскадов. Этот разнородный комплекс андезитовых пород известен также под названием Кичелусской серии.

Формация накапливалась в течение длительного времени, от раннего эоцена до плиоцена. Этому времени отвечают обширные базальтовые излияния к западу от Каскадных гор, в полосе Береговых хребтов, а также к востоку — на Колумбийском плато: на западе распространены, как уже отмечалось, подводные излияния, переходящие в спилиты п-ова Олимпик, на востоке — континентальные излияния, ныне представленные породами трапповой формации. Андезитовые извержения четвертичного времени, которым в некоторых случаях предшествовали базальтовые излияния, дали крупные вулканы Каскадного хребта: Адамс, Худ, Кратер-Лейк, Шаста и др. Мантии этих вулканов сложены андезитовыми лавами, брекчиями, туфами (обычными и спекшимися), лахарами и другими вулканогенными породами. Главная масса этих крупных стратовулканов сосредоточена в Восточных Каскадах. Среди них Кратер-Лейк служил предметом специального изучения в работах Вильямса и явился образцом, на примере которого он построил теорию образования кальдер путем обрушения после взрыва. Эоцен-плиоценовые андезиты местами сильно изменены (альбитизированы, соссюритизированы, частично хлоритизированы) под влиянием гидротерм.

Краткую характеристику рассматриваемой формации следует дополнить данными о корневых ее зонах, представленных многочисленными штоками, некками, а также небольшими батолитами гранодиоритов и диоритов. Размеры этих тел, прослеживаемых на севере Каскадных гор на протяжении более 300 *км* (Баддингтон, 1963; Buddington, 1959), варьируют обычно в пределах 2,5—4,0 *км*, но самое крупное из них, так называемый Снокуолмский «батолит», достигает 15 *км* в поперечнике. Все эти тела приурочены к зоне, следующей вдоль оси хребта. Некоторые штоки пересекают андезитовые лавы. Гранодиориты и диориты корневых зон во многих случаях подвергались автометасоматозу, свидетельствующему, по Уотерсу, о неглубоком залегании магматических очагов, застывавших на небольшой глубине под тонкой кровлей.

В южной части Каскадных гор Андерсон (Anderson, 1933) выявил широкое распространение лахаров, следующих вдоль западного склона этих гор и сменяющихся к западу, по направлению к долине р. Сакраменто, осадочными толщами серии («формации») Тэхама. О накоплении в этом районе осадочных пород, возникших в результате размыва андезитовых вулканов, пишет также Фишер (Fischer, 1960). Андезиты Каскадных гор могут служить лишь частным примером андезитового пояса огромной протяженности, который может быть прослежен с некоторыми интервалами не только на территории Северо-Американского континента, где он располагается параллельно Кордильерам, но и в Южной Америке, где он следует вдоль горных цепей Анд.

Таким образом, андезитовая формация на востоке Тихого океана — это огромный вулканический пояс, имеющий на громадных пространствах сходные черты. Продолжение этого же пояса через Аляску за западную окраину Тихого океана приводит к андезитовым формациям Камчатки, Курильских островов и Японии.

Андезитовая формация К а м ч а т к и и К у р и л ь с к и х о с т р о в о в тоже прослеживается на расстоянии во много сотен и даже тысяч

километров при сравнительно небольшой ширине, порядка 100—150 *км*. Эта формация изучена в петрографическом отношении А. Н. Заварицким (1931, 1935, 1946 и др.), Г. С. Горшковым (1963, 1964, 1967), Е. В. Быковской (1966), В. И. Влодавцем (1961), С. И. Набоко (1963) и другими исследователями, а в геологическом плане — Г. М. Власовым (1964), В. К. Ротманом (1963), А. Е. Святловским (1967), Э. Н. Эрлихом (1965, 1966а) и многими другими.

Как подчеркивает Е. В. Быковская (1966), общая мощность накопившихся в неогене вулканогенных толщ, известных в литературе под названием андезитовой группы формаций, составляет 4—5 тыс. *м*, причем 60% их приходится на долю лав преимущественно андезитового состава.

В начале неогена, как предполагает В. К. Ротман, первоначально в подводных условиях возникли толщи, аналогичные комплексу «зеленых туфов» Японии, а затем к концу плиоцена вулканогенные серии пород стали накапливаться в субаэральной обстановке. Обильный пирокластический материал подвергался переотложению подобно тому, как это отмечал Андерсон на юге Каскадных гор, вследствие чего возникли лахаровые накопления, расположенные у подножия растущей вулканической гряды. По-видимому, в отличие от Каскадных гор такие накопления образовались в морской, а не в субаэральной обстановке. В дальнейшем, в четвертичную эпоху были созданы современные вулканические постройки, для которых также характерно постоянное присутствие андезитовых лав и их туфов. Таким образом, андезитовая формация Камчатки имеет длительную историю развития от миоцена до современной эпохи.

Область, расположенная к востоку от андезитового пояса, отличается, по-видимому, преимущественным распространением подводных базальтовых (толеитовых) лав, по направлению же на запад общий характер смены другими вулканогенными формациями остается недостаточно ясным. Обычно предполагается, что в западном направлении происходит некоторое увеличение щелочности пород, которое приводит, в конечном итоге, к распространению на Азиатском материке щелочных базальтов типа Уюнь-Холдонги, описанных А. Н. Заварицким (1939). Об этом пишут С. И. Набоко (1960, 1963) и другие исследователи, хотя подобная закономерность не вполне отчетлива, как это показала В. В. Кепежинскас (1970).

Разным этапам развития андезитовой формации отвечают разновозрастные корневые зоны, представленные дифференцированными и недифференцированными интрузиями диоритов, гранодиоритов, отчасти также габбро. Возраст этих интрузий определяется, по данным О. П. Волынца, А. В. Колоскова и других (1968), в пределах от 10 до 20 млн. лет. Известное разнообразие пород, слагающих корневые зоны андезитовой формации, отвечает вариациям свойственных ей самой пород, среди которых, помимо андезитов, имеются, с одной стороны, базальты, с другой — липариты и их туфы.

Курильская островная гряда, как указывает Г. С. Горшков (1967), сходна с Камчатской тем, что в ней преобладают пироксеновые андезиты, наряду с которыми значительно распространены базальты и андезито-базальты. Дациты и близкие к ним кислые андезиты среди массивных лав встречаются реже, но ими часто сложены обширные отложения пемз. Для лав восточной зоны островов характерно присутствие роговой обманки, почти не встречающейся в главной зоне.

Андезитовая формация Курильских островов тоже имеет, по-видимому, длительную историю развития, но пока она намечается лишь очень приблизительно. Судя по данным Е. К. Мархинина (1967), начальные стадии развития, как и на Камчатке, относятся к миоцену. Как и там, здесь вскрыты корневые зоны миоценовых и, вероятно, более молодых вулканов, представленные кварцевыми диоритами, интрузивными андезитами и андезито-базальтами. К подобным же корням третичных вулканов при-

надлежат, вероятно, описанные Г. П. Вергуновым (1961) габброиды и гранитоиды, а также многофазное интрузивное тело, наблюдаемое в современном срезе на о-ве Парамушир на площади 100—110 *км*^{2}. Это тело сложено габбро, диоритами, гранитами и их вариететами и имеет сравнительно хорошо выраженную полосчатость (Сергеев, 1964).

Южным продолжением Курило-Камчатской дуги является Японская дуга, имеющая сходное строение. Для нее также характерно широкое распространение андезитов.

Таким образом, на западе Тихого океана, как и на востоке, на протяжении тысяч километров прослеживается линейно вытянутая зона, сопровождаемая породами андезитовой формации, среди которых наряду с господствующими андезитами распространены также базальты, дациты и липариты. Этот гигантский андезитовый вулканический пояс располагается вдоль шва, отделяющего молодые неоген-четвертичные складчатые сооружения континентальных окраин и опоясывающих эти континенты островных дуг от глубоко погруженных структур ложа Тихого океана. По структурному положению и по особенностям истории развития, достаточно длительной, продолжавшейся не менее 25 млн. лет, андезитовая формация мало соответствует типу так называемых орогенных формаций, или формаций, возникающих, по схеме Штилле, в связи с развитием субсеквентного вулканизма. Аналогом этого пояса и его андезитовой формации является Индонезийская дуга с ее преимущественно андезитовым вулканизмом, описанным в работах Беммелена и других исследователей.

Более древние андезитовые формации могут быть рассмотрены на примере Охотского вулканического пояса, Центрального Казахстана и Закарпатья.

Андезитовая формация Охотского вулканического пояса описана Е. К. Устиевым (1959, 1963, 1965). Эта формация входит в состав пояса, прослеживающегося на протяжении около 2500 *км*, имеет нижнемеловой возраст и возникла в начальные стадии развития вулканического пояса.

В начале нижнего мела, как отмечает Устиев (1959, стр. 15), на территории пояса «уже поднимались складчатые хребты с широкой полосой вулканов, протянувшейся вдоль границы с молодой геосинклиналью. Вся эта область характеризовалась в нижнемеловое время резкими контрастами вертикальных движений, о чем свидетельствует большая мощность континентальных отложений в быстро заполнявшихся межгорных котловинах. Еще бóльшая разница амплитуд отличала границу молодого поднимающегося континента и быстро углублявшегося геосинклинального трога с колоссальной толщей терригенных осадков. Трещины растяжения, возникавшие вдоль этой структурной границы, определили развитие нижнемелового вулканизма и контролировали его распространение». Ширина вулканического пояса достигала в это время первых сотен километров. Общая мощность вулканогенных пород колебалась от сотен метров до 2—3 *км*.

Среди пород, слагающих формацию, имеется большое количество туфов, туффитов, а также речных и озерных отложений с отпечатками флоры. Главная масса пород принадлежит андезитам, хотя имеется вся гамма пород от базальтов до липаритов. Обобщенная схема изменчивости состава пород во времени отвечает, по Устиеву, последовательности: андезиты — дифференцированные андезито-липаритовые серии — андезиты. На подстилающие юрские толщи формация ложится с повсеместно развитым угловым несогласием.

В полосе распространения пород андезитовой формации широко распространены также корневые зоны андезитовых вулканов, представленные «охотскими» интрузиями. Эти интрузии образуют сложно дифференцированные «батолитоподобные» тела преимущественно гранодиоритового состава. Интрузии обычно начинались внедрением небольших масс габбро,

вслед за этим следовали диоритовые и кварцдиоритовые расплавы. Главная интрузивная фаза характеризовалась образованием гранодиоритов, после чего внедрялись плагиограниты и граниты. Дальнейшая история вулканического пояса была связана с общим изменением состава продуктов вулканических извержений; поэтому в верхнем мелу, как предполагает Устиев, происходило накопление кислых лав и разнообразных, в том числе спекшихся, туфов. Впрочем, общая эволюция в верхнемеловое время тоже началась с андезитовых извержений. Таким образом, длительность развития андезитовой формации в данном случае измерялась цифрами 45—50 млн. лет.

Смена андезитовых формаций липаритовыми в последующие геологические эпохи отмечена также для Центрального Казахстана, где, как предполагает А. А. Богданов (1959), может быть выделен вулканический пояс, разделяющий каледонские и герцинские складчатые структуры.

Андезитовые формации Центрального Казахстана приурочены, по крайней мере частично, к выделенному А. А. Богдановым поясу, имеющему как и Охотский вулканический пояс, протяжение около 2000 *км*, но подковообразно изогнутому, а не линейному. Сейчас имеются разнообразные данные по характеристике андезитовой формации этого пояса (Коптев-Дворников и др., 1961; Щербакова, 1963; Дворцова, 1963, и многие другие). Эти данные позволили К. И. Дворцовой (1969) подчеркнуть преемственную связь андезитовой формации с липаритовой и выявить некоторые типичные ее особенности для района Чу-Илийских гор. Здесь андезитовая формация характеризует первый период развития наземного вулканизма, которому предшествовали складчатость, поднятие и размыв нижнепалеозойских складчатых структур. Возраст формации отвечает интервалу времени от кобленца до живета.

В нижних частях разреза этой формации располагаются преимущественно андезитовые порфириты, чередующиеся с туфами и пестроцветными терригенными отложениями. Вверх по разрезу они сменяются дацитовыми лавами и туфами, а затем липаритовыми туфами. Корневые зоны вулканов представлены главным образом дайками. Общая мощность формации достигает 1000—1100 *м*, но вверху андезиты сменяются преобладающими липаритами, которые появляются и внутри формации, вследствие чего Дворцова указывает на существование двух ритмов накопления андезитов. Выше обычно размещаются молассы, после которых происходит общая смена андезитов породами липаритовой формации.

Аналогичные взаимоотношения указали для ряда районов Центрального Казахстана Л. Г. Никитина и В. М. Шужанов (1969). Они отметили, что в пределах того же пояса и в рамках того же возрастного интервала наблюдается смена андезитовой формации липаритовой.

Другую группу андезитовых формаций Центрального Казахстана представляют верхнепалеозойские вулканогенные серии, расположенные в Джунгаро-Балхашском прогибе. Этот прогиб прослеживается по распространению вулканогенных пород указанного возраста, образующих подковообразно изогнутую зону внутри девонского вулканического пояса, намеченного А. А. Богдановым. В этом прогибе андезитовые формации описаны К. А. Абдрахмановым и Ю. И. Лялиным (1969), В. В. Кепежинскас (1969) и многими другими. Андезитовые формации здесь имеют нижне-среднекаменноугольный возраст и залегают в основании разреза вулканогенных серий, сменяясь кверху липаритовыми формациями. Мощность андезитовой формации в Токрауском синклинории достигает 1300 *м*, причем характерно обилие в разрезе туфов и вулканических брекчий. Наряду с андезитовыми лавами здесь установлены корневые зоны вулканических построек, представленные диоритами, а также диоритовыми и андезитовыми порфиритами, и имеющие вид лакколитоподобных тел и пластовых интрузий. Как выявлено В. В. Кепежинскас (1969), в Токрауском синклинории породы корневых зон по возрасту и составу

близки к породам андезитовой формации. В других районах наблюдается принципиально сходная картина распространения пород андезитовой формации, хотя, по-видимому, она не везде так хорошо обособляется, как в Токрауском синклинории и в Северном Прибалхашье.

Рассмотренный тип андезитовых формаций, по-видимому, все же отличается от характерного для окраин Тихого океана. Поэтому проводить прямые параллели между Тихоокеанским и Охотским поясом, с одной стороны, и Центрально-Казахстанским — с другой, по-видимому, можно лишь с той оговоркой, что Центрально-Казахстанскому поясу принадлежит определенное место в последовательном ряду, в котором крайнее положение занимают межгорные впадины или более обширные внутренние впадины складчатых областей, подобные Закарпатской впадине.

Андезитовая формация Закарпатской впадины может быть показана на примере Выгорлат-Гутинской гряды, изученной В. С. Соболевым, В. П. Костюком и др. (1955). В этой гряде неогеновые извержения начались взрывами с массовыми выбросами пирокластического материала, после чего стали изливаться преимущественно андезитовые и андезито-базальтовые лавы. В конце периода извержений внедрились куполы кварцевых гиперстеновых андезитов, а местами дацитов и липаритов. В целом в Закарпатье преобладают андезито-базальты и двупироксеновые андезиты. Имеются гортонолитовые андезиты, андезито-дациты, дациты и липариты. Много пирокластических пород. Наряду с покровами и куполами известны штоки гранодиорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов.

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды расположен вулканический массив, детально изученный Н. В. Короновским и Н. А. Солодковой (1964). Он занимает площадь поперечником около 20—25 *км* и имеет вид асимметричного уплощенного конуса высотой до 1000 *м*, сильно расчлененного эрозионной сетью. Возраст вулкана среднеплиоценовый, частично, может быть, верхнеплиоценовый. Общая история образования этого вулкана выглядит следующим образом.

В первый этап происходили сначала интенсивные выбросы эксплозионного пирокластического материала, имевшего андезито-базальтовый и андезитовый состав, а затем излияния однородных андезито-базальтовых лав. Эти лавы дали начало плоскому щитовидному вулкану, вслед за чем возобновились эксплозии; наряду с выбросами пепла и лапиллей происходило скатывание палящих туч и образование лахаров. Второму этапу отвечает затишье вулканической деятельности и накопление озерно-аллювиальных отложений. Лишь местами происходили эксплозии, одновременно с которыми внедрялись куполы дацитовых и липарито-дацитовых лав, местами сопровождавшиеся лавовыми излияниями. К концу второго этапа снова появились более основные лавы, преимущественно андезитовые, извергавшиеся сперва эксплозионно, а затем излившиеся на поверхность и давшие мощный (до 200—300 *м*) плащеобразный лавовый чехол, выклинивающийся к периферии вулканической постройки. В конце второго этапа проявилась газо-гидротермальная деятельность, вызвавшая изменение пород и их минерализацию, связанную с появлением, в частности, ртути. Третий этап ознаменовался эксплозиями андезитовых туфов, а затем излиянием андезитовых лав. В общей серии вулканических извержений, несмотря на некоторую изменчивость состава лав, преобладали, как отмечают Короновский и Солодкова, андезиты.

Об особенностях развития вулканической деятельности в Выгорлат-Гутинской гряде можно судить также по работе Е. Ф. Малеева (1964), в которой для плиоцена и начала четвертичного периода отмечается образование мощных (до 2000 *м*) вулканогенных накоплений, представленных андезитами и сопутствующими им базальтами, дацитами и липаритами. В этой работе указан ряд вулканических центров, около которых сосредоточивались вулканические массы в виде покровов, потоков, шлаковых конусов, туфовых прослоев и субвулканических (гипабиссальных) тел.

К западу от Выгорлат-Гутинской гряды в Венгрии располагаются Токайские горы, прослеживаемые на протяжении свыше 100 *км* в меридиональном направлении. Вулканические породы в этих горах имеют возраст средний — верхний миоцен и частично принадлежат плиоцену (понтическому ярусу). Здесь могут быть выделены две группы вулканогенных накоплений: андезито-дацитового и липарито-дацитового ряда. Как пишет Г. Панто (1963, стр. 94), «несмотря на то, что в результате неоднократного изменения характера вулканической деятельности эти породы находятся в самых сложных взаимоотношениях, разделение их вполне возможно, поскольку их формирование было связано с различными вулканическими центрами и путями восхождения». Как указывает Панто андезитовый вулканизм Токайских гор отличается низкой эксплозионностью. Главную массу пород, слагающих разрезы, представляют андезитовые лавы, не повсеместно разделенные прослоями туфов и агломератов мощностью до 10 *м*. Здесь имеются андезитовые массивы, сложенные на 90% андезитовыми толщами мощностью от 300 до 500 *м*, образовавшимися частично в виде субвулканических тел. Местами лавы изливались в подводной обстановке, по-видимому, в озерах, где возникли пепериты, подобные известным в Южной Франции.

Общие черты андезитовых формаций определяются, как уже отмечалось выше, господством андезитов в разрезе вулканогенных толщ. Наряду с андезитами постоянными спутниками подобных формаций являются базальты и липариты, наблюдающиеся в разных количественных соотношениях с андезитами. Вариации состава пород обусловливают возможность перехода андезитовых формаций либо в базальтовые, либо в липаритовые. Андезитовые формации обычно сопровождаются прослоями преимущественно терригенных пород и различных пирокластических накоплений, а также замещающими их вкрест простирания опоясывающими шлейфами, сложенными продуктами деятельности грязевых потоков. Такие шлейфы могут прослеживаться, по-видимому, на сотни километров вдоль линейно вытянутой области, занятой породами андезитовой формации.

Для андезитовых формаций характерно длительное развитие, которое иногда начинается в морских условиях и заканчивается в континентальной обстановке. Эти формации обычно расположены на границе, разделяющей резко разнородные структурные элементы. Часто они размещаются вдоль шва, разграничивающего наиболее крупные структуры, такие как океаны и континенты. В таких случаях андезитовые формации прослеживаются на протяжении десятков тысяч километров параллельно складчатому поясу, подобно тому, как это имеет место в Тихоокеанском кольце. В других случаях эти формации приурочены к менее значительным тектоническим швам, аналогичным тем, на которых расположены Казахстанские девонский и верхнепалеозойский вулканические пояса. Вдоль таких швов не обнаруживается строго выраженного линейного удлинения на огромных расстояниях. Вулканические пояса имеют вид более или менее крупных подковообразных зон.

Андезитовые формации могут располагаться, кроме того, в более или менее крупных впадинах, подобных Закарпатской, находящейся внутри альпийской складчатой области, или в еще более мелких впадинах. Представить все это множество структурных ситуаций одним названием «субсеквентный вулканизм» представляется мало оправданным. Общим для всех андезитовых формаций является их приуроченность к более или менее значительным зонам разломов. В линейно вытянутых областях распространения андезитовых формаций обычно наблюдается асимметрия, хорошо выявляемая на примере Каскадных гор и Курило-Камчатской дуги.

Среди характерных черт андезитовых формаций следует указать еще часто наблюдаемое расположение их в начале ряда формаций, развивающихся на древнем складчатом основании (например, в Казахстане). Вслед

за ними появляются, как отмечают многие исследователи, липаритовые формации. Вероятно, подобная закономерность не является всеобщей и может быть существенно нарушена.

Возраст андезитовых формаций различен, но, по-видимому, массовое распространение их относится к кайнозою.

Липаритовые формации

Липаритовые формации разнообразны по природе и особенностям состава; они могут быть разделены на следующие три группы: металипаритовые, или кварц-кератофировые, собственно липаритовые и игнимбритовые. Каждая из этих групп формаций наблюдается в различных геологических обстановках и отличается не только составом вулканогенных пород, но и парагенезом с осадочными толщами различного происхождения.

Металипаритовые, или кварц-кератофировые, формации отличаются парагенезом с морскими терригенными, частично также карбонатными отложениями. В качестве самостоятельного типа эти формации были выделены Ю. А. Кузнецовым (1964) из общей спилито-кератофировой группы на том основании, что в них преобладают лавы липаритового, дацитового или комендитового состава. В качестве примера он привел соответствующие серии девонских пород Рудного Алтая и западной части Горного Алтая, а также нижнекембрийские комплексы Западного Саяна и Центрального Казахстана. Здесь можно ограничиться этими примерами, показывающими, что структурное положение металипаритовых формаций не вполне тождественно.

Алтайская девонская металипаритовая формация совершенно самостоятельна и на территории Алтая не связана с зеленокаменными спилит-диабазовыми или более сложными по составу формациями непосредственными переходами. Слагающие ее породы залегают в системе линейно вытянутых герцинских прогибов, либо унаследованных от каледонского развития, либо наложенных (Коргонский прогиб).

Для металипаритовой формации характерна ассоциация вулканогенных пород преимущественно с пачками черных и темно-серых рассланцованных аргиллитов и алевролитов, которым подчинены прослои известняков и песчаников, реже конгломератов. Следовательно, металипаритовая формация имеет преимущественно морское происхождение, и это составляет одну из главных отличительных ее черт.

Другую особенность данной формации представляет состав пород, среди которых господствуют кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, фельзито-порфиры, фельзиты и разнообразные их туфы, т. е. породы липаритового ряда. Эта типичная черта Рудного Алтая и западной части Горного Алтая была вначале отмечена Н. А. Елисеевым (1938) для Рудного Алтая, затем В. И. Черновым (1954, 1955) и Е. Б. Яковлевой (1956, 1957а, б), а позднее В. Н. Пилипенко (1966) и другими исследователями также для Горного Алтая.

Стратиграфическая приуроченность вулканогенных пород Алтая была изучена А. И. Анатольевой (1964), показавшей, что в западной части Горного Алтая возраст формации отвечает всему среднему девону, а на Алейском антиклинории Рудного Алтая охватывает также часть верхнедевонской эпохи. Мощность формации достигает 3—5 *км*. На Востоке после перерыва в распространении она сменяется андезито-базальтовыми и трахибазальтовыми вулканогенными сериями, залегающими в Минусинском прогибе среди континентальных красноцветных пород. На западе же ей соответствуют морские терригенно-карбонатные толщи, преимущественно с диабазовыми порфиритами и спилитами, распространенные на территории Калбы.

Корневые зоны вулканических построек формации описаны В. И. Черновым (1954, 1955), Б. Н. Лапиным (1964), отчасти В. Н. Пилипенко

(1966) и другими исследователями. Эти зоны имеют вид пластовых тел, лакколитов (?) и даек, сложенных кварцевыми кератофирами или иными кислыми породами эффузивного облика. Вопрос о связи липаритовых лав и пирокластических выбросов с более глубинными корневыми зонами, имеющими гранитоидный состав, пока еще не выяснен и требует дальнейшей разработки.

В отличие от других типов липаритовых формаций металипаритовая существенно метаморфизована, альбитизирована и хлоритизирована, вследствие чего во многих случаях слагающие ее породы называют альбитофирами. Эти метаморфические изменения выражены достаточно отчетливо и связаны главным образом с региональными явлениями, сопутствующими складчатости, хотя возможно, что в ряде случаев они могут быть объяснены фумарольно-сольфатарной деятельностью, сопровождавшей девонский вулканизм.

Западносаянская металипаритовая формация относится к нижнему кембрию и недостаточно ясно выделяется из состава спилито-кератофировой ассоциации, описанной В. Н. Смышляевым (1965), включившим в ее состав так называемую нижнемонокскую свиту. Изменчивость состава этой ассоциации очень велика; она подчеркивается и Ю. А. Кузнецовым (1964); поэтому говорить о самостоятельности кварц-кератофировой формации в данном случае очень трудно. Имеющиеся характеристики этой формации указывают на смешанный состав, поэтому нельзя сопоставлять ее с описанной выше Алтайской металипаритовой формацией.

В Центральном Казахстане к кварц-кератофировым (металипаритовым) формациям Ю. А. Кузнецов (1964) отнес верхнюю часть разреза существенно вулканогенной бощекульской свиты, описанной Ю. И. Лялиным и Е. Е. Миллер (1960). Свита имеет нижнекембрийский возраст. Мощность ее достигает 3500—4000 *м*. В верхней части разреза на смену основным и средним лавам и туфам приходят кислые породы: дацитовые порфиры, альбитофиры и их туфы и туфобрекчии. Эти кислые породы слагают свыше половины мощности свиты (52%) при 12% осадочных пачек и 36% основных и средних пород.

Краткий обзор металипаритовых формаций показывает, что наиболее характерным примером их является пока Алтай (Рудный и западная часть Горного). Что касается других примеров, то они все еще остаются недостаточно выразительными, и, следовательно, необходимо продолжить соответствующие поиски аналогичных представителей данного типа формаций в других областях. Расположение металипаритовых формаций подчинено системе разновозрастных складчатых структур, среди которых они залегают в линейно вытянутых прогибах, либо в какой-то мере унаследованных от предшествующего развития, либо наложенных. Обычно они смяты вместе с вмещающими их толщами осадочных пород. Ассоциация с морскими отложениями настолько типична, что металипаритовые формации в некоторых случаях могут рассматриваться в качестве заместителей морских спилит-диабазовых формаций. Если для недостаточно строго обособляемой металипаритовой формации Западного Саяна такие связи с зеленокаменными формациями очевидны, а для Бощекуля их можно предполагать, то для алтайской металипаритовой формации взаимоотношения представляются недостаточно ясными и маловероятными.

Собственно липаритовые формации — наиболее обычно и часто встречающиеся ассоциации континентальных кислых вулканогенных пород. Они могут быть рассмотрены на примере Казахстана, Дальнего Востока и Закарпатья. Обычно эти формации сопровождаются гранитными корневыми зонами, поэтому их иногда именуют гранито-липаритовыми формациями.

Для Центрального Казахстана Л. Г. Никитина и В. М. Шужанов (1969) подчеркивают, что самостоятельность липаритовой формации (они называют ее гранито-липаритовой) в Баянаульском райо-

не и северо-западном Прибалхашье определяется пространственной разобщенностью по отношению к андезитовой формации, разновременностью возникновения той и другой формаций, иногда разделяемых перерывом, а также различиями их состава.

Липаритовая формация расположена в пределах девонского вулканического пояса и имеет возраст среднедевонский до верхнедевонского. Внутри формации выделяются две толщи: нижняя — туфовая и верхняя — игнимбритовая. Нижняя толща имеет мощность 1500—2000 *м*; она сложена кристаллотуфами и литокристаллотуфами, содержащими кварц и полевые шпаты, а среди обломков пород — алевролиты, песчаники, порфириты и граниты. Основная масса туфов витрокластическая. Толще подчинены пачки игнимбритов мощностью 10—50 *м*, редко до 200 *м*, выдержанные по простиранию. Верхняя толща имеет мощность около 2000 *м*. От подстилающей толщи она отличается слоистым строением и ритмичностью, обусловленной частым чередованием пирокластических и осадочных пород. В верхней толще присутствуют игнимбриты, кристалло-, лито- и витрокластические липаритовые туфы с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов и редкими потоками андезито-базальтовых лав. В верхней части разреза количество осадочных прослоев увеличивается. Игнимбритовые пласты обычно выдержаны по простиранию. Состав пирокластических пород и игнимбритов липаритовый; соотношение между породами такое: игнимбритов — 50—60%, туфов — 20—30%, лав — до 10%.

Общая площадь этих пород в северо-западном Прибалхашье и Баянаульском районе — около 12 000 *км*^{2}. Отдельные зоны прослеживаются на 100—150 *км*. В поле распространения пород липаритовой формации имеются многочисленные линзовидные, изометрические, подковообразные и кольцевидные интрузивные тела, реже дайки и пластовые интрузии, сложенные липаритовыми порфирами и фельзитами. Эти дайки и линзовидные тела местами пересекают среднедевонские граниты. В пределах поля сосредоточены также другие интрузивные тела, принадлежащие гранитам, гранит-порфирам, порфировидным гранитам, аляскитам и адамеллитам. Эти граниты прорывают нижне- и среднедевонские отложения и перекрываются живетско-франской игнимбритовой толщей (район ст. Моинты). Возраст гранитов 375—385 млн. лет. Форма интрузивных тел гранитоидов разнообразна: в плане они линзовидны, изометричны или обладают неправильными очертаниями. Общее размещение интрузий подчинено той же подковообразно изогнутой вулканической зоне (поясу), которой следуют вулканогенные породы формации.

Таким образом, имеются все основания рассматривать сопутствующие поясу девонские интрузии гранитоидов как корневые зоны липаритовой формации.

В южной части того же пояса в Чу-Илийских горах, по К. И. Дворцовой (1969), тоже распространены породы липаритовой формации живетско-фаменского возраста. Липаритовая формация отделена от подстилающих андезитов несогласием и представлена пирокластическими породами липаритового состава и игнимбритовыми фельзитовыми порфирами, а также комагматичными им гранитами. Вулканогенным породам подчинены пачки осадочных пород континентального происхождения, а также редкие покровы андезитов. Общая мощность формации достигает 2000 *м*. В ее строении отмечается известная ритмичность, связанная со сменой трахиандезитовых и андезитовых порфиритов вверх по разрезу дацитами и дацитовыми и липаритовыми туфами, а также игнимбритовыми фельзитовыми порфирами. Таких ритмов насчитывается предположительно два.

В области распространения пород липаритовой формации распространены жерловины, заполненные флюидальными фельзитовыми порфирами, эксплозионными брекчиями и туфами, купола выжимания из гранит-порфиров и кварцевых порфиров, а также «субвулканические» интрузии и

дайки. Дайки группируются в пучки и пояса. В заключительную стадию развития вулканической деятельности, по Дворцовой, произошло внедрение крупных гранитных интрузий, застывавших на глубинах от 500 до 3000 *м*. Возможно, что они могут рассматриваться как корневые зоны липаритовых вулканов, застывшие на глубине, конечно, позже, чем накопились рыхлые продукты извержений и лавы. В процессе накопления продуктов вулканической деятельности образовались крупные кальдеры, среди которых Дворцова отмечает Карасайскую, описанную ею в особом обобщении (Дворцова, 1963).

В Казахстане имеются еще липаритовые формации, принадлежащие более высокому стратиграфическому уровню,— верхнепалеозойские. Они описаны К. А. Абдрахмановым и Ю. И. Лялиным (1969), В. В. Кепежинскас (1969), Г. М. Фремдом (1963) и другими исследователями. В северном Прибалхашье, как указывают Абдрахманов и Лялин, в разрезе отложений, имеющих возраст средний-верхний карбон, есть липаритовый комплекс мощностью от 200 до 800 *м*, сложенный преимущественно липаритовыми, липарито-дацитовыми и трахилипаритовыми туфами и игнимбритами, частично также порфиритами. Предполагается, что их корневыми зонами следует считать гранодиориты топарского и граниты калырминского комплексов, имеющие соответственно возраст средний-верхний карбон и верхний карбон.

Детальное исследование верхнепалеозойской липаритовой формации Центрального Казахстана проведено Кепежинскас в Токрауском синклинории, в пределах которого эта формация имеет возраст средний карбон — нижняя пермь. Липаритовая формация состоит из двух толщ. Нижняя толща (средний-верхний карбон) лежит на размытой поверхности подстилающих ее андезитов, в ряде случаев отделяясь от них угловым несогласием. Мощность толщи изменчива и варьирует от 500 до 1200 *м*. В состав ее входят липаритовые и дацитовые лавы и туфы, а также редкие покровы андезитов. Существенную роль в разрезе играют игнимбриты. Верхняя толща (верхний карбон — нижняя пермь) сложена преимущественно разнообразными пирокластическими породами (туфы, брекчии), а также игнимбритами в сопровождении лавоподобных липаритов. Мощность толщи изменчива и достигает максимальных значений 1500 *м*. Характерно распространение разнообразных пород, отвечающих корневым зонам вулканических построек. Эти зоны представлены дайками, некками, штоками и телами неправильной формы, с размерами в поперечнике от 100 до 600 *м*, имеющими липаритовый или липарит-дацитовый, реже трахитовый состав.

На южных склонах Джунгарского Алатау Г. М. Фремд (1963) изучил сложно построенную фациально изменчивую толщу преимущественно кислых вулканогенных пород, которой подчинены более или менее крупные линзы андезитов, отвечающие руинам верхнепалеозойских стратовулканов. Кислые породы, принадлежащие верхнему карбону — нижней перми, представленные преимущественно различными туфами и туффитами с подчиненными линзами и горизонтами игнимбритов, чередуются с пачками песчаников. Местами игнимбритовые горизонты прослеживаются на десятки километров по простиранию. В верхней части разреза формации отмечены лахаровые брекчии, грубозернистые косослоистые туфы и песчаники.

В пределах Охотского вулканического пояса липаритовая формация описана Е. К. Устиевым (1959 и др.) под названием «верхнемеловой формации». Эта формация, составленная континентальными вулканогенными и осадочными породами с верхнемеловой флорой, отделена от нижнемеловой андезитовой угловым несогласием. Слагающие формацию толщи образуют очень пологие складки. Мощность отложений колеблется от 600—800 до 1300—1500 *м*. Частично угленосные отложения верхнемеловых межгорных впадин достигают 1200—2000 *м* мощности. Вулканогенные породы преимущественно кислые, представлены туфами,

отчасти игнимбритами. Устиев отмечает общую эволюцию состава извергавшихся расплавов по следующей схеме: андезиты — дациты — липариты — щелочные липариты. К корневым зонам формации относятся гипабиссальные интрузии гранит-порфиров, гранитов, щелочных гранитов, образующие лишь в редких случаях тела крупных размеров, обычно моногенные. Гранитам сопутствует оловянная и редкометальная минерализация. Интрузии сосредоточены главным образом на территории вулканического пояса, но нередко связаны и с молодыми разрывами «во внутренних областях континента».

Общие черты собственно липаритовых формаций достаточно очевидны. Все они являются типичными континентальными накоплениями, возникающими при активном участии эксплозий, вследствие чего постоянно насыщены пирокластическими продуктами вулканической деятельности. Среди подчиненных им пород часто встречаются игнимбриты. Пока не вполне ясно, насколько самостоятельными являются подобные ассоциации кислых пород и не следует ли их объединять с игнимбритовыми формациями. Тем не менее следует иметь в виду, что отличительные черты игнимбритовых полей Новой Зеландии и Йеллоустонского парка очень характерны; поэтому убедительные доказательства аналогий между такими полями и областями распространения описанных выше липаритовых формаций могли бы быть приведены. Однако при исследовании этих формаций не были сделаны соответствующие сопоставления и описания формаций были даны так, что строгие сравнения их с игнимбритовыми формациями сейчас еще невозможны.

Игнимбритовые формации хорошо известны на примере двух названных выше классических областей распространения игнимбритов. Их краткое описание было помещено в первом томе. Важно только отметить, что процесс накопления вулканогенных толщ, принадлежащих этим формациям, сопровождается выравниванием рельефа, так как типичные для них пирокластические потоки распространяются на больших пространствах, заполняя отрицательные элементы рельефа и сглаживая его выступы и депрессии. В итоге деятельности таких потоков возникают характерные плато, типа риолитового плато Йеллоустонского парка или Новозеландской равнины в районе оз. Таупо, перекрытые на огромных территориях однообразными пластами игнимбритов, имеющих вид спекшихся туфов, или других пород липаритового состава, представляющих пирокластические выбросы. Среди аналогов игнимбритовых формаций двух отмеченных выше областей следует отметить, во-первых, ряд районов, расположенных во внутренних зонах альпийской складчатой области, во-вторых, известные по описаниям Бренча (Branch, 1963, 1966а, б, 1967) пермские игнимбритовые поля Австралии.

Во внутренних зонах альпийской складчатой области игнимбритовые формации установлены в Венгерской впадине, в Родопском срединном массиве (Болгария), в срединных массивах Анатолии (Турция), а также на Кавказе. Общие сведения об этих формациях приведены в работах Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского (1961) по литературным данным и по результатам личных исследований. Панто (Panto, 1962) отмечает, что главную роль в строении вулканогенных толщ Венгерской впадины и островных гор Северной Венгрии играют миоценовые липаритовые и дацитовые игнимбриты и туфы. Суммарный объем этих вулканогенных пород оценивается по предполагаемой средней мощности 250 *м* и площади 40 000 *км*^{2}, на которой они распространены, в 10 000 *км*^{3}. В серии кислых пород Панто выделяет обычные туфы, материал которых переносился воздушным путем (air fall tuffs), а также спекшиеся туфы (игнимбриты). Все породы, выделяемые Панто, имеют состав липаритов и дацитов, содержащих кремнезема от 61 до 71% с преобладанием калия над натрием. Извержения происходили в континентальных условиях, частично в прибрежно-мелководной обстановке.

На Родопском массиве олигоценовые и миоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, местами достигающие мощности 2 *км*, заполняют ряд впадин, главным образом в восточной части массива. По Ив. Боянову и Б. Маврудичеву (1958), извержения начались незначительными эксплозиями кислых туфов и одновременными излияниями андезитов и латитов. Затем накопилась мощная толща дацитов, липаритодацитов и липаритов в сопровождении субвулканических массивов того же состава. Мощность толщи достигает более 1500 *м*. По мнению Милановского и Короновского, эта толща является типично игнимбритовой, так как среди слагающих ее пород были обнаружены игнимбриты. Позднее извергались андезитовые лавы, сменившиеся крупнопорфировыми липарито-дацитами и липаритами.

Внутри срединных массивов Анатолии на Каппадокийском плато, в Ликаонии и Фригии, по данным Вестерфельда (Westerveld, 1957) и Фюрона (1955), тоже широко распространены миоплиоценовые кислые вулканогенные толщи, представленные преимущественно липаритовыми и дацитовыми пемзовыми туфами и типичными игнимбритами.

На Каппадокийском плато эти породы занимают площадь более 15 000 *км*^{2}. Мощность толщи туфов и игнимбритов достигает 400 *м*. В ее основании залегают сравнительно рыхлые пемзовые туфы, кверху постепенно сменяющиеся типичными игнимбритами. Каппадокийские игнимбриты имеют липаритовый состав, а на западе, во Фригии,— более основной состав — дацитовый до андезитового. Вестерфельд предполагает распространение аналогичного состава толщ также на Эгейском массиве между Измиром и Пергамом, где ранее отмечались белые пемзовидные туфы в сопровождении игнимбритоподобных пород. Миоценовые и плиоценовые извержения туфов и игнимбритов происходили в континентальных условиях, частично в пресноводных озерах.

Наконец, игнимбриты липаритового состава описаны Ю. П. Масуренковым (1961), Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским (1961) в Нижнечегемском и Верхнечегемском вулканических районах на Кавказе. В Нижнечегемском районе липаритовые игнимбриты были распространены первоначально на площади около 1000 *км*^{2} при мощности 200—300 *м*; их возраст верхнеплиоценовый. В этом районе имеются также более молодые плейстоценовые игнимбриты. В Верхнечегемском районе, расположенном на севере Главного хребта Центрального Кавказа, дацитовые туфы, липаритовые «туфолавы» и игнимбриты залегают во впадине, имеющей вид кальдеры; мощность вулканогенной толщи здесь достигает 2—2,5 *км*, а площадь распространения составляет около 200 *км*^{2}. Милановский и Короновский указывают в этом районе переходы липаритов подводящего канала (дайки) в липаритовые покровы (в ущелье р. Сырынус). Вулканические извержения в Верхнечегемском районе продолжались в верхнем плиоцене и позднее, вплоть до голоцена.

Особо следует отметить игнимбритовые поля в районе Арагаца в Закавказье, в Армении, где, как указывает К. Г. Ширинян (1961), игнимбриты разнообразны по структурным особенностям и происхождению, но имеют преимущественно дацитовый состав с отклонениями до андезито-дацитов и андезитов и, реже, до липарито-дацитов. Таким образом, по составу игнимбритовые поля Армении отличаются от других аналогичных им полей, расположенных в Альпийском складчатом поясе. Игнимбриты Армении отличаются еще и тем, что, как отмечают Милановский и Короновский (1963, стр. 45), «не образуют комплекса, обособленного в разрезе, а многократно чередуются с лавами близкого к ним или несколько более основного состава (в среднем андезито-дацитового), причем эти лавы по мощности и суммарному объему значительно превосходят игнимбриты и туфолавы».

Принципиальное значение для оценки условий, благоприятствующих образованию игнимбритов, и для понимания некоторых общих вопросов

современной вулканологии приобрели работы Бренча (Branch, 1962, 1963а, б, 1966а,б, 1967), посвященные описанию верхнепалеозойской игнимбритовой формации Австралии. Бренч (Branch, 1966а) показал, что в Северном Квинсленде на востоке Австралии имеется обширная провинция, в которой на площади около 25 000 *км*^{2} широко распространены верхнепалеозойские кислые вулканогенные породы в ассоциации с гранитными интрузиями (Branch, 1962, 1963а, 1966б). Эти вулканогенные породы располагаются в обширных кальдерных опусканиях (cauldron subsidences) и представлены, по определениям Хатча и Веллсов (Hatch, A. K. Wells, M. K. Wells, 1949), риодацитовыми спекшимися туфами с подчиненными риолитами, трахиандезитами, андезитами и базальтами, принадлежащими известково-щелочной серии пород. Наблюдаемые в этой области интрузивные породы образуют кольцевые комплексы, имеющие характер адамеллитовых штоков с подчиненными им гранитами и гранодиоритами.

По подсчетам Бренча, примерно 2000 *миль*^{3} риодацитовых спекшихся туфов было извергнуто в 11-ти кальдерных опусканиях (котловинах), размеры которых варьируют от 12 × 12 *км* до 50 × 115 *км*. Эти котловины представляют собой огромные опущенные по разломам блоки вулканогенных пород, ограниченные системой линейных и кольцевых сбросов. Как предполагает Бренч, вулканические котловины возникли путем обрушения, вызванного удалением магматических расплавов из обширной магматической камеры, располагавшейся на уровне «симатической» коры на глубине 20—25 *км* (рис. III-34). Удаление магмы происходило в результате извержения пирокластических потоков внутри котловины. Как отмечает Бренч, эта концепция развивает прежние представления о происхождении кальдер, изложенные Бейли, Клугом и Муфом (Bailey, Clough, Maufe, 1909). Общую последовательность извержений в котловинах Бренч рисует в следующем виде. Вначале вдоль периферического сброса внедрилась вязкая магма. Затем возникли пирокластические потоки, на ранних стадиях чередовавшиеся с озерными осадками. С течением времени текучесть магмы возрастала, происходили извержения пузырчатых риодацитовых потоков и выбросы пирокластического материала в воздух, вследствие чего образовались туфы и вулканические брекчии. Заключительную стадию представляли извержения флюидизированной риодацитовой магмы, давшей мощные накопления спекшихся туфов и создавшей заполняющую котловины единую толщу мощностью до 500—650 *м*.

С вулканическими котловинами (cauldrons) ассоциируются кольцевые комплексы, в которых интрузивные и эффузивные породы обычно присутствуют совместно. Как указывает Бренч, полевые наблюдения подтверждают гипотезу Рейнольдс (Reynolds, 1956), предполагающей непосредственную связь кольцевых комплексов с кальдерами, которые, по Вильямсу (Williams, 1960), определяются как «вызванные обрушением в результате колоссальных извержений пемзы».

В этих кальдерах, расположенных на расстоянии от 3 до 35 *км* в стороне от котловин, заполненных мощными толщами спекшихся туфов, последовательность извержений была сходна с той, которая типична для котловин. Эта последовательность включает следующие три фазы: 1) ранняя фаза, связанная с извержением кислых вулканитов из центрального жерла; 2) кальдерная фаза, связанная с извержением основной до кислой пирокластики в виде пепла и с образованием умеренных по размерам пепловых потоков, вытекавших через вулканические кольцевые дайки, заполненные флюидизированной кислой магмой; 3) фаза подземного котловинного опускания (cauldron subterraine subsidences) с интрузиями кольцевых даек и штоков. По представлению Бренча, кислая магма, из которой образуются вулканогенные породы котловин, возникает вследствие фракционного плавления «базальтового слоя». Перед вулканическими фазами

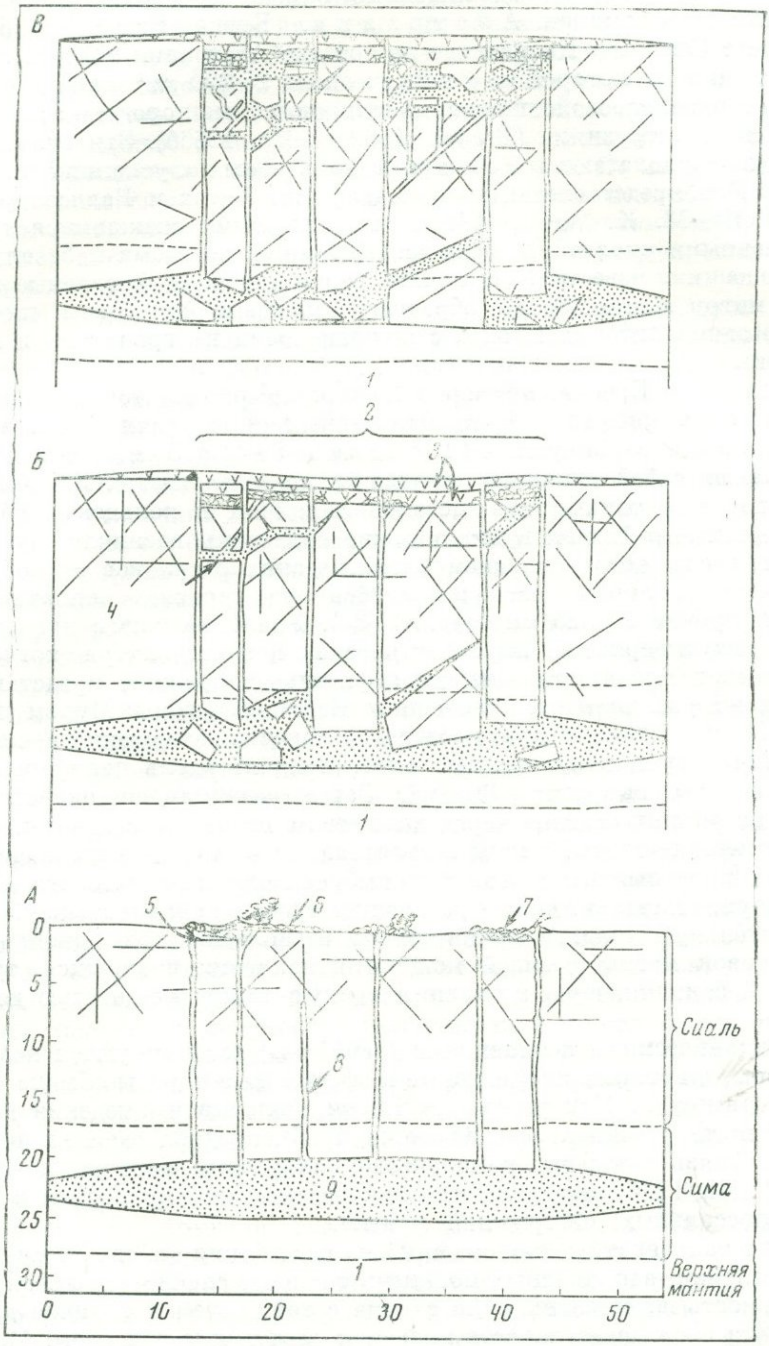


Рис. III-34. Эволюция котловины проседания (cauldron — subsidence). По Бренчу (Branch, 1967)

А — стадия 1; *Б* — стадия 2; *В* — стадия 3.
1 — граница Мохо; *2* — котловина проседания; *3* — риолито-дацитовые пепловые пласты; *4* — верхний магматический резервуар; *5* — пресноводные осадки; *6* — обогащенная летучими риолито-дацитовая лава; *7* — вязкая риолито-дацитовая лава; *8* — подъем магмы вдоль главного разлома в фундаменте; *9* — глубинная магматическая камера

1 и 2 магма дифференцируется в изолированных участках магматической камеры в результате подземного проседания. К началу 3-й фазы поднимаются расплавы из главной магматической камеры, испытавшей химическую эволюцию. Самые молодые кольцевые дайки и штоки образуются из такой магмы.

В целом Бренч считает, что предложенный им механизм приложим ко всем вулканическим котловинам Северного Квинсленда. Он полагает, что только его схема может объяснить поразительное несоответствие между огромными пепловыми потоками, подобными описанному, например, Куком (Cook, 1960, 1963) в Большом Бассейне, или спекшимся туфовым слоем, прослеженным поперек обширных котловин Квинсленда, и пирокластическими потоками, возникающими при образовании кальдер в соответствии с гипотезой Вильямса.

Для объяснения происхождения вулканических котловин Северного Квинсленда приходится обращаться к аналогиям с кальдерными опусканиями, известными под названием типа Гленко (Mc Call, 1963), так как связанные с кальдерами кольцевые интрузии расположены за пределами вулканических котловин, заполненных толщами спекшихся туфов. В таких котловинах прослеживаются дайковые пучки, сложенные материалом, близким по составу к вулканитам, заполняющим котловины. Наряду с такими пучками обычны дайки, расположенные вдоль краев котловин. В общей системе построений, связанных с выдвинутой Бренчем концепцией происхождения вулканических котловин вследствие подземного проседания над обширной магматической камерой, расположенной на глубине 20—25 *км*, в «базальтовом» слое, серьезным аргументом является устанавливаемый им факт единообразного погружения поверхности этих огромных котловин. Такое единство, естественно, легче достигается, если магма внедряется вдоль периферических трещин, а общий механизм работает по схеме, предложенной ранее для кальдер типа Гленко

Игнимбритовые формации отличаются не только составом и весьма типичными плащеобразными формами залегания, но также тем, что они сопровождают не только обычные кальдеры, но и обширные вулканические котловины, известные под названием кальдерных опусканий (cauldron subsidence) или вулкано-тектонических депрессий. Исследование подобных формаций и сопутствующих им депрессий приводит к выводу о том, что, рассматривая их происхождение, необходимо проводить, по-видимому, ясные различия между кальдерами, возникающими вследствие грандиозных эксплозий и последующего обрушения вулканического конуса по схеме Вильямса, и вулканическими котловинами, для которых более вероятен механизм образования, подобный кальдерам типа Гленко.

Таким образом, следует, очевидно, считаться с двумя принципиально различными способами образования кальдер и крупных вулканических котловин, как это подчеркивал, в частности, Мак-Колл (Mc Call, 1963).

Заканчивая обзор липаритовых формаций, можно видеть, что они далеко не однородны по природе и происхождению. Одни из них сопровождаются морскими осадочными толщами и пачками и сосредоточены в прогибах складчатых областей, другие образовались в континентальной обстановке и не связаны непосредственно с процессом созидания складчатых структур. Тем не менее и в последнем случае они либо тяготеют к внутренним впадинам складчатых областей, либо располагаются в пределах различной протяженности вулканических поясов. В общем, условия возникновения подобных формаций разнообразны и их истинная природа должна выясняться в конкретных случаях на основании достаточно детальных исследований.

Трахитовые формации

Тип трахитовых формаций может быть показан на примере вулканогенных пород пермской магматической провинции О с л о в Норвегии, описанной Холтедалем (1957; Holtedahl, 1953) и Офтедалем (Oftedahl, 1959).

Провинция Осло приурочена к меридиональному грабену, который прослеживается на протяжении 200 *км* при ширине около 40 *км* (рис. III-35). Ее породы длительно изучал Брёггер в период 1890—1900 гг. Сейчас выяснено, что залегающие в грабене вулканогенные породы представлены крайне пестрой серией, включающей лавы и пирокластику, варьирующую по составу от оливиновых базальтов до риолитов. Наиболее широко в грабене распространены так называемые ромбенпорфиры, состав их меняется от андезитовых до основных трахитов, хотя более обычны трахиандезиты. Наряду с лавами такого состава встречаются разнообразные туфы монцонитового и сиенитового состава и довольно многочисленные пласты сиенитовых или гранитовых игнимбритов. Общий объем вулканических масс, накопившихся в пермское время, достигает 10 000 $км^3$. Отмечая для этой провинции преобладание трахиандезитовых лав, Офтедаль проводит ее сравнение с провинцией активных вулканов Италии, включающей Этну и Липарские острова. В результате вулканической деятельности в провинции Осло возникли крупные вулканические котловины (cauldron). Одновременно образовались различные интрузивные породы, среди которых известны эссекситы, кхелсатиты, ларвикиты, лардалиты, щелочные сиениты, нордмаркиты, экериты и биотитовые граниты, во много раз превышающие по объему вулканогенные породы. Офтедаль относит эти породы к корневым зонам древних вулканических построек. Учитывая крупные размеры интрузивных тел (свыше 50—80 *км* в длину), Офтедаль предполагает, что монцонитовая магма, давшая начало всей серии изверженных пород грабена Осло, образовалась в нижней части земной коры на глубинах около 60 *км*. Вулканогенная формация грабена Осло с сопровождающими ее корневыми зонами представляет редкий тип вулканогенных формаций, который, вероятно, может быть сопоставлен с субвулканическими щелочными ассоциациями Кольского полуострова, где вулканогенный чехол полностью или почти целиком удален позднейшей эрозией. Во всяком случае, этот оригинальный тип вулканогенных формаций не имеет пока строгих аналогий.

В заключение очерка о стратифицированных вулканогенных формациях следует привести некоторые общие соображения о путях дальнейшего их изучения. Прежде всего необходимо указать, что ни приведенная выше систематика стратифицированных формаций, опирающаяся на данные об их составе и внутреннем строении, ни систематика магматических формаций по структурным обстановкам, в которых они наблюдаются, что предлагается Ю. А. Кузнецовым (1964) и многими другими исследователями, не исчерпывает разнообразия встречающихся в природе конкретных вулканических ассоциаций. Поэтому не следует механически подходить к оценке серий вулканогенных пород и стремиться их отнести к тому или иному тектоническому типу прежде, чем будут выяснены характерные черты состава этих формаций, выявлены сходные с ними серии аналогичных пород в других областях и будут установлены действительные условия нахождения и происхождения рассматриваемой серии вулканогенных пород.

Не менее существенным моментом в изучении вулканогенных формаций является определение характерного для них парагенеза вулканогенных комплексов с осадочными породами, в зависимости от которого выявляется принадлежность вулканогенных формаций к тому или иному типу и их отношение к общей эволюции геологических структур. Сейчас уже становится очевидным, что типичные платформенные трапповые форма-

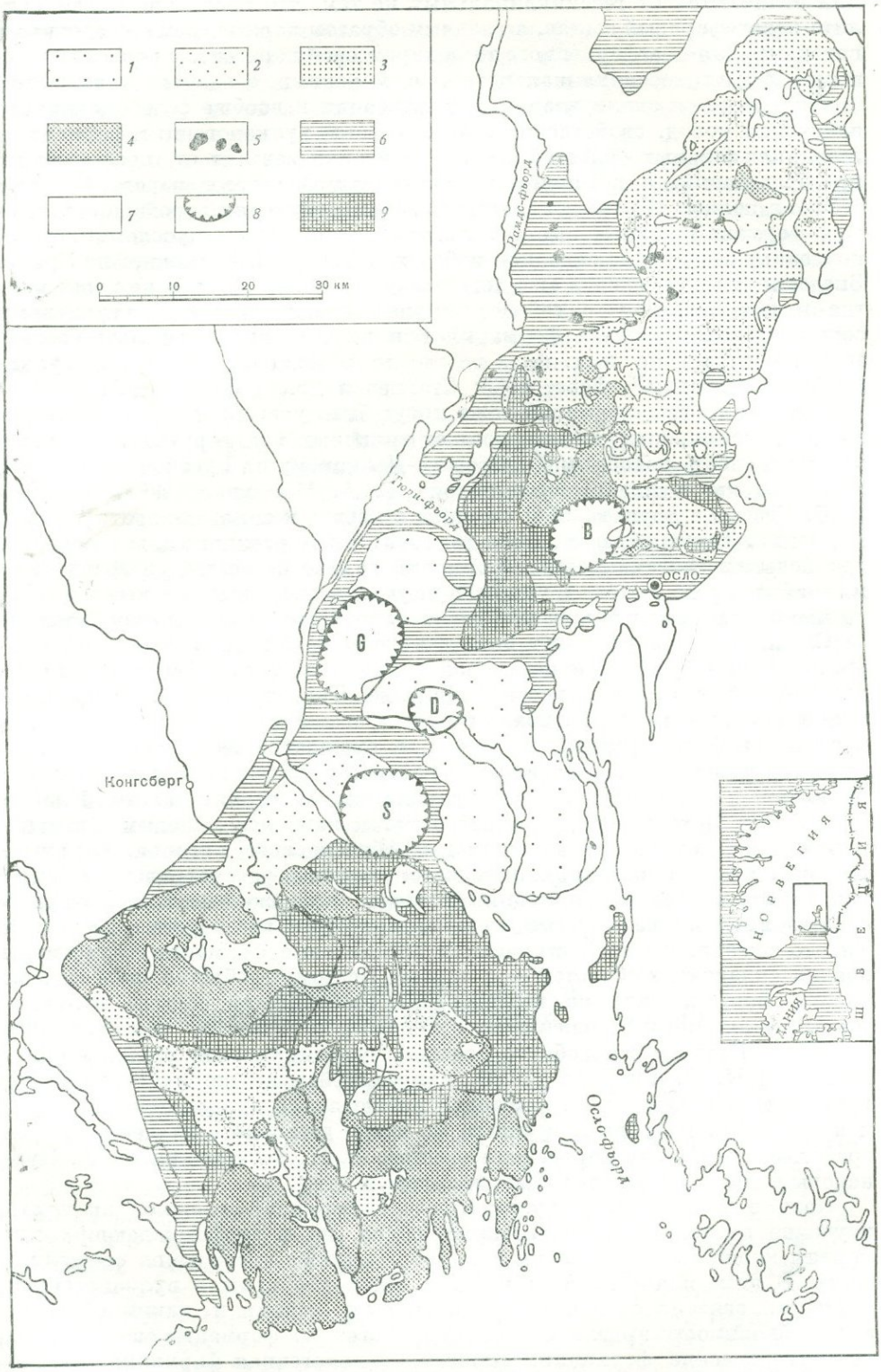


Рис. III-35. Район Осло, Норвегия. По Офтедалю, из А. Баддингтона (1963)

Четыре пермских комплекса (*B*, *D*, *G*, *S*) лав, кольцевых даек и штоков кальдер опускания, а также ассоциированных с ними более молодых дискордантных батолитов; все в эпизоне.
1 — гранит; *2* — экерит; *3* — нордмаркит и др.; *4* — ларвикит и др.; *5* — эссексит; *6* — кембро-силурийские осадочные породы; *7* — архей; *8* — кальдерный кольцевой сброс; *9* — базальт, ромбенпорфир

ции отличаются от геосинклинальных не тем, что последние имеют спилито-кератофировый состав, а главным образом парагенезом с осадочными породами; для платформенного типа характерен парагенез с континентальными, а для геосинклинального — с морскими осадочными толщами.

Что касается спилитизации, альбитизации и вообще зеленокаменного изменения пород, свойственного базальтовым вулканогенным формациям геосинклинальных областей, то эти признаки зависят от последующих преобразований, а не являются первичными чертами пород. Поэтому сейчас в полном объеме возникают проблемы изучения перехода спилитовых формаций в типичные базальтовые с морскими прослоями, установленные сейчас и на западном побережье Северной Америки, и на Урале. Значение этих переходов еще недостаточно оценено, но тем не менее многие исследователи уже сейчас вынуждены обращаться к первичному составу зеленокаменных формаций при их изучении и выделять базальтовые, контрастные и т. п., а не просто зеленокаменные серии вулканогенных пород (Фролова, 1968; Старцев и др., 1968 и т. д.).

Для трапповых формаций тоже могут быть указаны достаточно сложные отношения, которые приводят от типичных платформенных обстановок к прогибам, подобным Днепровско-Донецкому на Русской платформе, где девонские вулканогенные породы Г. А. Макухина (1961), а затем И. С. Усенко и другие (1964) склонны относить к спилито-кератофировой формации. Таким образом, даже для столь резко различных, казалось бы, трапповых и зеленокаменных формаций далеко не всегда разграничение может быть проведено без труда, если не учитывать данные о парагенезе с осадочными породами и общую историю геологического развития территории.

Сложные ситуации могут быть отмечены и для так называемых орогенных формаций, крайне неоднородных по составу и, очевидно, не менее разнообразных по тектонической природе. Так, трахибазальтовая формация Минусинского прогиба, которую рассматривают в качестве примера орогенных формаций, является, в сущности, своеобразной вулканической ассоциацией, параллели с которой в общем немногочисленны и приводят к каменноугольным вулканогенным сериям плато Клайда (Мидленд в Шотландии) и, может быть, к наиболее молодым неоген-четвертичным вулканогенным породам Абиссинского нагорья. С другой стороны, андезитовая формация, которую тоже рассматривают обычно как пример орогенной формации, включает, как уже отмечалось, трудно сопоставимые вулканогенные серии андезитового вулканического пояса Тихого океана, с одной стороны, и андезитовые формации внутренних впадин складчатых областей — с другой. Поэтому требуется еще большая работа, направленная на исследование особенностей состава вулканогенных формаций и выяснение их отношений к развитию геологических структур. Примером подобного рода исследований может служить большой труд Н. А. Штрейса (1951), опирающийся на детальное изучение геологической обстановки, в которой наблюдаются вулканогенные серии, и на результаты предшествующего не менее детального изучения петрографического состава пород, проведенного А. Н. Заварицким, Е. А. Кузнецовым, В. С. Коптевым-Дворниковым и др.

Полное исследование вулканогенных формаций должно включать изучение не только вулканогенных пород, но и сопровождающих эти породы корневых зон древних вулканов, а также вмещающих осадочных толщ. В этом плане следует иметь в виду, что каждая вулканогенная формация связана с глубинными корневыми зонами и, таким образом, нет необходимости выделять среди вулканогенных формаций еще и вулкано-плутонические формации. Каждая вулканогенная формация связана с глубинными зонами земной коры и, следовательно, имеет плутонические корневые зоны. Методы изучения корневых зон вулканогенных формаций и их сопоставления требуют, конечно, разработки и совершенствования. Наряду с изучением корневых зон не менее важной задачей является

выделение фациальных рядов вулканогенных формаций, пока еще недостаточно исследованных. Некоторые примеры общей изменчивости формаций были приведены выше, но развитие работ, направленных на выявление фациальных рядов вулканогенных формаций, составляет серьезнейшую задачу дальнейших исследований.

Наконец, остается еще отметить некоторые общие данные об изменчивости вулканогенных формаций во времени. Эта проблема принадлежит к наиболее сложным в современной геологии, и она не может быть решена на основании приведенных выше данных. Но даже эти скромные данные заставляют обратить внимание на то, что не все типы формаций существовали в течение того отрезка геологической истории, который известен современной геологии. Вместе с тем некоторые вулканогенные формации были более типичны для древних геологических эпох, другие — для более поздних. Приведем некоторые примеры.

Трапповые формации, в частности, известны с позднего докембрия до кайнозоя, но древние и молодые трапповые формации, по-видимому, отличаются одни от других. Во-первых, древние трапповые формации более тесно связаны с глубинными корнями, образующими очень крупные подземные камеры в виде крупных лополитов, в которых магма подвергалась гравитационной дифференциации в масштабах, по-видимому, не сопоставимых с тем, что наблюдалось в более поздние эпохи. К тому же эти камеры располагались в прошлом близко к земной поверхности. Во-вторых, трапповые формации в древние эпохи во многих случаях располагались в таких прогибах, которые впоследствии приобретали характер погребенных структур, тогда как более молодые трапповые формации сосредоточивались преимущественно на приподнятых участках крупных синеклиз и на их склонах. В-третьих, трапповые формации в ранние эпохи, по-видимому, не были столь широко распространены, как в поздние этапы геологической истории. Характерно также появление трахибазальтовых формаций только в палеозое и в более позднее время зеленокаменных формаций — в палеозое и позднее, вплоть до кайнозоя, взамен амфиболитовых формаций докембрия и т. д.

В области исследования эволюции вулканогенных формаций сейчас могут быть намечены только первые вехи, и перед дальнейшими исследованиями в этой области стоят задачи выявления времени оптимального проявления каждой из этих формаций в общей истории геологического развития земного шара.

НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ (РАЗОБЩЕННЫЕ) ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Нестратифицированные формации тоже отличаются разнообразным составом и неодинаковым отношением к геологическим структурам. Главная их отличительная черта — разобщенность отдельных проявлений вулканической деятельности. Во многих случаях такая разобщенность вызывается тем, что сами по себе проявления вулканической деятельности представляют отдельные вулканические извержения или излияния, локально распространившиеся и встречающиеся в системе внешне независимых и не связанных друг с другом пунктов. При таком размещении проявлений вулканической деятельности они практически не приводят к накоплению каких-либо вулканогенных толщ и лишь местами могут способствовать распространению лавовых покровов или их групп на отдельных площадях, как правило сравнительно небольших, измеряемых первыми десятками или сотнями квадратных километров, редко более крупных.

Наряду с такими нестратифицированными формациями наблюдаются и иные, которые представляют либо совершенно независимые ассоциации кольцевых интрузий с вулканогенными породами, либо аналогичные ассоциации, принадлежащие корневым зонам вулканических построек

стратифицированных формаций. Далеко не всегда можно легко распознать, какие из них принадлежат таким корневым зонам, а какие являются совершенно самостоятельными. Тем не менее сравнение подобного рода нестратифицированных формаций ясно показывает, что в ряде случаев разграничение их возможно.

Наиболее типичные нестратифицированные вулканогенные формации могут быть разделены на следующие главные группы: трахибазальтовые, трахитовые, липаритовые, смешанного состава и гипербазитовые (в том числе кимберлитовые). К ним могут быть отнесены также различные кольцевые комплексы.

Трахибазальтовые формации

Нестратифицированные трахибазальтовые формации известны в Центральной Европе, Азии, Африке, а также в Северной Америке.

В Центральной Европе имеется огромное количество разрозненных вулканических центров, рассеянных перед фронтом альпийского складчатого пояса на протяжении от Центрального массива Франции на западе до Силезского вулканического района на востоке, прослеживаемых с перерывами и не всегда представленных однотипными ассоциациями. Возраст большинства таких вулканических центров варьирует в пределах от миоцена до плиоцена; некоторые из них продолжали деятельность значительную часть четвертичного периода. Эти центры придают определенный колорит рельефу местности, в которой они наблюдаются, что хорошо известно, например, во Франции, где вулканы провинции Овернь имеют вид конических вершин, насаженных на ровную поверхность плато. Некоторые молодые вулканические постройки имеют высоту до 600 *м* (например, Пюи-де-Дом).

В провинции Овернь разобщенные вулканические постройки образуют цепи Пюи и Веле, а также крупные вулканы Мон-Дор, Кантал и др. В цепи Пюи, прослеживаемой на протяжении около 90 *км*, располагаются куполы и шлаковые конусы, превосходно сохранившиеся, нередко даже не заросшие лесом, оголенные, состоящие из трахитов, андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Многие шлаковые конусы сопровождаются лавовыми потоками, иногда сливающимися в единый поток длиной до 15 *км* при ширине около 1,5 *км* (Пюи-де-Лассоль, Пюи-де-Ваш и др.).

Определенная последовательность в изменении состава продуктов извержений может быть установлена только для отдельных центров, но не для всей цепи Пюи. Часто наблюдается смена базальтов трахитами, затем трахиандезитами и снова базальтами. Однако каждый вулкан имел, как подчеркивал А. Н. Заварицкий (1950 а), свою собственную историю развития, которая проявлялась независимо от соседних вулканов. Единый порядок для всей цепи Пюи не устанавливается. Заварицкий предполагал, что общую картину развития вулканической деятельности в цепи Пюи можно представить, предположив, что очаг этой цепи «залегал довольно глубоко и имел вытянутую форму. Вверх проходили трещины, по которым магма достигала поверхности и, вылившись, застыла в виде базальтовых лав. После этих извержений канал закупорился, происходила дифференциация магмы, приводившая к образованию в верхней части легкой, богатой газами трахитовой магмы, сменявшейся на глубине базальтовой. При новых извержениях вместо базальтовых лав из вулканов выбрасывались трахитовые и трахиандезитовые шлаки, а иногда появлялись базальтовые лавы. В других случаях при дальше зашедшей дифференциации на поверхность экструдировала вязкая трахитовая лава, которая нагромождалась в виде купола и окончательно закупоривала канал» (Заварицкий, 1950а, стр. 283).

Вулканические конусы Мон-Дор и Кантал имеют более сложное строение. Мон-Дор в поперечнике достигает около 30 *км*, Кантал — 60—80 *км*. Они разделены базальтовым плато Сезалье и оба возникли в плиоцене. В Мон-Доре извержения начались излияниями кислых лав, риолитов,

затем фонолитов и закончились трахитовыми пепловыми выбросами. Главный массив составлен из пирокластических отложений трахитового и андезитового состава, чередующихся с потоками трахитов, андезитов и базальтов. Над ними расположены огромные потоки трахитов и андезитов, пересеченные дайками фонолитов. Наконец, вулканическая активность завершается крупными излияниями базальтов, залегающих на плато. На Кандале извержения начались базальтами, затем произошли экструзии фонолитов и трахитов. Главная масса вулкана состоит из андезитовых брекчий, среди которых залегают потоки базальтов и андезитов. Вулканическая деятельность закончилась, как и в Мон-Доре, базальтовыми излияниями.

Цепь Веле насчитывает более 150 конусов, прослеживаемых на протяжении около 60 *км*. Эти конусы сложены базальтовыми выбросами и шлаками. Из них вытекали лавы базальтов, сливавшиеся между конусами. В восточной части Веле расположен двойной массив Мезанк и Мегаль, сложенный базальтами и фонолитами. Обильные фонолиты образуют здесь мощные потоки и куполы, хорошо выраженные в рельефе. Общая схема извержений в Оверни представлена в табл. 7, извлеченной из работы А. Н. Заварицкого (1950 а), который дал ее по Булю (Boule, 1900).

К северо-востоку от Центрального массива Франции после значительного интервала прослеживаются две крупные вулканические зоны, или дуги: Северо-Рейнская и Южно-Рейнская. Первая из них охватывает семь самостоятельных районов извержений, от Эйфельских мааров на западе до базальтов Франконии на востоке, и, таким образом, прослеживается на протяжении около 360 *км*. Вторая, Южно-Рейнская дуга начинается на западе вулканическими центрами Кайзерштуля и на востоке заканчивается изверженными породами Нордлингенского Гиганта.

Структурное положение всей этой серии вулканических центров было рассмотрено Клоосом (Cloos, 1939) в связи с изучением тектонической природы Рейнского свода. Соответствующее размещение этих центров изображено им на схеме (см. рис. IV-16), на которой показано, что северная дуга следует поперек Рейнского грабена в северной его части, вдоль зоны поперечного прогиба. Группы вулканических центров располагаются в этой поперечной зоне примерно на равном расстоянии одна от другой, что Клоос ставил в известную зависимость от предполагаемой толщины земной коры, которая подвергалась сводообразному изгибанию.

На западе северная дуга начинается маарами Эйфеля; местами они расположены параллельными линиями северо-восточного направления. Извержения происходили кратковременно в плейстоцене и дали небольшое количество лав, представленных нефелиновыми и иногда лейцитовыми базальтами. Маары Эйфеля начинаются в том месте, где внутрь свода проникает Трирская мульда, отходящая от Парижского бассейна и следующая поперек удлинения Рейнского грабена. Расположенные восточнее Нейвидерский бассейн и область Зибенгебирге отличаются большей продолжительностью вулканической деятельности, от верхнего олигоцена до верхнего плейстоцена. В Зибенгебирге имеются трахиты, трахиандезиты, трахибазальты и щелочные базальты; в Нейвидерском бассейне и в районе Лаахернского озера — нозеановые фонолиты, лейцитовые фонолиты, лейцитовые и нефелиновые базаниты, базальты и тефриты, а также трахиты.

В следующем к востоку районе Вестервальда известны покровы базальтов и отдельные трахитовые и фонолитовые куполы, а еще далее на восток, в Гессене и Фогельсберге, фонолиты, базаниты и базальты, в том числе толеитовые, извергавшиеся в период от аквитана до конца понтического века. Рён, расположенный еще далее на восток, представляет вулканический район, в котором активность продолжалась до верхнего миоцена и дала разнообразную серию пород, включая фонолиты, санидиниты, нозеановые фонолиты, лимбургиты, нефелиновые тефриты, нефе-

Таблица 7

Возрастные соотношения извержений в Оверни, по Булю (Заварицкий, 1950а)

Возраст извержений	Мезанк и Мегаль	Веле и окрестности Пюи	Кантал	Мон-Дор	Цепь Пюи
Четвертичные верхние					Вулканы с кратерами. Базальты. Андезиты
средние	Базальты			Вулканы с хорошими кратерами	
нижние	»			Базальты склонов	
Плиоцен верхний		Базальты, туфы, разрушенные шлаковые конусы	Базальты плато	Базальты плато	
средний	Базальты, фонолиты	Базальты, брекчии Пюи	Верхние фонолиты, авгитовые андезиты с гаюином	Верхние фонолиты, гаюиновые андезиты	
нижний	Верхние трахиты, андезиты, авгитовые лабрадориты, порфировые базальты		Порфировые андезиты вершин, порфировые базальты и авгитовые андезиты в брекчиях, порфировые базальты, лабрадориты	Андезиты и трахиты вершин, базальты, лабрадориты и андезиты в брекчиях, порфировые базальты	
Верхний миоцен	Нижние трахиты, нижние базальты		Нижние трахиты и фонолиты, трахитовые туфы; нижние базальты	Трахиты, фонолиты, риолиты и кислые туфы; нижние базальты	Долемиты?

линовые базальты, полевошпатовые базальты. На расстоянии около 35 *км* от Рёна очередная область извержений намечается нефелиновыми базальтами, базанитами и фонолитовым штоком Хильдбурга, а в 55 *км* от Рёна — группой базальтовых жил небольшой мощности (60 *см*), но длинных и вытянутых в северо-восточном направлении. На крайнем востоке Северо-Рейнская дуга заканчивается полевошпатовыми и нефелиновыми базальтами, выходящими к западу от Кульмбаха и восточнее Брамберга.

Южно-Рейнская дуга находится на юго-восточном крыле Рейнского свода; она охватывает (с юго-запада на северо-восток): Кайзерштуль, Хегау, Урахскую вулканическую область, бассейн Штейнгейма и Нордлингенский бассейн. В Кайзерштуле (внутри Рейнского грабена) размещаются руины вулкана, сохранявшего активность в верхнем олигоцене и миоцене и давшего разнообразные щелочные породы: эссекситовые габбро, лейцитовые и нефелиновые тефриты, лейцитовые базаниты, лейцитофиры, лейцититы, нефелиниты, фонолиты, нефелиновые базальты, лимбургиты, авгититы и жильные породы. В Хегау остатки вулканов располагаются рядами северо-западного простирания; их западный ряд представлен мелилитовыми базальтами, восточный — нозеановыми и трахитоидными фонолитами. Район Ураха знаменит туфовыми жерловинами или туфизитовыми трубками. Вулканическая деятельность здесь проявлялась главным образом в миоцене и сопровождалась выбросами нефелиновых и мелилитовых базальтов. Наконец, Нордлингенский Гигант и бассейн Штейнгейма отличаются чисто эксплозионными проявлениями вулканизма.

К востоку от Рейнского грабена между северной и южной дугами вулканическая деятельность проявилась в третичное время в Оденвальде, Шпессарте и Катценбуккеле. Здесь известны базальты, в том числе нефелиновые, лимбургиты, трахиты, частично фонолиты (Шпессарт), а также шонкиниты, нефелиниты, тералиты и тингуаиты (Катценбуккель).

Восточнее Рейнских дуг разобщенные вулканические центры располагаются в Чешско-Силезской дуге, имеющей протяжение более 500 *км*, где они прослеживаются от Сосновых гор (Фихтельгебирге) на западе до базальтов Верхней Силезии и Восточных Судет на востоке. Наибольшее количество подобных центров сосредоточено в средней части дуги, в Дуповских и Чешских Средних горах. К этой части дуги приурочено наибольшее разнообразие изверженных пород, отличающихся здесь также наиболее ранним возрастом.

По направлению к востоку и западу, как отмечает А. Н. Заварицкий (1950а), возраст извержений становится более молодым, плейстоценовым; в тех же направлениях происходит и общее изменение состава продуктов извержений, менее разнообразных на окраинах дуги. На западе, в Сосновых горах преобладают плагиоклазовые базальты, наряду с которыми имеются нефелиновые базальты и туфы. В Дуповских горах восточнее Карловых Вар, кроме базальтов, встречаются тералиты с жилами нефелинового сиенита, по краям сменяющегося фонолитом, а также трахиандезиты. В Чешских Средних горах, расположенных по обе стороны р. Лабы (Эльбы), выявлены три эпохи извержений. Сперва образовались покровы и потоки базальтов и их туфы, а также фонолиты, встречающиеся в виде лакколитов. Во вторую эпоху, тоже верхнеолигоценовую, возникли большие массы тефритов и соответствующие им интрузии с жильным сопровождением. В третью эпоху, миоценовую, произошли извержения преимущественно трахитов и фонолитов, кроме них образовались тингуаиты и нефелиновые порфиры, а также базальты.

Главная масса пород в Чешских Средних горах — базальты. Их около 75%, причем это преимущественно плагиоклазовые базальты. К востоку от Средних гор размещается вулканическая область Плучницы (Польцена), в которой магматические массы застыли в туфовых каналах и образуют штокообразные и жилообразные тела. Здесь преобладают

нефелиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, частично камптониты, а также своеобразные породы так называемой польценит-трахидолерит-фонолитовой жильной серии. На крайнем востоке Чешско-Силезской дуги разнообразие пород становится значительно меньшим уже в районе Цвиттау, а в Силезском районе они становятся чисто базальтовыми.

В целом на протяжении более 1500 *км* в Центральной Европе прослеживается с перерывами полоса распространения разобщенных вулканических центров, то более или менее тесно сближенных, то разделенных более или менее значительными интервалами; местами лавовые излияния из этих центров сливаются в сплошное лавовое поле. Среди продуктов извержений здесь повсеместно преобладают базальты, встречающиеся обычно совместно с нефелинсодержащими породами, иногда с примесью лейцита или мелилита. Таким образом, общий, преимущественно натриевый состав формации в пределах рассматриваемой полосы устанавливается достаточно отчетливо, несмотря на присутствие в породах в некоторых случаях таких минералов, как лейцит.

Большинство вулканических центров сосредоточено в тех участках, лежащих перед фронтом альпийского складчатого пояса, на которых вскрыты древние породы, т. е. на выступах древних складчатых структур, сравнительно сильно приподнятых по отношению к смежным территориям. Таково расположение Центрального массива Франции, образующего обширное плато, приподнятое на высоту 1000—1300 *м* над уровнем моря, на поверхность которого насажены вулканы Оверни. Аналогичное положение имеет Рейнский свод, на котором сосредоточены вулканические центры Северо- и Южно-Рейнской дуг. Сходными чертами обладает и Чешский массив, на котором тоже располагаются многочисленные вулканические постройки, местами сливающиеся. Однако только для Рейнского свода определена зависимость в размещении вулканических центров от особенностей структуры, свойственной области их распространения.

К сожалению, исследования закономерностей пространственного размещения вулканических центров в структурах различного типа, подобные исследованиям Клооса (Cloos, 1939), пока еще сравнительно слабо развиты; поэтому полное представление об особенностях распределения подобных центров в рассмотренной области распространения пород трахибазальтовой формации трудно составить.

На севере Центральной Азии также широко известны многочисленные вулканические центры, рассеянные на огромной территории, лишь местами сливающиеся в более или менее значительные поля, подобные Витимскому, Каларскому, или встречающиеся местами в Прикосоголье и в Туве. Область распространения пород нестратифицированной трахибазальтовой формации на севере Центральной Азии охватывает районы, примыкающие на юге и юго-востоке к Байкальскому своду и окаймляющие на юге Сибирскую платформу, распространяясь на смежную территорию Монгольской Народной Республики. В этой части Центральной Азии трахибазальтовая формация изучалась в геологическом плане С. В. Обручевым и М. Л. Лурье (1954), Н. А. Флоренсовым (1960), В. П. Солоненко и другими (1966), а в петрографическом отношении—наиболее полно И. В. Беловым (1963).

Серия пород трахибазальтовой формации имеет возраст от миоцена до позднего плейстоцена. Среди пород, типичных для трахибазальтовой формации севера Центральной Азии, преобладают базальты, залегающие на высотах до 2800 *м* над уровнем моря, например в Восточном Саяне. В то же время в Тункинской впадине, на склонах которой они встречаются на высотах 850—900 *м*, скважиной вскрыты покровы третичных базальтов на глубине 1250 *м* ниже уровня моря. В этой впадине мощность только верхнетретичных базальтов определяется в 550 *м*. В различных

участках распространения пород трахибазальтовой формации указываются мощности базальтовых покровов и их групп от 50 до 600 *м*. Тем не менее отдельные группы потоков, местами сливающиеся вместе и накапливающиеся на сравнительно ограниченных площадях в количестве до 20—25 более или менее ясно выраженных обособленных пластовых тел (в Тункинской впадине их насчитывается 44), обычно разобщены и раскинуты на огромных территориях таким образом, что в большинстве случаев не представляется возможным даже предполагать существование вулканических полей, соединяющих подобные изолированные группы потоков. Это составляет такую же отличительную черту рассматриваемой формации, как и предыдущей, хорошо изученной в Центральной Европе.

Состав пород, слагающих трахибазальтовую формацию севера Центральной Азии, разнообразен, несмотря на преобладание в нем оливиновых базальтов. Как указывает И. В. Белов (1963), наблюдаются две линии отклонений пород от базальтов. С одной стороны, от оливиновых базальтов устанавливаются переходы к андезито-базальтам, андезитам, дацитам и липаритам. С другой стороны, через лимбургитовые базаниты, базальтовые трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиандезиты, трахиты к комендитовым фельзитам. Первую серию пород Белов называет известково-щелочной, вторую — щелочно-известковой. Корневые зоны формаций выявлены в виде куполов, лакколитов и даек пластовых интрузий, сложенных, кроме перечисленных выше пород, также трахидолеритами, анальцимовыми кринанитами, гленмуиритами (тешениты), авгититами, эссекситами, бостонитами и др.

Четвертичные вулканы менее разнообразны по составу свойственных им пород. Среди этих пород известны оливиновые базальты, андезито-базальты, лимбургитовые базанитоиды, трахибазальты, трахиандезиты и комендиты. Таким образом, хотя щелочной характер пород трахибазальтовой формации севера Центральной Азии очевиден, тем не менее здесь нет того разнообразия сопутствующих базальтам щелочных пород, которое особенно типично для аналогичной формации Центральной Европы.

На востоке Центральной Азии и в примыкающих к ней областях тоже достаточно широко распространены породы нестратифицированной трахибазальтовой формации. Они известны на плато Дариганга, где В. И. Влодавец (1955) только на территории МНР указывает 222 вулканических аппарата высотой от 25 до 300 *м*, в Датунском, Малохинганском, Большехинганском и других районах КНР.

Хорошо известны описания типичных для этой области вулканов Уюнь-Холдонги, извергавшихся, вероятно, в 1721—1722 гг. Состав лав этой группы вулканов принят А. Н. Заварицким (1939) в качестве эталона, иллюстрирующего характерные черты ассоциации пород Восточно-Азиатской петрографической провинции. Используя данные японских геологов, Заварицкий выделил здесь наряду с базальтовыми лавами также шихлуниты, представляющие собой оливиновые базальты с лейцитом, или оливиновые лейцититы.

Примером более древних разобщенных трахибазальтовых формаций в Центральной Азии могут служить некки Минусинского прогиба (Лучицкий, 1957б, 1960) на юге Сибири. Здесь имеется серия некков и даек, рассеянных на довольно обширной территории в северной части названного прогиба и окружающих крупное поднятие (рис. III-36). Эти некки рассекают нижнекаменноугольные и пермские (?) отложения, но не затрагивают юрских отложений, поэтому их возраст считается предположительно верхнепалеозойским, отвечающим трапповому вулканизму Сибирской платформы. Размеры даек составляют до 10—15 *м* в поперечнике, некки же достигают 150 *м* в диаметре. Все эти тела сложены базальтами и трахидолеритами, содержащими местами анальцим, а также адуляр; среди них установлены также эссекситовые диабазы. Химический состав

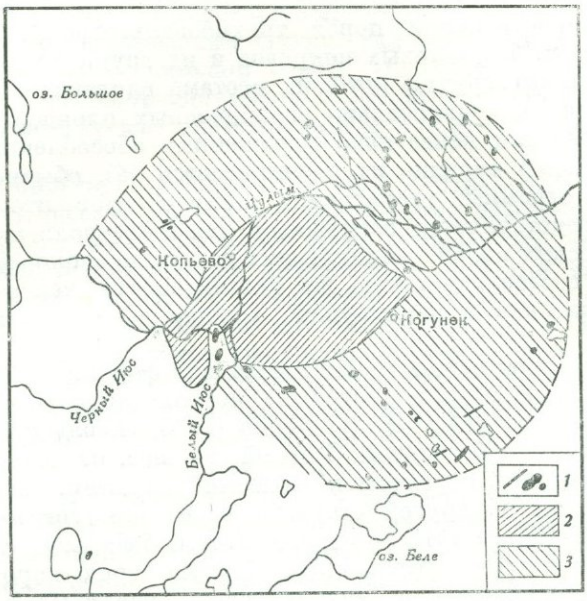


Рис. III-36. Схема распространения молодых базальтов в Чулымо-Енисейской впадине. По И. В. Лучицкому, 1960

1 — дайки и некки молодых базальтов; *2* — Копьевское антиклинальное поднятие; *3* — область преимущественного распространения молодых базальтов

всех этих пород близок к составу плато-базальтов, но уклоняется в сторону щелочных пород; поэтому несомненна близость рассматриваемой ассоциации пород из некков и даек Минусинского прогиба к нестратифицированным трахибазальтовым формациям.

В Африке к аналогичного типа формациям, но калиевым, а не натриевым, должны быть отнесены вулканические ассоциации, расположенные в области рифтовых долин, примыкающих с запада и востока к оз. Виктория. В западной группе рифтовых долин (рис. III-37) размещены вулканические группы Торре-Анколе (севернее оз. Эдуард), Вирунга (севернее оз. Киву) и южнее Киву. В Торре-Анколе преобладают щелочные калиевые породы, резко недосыщенные кремнеземом, и в ряде случаев ультраосновные с содержанием кремнезема 35—40%. Породы большей частью представлены лейцитовыми и мелилитовыми базальтами с содержанием кремнезема, редко превышающим 45%. Во многих породах (катунгитах) оливин и пироксен или мелилит встречаются совместно со стеклом, химически эквивалентным фельдшпатоидам.

В группе Вирунга имеется восемь крупных вулканов, расположенных цепочкой поперек рифта в широтном направлении на протяжении около 80 *км*. Кроме крупных вулканов, здесь есть еще несколько сотен мелких конусов высотой 50—150 *м*. В группу Вирунга входят действующие вулканы Ньира-Гонга с постоянным лавовым озером, Ньямлагира и другие более мелкие. Все лавы вулканов Вирунга отличаются преобладанием калия над натрием. Среди лав установлены лейцитовые базальты, лейцитовые базаниты (кивиты) и калиевые трахибазальты (абсарокиты или шошониты). Часто в лавах встречаются ксенолиты перидотитов и пироксенитов. К юго-западу от Буфумбиры, но в пределах той же области Вирунга расположены вулканы, сложенные мелилито-нефелиновыми базальтами, лимбургитами и трахибазальтами, в которых натрий преобладает над калием. Таким образом, как подчеркивают Тернер и Ферхуген (1961, стр. 209), здесь имеется «замечательный пример того, как расположенные очень близко вулканы могут в продолжение длитель-

ного времени давать лавы, имеющие совершенно различный химический и петрографический состав».

В Южном Киву, между озерами Киву и Танганьика, в пределах довольно обширного вулканического поля лавы изливались большей частью из двух крупных вулканов. Лавы здесь преимущественно представлены щелочными оливиновыми базальтами в сопровождении толеитовых базальтов, в подчиненном количестве содержатся натриево-калиевые трахиты. Местами здесь встречаются очень кислые риолиты, богатые калием.

В зоне Восточного рифта, в 800 *км* восточнее Буфумбиры, расположено еще одно вулканическое поле, к которому относятся знаменитые вулканы Кения и Килиманджаро. В Кении извержения начались фонолитовыми лавами, после чего образовались кениты и нефелиновые сиениты, а в последнюю очередь — базальты. Позднее к югу от Кении происходили извержения риолитов и трахитов, а затем базальтов и базанитов, потом фонолитовых трахитов и, наконец, риолитов. В конце плейстоцена извергались еще нефелиниты, комендиты и кениты, а иногда и базальты, после чего продолжались вплоть до современной эпохи извержения трахитов и базальтов.

В Килиманджаро кениты преобладают; они предшествовали нефелинитам и базанитам. Другие породы — преимущественно полевошпатовые базальты, анкаратриты и авгититы, а также найденные в туфах мельтейгиты. Вся эта серия пород в петрохимическом отношении отличается, по Заварицкому (1960 а), пантеллеритовой тенденцией, что можно видеть на схеме (рис. III-38), на которой помещены, кроме пород Восточного рифта, также пантеллериты о-ва Пантеллерия и лавы Эфиопии и Аравии.

В Северной Америке трахибазальтовая формация, принадлежащая, вероятно, тому же ряду нестратифицированных вулканогенных формаций, сопровождает, по Тернеру и Ферхугену (1961), восточный край Скалистых гор на всем протяжении от Канады на севере до Мексики на юге. На большей части этой территории распространены основные породы со средним или высоким суммарным содержанием щелочей, но только в немногих ее участках встречаются явно калиевые породы. Как отмечают Тернер и Ферхуген (1961, стр. 213), «Вильямс указывает, что богатые калием породы из области Навахо в северо-восточной Аризоне резко отличаются по составу от пространственно близких к ним богатых натрием основных вулканических пород района Хопи. Оба эти участка являются останцами вулканического поля, которое занимало, по-видимому, тысячи квадратных миль между натриевой провинцией Юта-Колорадо на севере и горами Сан-Франциско на юге». Ранее Пирсон тоже считал, что происходят фациальные замещения калиевых пород натриевыми. Плиоценовые породы Навахо, по Вильямсу, представлены богатыми санидином трахибазальтами, лейцитовыми базальтами и близкими по составу жильными породами. Изредка встречаются альнеиты и мончикиты.

В центральной Монтане богатые калием породы имеются в провинции Хай-

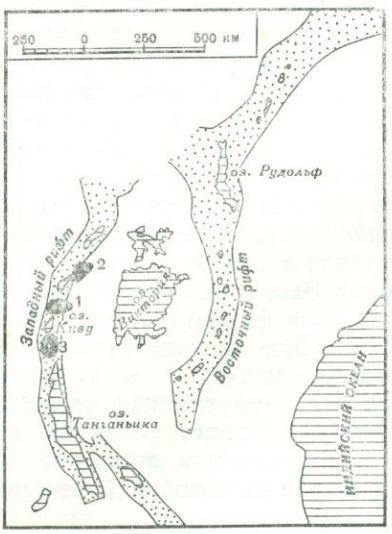


Рис. III-37. Расположение вулканической провинции Буфумбира по отношению к другим вулканическим полям и к Восточному рифту Африки (показано точками). По Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену, 1961

1 — поле Вирунга; *2* — поле Торре-Анколе; *3* — поле Южного Киву

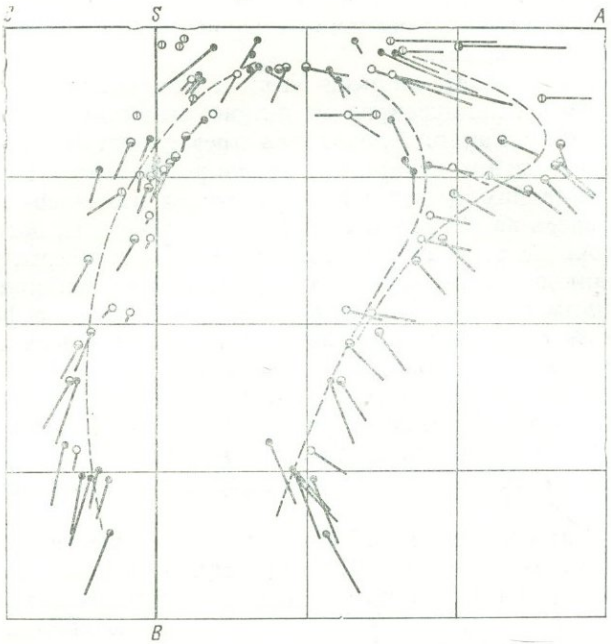


Рис. III-38. Щелочные породы с пантеллеритовой тенденцией. По А. Н. Заварицкому (1950а)

Черные кружки — Пантеллерия; кружки наполовину черные — Килиманджаро и Кения; кружки с черточкой — Эфиопия (Абиссиния); белые кружки — Аравия

вуд, где Ларсен выделил четыре субпровинции с типичными для каждой из них ассоциациями вулканических пород: 1) кварцевые латиты; 2) интрузивный шток монцонитов и сиенитов; 3) интрузия ультраосновных пород (монтичеллитовые перидотиты и альнеиты); 4) основные, богатые калием породы. Последняя из перечисленных субпровинций представлена потоками и жилами фонолитов, а также плоскими лакколитами и дайками химически эквивалентных им шонкинитов, содержащих лейцит и анальцим (псевдолейцит). Классическим примером является лакколит Шонкин-Саг, являющийся сложным телом, напоминающим дифференцированные пластовые интрузии тешенитов. Этот лакколит состоит главным образом из шонкинитов с псевдолейцитом в краевых зонах. К кровле тела он сменяется щелочными сиенитами.

Общие черты трахибазальтовых формаций определяются их постоянной ассоциацией с оливиновым или толеитовыми базальтами. Большинство этих формаций принадлежит натриевым сериям, содержащим нефелин, иногда анальцим; сравнительно редки калиевые трахибазальтовые формации. Калиевые ассоциации обычно встречаются среди натриевых или совместно с ними и, таким образом, не являются совершенно обособленными. Тем не менее их распространение иногда оказывается достаточно широким, как, например, вдоль восточной окраины Скалистых гор, в Западном рифте Африки и т. п. В структурном плане трахибазальтовые формации часто размещаются в областях сводовых поднятий или вообще на поднятиях, расположенных перед фронтом складчатой области, подобно тому как это наблюдается в Центральной Европе. Нестратифицированные трахибазальтовые формации распространены достаточно широко, значительно шире, по-видимому, чем стратифицированные формации аналогичного типа. Возраст рассматриваемой группы формаций кайнозойский или мезозойский, более древний, по-видимому, редок.

Трахитовые формации

Нестратифицированные трахитовые формации могут быть показаны на примере Римской петрографической провинции в Италии, где имеется ряд трахитовых куполов, местами окаймленных игнимбритами. К таким куполам относятся, в частности, гора Амиата, а также аналогичные массивы Роккастрада, Сасофорте, Кампилья-Марритима и др. Возраст этих куполов постплиоценовый. Среди пород, слагающих трахитовые куполы, имеются такие, которые содержат лейцит, в чем проявляется сходство пород этой провинции с лейцитовыми породами Везувия. Кроме трахитов, в Римской петрографической провинции известны породы более щелочные лейкократовые с лейцитом (лейцитовые трахиты и лейцитовые фонолиты с нефелином), а также тефриты с лейцитом и плагиоклазом. Количество разновидностей пород трахитового ряда в этой провинции настолько велико, что многие из них, как уже отмечалось, получили специальные местные названия: орвиетиты, таволативы, вульзиниты и т. п.

Представленная на рис. III-21 изменчивость состава пород трахитовой формации Римской провинции позволяет говорить, во-первых, о значительных вариациях состава пород (при общем преобладании трахитов), вплоть до липаритов, во-вторых, о четко выраженном щелочном характере трахитов Албанских гор, расположенных в той же провинции к юго-востоку от Рима.

Липаритовые формации

К трахитовым формациям близки по особенностям строения нестратифицированные липаритовые формации. Эта группа выделена В. В. Кепежинскас на примере Монгольской Народной Республики и Камчатки. В МНР породы липаритовой формации имеют раннемезозойский, а на Камчатке — четвертичный возраст. В обоих случаях для этих формаций характерно ареальное распространение небольших секущих (субвулканических) тел и экструзивных куполов, обычно лишенных эффузивного сопровождения.

В центральной части МНР ареальные липаритовые поля расположены в пределах Орхон-Селенгинского и Предхентейского прогибов, принадлежащих наложенным структурам в системе Хентей-Хангайских герцинид (Зайцев, Моссаковский и др., 1969). В этих прогибах липариты и дациты рассматриваемой формации слагают систему более или менеее изометричных (в плане) тел, секущих пермские и триасовые вулканогенные толщи базальтов, андезитов и липаритов. Эти тела, а также аналогичного состава пластовые интрузии относятся к наиболее поздним проявлениям позднепалеозойского-раннемезозойского вулканизма, не имеющим, как подчеркивает В. В. Кепежинскас, аналогов в стратифицированном вулканогенном разрезе перми и триаса. Абсолютный возраст дацитов и липаритов, по данным Л. В. Фирсова и В. В. Кепежинскас (1970), определяется в пределах 200—220 млн. лет.

На юго-востоке Камчатки аналогичная серия куполов изучена В. В. Кепежинскас в районе Банных Ключей. В этом районе Э. Н. Эрлих (1966а) ранее отмечал область распространения четвертичных экструзивных куполов. Куполы прорывают здесь четвертичные андезито-базальтовые покровы и потоки.

Размеры изометричных или овальных тел в Монголии от 100 × 500 до 300 × 900 *м*, а мощность пластовых интрузий — 10—50 *м* при протяжении до 4—5 *км*. Встречаются также дайки протяжением 200—500 *м* и мощностью 1—5 *м*. На Камчатке куполы имеют в среднем 500 *м* в поперечнике, а овальные или несколько вытянутые куполовидные тела — размеры 500 × 3000 *м*. В химическом отношении в большинстве пород обнаруживается несколько повышенное содержание калия.

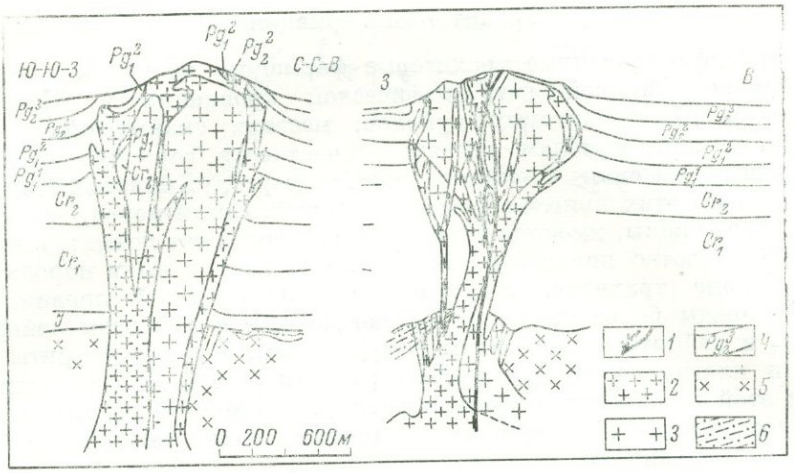


Рис. III-39. Схема формирования горы Бык. По Н. Д. Соболеву (1959)

1 — жильные альбитовые гранит-порфиры третьей фазы внедрения; *2*— альбитовые гранит-порфиры второй фазы внедрения; *3* — олигоклазовые гранит-порфиры первой фазы внедрения; *4* — осадочные породы мезозоя и кайнозоя; *5* — граниты и гранодиориты фундамента; *6* — гнейсы и кристаллические сланцы фундамента

Аналогом нестратифицированной липаритовой формации Монголии и Камчатки являются миоценовые диапировые куполы района Минеральных Вод на Северном Кавказе, сложенные преимущественно липаритами и трахилипаритами, называемыми Н. Д. Соболевым (1959), вслед за А. Н. Заварицким (1955, стр. 290), гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и сиенит-порфирами. Большинство куполов имеет многофазную историю образования. Форма куполов, обладающих размерами до 2 × 2 *км* (Бештау), в общем каплевидная, так как на глубине они, судя по серии разрезов, представленных в упомянутой выше работе Соболева, резко сужаются (рис. III-39). Соболев называет эти куполы бисмалитами или штоками и предполагает, что кристаллизация магмы, из которой возникли куполы, происходила на глубине всего лишь 1—2 *км* и что на поверхности магма этих куполов не вытекала. В. Н. Павлинов же (1948) предполагал возможным выдавливание магмы на поверхность с образованием экструзий. Все эти куполы залегают среди мезозойских и палеогеновых отложений, а галька пород, слагающих эти куполы, найдена в основании акчагыльских отложений (Николаев, 1948). Абсолютный возраст пород купола Джуца определен равным 12 млн. лет (Афанасьев 1955).

В тектоническом плане рассматриваемые куполы приурочены, по Соболеву, к системе параллельных разломов северо-восточного простирания. В целом же эти куполы, подобно разным породам трахибазальтовой нестратифицированной формации Центральной Европы, сосредоточены на крупном выступе, поднятии, расположенном перед фронтом альпийской складчатой области, в данном случае — перед Центральным Кавказом. Соболев считает, что внедрение описанных минераловодских интрузий было связано с более поздней вулканической деятельностью в Нижнечегемском и Верхнечегемском районах и на Эльбрусе и представляет смену одной формы внедрения другой.

Кольцевые комплексы

Кольцевые комплексы состоят из интрузивных и эффузивных пород и имеют различный состав — преимущественно гранитный, габбро-гранитный или щелочной. Среди них могут быть установлены все серии переходов от таких комплексов, в которых продукты вулканических извер-

жений сохранились только частично или почти совсем отсутствуют, к кольцевым комплексам, непосредственно связанным с излившимися или пирокластическими породами. По-видимому, большинство подобных кольцевых комплексов, если не все, принадлежит корневым зонам древних вулканов.

Гранитные и габбро-гранитные кольцевые комплексы могут, следовательно, рассматриваться как нестратифицированные вулканогенные формации соответствующего состава, в которых наряду с интрузивными породами сохранились более или менее значительные остатки размытых древних вулканических построек. Помимо уже описанных корневых зон Шотландских островов с их кольцевыми интрузиями гранитного и габбро-гранитного состава, явно связанных с третичной вулканической деятельностью и образованием обширного базальтового плато, может быть указан еще ряд других примеров. К этим формациям следует относить, в частности, кольцевые гранитные комплексы Уайт-Маунтин в Нью-Гэмпшире (США), кольцевые интрузии Эронго, Мессума и другие в Юго-Западной Африке (страна Дамара), гранитные интрузии Нигерии, а также многие кольцевые интрузии Казахстана, которые были рассмотрены в главе «Корни вулканов», аналогичные интрузии, недавно выявленные в Охотском вулканическом поясе, и др. Здесь можно ограничиться сообщением только об Уайт-Маунтине, стране Дамара и Нигерии, так как о других аналогичных комплексах краткие сведения уже приводились в названной выше главе.

В Уайт-Маунтине кольцевые дайки расположены среди гранитов, сопровождаемых вулканогенными породами: риолитами, андезитами, трахитами и базальтами. Особенности строения этих даек и их аналогов в других районах были давно уже указаны Биллингсом (Billings, 1937, 1945), а позднее их описания представлялись многими исследователями, в том числе Баддингтоном (1963; Buddington, 1959), Ирдли (1954; Eardley, 1951) и Кингом (1961; King, 1959), а также Ю. А. Кузнецовым (1964). Кольцевые интрузии Уайт-Маунтина размещаются среди пород кристаллических Аппалач, которые ранее параллелизовали с докембрием Канадского щита, но сейчас считают аналогом палеозойских пород осадочных Аппалач (Кинг, 1961). Кольцевые интрузии и сопровождающие их вулканогенные породы серии Мот значительно моложе складчатого палеозойского (силур — девон) метаморфического комплекса, включающего гнейсы и разнообразные более древние интрузивные породы. Возраст кольцевых интрузий считается предположительно миссисипским (каменноугольным).

Эти интрузии (рис. III-40) сложены преимущественно гранитами, иногда повышенной щелочности (с рибекитом или гастингситом). Наряду с ними имеются сиениты и кварцевые сиениты, а также в небольшом количестве (до 2%) нефелиновые сиениты, монцониты, кварцевые диориты, нориты и габбро. Наиболее распространенные граниты и кварцевые сиениты близки по химическому составу излившимся породам — риолитам и трахитам. Кольцевые дайки, резко оконтуривающие отдельные интрузивные тела, особенно четко в массиве Оссипи, сложены преимущественно кварцевыми сиенитами. Размеры интрузивных тел варьируют от 1—2 до 15 *км* в поперечнике, но достигают и бóльших размеров.

Кольцевые интрузии Эронго, Мессума и другие в Юго-Западной Африке были выявлены и описаны Клоосом (Cloos, 1919), позднее изучены многими другими исследователями, наиболее полно—Корном, Мартином, Матиасом и Симпсоном (Korn, Martin, 1953; Korn a. o., 1960). Все эти интрузии расположены среди разобщенных полей распространения траппов системы Карру, сохранившихся главным образом около этих интрузий на древнем кристаллическом основании Африканской платформы (см. рис. I-36). Как уже отмечалось, возраст их позднестромбергский, тогда как траппов Карру — стромбергский. Поэтому нет полной

уверенности в том, что кольцевые интрузии являются корневыми зонами траппповой формации, хотя имеются серьезные основания для таких предположений. Интрузии Дамараленда размещаются в пределах крупного поднятия, на котором осадки и лавы системы Карру почти полностью размыты.

В этой области известно более 30 кольцевых интрузий, среди которых наиболее крупными являются субвулканы, как их называл Клоос, Эронго и Брандберг, сложенные целиком гранитами; основные породы в них имеются только в виде лав в остатках кровли и в дайках. Сходный состав характерен для массивов Большой и Малый Шпицкоп. Массив Кэйп Кросс сложен гранофирами, содалитовыми сиенитами и тингуаитами, а также щелочными сиенитами. Дорос представляет собой воронкообразный некк оливиновых долеритов, прорванных дайками эгириновых бос-

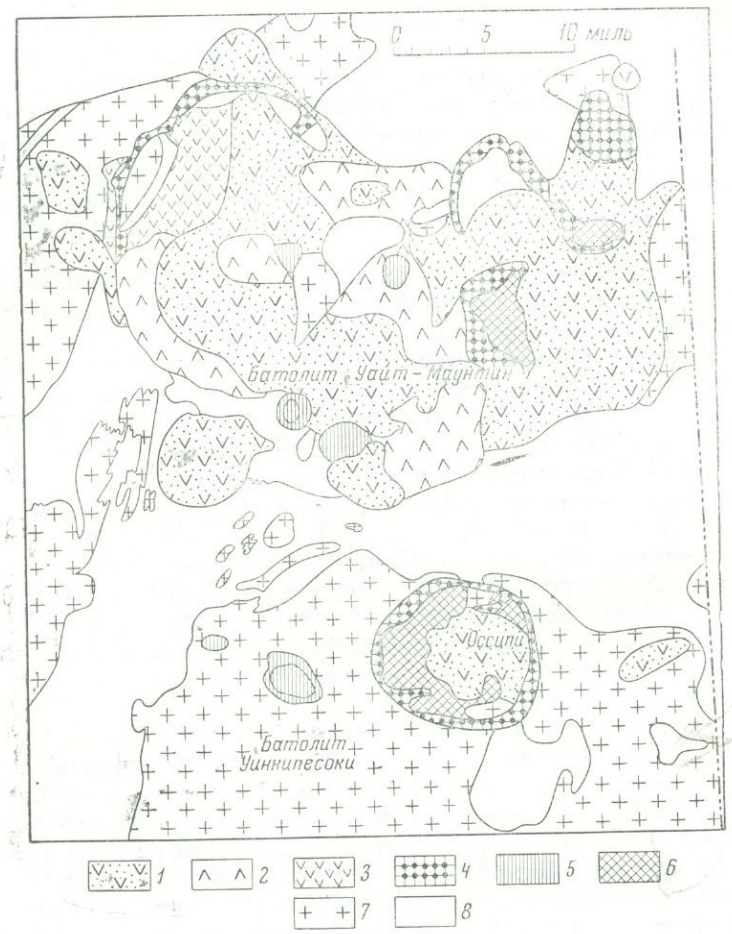


Рис. III-40. Пояс плутонов Нью-Гэмпшира. По А. Баддингтону, 1963

Комплекс кольцевых даек Оссипи и шток биотитового гранита кальдеры опускания; батолит Уайт-Маунтин кальдеры опускания и связанного краевого трещинообразования; оба миссисипского (?) возраста в эпизоне; более древний батолит Уиннипесоки промежуточной (?) мезокатазоны. Видоизменено по Биллингсу.

1—6 — миссисипские плутоно-вулканические серии Уайт-Маунтин: *1* — биотитовый гранит, *2* — гранит с гастингситом, фаялитом и геденбергитом, *3* — гранит-порфир, *4* — кварцевый сиенит, *5* — сиенит, нефелиновый сиенит, *6* — в основном вулканические образования (экструзивная фаза плутоно-вулканических серий Уайт-Маунтин); потоки, туфы и брекчии; риолит, базальт, андезит и частью трахит; *7* (?) — верхний девон (плутонические серии Нью-Гэмпшир), преимуществ нно кварцевый монцонит и кварцевый диорит, большей частью полосчатые; *8* — силур и нижний девон, преимущественно нижнедевонские слюдистые кварциты и слюдяные сланцы, местами гранитогнейсы и сланцы, инъецированные гранитом

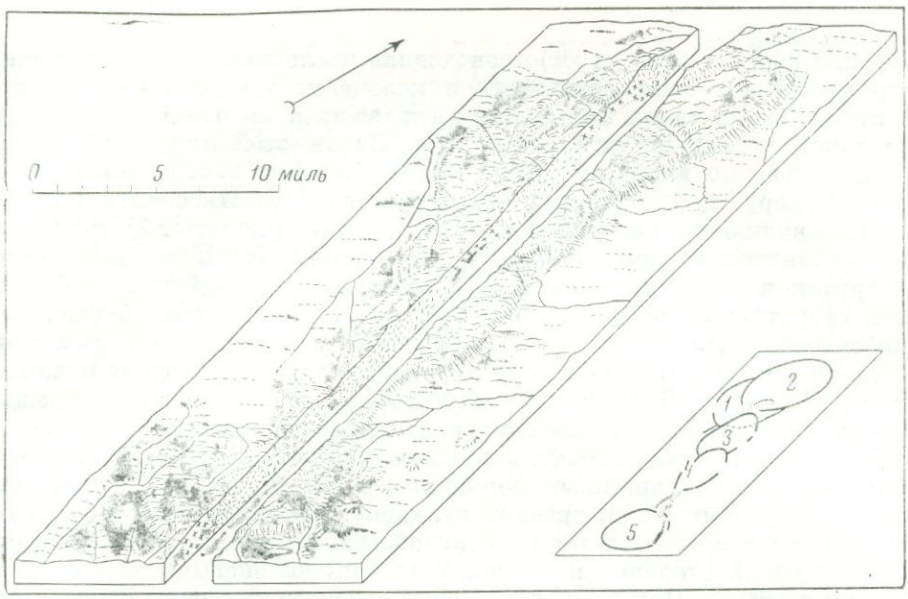


Рис. III-41. Блок-диаграмма комплекса Сара-Фьер. По Тернеру (Turner, 1963)
Объяснения см. в тексте

тонитов. Оконжиджи является многократной интрузией, состоящей из лополитообразного тела толеитовых и нефелиновых габбро, кварцевых сиенитов, адамеллитов, пуласкитов, эссекситов, фойяитов и даек камптонитов и мончикитов.

Субвулкан Мессум, наиболее тщательно изученный Корном и Мартином (Korn, Martin, 1953), представляет сложную многократную кольцевую интрузию (см. рис. I-13, I-14), в строении которой участвуют эвкритовые габбро, анортозиты, фойяиты, сиениты и секущие дайки нефелинитов и оливиновых тефритов. Комплекс Калкфелд состоит из гранитов, кварцевых сиенитов, фойяитов, карбонатитов и даек бостонитов, минетт и других пород. Интрузия Окорузу включает грубозернистые лейкократовые сиениты, фойяиты, уртиты, гортонолитовые монциниты, эгирин-авгитовые пироксениты, карбонатиты и дайки бостонитов, тингуаитов и нефелинитов. Ондуракорум состоит из фойяитов и карбонатитов, а Этанено-Кой — из сиенитов и фойяитов.

Таким образом, сложная серия кольцевых интрузий, включающая гранитные субвулканы Эронго и Брандберг, охватывает различного состава породы, а не только типичные граниты; от гранитов через сиениты наблюдаются переходы в этих интрузиях и к щелочным породам. Такая изменчивость состава кольцевых интрузий подчеркивает общую взаимосвязь между ними и сложный путь образования субвулканов, во многих отношениях сходный с тем, который известен в Шотландии. Впрочем, там не были так широко распространены щелочные породы, но значительно бо́льшую роль играли породы габбрового ряда. В целом же рассмотренный пример показывает, что от гранитных кольцевых интрузий к сложно построенным щелочным имеются, по-видимому, все переходы.

В Нигерии многочисленные кольцевые трещины, контролирующие размещение молодых гранитов на плато Джос, известны по описаниям Бейна (Baine, 1934), Джекобсона, Маклода и Блека (Jacobson, Macllod, Black, 1958) и других исследователей.

Интрузия Сара-Фьер из этой серии была изучена Тернером (Turner, 1963), который обнаружил, что она приобрела линейное расположение вследствие смещения центра, через который магма из глубин проникала на поверхность (рис. III-41). Внедрение в каждый последующий центр

(миграция шла с севера на юг) происходило после того, как предыдущий центр прекращал свою активность и кольцевые трещины заполнялись гранитами. Всего таких центров, размещавшихся на одной почти меридиональной линии, насчитывается пять. Вдоль этой линии и образовались кольцевые интрузии размерами 6—12 *км* в поперечнике.

По Тернеру, наблюдается такая последовательность событий: 1) образование вулканогенных пород, преимущественно риолитов; 2) возникновение кольцевых трещин, кальдерное опускание (cauldron subsidence) и интрузии в кольцевые разломы роговообманково-пироксеново-фойяитовых гранитов; 3) внедрение роговообманково-биотитовых, биотитовых и рибекитовых гранитов в концентрический ряд кольцевых разломов. Ранние кольцевые дайки обладают крутым наклоном, а поздние наклонены наружу, поэтому Тернер полагает, что только последняя группа трещин могла возникнуть при подземном кальдерном опускании.

Щелочные кольцевые комплексы тоже могут быть отнесены к нестратифицированным вулканогенным формациям в том случае, когда они принадлежат корневым зонам древних вулканов. Щелочные кольцевые комплексы часто бывают связаны с гипербазитовыми и карбонатитовыми телами, с одной стороны, и с гранитоидными кольцевыми интрузиями, с другой стороны. Подобный тип тесных отношений между гранитными и щелочными кольцевыми интрузиями наблюдается в позднестромбергских интрузиях Юго-Западной Африки. Другие примеры, иллюстрирующие связи с гипербазитами и карбонатитами,— Маймеча-Котуйский район на севере Сибири и Алданский массив на юго-востоке Сибирской платформы.

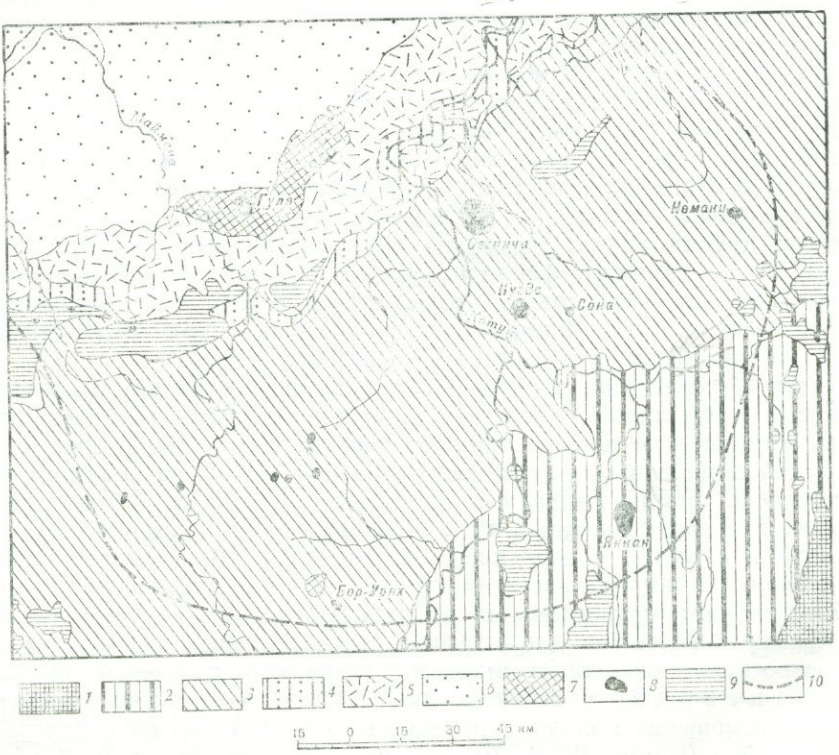


Рис. III-42. Щелочная провинция севера Сибирской платформы. По Г. Г. Моору, 1957

1 — архейские образования Анабарского щита; *2* — кластические и карбонатные отложения синия; *3* — карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя (Cm—D); *4* — угленосные отложения перми; *5* — лавовые покровы триаса; *6* — отложения верхнего мезозоя и четвертичного времени; *7* — ультраосновные интрузии; *8* — щелочные интрузии; *9* — пластовые залежи долеритов; *10* — граница щелочной провинции

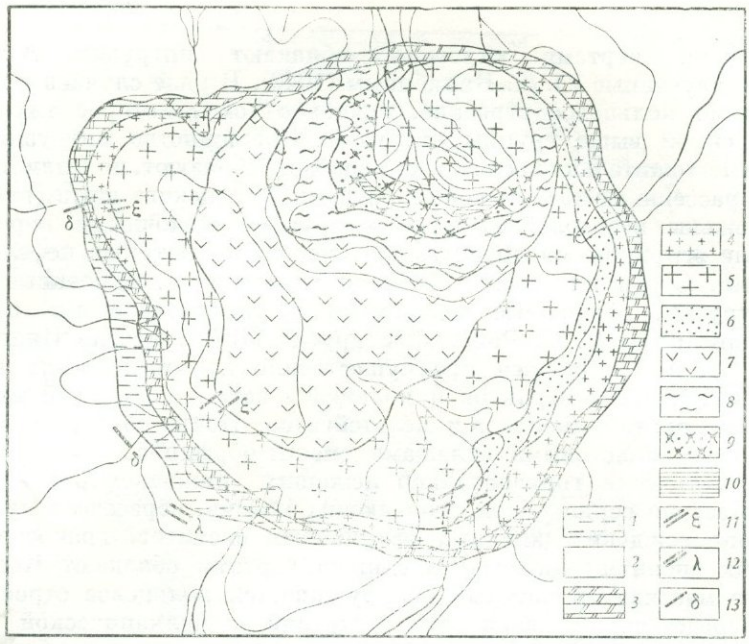


Рис. III-43. Массив Оегинча. По Г. Г. Моору, 1957

1 — пестроцветные отложения нижнего кембрия; *2* — доломиты среднего кембрия; *3* — контактные мраморы; *4* — мельтейгиты мелкозернистые слюдяные; *5* — ийолиты и мельтейгиты крупнозернистые; *6* — мелилитовые породы; *7* — ийолиты и мельтейгиты с ксенолитами оливинитов; *8* — оливиниты слюдяные; *9* — ийолиты и мельтейгиты с участками слюдитов; *10* — нефелин-мелилитовые породы; *11* — сиениты эгириновые жильные; *12* — нефелиниты жильные; *13* — долериты жильные

В Маймеча-Котуйском районе, известном по описаниям Г. Г. Моора (1940, 1957), Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егорова (1962) и других исследователей, имеются многочисленные интрузии щелочных пород кольцевого строения. Все они расположены на северо-западном крыле Анабарской антеклизы, в области, где траповая формация Сибирской платформы представлена только пластовыми интрузиями, внедренными в нижнепалеозойские отложения осадочного чехла. Территория, на которой встречаются кольцевые интрузии, примыкает непосредственно с юго-востока к полосе распространения щелочных, базальтоидных и гипербазитовых вулканогенных пород, фациально замещающих, по-видимому, траповые излияния вдоль протяженной флексуры северо-восточного простирания, на которой расположена Гулинская интрузия ультраосновных и щелочных пород (рис. III-42).

В той части территории, где вулканогенные породы полностью отсутствуют, вследствие позднейшего размыва или иных причин, распространены довольно многочисленные кольцевые интрузии, известные под названиями массивов Оегинча, Кугда, Немакит, Янкан, Бор-Урях и др. Большинство этих интрузий имеет правильные изометрические в плане очертания и сложное внутреннее строение с кольцевым расположением различного состава пород. Размеры интрузий варьируют от 0,3 до 4 *км* в поперечнике. Слагающие их породы в возрастной последовательности от древних к молодым представлены оливинитами, мелилитовыми перидотитами, ийолит-мельтейгитами, эгириновыми сиенитами и, наконец, жильными меланократовыми сиенитами (эгириновыми и нефелиновыми), фойяитами, тингуаитами, малиньитами и другими близкими к ним породами. Примером кольцевых интрузий данного типа может служить интрузия Оегинча (рис. III-43). Моор предполагал, что вся эта серия интрузий связана с вулканической деятельностью, установленной в районе, примыкающем к Гулинской интрузии.

Сходными чертами строения обладают интрузии Алдана, детально изученные Ю. А. Билибиным (1940). В ряде случаев в них тоже обнаружено кольцевое строение, подобное тому, которое типично для рассмотренной выше группы интрузий. Большинство интрузий, имеющих предположительно послеюрский возраст, образуют, по Билибину, лакколиты, рассеянные на большой территории Алданского щита (рис. III-44). Они сложены псевдолейцитовыми и другими щелочными породами, в том числе эгириновыми гранитами и сиенитами, а также нефелиновыми сиенитами. Среди них также имеются правильно построенные кольцевые интрузии, сложенные щелочными и ультраосновными породами.

По описаниям И. С. Рожкова и других (1962), массив Инагли (рис. III-45), например, сложен преимущественно дунитами, а по краям — небольшими зонами верлитов и кольцевой зоной, состоящей из шонкинитов, малиньитов, ийолитов и мельтейгитов. Почти со всех сторон массив окружен пластовыми залежами сиенит-порфиров, расположенными среди практически горизонтально лежащих нижнекембрийских доломитов. Местами серия пород, слагающих массив, пересечена пуласкитами в сопровождении жильных эгириновых сиенитов, граносиенитов и щелочных сиенит-пегматитов. Сходными чертами обладают Кондерский и другие массивы, в которых обнаруживается кольцевое строение.

Непосредственная связь этих интрузий с вулканической деятельностью, выраженной излияниями или вулканическими выбросами, не установлена, но она возможна; тем более, что для многих интрузивных тел Ю. А. Билибин предполагал образование на больших глубинах, считая, что магматический очаг, в котором протекала дифференциация расплавов, располагался на 6—7 *км* ниже поверхности Земли, а может быть и глубже. В частности, в отношении Ыллымахского массива,

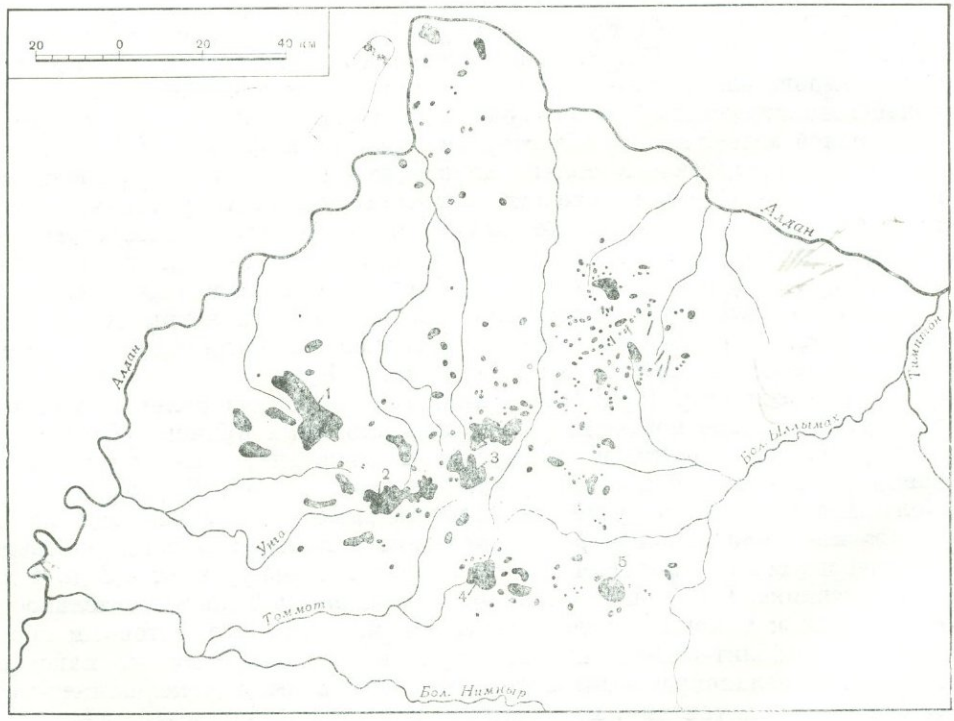


Рис. III-44. Схематическая карта Алданского района. Послеюрские магматические породы (черные). По Ю. А. Билибину, 1940

Щелочные лакколиты: *1* — Инаглинский, *2* — Томмотский, *3* — Якокутский, *4* — Юхтинский, *5* — Ыллымахский

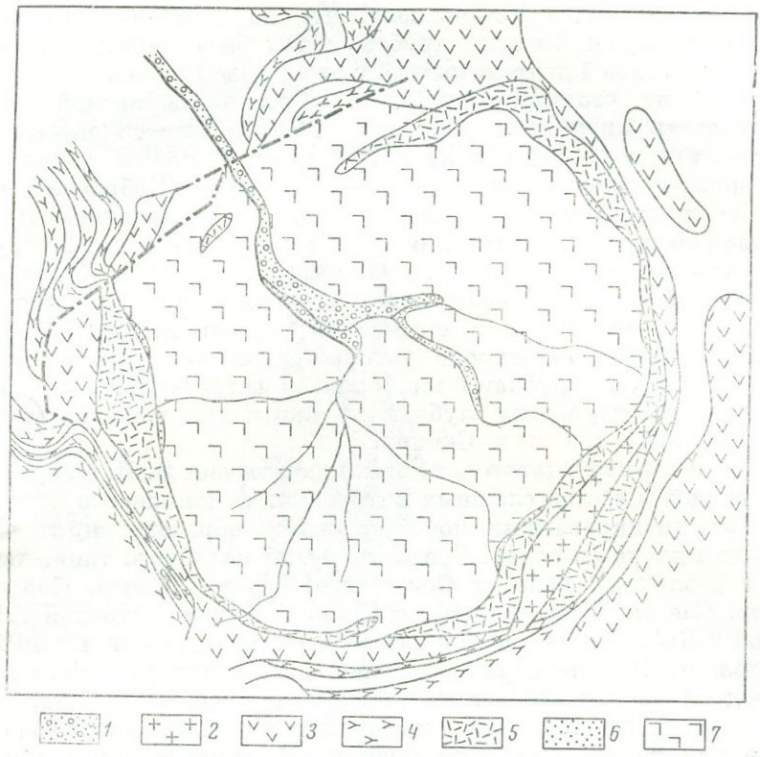


Рис. III-45. Геологическая карта массива Инагли. По Рожкову и др., из Ю. А. Кузнецова (1964)

1 — четвертичные отложения; *2* — пулакситы; *3* — авгитовые, роговообманковые и сиенит-порфиры лакколитов, даек; *4* — роговообманковые и олигоклазовые порфиры пластовых интрузий; *5* — щелочные габброидные породы (шонкиниты, малиньиты, ийолиты и мельтейгиты); *6* — перидотиты; *7* — дуниты

изученного Билибиным особенно детально, он пишет, что «в первые стадии своего образования Ыллымахский интрузив, по всей видимости, представлял подводящий канал поверхностного вулканического аппарата и лишь позднее это были типичные гипабиссальные или, по удачному выражению Вашингтона, субвулканические интрузии» (Билибин, 1947а, стр. 147).

К кольцевым щелочным комплексам, представляющим собой «субвулканы», относятся, возможно, также щелочные породы Хибинского, Ловозерского и других массивов Кольского полуострова и их аналоги в других странах.

От щелочных с гипербазитами кольцевых интрузий можно, по-видимому, найти переходы к *кимберлитовым трубкам* и *карбонатитовым интрузиям*, которые тоже можно рассматривать как нестратифицированные вулканогенные формации. Неоднократно отмечалась вероятная связь с вулканической деятельностью кимберлитовых и родственных им других гипербазитовых трубок. Их отношение к маарам и диатремам давно уже указывалось многими исследователями, рассматривавшими кимберлитовые трубки как «трубки взрыва». Обзор обширной литературы по кимберлитовым и карбонатитовым трубкам земного шара, встречающимся преимущественно на территории древних платформ, лежит за рамками настоящей работы. Здесь важно тем не менее отметить, что непосредственное отношение карбонатитовых трубок к вулканической деятельности, протекавшей в прошлом на земной поверхности, подтверждается новейшими наблюдениями за выбросами карбонатитового пепла и излияниями карбонатитовых лав при извержениях вулкана Ол-До-

иньо-Ленгаи в Африке. Установлено, что по крайней мере часть подобного рода карбонатитовых трубок может быть непосредственно связана с вулканической деятельностью, протекающей на поверхности Земли.

Отметим еще, что кимберлитовые трубки на Сибирской платформе, сосредоточенные преимущественно на юго-восточном склоне Анабарской антеклизы, имеют размеры от 20 × 30 до 340 × 1000 *м* и расположены среди горизонтально лежащего осадочного чехла (Бобриевич, Соболев, 1962). Среди кимберлитов, заполняющих трубки, различают: 1) туфы кристаллокластического строения с обильным пиропом; 2) грубообломочные кимберлитовые брекчии, богатые ильменитом; 3) базальтовые кимберлиты с большим количеством оливина. Все эти структурные разновидности являются, в сущности, разновидностями базальтовых кимберлитов, наиболее широко распространенных в Сибири и на юге Африки. Наряду с трубками кимберлитов встречаются их дайки, случаи же перехода трубок на глубине в дайки сейчас хорошо известны как на юге Африки, так и в Сибири.

Что касается карбонатитов, то они, как отмечает В. И. Смирнов (1969), обычно входят в состав сложных интрузивных комплексов центрального типа, эволюционировавших по ходу своего образования от ультраосновных до щелочных пород. Среди интрузий подобного типа, наблюдающихся в различных районах Советского Союза (Таймыр, Кольский полуостров, Саяны, Тува, Алдан), в Южной и Юго-Восточной Африке, в Северной (США, Канада) и Южной (Бразилия) Америке и в ФРГ, Смирнов выделяет: 1) концентрически зональные штоки типа вулканических горловин; 2) лополитообразные конические массивы; 3) системы кольцевых и полукольцевых даек, выполняющих конические трещины, сходящиеся или расходящиеся на глубине; 4) комбинированные интрузии, объединяющие элементы первых трех типов. Образование таких комплексов начинается внедрением ультраосновной магмы, которая сменяется щелочными расплавами, а затем карбонатитами. Местами карбонатиты пересекаются еще более поздними дайками щелочных пород. Карбонатиты, как указывает Смирнов, встречаются в виде штоков, конических даек, падающих к центру массива, конических даек, падающих от центра массива, а также в виде радиальных даек. Размеры карбонатитовых штоков (рис. III-46) варьируют от сотен метров до 7—8 *км* в поперечнике, а даек — до 10 *м* мощности при длине от нескольких сотен метров до 1 *км* (Альнё в Швеции). В карбонатитах обычно содержится до 80—90% карбонатов: кальцита, доломита, анкерита, изредка сидерита.

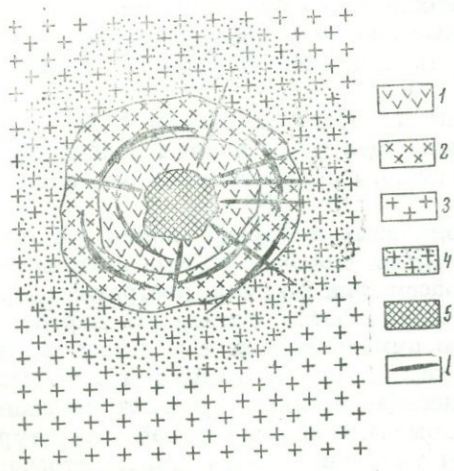


Рис. III-46. Общая схема строения карбонатитового месторождения. По В. И. Смирнову, 1969

1 — щелочные породы; *2* — ультраосновные породы; *3* — гнейсы; *4* — фениты; *5* — шток карбонатитов; *6* — жилы карбонатитов

Общая схема карбонатитовых штоков показана на рис. III-47, где зона фенитов отвечает породам, часто сопровождающим карбонатиты и образующимся в результате щелочного метасоматоза, вызывающего появление щелочных гранитов и сиенитов в том случае, когда карбонатиты внедряются в граниты, гнейсы или сланцы.

В сравнительно недавно опубликованной сводке («Карбонатиты», 1969; «Carbonatites», 1966) отношение карбонатитов к вулканической деятельности рассмотрено на примере современного вул-

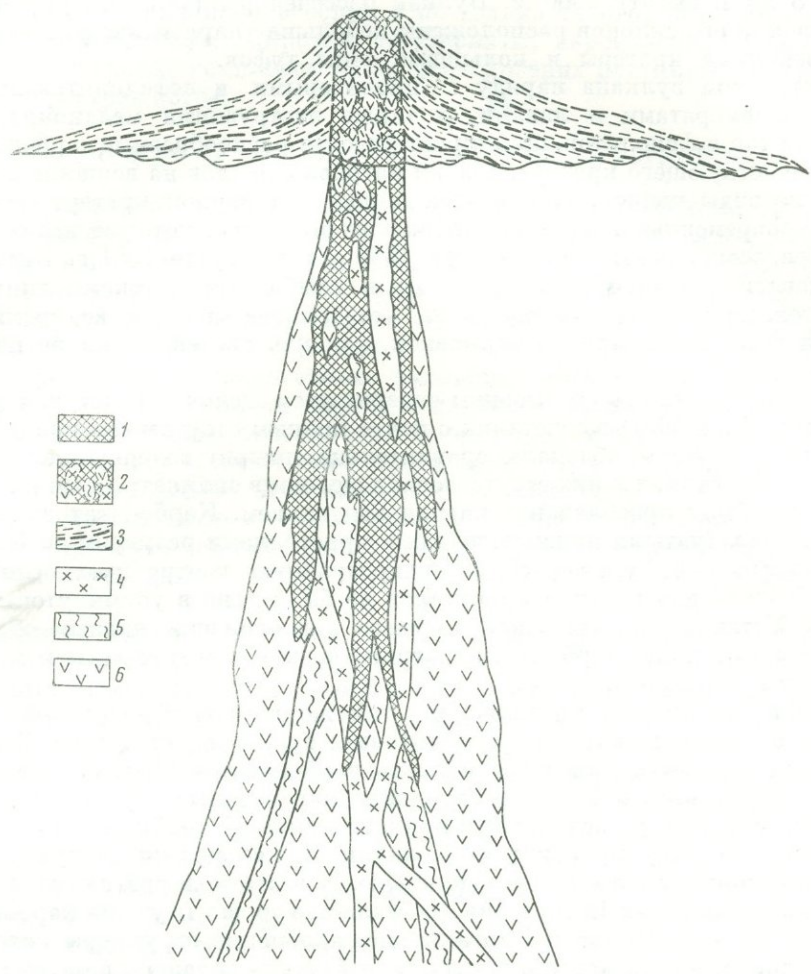


Рис. III-47. Схема вертикального строения месторождения карбонатитов открытого типа. По Гинзбургу и Эпштейну, из В. И. Смирнова (1969)

1 — карбонатиты; *2* — породы жерловой фации; *3* — ультраосновные щелочные эффузивы и туфы; *4* — щелочные и нефелиновые сиениты; *5* — ийолиты; *6* — гипербазиты.

канизма, наблюдаемого в Юго-Восточной Африке. В восточной рифтовой зоне на севере Танзании, как известно, имеется неогеновая вулканическая провинция, включающая две группы вулканов. Первой, более древней группе вулканов принадлежат экструзивные породы базальт-трахибазальт-трахит-фонолитового состава, расположенные в конусах Кратер-Хайлендс Гелаи, Китумбейне и других местах. Вторая, более молодая группа вулканов (Мосоник, Ол-Доиньо-Ленгаи, Керимаси, Бурко и Меру) относится к карбонатитовому типу образований. Один из таких карбонатитовых вулканов — конус Ол-Доиньо-Ленгаи (Ленгаи на языке масаев значит «жилище богов»), расположенный в 16 *км* к югу от оз. Натрон, сохраняет активность в настоящее время. Извержения этого вулкана известны с 1880 г. и повторялись неоднократно с периодом около шести лет.

Извержение 9 июля 1967 г., нарушившее обычную ритмичность, описано А. В. Горячевым (1968), принимавшим участие в Советской восточноафриканской экспедиции Академии наук СССР. Во время этого извержения выбрасывался тончайший карбонатный пепел, поднявшийся на высоту 7—9 *км* и разносившийся на расстояние в сотни километров от конуса. Крутой конусообразный вулкан имеет диаметр в основании

около 8 *км* и высоту 2000 *м*. Вулкан рассечен радиальными ущельями; в основании его склонов расположены небольшие паразитические конусы, эксплозионные кратеры и кольцевые зоны туфов.

В строении вулкана наряду с ийолитовыми и нефелинитовыми туфами, агломератами и лавами, а также экструзиями меланократовых нефелинитов и фонолитов, принимают участие разнообразные карбонатные пеплы действующего кратера, осадки натровых пеплов на вершине конуса и другие виды пеплов. Кроме этих пород, в северном кратере сосредоточены современные натровые карбонатитовые лавы, которые изливались в январе, июне, сентябре и октябре 1960 г. и в августе 1961 г. Эти лавы представлены потоками типа пахуху и глыбовыми потоками типа аа. Проведенные наблюдения показали, что температура лав во время излияний была сравнительно невысокой, так как свечения лав не наблюдалось.

Состав лав отличался высоким содержанием щелочей и летучих (соответственно 37 и 49%) в сочетании с почти полным отсутствием кремнезема и глинозема. Лавы обладали сравнительно низким содержанием окиси кальция и магния, и в них отсутствовали щелочи в силикатных минералах. Типичным было преобладание натрия над калием. Карбонатитовые лавы сложены столбчатыми призматическими кристаллами размером до 1,5 *мм*, заключенными в буровато-серую непрозрачную изотропную основную массу. Точная диагностика кристаллов не была дана в упомянутой выше сводке. Установлено, что основная масса лав сложена главным образом гидратизированным карбонатом натрия, в котором находятся мелкие кристаллы флюорита.

В области южного продолжения той же восточной рифтовой зоны, в которой размещаются карбонатитовые вулканы Ол-Доиньо-Ленгаи, Керимаси и другие, находится область карбонатитов Малави, где впервые в Африке были найдены интрузивные карбонатные породы. Подвергшиеся интенсивному расчленению вулканические постройки представлены здесь сильно денудированными некками и кольцевыми структурами, напоминающими аналогичные структуры, известные в третичных вулканических комплексах Шотландии. В Малави хорошо изучены карбонатиты Тундулу, о-ва Чилва и Канганкунде, кольцевые структуры которых, как предполагается, довольно строго отвечают уровню среза, соответствующего основанию вулканического конуса. В ассоциации с бастнезитовыми и анкеритовыми карбонатитами, а также разнообразными по составу сёвитами, в кольцевых структурах Малави наблюдаются фениты, нефелиновые сиениты, ийолиты и другие шелочные породы. Кольцевые структуры того же типа, что и в Малави, имеются в Замбии, Восточной Уганде и Родезии, а также в других районах мира, в частности в Альнё (Швеция), в Сан-Паулу (Бразилия), в области Фена (Норвегия, в 2 *км* западнее грабена Осло) и т. д.

Характерные черты нестратифицированных формаций, представленных гранитными, габбро-гранитными, щелочными, кимберлитовыми и карбонатитовыми кольцевыми комплексами, определяются их более или менее резко выраженным кольцевым строением. Такое строение является следствием многофазного вторжения магмы в систему трещин, имеющих вид кольцевых и конических интрузий, которые считаются характерными для корневых зон вулканических построек. Непосредственная связь кольцевых комплексов с вулканической деятельностью устанавливается тем не менее далеко не всегда и во многих случаях только предполагается.

Большинство кольцевых комплексов сосредоточено на древних платформах, но они встречаются также на молодых платформах различного возраста и являются, таким образом, типичными представителями плат-

форменного вулканизма вообще, а не только такого, который свойствен древним платформам. Впрочем, кимберлиты, карбонатиты и многие щелочные кольцевые комплексы за пределы древних платформ, по-видимому, не распространяются.

ОБЩЕЕ СРАВНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Рассматривая в общем виде проблему вулканогенных формаций, можно видеть, что разделение их на вулканогенно-осадочные, собственно вулканогенные стратифицированные и вулканогенные нестратифицированные отвечает тем реальным природным отношениям, которые определяют характерные черты развития вулканической деятельности и отражаются на особенностях строения и состава формаций. В этом ряду стратифицированные вулканогенные формации обычно при палеовулканологических исследованиях изучают наиболее детально. Однако всякая формация такого типа связана теснейшим образом с процессами седиментации, и поэтому всегда можно найти переходы от стратифицированных вулканогенных формаций к вулканогенно-осадочным.

Стратифицированные вулканогенные формации постоянно сопровождаются корневыми зонами, уходящими в глубокие недра Земли, и обычно связаны переходами с нестратифицированными вулканогенными формациями.

Поэтому при исследовании вулканогенных формаций нельзя ограничиваться изучением стратифицированных вулканогенных формаций. Необходимо определение тех элементов строения этих формаций, которые приводят к корневым зонам, с одной стороны, и к вулканогенно-осадочным ассоциациям — с другой.

Такого рода исследования способствуют разработке представлений о латеральных рядах вулканогенных формаций и, следовательно, об их фациальных замещениях, изученных пока еще очень слабо. Однако латеральная изменчивость вулканогенных формаций может выражаться не только в замещении их ассоциациями вулканогенно-осадочных или осадочных пород, но и в смене одних вулканогенных формаций другими в рамках одного и того же отрезка времени.

Примером такого рода смены может служить общая картина размещения палеоген-неогеновых вулканогенных формаций в Европе. На севере, в области Британских островов, Исландии и Гренландии, в это время были широко распространены трапповые формации с типичным стратифицированным строением. Лишь местами там, где траппы размыты, из-под них выступают корневые зоны, представленные кольцевыми интрузиями Шотландии. Между тем по направлению к Альпийской складчатой системе в том же возрастном интервале появляются нестратифицированные трахибазальтовые формации, сосредоточенные преимущественно на наиболее резко приподнятых блоках герцинских структур, обрамляющих альпийскую зону с севера. Внутри альпийской складчатой системы, например в Закарпатской впадине, в тот же период времени возникли андезитовые и липаритовые формации. Таким образом, намечается общая смена вулканогенных формаций, прослеживаемая в очень широком плане по латерали.

Другой пример дают Кордильеры Северной Америки, где по направлению с запада на восток для того же палеоген-неогенового времени прослеживается смена морских базальтовых формаций (на севере переходящих в типичные спилитовые, зеленокаменные) андезитовыми формациями Каскадных гор, а затем траппами Колумбийского плато, вслед за которыми еще далее на восток появляются нестратифицированные (?) трахибазальтовые формации, опоясывающие на востоке цепь Скалистых гор. Внутри этой серии латеральных изменений наблюдаются, в свою очередь, замещения андезитовых лавовых формаций лахаровыми и т. п.

Таким образом, прослеживаются определенные фациальные ряды вулканогенных формаций, сменяющие друг друга вкрест простирания складчатых областей.

Такие же общие изменения состава формаций могут быть указаны и для более древних эпох. В частности, для девонского периода на юге Сибири при анализе фаций уже отмечалась изменчивость состава вулканогенных формаций, от базальтовых на востоке (Минусинский прогиб) до металипаритовых (Горный и Рудный Алтай) на западе, а затем еще дальше на запад — до зеленокаменных формаций Калбы. Наряду с латеральной изменчивостью, прослеживаемой вкрест простирания складчатых структур, может быть установлена аналогичная изменчивость вдоль них. Можно сослаться, в частности, на приведенный пример фациальных изменений в системе Береговых хребтов Северной Америки, связанных с замещением спилитов п-ова Олимпик обычными базальтами южных районов той же полосы. Другим примером может служить полоса поднятий перед фронтом альпийской складчатой области в Европе. Помимо тех изменений, которые свойственны трахибазальтовой формации и связаны с вариациями состава слагающих ее пород по простиранию соответствующих дуг, может быть отмечена резкая смена состава вулканогенных пород на предкавказском поднятии (Ставропольском), на котором сосредоточены породы нестратифицированной липаритовой формации, как бы замещающей в данном случае трахибазальтовую нестратифицированную формацию аналогичных поднятий в Центральной Европе.

Так выглядят лишь самые общие черты некоторых латеральных рядов вулканогенных формаций, определяемые структурным положением этих формаций. В целом же пространственное размещение вулканогенных формаций в конкретных геологических структурах и их отношение к процессу развития этих структур должны служить предметом специального изучения. Здесь недостаточно общего определения формации как платформенной, орогенной или геосинклинальной, хотя, конечно, можно указать связи вулканогенных формаций с разнородными структурами, что уже отмечалось в предшествующем тексте.

Важно, что такое изучение отношения вулканогенных формаций к структурам должно опираться не на априорные схемы, устанавливающие принадлежность формаций к тем или иным геологическим структурам, а на реальное исследование парагенеза пород, слагающих тот или иной формационный тип. Такое изучение должно быть направлено на выявление фациальной изменчивости и общего положения данной формации в латеральном (фациальном) и вертикальном (стратиграфическом) рядах осадочных и вулканогенных формаций.

Сейчас еще сохраняется тенденция к систематизации вулканогенных формаций по типам структур, в которых они размещаются, т. е. по внешним чертам по отношению к самим вулканогенным формациям. Тем не менее такая систематизация не должна заслонять важных задач исследования разнообразных по составу вулканогенных формаций и их действительного отношения к структурам как пространственного, так и хронологического.

Исследование вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций открывает перспективы не только в плане изучения отношений вулканизма к тектонике, но создает также предпосылки к выявлению общей эволюции вулканической деятельности на земном шаре. Некоторые шаги в этом направлении сделаны в области вулканогенно-осадочных формаций. В частности, исследованиями последних лет достаточно отчетливо устанавливается различие вулканогенно-кремнистых формаций древних и более молодых, что подтверждает идеи Н. С. Шатского.

Выше уже отмечалось, что намечаются различия между докембрийскими и более поздними палеозойскими и особенно кайнозойскими траповыми формациями, указывалось сравнительно позднее появление тра-

хибазальтовых формаций, как стратифицированных, так и нестратифицированных, а также некоторые другие положения. Для того чтобы установить общую эволюцию вулканической деятельности на земном шаре, необходимо изучать вулканогенные формации, отрешившись от канонов и априорных схем, которыми определяется постоянное и неизменное положение формаций в развитии конкретных геологических структур, во многих случаях вопреки тому, что действительно известно об этих формациях. Выявить эволюцию процессов, связанных с вулканической деятельностью, можно будет лишь тогда, когда будут установлены не сходные черты разновозрастных вулканогенных формаций, а наоборот, важнейшие отличительные черты, определяемые их возрастом, а не структурной приуроченностью. Определить главные черты эволюции вулканической деятельности на земном шаре — основная задача учения о вулканогенных и вообще о геологических формациях.

Глава IV

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ПРОБЛЕМА ОТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА К ТЕКТОНИКЕ

ВВЕДЕНИЕ

Исследование вулканических фаций и вулканогенных формаций позволяет выявить наиболее существенные черты реальной обстановки, в которой протекала вулканическая деятельность в геологическом прошлом. Только в том случае, когда типичные особенности этой обстановки определены достаточно точно, можно считать подготовленной почву для выяснения пространственных и временных связей вулканизма с тектоникой.

Таким образом, опорой для разработки проблемы отношения вулканизма к тектонике наряду с тектоническими обобщениями служат различные палеовулканологические реконструкции. К ним следует относить все виды построений с целью воссоздания физико-географической и тектонической обстановки эпохи образования вулканогенных толщ, восстановления разнообразных вулканических аппаратов или их групп и фумарольно-сольфатарных полей, типичных для разных геологических эпох, выяснения закономерностей размещения вулканогенных формаций в пространстве и во времени; расчета энергетического баланса вулканических извержений геологического прошлого, выявления глубинных вулканических очагов и, в конечном итоге, определения по продуктам вулканической деятельности типового строения верхней мантии Земли и ее эволюции (Лучицкий, 1966в).

К сказанному следует добавить, что возможны палеовулканологические реконструкции различного типа, охватывающие воспроизведение не только статической картины ландшафтов древних вулканических областей, палеогеографических условий, в которых протекала вулканическая деятельность в геологическом прошлом, а также пространственного размещения древних вулканов и их корней, но и динамической природы вулканических явлений и общей истории их развития. Именно в таком плане устанавливаются теснейшие связи между палеовулканологическими реконструкциями, с одной стороны, и проблемой отношения вулканизма к тектонике — с другой. Эти связи определяют возможность совместного их рассмотрения в данной главе, хотя каждая из названных проблем может служить предметом самостоятельного изучения.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И СВЯЗИ ВУЛКАНИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ

История развития взглядов на палеовулканологические реконструкции — это история самой палеовулканологии. Палеовулканология начинается там, где идет речь о древних вулканах, а представление о них уже само по себе является одним из видов реконструкций, опирающихся

на сравнение определенных ситуаций геологического прошлого, установленных теми или иными методическими приемами, с современными вулканическими явлениями. Поэтому можно говорить о том, что палеовулканологические реконструкции появились уже тогда, когда Демаре (Desmarest, 1771) «после своих тщательных исследований в Оверни показал, во-первых, что в позднейших вулканах, еще не утративших свои кратеры, потоки лавы согласовались с уровнем нынешнего течения рек; во-вторых, что там существовали другие вулканы, принадлежащие к средней эпохе, с кратерами почти исчезнувшими, в которых лава не имела такой тесной связи с нынешними долинами; и, наконец, в-третьих, что в Оверни есть вулканические породы, принадлежащие еще более отдаленной эпохе, в которых незаметно никаких следов прежних кратеров и вулканического пепла, а представляется только близкое сходство с горными породами других местностей Европы, огневое происхождение коих было отвергнуто Фрейбергской школой» (Ляйелль, 1866, стр. 54). Обращая внимание на исследования Демаре, Ляйелль подчеркивал исключительное значение его работ и поражался тому, что «когда, таким образом, уже в течение двадцати лет господствовали в Европе верные понятия относительно настоящего происхождения древних трапповых пород, Вернер одним словом своим произвел отступательное движение и не только опроверг истинную теорию, но даже заменил ее своею, самой неправдоподобною, какую только можно было придумать» (там же, стр. 54).

Замечательны первые карты вулканической области Оверни, составленные Демаре, на которых он изобразил рельеф и множество геологических подробностей, включая возраст и различное строение вулканических пород. Главной опорой для доказательства вулканической природы геологических образований у Демаре служили картографические построения, которые можно рассматривать как первые палеовулканологические реконструкции.

В период последовавшей затем борьбы между нептунистическими воззрениями Вернера (Werner, 1787) и его школы и плутоническими — Гёттона (Hutton, 1788—1795) и Пляйфера (Playfair, 1802), расширились представления о вулканическом происхождении многих горных пород и о древних вулканах вообще и выявилась полная несостоятельность нептунистических построений Вернера. Лучшие ученики и друзья Вернера, такие как Бух, Гумбольдт и другие, собрали обширные данные, наглядно показавшие огромную роль вулканических явлений в жизни Земли: Бух (Buch, 1825) выдвинул «теорию кратеров поднятия», Гумбольдт (Humboldt, 1824)—представление о глубинных расплавах, питающих вулканическую деятельность, и т. д. Огромное влияние на формирование общих идей в той области научных знаний, которую сейчас можно назвать палеовулканологией, оказали также работы Скропа (Scrope, 1825) и Ляйелля (Lyell, 1830).

Таким образом, в начале XIX в. окончательно выявилась важность исследований, направленных на создание различного рода палеовулканологических реконструкций. Долгие годы работы Демаре оставались непревзойденными (они могут служить образцом во многих отношениях и сейчас), и только с развитием геологического картирования постепенно совершенствовались методы построения, позволяющие воссоздать главные черты морфологии и внутреннего строения древних вулканических построек.

Во второй половине XIX в. уже существовали различные специальные обобщающие работы, в которых построения, связанные с реконструкцией древних вулканов, использовались достаточно широко.

В частности, Рейер (Reyer, 1872) дал описание третичного Эвганейского вулкана, а Джадд (Judd, 1874) сделал в Лондонском геологическом обществе сообщение о древнем вулкане центрального типа, изучен-

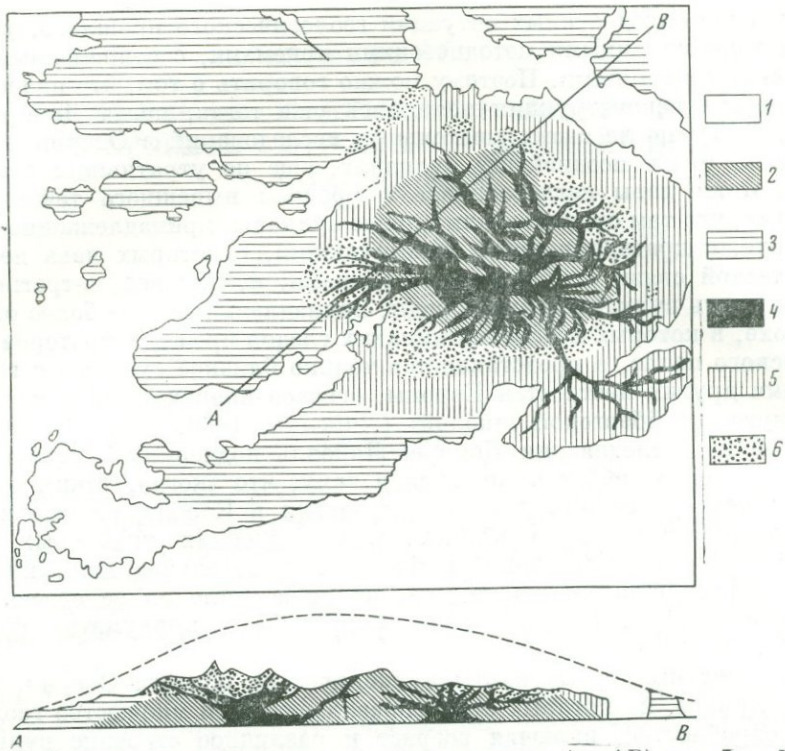


Рис. IV-1. Схематическая геологическая карта и разрез (по AB) через о-в Малл. По Джадду, из Вольфа (Wolff, 1914)

1 — невулканические толщи; *2* — гранит; *3* — базальтовые потоки; *4* — жилообразное габбро; *5* — потоки кислых пород; *6* — вулканические туфы и брекчии

ном им на о-ве Малл в Шотландии; по Джадду, этот вулкан в прошлом имел высоту около 3800 *м*. Сообщение Джадда опиралось на данные геологической карты (рис. IV-1), на которой был приведен разрез реконструированного вулканического конуса. Тремя годами позже Гилберт (Gilbert, 1877) опубликовал широко известную работу по лакколитам гор Генри, расположенным на правобережье р. Колорадо. Хотя эта работа касается вулканических форм, возникших ниже поверхности Земли и, следовательно, принадлежащих телам, которые обычно называют субвулканическими, тем не менее она имеет принципиальное значение. В ней морфология субвулканических построек и история их образования устанавливаются по данным детальнейшего анализа результатов геологического картирования местности, а также на основании изучения геоморфологии и условий залегания осадочных и вулканогенных (субвулканических) пород как в плане, так и в разрезе. Таким образом, уже в этой работе были применены строгие приемы и методы палеовулканологических реконструкций, которыми постоянно пользуются и в настоящее время.

Несколько позже Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888) представил обстоятельное описание строения древних лавовых потоков и физико-географических условий извержения докембрийских (он считал их девонскими) лав диабазовой Олонецкой формации.

К тому же времени относятся обобщения Рейера (Reyer, 1888), в которых приведены различные примеры реконструкций отдельных вулканических построек. Аналогичные примеры имеются у Гики (Geikie, 1897), Вольфа (Wolff, 1914) и многих других исследователей.

В настоящее время имеются многочисленные образцы более или менее наглядных построений, связанных с воссозданием различного рода вул-

канических построек или их групп главным образом на основании данных геологического картирования. Широко известны реконструкции древних вулканов, представленные в начале текущего столетия Бейли и другими (Bailey a. o., 1909) по Шотландии. Не меньшую популярность имеют аналогичные построения Клооса (Cloos, 1936, 1939), Виллиса (Willis, 1936), а также Вильямса (Williams, 1941, 1942) и других исследователей. Такие построения позволили Вильямсу, в частности, разработать и обосновать современную теорию образования кальдер.

Геологосъемочные работы в СССР, так же как и за рубежом, постоянно приносят все новые и новые материалы картирования древних вулканических областей, что дает основание для дальнейшего развития исследований в области палеовулканологических реконструкций. Этим исследованиям в нашей стране придавал большое значение А. Н. Заварицкий, в работах которого по Уралу (1924) восстанавливались не только общие условия развития вулканической деятельности и миграции вулканических центров, но и особенности строения и морфологии тех зон, через которые проникали к поверхности габбровые или габброперидотитовые магмы из недр Земли (рис. IV-2).

Палеовулканологическими реконструкциями занимаются сейчас в Московском государственном университете В. С. Коптев-Дворников, Е. Б. Яковлева, М. А. Петрова (1967) и другие, в Институте геологии и геохимии на Урале — Г. Ф. Червяковский (1962, 1969), С. Н. Иванов (1962), многие исследователи в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР и в ряде других учреждений нашей страны. Однако принципиальные методические основы исследований, связанных с палеовулканологическими реконструкциями, остаются пока еще недостаточно разработанными, тем более что сама эта проблема выдвинута в общем виде сравнительно недавно (Лучицкий, Фремд, 1964). Создание подобных методических основ составляет задачу ближайшего будущего. Но уже сейчас важно наметить некоторые общие подходы к решению этой задачи, учитывая, что современное развитие науки требует изучения отношений вулканизма к тектонике, а для анализа этих отношений палеовулканологические реконструкции необходимы.

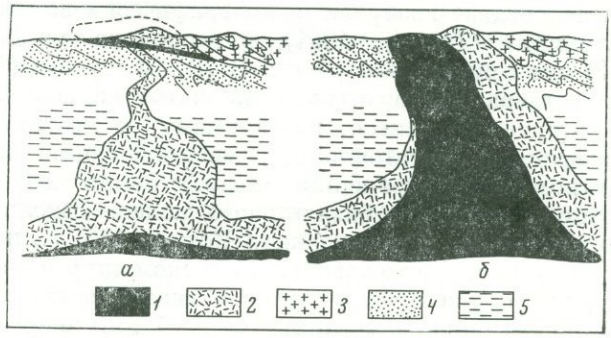


Рис. IV-2. Две гипотезы (*а—б*) залегания пород в западной габбро-перидотитовой полосе Урала. По А. Н. Заварицкому, 1956

1 — дунит и пироксенит; *2* — габбро; *3* — эффузивные породы; *4* — более древние осадочные породы; *5* — гнейсовая и гранитная зоны земной коры

Однако, прежде чем приводить некоторые положения, касающиеся методических основ исследований в области создания палеовулканологических реконструкций, следует обратиться к истории изучения проблемы отношения вулканизма к тектонике. Истоки ее уходят к началу прошлого столетия, когда были предприняты первые попытки выяснить

общие закономерности размещения современных вулканов на земном шаре и их приуроченность к линейным зонам или к пересекающимся трещинам. Подобные построения долго, вплоть до того времени, как были подготовлены методы структурной геологии, оставались крайне гипотетичными вследствие того, что не учитывали никаких геологических данных. Общий путь развития этих взглядов рассмотрен в начале первого тома (глава I), поэтому нет необходимости вновь обращаться к его анализу. Следует только отметить, что во многих случаях такие подходы к исследованию размещения вулканических построек на земной поверхности сохраняются поныне, а их принципиальные основы — анализ пространственных закономерностей такого размещения — и сейчас представляют один из главных элементов современного изучения проблемы отношения вулканизма к тектонике.

Естественно, что наиболее четкий структурный анализ закономерностей размещения вулканических полей отдельных регионов мог быть дан только в текущем столетии, когда геологосъемочные исследования, являющиеся главной опорой для структурных построений, получили достаточно широкое распространение и приобрели методическую строгость. Среди пионеров изучения структурного положения вулканических полей могут быть названы Клоос (Cloos, 1939), давший интерпретацию Рейнского свода, Виллис (Willis, 1936), изучавший рифтовые долины Африки.

С появлением геотектоники в общий анализ была вовлечена система представлений о взаимосвязи вулканизма с тектоникой во времени. Как пишет Ю. А. Косыгин (1969, стр. 16), «обособление тектоники как самостоятельной геологической дисциплины следует относить к 1922 г., когда впервые особый курс геотектоники стал читаться М. М. Тетяевым в Ленинградском университете, а В. А. Варсанофьевой на Высших Женских курсах». Впрочем, известно, что Варсанофьева впервые прочитала курс тектоники зимой 1920—1921 гг. (Яншин, 1970).

К 1934 г. относится появление «Основ геотектоники» М. М. Тетяева, в которых он обобщил свои лекции и представил гипотетическую схему развития магматической деятельности в зависимости от различных стадий образования геологических структур. Соответствующая схема такой зависимости была позднее изображена им графически во втором издании «Основ геотектоники» (Тетяев, 1941); в несколько упрощенном виде (см. рис. I—12) она приведена в работе В. В. Белоусова (1948).

Концепции Тетяева предшествовал сложный период формирования идей, начало которого относится, по-видимому, к прошлому столетию. Именно в это время в достаточно определенной форме был поставлен вопрос о вероятном распространении в недрах Земли под внешней «гранитной» оболочкой сплошного базальтового пояса. Джоли (1929; Joly, 1925) предполагал, что эту идею выдвинул Котта в 1858 г., но она, вероятно, имеет более раннее происхождение. Во всяком случае во второй половине XIX в. формируется представление о неоднородном составе внешних оболочек земного шара, о «гранитном» и «базальтовом» слоях, окончательно закрепленное Зюссом (Suess, 1909) в предложенной им схеме внутреннего строения земного шара.

По Зюссу, опиравшемуся на геофизические данные Вихерта, внешняя оболочка называется земной корой и распадается на верхнюю часть — Sal (позднее ее стали именовать Sial), состоящую преимущественно из осадочных толщ, гнейсов и гранитов, и нижнюю часть — Sima, сложенную главным образом «магнезиальными» породами, такими как габбро, диориты и диабазы. В дальнейшем верхнюю оболочку стали условно именовать «гранитной», или сиалической, а нижнюю—«базальтовой», или симатической, хотя сами по себе базальты не являются магнезиальными породами.

Границу между этими предполагаемыми частями внешней оболочки

позднее стали совмещать с границей Конрада, установленной сейсмическими наблюдениями, и выдвинули представление о том, что внешняя оболочка отделена от более глубоких недр Земли поверхностью, совпадающей с поверхностью Мохоровичича, также выявленной сейсмическими методами. Правомерность подобных совмещений ничем не доказывалась и являлась свободным гипотетическим построением. Тем не менее эти построения постоянно привлекались к разработке разного рода тектонических концепций, а иногда привлекаются и сейчас, хотя теперь подобные приемы можно считать в известной мере анахронизмом.

В связи с развитием палеонтологии и стратиграфии к началу текущего столетия, т. е. к тому времени, когда сложились и представления о существовании сиалической («гранитной») и симатической («базальтовой») оболочек в земной коре, открылись широкие возможности для выяснения последовательности геологических событий. Было создано даже учение, названное исторической геологией. В этом учении определенное место заняла проблема образования вулканических и плутонических ассоциаций горных пород в различные периоды существования земного шара в связи с явлениями складчатости и орогенеза. В итоге были созданы предпосылки для разработки гипотез, объясняющих последовательное образование магматических расплавов и их внедрение в различное время в зависимости от развития тектонических процессов.

Широкую известность приобрела, в частности, появившаяся в 20-х годах гипотеза Джоли (1929; Joly, 1925). В ней предполагалось, что распад радиоактивных элементов приводит к разогреванию нижней, «базальтовой» части земной коры и периодическому ее расплавлению, которому сопутствуют погружение материков, складчатость, вулканизм и другие геологические явления. По этой концепции, образование магмы и ее внедрение в верхнюю оболочку Земли осуществляются в определенной связи с заложением геосинклинальных прогибов, складчатостью и последующим горообразованием. Джоли в своих построениях оценивал поведение базальтовых расплавов и не рассматривал место гранитов в общей эволюции геологических процессов.

В других концепциях того же или более позднего времени также предпринимались различные попытки представить взаимную зависимость магматических и тектонических процессов. Выдвинутое М. М. Тетяевым (1934) представление о том, что имеется единая общая закономерная связь во времени между тектоническими процессами и вулканизмом (в широком смысле этого слова), явилось обобщением предшествующего опыта исследований.

Вскоре аналогичные обобщения появились и на западе, где Штилле (Stille, 1940) тоже дал принципиальную схему отношения вулканизма к тектонике, получившую широкую известность и распространившуюся по всему миру. Эта схема выглядит следующим образом:

Геотектоническая последовательность	*Магматологическая последовательность*
Геосинклинальное состояние	Симатический (начальный) магматизм
Орогенез	Синорогенный плутонизм \ сиалический
Квазикратонное состояние	Субсеквентный вулканизм / вулканизм
Кратонное состояние	Симатический (конечный) вулканизм

Подготовленная исследованиями в Западной Европе схема Штилле была им разработана на примере анализа процессов вулканизма, типичных для геосинклинальных систем преимущественно Северной Америки. В этой схеме главным является представление о смене базальтового вулканизма гранитным плутонизмом в процессе образования геосинклинальных систем и о последующем возврате к базальтовому вулканизму при переходе к платформенному, или кратогенному (по Штилле), состоянию. Таким образом, опорами для построения рассматриваемой схемы служили,

с одной стороны, наблюдения за последовательностью образования магматических пород в период созидания складчатых структур и после его завершения, с другой — общие идеи о существовании «базальтовой» и «гранитной» оболочек земной коры, за счет которых формируются магматические расплавы. Вместе с тем в этой схеме реализовалось представление о том, что в процессе образования складчатых структур происходит мобилизация сиалического субстрата, принадлежащего основанию погружающейся геосинклинали, вследствие чего и происходит резкая смена первоначально базальтового состава лав гранитными интрузиями.

Влияние схем, подобных предложенной в наиболее совершенном виде Штилле, определялось тем, что в них обобщались существовавшие представления о строении земной коры, о последовательности образования магматических пород в складчатых областях и многие другие гипотезы. Именно это сделало схему Штилле особенно привлекательной и популярной. Используя такую схему, легко можно было найти в ней соответствующее место той или иной группе изучаемых вулканических явлений и считать достигнутыми цели исследования тогда, когда исследование в большинстве случаев, в сущности, только начиналось.

Рассмотренные выше схемы Тетяева и Штилле получили развитие в работах Ю. А. Билибина (1947б и др.), который выделил закономерно следующие один за другим четыре так называемых тектоно-магматических цикла: 1) начальный, характеризующийся излияниями основных лав в сопровождении основных и ультраосновных интрузий, иногда плагиогранитов; 2) средний, связанный с внедрением крупных гранитных батолитов; 3) поздний, отличительную черту которого представляют небольшие диоритовые и габбровые интрузии; 4) конечный, с господствующими субвулканическими и эффузивными андезитами, базальтами, трахиандезитами и другими преимущественно субщелочными породами. Эта схема с известными дополнениями и уточнениями используется и сейчас при металлогеническом районировании различных территорий Советского Союза.

Общим недостатком предложенных схем следует считать канонизацию природных геологических явлений, которые, как всякие исторические процессы, значительно более многообразны, чем это может быть представлено в подобных построениях. Во всяком случае состояние современной науки таково, что главные опоры рассмотренных схем подвергаются пересмотру, начиная с представлений о строении земной коры и ее оболочек и кончая проблемой развития тектонических структур, с которым связываются те или иные магматические процессы. Поэтому в области палеовулканологии естественно выдвигается на первый план задача выяснения действительной истории развития вулканической деятельности на основании применения новых методов исследования и в первую очередь путем привлечения формационного анализа. Хотя в этой области сделаны только первые шаги, но дальнейшее развитие палеовулканологии, несомненно, теснейшим образом будет связано с формационными исследованиями. Только на этом пути могут быть найдены возможности для выявления подлинной эволюции процессов вулканизма, а не повторяемости событий, подчиненных гипотетическим схемам, всегда имеющим временное, преходящее значение.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

К простейшим палеовулканологическим реконструкциям относятся построения, связанные с определением особенностей вулканических извержений, вызвавших образование тех или иных вулканогенных толщ или отдельных разновидностей пород. Более сложными, но обычными и широко распространенными примерами подобного рода реконструкций могут служить исследования по воссозданию типичных черт морфологии и

внутреннего строения древних вулканических построек и выяснению их истинных размеров. Еще сложнее реконструкции, которые сопровождаются выяснением физико-географической природы древних вулканических областей и свойственных им ландшафтов, восстановлением истории вулканической деятельности, определением энергетики древних вулканов, отношений вулканизма к тектонике и выявлением эволюции вулканических процессов. В этой разнообразной серии палеовулканологических реконструкций важное место занимают также такие, которые имеют отношение к выяснению главных черт строения земных недр по непосредственно наблюдаемым продуктам вулканической деятельности.

Работа по созданию палеовулканологических реконструкций обычно опирается на геоморфологические, геологические, геофизические, геохимические и другие методы исследования древних вулканов и вулканогенных толщ. Использование этих методов покоится на актуалистическом подходе к анализу вулканической деятельности геологического прошлого, но одновременно учитывает общую эволюцию геологических процессов. В зависимости от целей и задач исследования, а также от особенностей изучаемых объектов могут быть привлечены разные методические приемы для создания палеовулканологических реконструкций. Однако совместное применение различных методов изучения вулканогенных образований является наиболее эффективным.

Роль геоморфологических методов особенно велика при исследовании областей распространения преимущественно неогеновых и четвертичных вулканов, где вулканические постройки сохранили свой первоначальный вид и не были существенно затронуты процессами денудации. Но эти методы могут быть привлечены и к изучению древних вулканов, так как выветриванием нередко препарируются отдельные элементы строения былых вулканических аппаратов, в частности горловины древних вулканических конусов, куполы, отдельные участки кальдер и т. п. Чем менее деформирована древняя вулканическая область под влиянием позднейших тектонических перемещений, тем более благоприятной оказывается обстановка для применения геоморфологических методов.

Наибольшее значение для палеовулканологических реконструкций имеют тем не менее геологические методы, связанные с геологическим картированием и с изучением вещественного состава и возраста вулканогенных образований, с анализом изменчивости вулканических фаций и мощностей вулканогенных толщ, а также с исследованием геологических структур, в которых размещаются древние вулканы, и с изучением вулканогенных формаций.

В частности, петрографические исследования представляют богатейший материал для определения типов извержений, обусловивших появление тех или иных вулканогенных пород. Такие исследования позволяют проводить параллели между интрузивными и эффузивными ассоциациями пород и выяснять отношения между ними. В более широком плане эти исследования помогают устанавливать соответствие между составом вулканогенного чехла и корневых зон вулканогенных формаций и содействуют выявлению отличительных черт этих формаций. Важным элементом таких исследований является изучение гидротермально измененных пород — кварцитов, пропилитов и других метасоматитов, в частности их пространственного размещения.

Значение определения абсолютного и относительного возраста вулканогенных пород отмечалось уже неоднократно. Здесь необходимо подчеркнуть, что фациальные исследования, являющиеся обычно главной опорой при различного рода палеовулканологических реконструкциях, лишь тогда приобретают силу, когда они ведутся в строго определенных возрастных рамках. Анализ же фаций и мощностей вулканогенных толщ является весьма совершенным средством современной палеовулканологии, позволяющим проводить реконструкции, преследующие цель воссоздания отдель-

ных вулканических построек и их групп, а также выявления более или менее резко выраженных характерных черт древних вулканических областей.

Существенную роль в приложении к палеовулканологическим реконструкциям играет также формационный и структурный анализ. С применением структурного анализа связано выяснение пространственного размещения вулканогенных образований или вулканических полей по отношению к геологическим структурам. Формационный же анализ служит основой для изучения эволюции вулканических процессов.

Наконец, при палеовулканологических реконструкциях могут быть широко использованы геофизические методы — сейсмические, гравиметрические и др. Основная их задача в области палеовулканологии — выявление особенностей глубинного строения областей распространения древних вулканогенных пород, а также отдельных вулканических построек. Геофизическими методами могут быть, в частности, выявлены периферические очаги древних вулканов, особенности глубинного строения кальдер и т. д.

От приведенных выше общих данных можно перейти к краткому обзору некоторых наиболее характерных типов палеовулканологических реконструкций. Следует, однако, заметить, что в дальнейшем изложении не предлагаются какие-либо строгие правила или инструкции, указывающие, как подходить к разным объектам с одними и теми же рамками требований и рекомендаций. Речь идет о некоторых общих подходах к анализу проблемы палеовулканологических реконструкций, знание которых необходимо для развертывания в дальнейшем соответствующего профиля работ, основанного на современных геологических и иных методах изучения древних вулканогенных образований.

Определение типа вулканических извержений

К простейшим видам палеовулканологических реконструкций относится выяснение характерных черт вулканических извержений, приведших к образованию тех или иных вулканогенных пород. Эта задача решается обычно путем применения петрографического метода исследований, сопровождаемого анализом условий залегания пород. Однако полное ее решение зависит от того, насколько четкими являются представления о современной вулканической деятельности, с продуктами которой сопоставляются древние породы или их ассоциации, а также от того, насколько полно изучены сами эти породы и их геологическое окружение. Когда имеется соответствующий прототип среди современных продуктов вулканической деятельности, можно более или менее успешно решить вопрос о типе извержений, в результате которых образовались древние породы. Но когда, как, например, для игнимбритов и вообще для спекшихся туфов, практически неизвестны бесспорные примеры современных извержений, тогда проблема истинной природы этих пород остается нерешенной и может еще долгое время оставаться предметом дискуссий.

В обзоре современных извержений (том 1, глава II) указывались общеизвестные типы вулканических извержений: вулканский, пелейский, стромболианский, гавайский, исландский и несколько обособленный — тип Усу в Японии. Для того чтобы сопоставлять древние вулканогенные породы с продуктами этих извержений, следует всегда иметь в виду, с какими именно чертами современных извержений проводятся те или иные параллели. Простое указание на то, что происходили, например, стромболианские, вулканские или пелейские извержения, явно недостаточно.

В целях обоснования представлений и вообще для того, чтобы был ясен предмет обсуждения, необходимо строго определять те черты древних вулканогенных пород, которые сходны с аналогичными чертами продуктов деятельности современных вулканических извержений. В сущности гово-

ря, для строгой реконструкции извержений, обусловивших появление тех или иных вулканогенных накоплений, необходимо: 1) дать общую характеристику последовательности образования древних вулканогенных пород в определенных рамках, которыми ограничивается сравнение; 2) установить особенности и изменчивость физических свойств эруптивного материала в момент извержения; 3) определить природу изучаемых продуктов извержения и их отношение к материалу древних вулканических построек, иначе говоря, принадлежность продуктов извержений к резургентным или ювенильным образованиям; 4) выявить расположение продуктов вулканической деятельности относительно центра извержений и т. д., что далеко не всегда возможно во всей полноте.

Тем не менее и всех этих данных может оказаться недостаточно, чтобы различить, например, вулканские и пелейские извержения. Необходимо, очевидно, кроме того, знать, явилась ли экспозиция центральной или боковой («направленной»), какой она была при извержениях вулкана Пеле в 1902 г., Безымянного в 1956 г. и т. д. Называть же пелейским типом извержения только на том основании, что предполагается деятельность палящих туч при образовании тех или иных древних вулканогенных пород, можно лишь в том случае, если сравнивается один этот признак данного типа извержений, важный, но недостаточный для полной его характеристики.

Также не просто различить гавайский и исландский типы извержений по их продуктам. Оба они приводят к накоплению преимущественно лав, но отличаются своеобразными чертами, далеко не однозначными, что подчеркивалось многими исследователями и отмечено, в частности, в первом томе настоящего труда.

Стромболианский тип извержений тоже отличается не просто выбросами жидкой лавы и соответственно появлением среди продуктов извержений крученых бомб и иного сходного материала, но еще устойчивой и длительной ритмической деятельностью, а также другими признаками, которые должны быть установлены для точного суждения о древних вулканогенных породах, возникших в результате стромболианских извержений.

При недостаточно строгом описании можно, в сущности, выделять среди продуктов вулканической деятельности только такие, которые возникли под влиянием эксплозионной деятельности, вследствие излияний лавы на поверхность или в результате экструзий. Иначе говоря, изучая древние вулканогенные породы, можно говорить только о вероятном механизме извержений, в результате которых они возникли,— эксплозионном, связанном со свободным излиянием лавы или с ее выдавливанием, но не о стромболианских, вулканских и других извержениях.

Для более или менее полного исследования типа вулканических извержений геологического прошлого необходимы знания не только петрографических черт пород, но и характерных разрезов вулканогенных толщ, пространственного размещения этих пород относительно древних вулканических центров, а также другие данные. Таким образом, требуется совокупность сведений, по которым могут быть определены характерные особенности происходивших в прошлом извержений. Только располагая этими сведениями, можно проводить сравнения древних вулканических извержений с известными в настоящее время.

При строго поставленном исследовании всегда видна неполнота данных, требуемых для сравнения вулканических извержений древних и современных, а также степень обоснованности развиваемых представлений и их точность. Примеры подобных строгих исследований известны в трудах А. Н. Заварицкого (1944, 1945), посвященных происхождению игнимбритов Армении, в работах Вильямса по реконструкции вулкана Мазама (Williams, 1941б; 1942), а также в других исследованиях. Во всех этих работах восстанавливается истинная картина вулканических извержений геологического прошлого на основании всесторонних геологических данных,

включающих наряду с петрографическими материалами сведения об условиях залегания пород, их распространении, изменчивости фаций и мощностей вулканогенных толщ, которым они подчинены, и т. д.

Выяснение морфологии вулканических построек

Следующий тип палеовулканологических реконструкций относится к построениям, связанным с выяснением морфологии вулканических построек. Эта задача решается преимущественно геологическими методами, главным образом по данным фациального анализа вулканогенных толщ и на основании результатов изучения условий их залегания и изменений мощностей. Однако, когда речь идет о сравнительно молодых вулканогенных образованиях или о более древних сериях, не нарушенных тектоническими перемещениями, существенное значение при решении подобных задач приобретают геоморфологические методы исследования. Примеры такого рода реконструкций сравнительно многочисленны. Помимо Мазамы, могут быть указаны разнообразные реконструкции, сопровождающие исследования кальдер (см. том 1), и многие другие частные случаи, изученные на территории Казахской ССР и в других районах Советского Союза, а также за рубежом.

Наиболее строгие исследования рассматриваемого типа опираются на данные детального геологического картирования и связаны с тщательным изучением состава вулканогенных пород, исследованием их взаимоотношений с вмещающими толщами, а также выяснением изменчивости фаций и мощностей вулканогенных накоплений. Помимо этого, в случаях сравнительно хорошо сохранившихся построек привлекаются геоморфологические наблюдения, а для сильно разрушенных построек предпринимаются построения, позволяющие восстановить предполагаемые первоначальные контуры рельефа, свойственного древним вулканам.

Таким образом, данные, обосновывающие существование конкретной вулканической постройки при строго поставленном палеовулканологическом исследовании, подтверждаются картографическими материалами, позволяющими ориентироваться в том, насколько хорошо сохранилась древняя постройка и какими особенностями строения она обладает. На соответствующих картах обычно можно видеть, в случае сравнительно глубокого среза, элементы кольцевого строения древнего вулкана и другие характерные его черты. Картографические изображения сопровождаются разрезами, без которых невозможно представить себе ни истинные размеры древних вулканических построек, ни особенности их морфологии и внутреннего строения.

Только располагая разносторонней характеристикой морфологии древних построек, можно сравнивать их с современными. Как известно, среди современных вулканических построек могут быть выделены аккумулятивные и деструктивные формы (см. том 1). К аккумулятивным формам относятся вулканические конусы (в том числе стратовулканы и шлаковые конусы), щитовые вулканы, вулканические плато и куполы. К деструктивным — кальдеры, маары и различные так называемые вулкано-тектонические депрессии и криптовулканические структуры.

В том случае, когда вулканогенные толщи залегают практически горизонтально и не скрыты под более молодыми отложениями, принадлежность вулканических построек, сложенных этими толщами, к вулканическим плато и выделение среди них вулканических конусов разного типа или щитовых вулканов в большинстве случаев не вызывает особых затруднений. Нередко оно может быть подтверждено геоморфологическими наблюдениями и соответствующими картографическими данными, по которым определяются характерные черты древнего рельефа. Однако и в таком случае палеовулканологические реконструкции будут достаточно убедительными и полными лишь тогда, когда они иллюстрированы разрезами, де-

монстрирующими главные черты морфологии вулканической постройки и ее внутреннего строения. То же касается и деструктивных форм.

Совсем иная картина получается, когда исследуются дислоцированные, складчатые и расчлененные разломами вулканогенные толщи. Чем сильнее отклоняется их залегание от горизонтального, чем бо́льшие площади оказываются скрытыми под чехлом более молодых отложений и чем сильнее расчленены эти толщи разломами, тем труднее становится задача выяснения морфологии древних вулканических построек. В этих условиях необходимо особенно ясно представлять реальные возможности палеовулканологических реконструкций, нередко существенно ограниченные, прежде всего потому, что деформированные вулканогенные толщи зачастую вскрыты только в пределах сравнительно узких и линейно вытянутых зон, отдельные участки которых иногда с трудом параллелизуются. В таких суженных и расчлененных зонах возможны лишь немногие прямые построения, главным образом в одной плоскости; трехмерные же модели древних вулканических построек восстановить в этих условиях далеко не просто.

Сложная обстановка в подобных случаях требует детального изучения не только фаций и мощностей вулканогенных толщ, но и сопутствующих им корневых зон древних вулканов. Совместное исследование тех и других становится необходимым потому, что деформированные постройки часто оказываются опрокинутыми, вследствие чего их корневые зоны вскрываются в одном эрозионном срезе с вулканической постройкой.

Когда состав пород, слагающих древний вулканический конус, резко отличается от окружающей серии пород (тем более, если вмещающие породы — осадочные, как, например, установлено для девонского Кулбусдашского вулкана, описанного на стр. 104), определение контуров древней постройки в разрезе вулканогенной толщи облегчается. В более однородной или фациально очень непостоянной толще работа по выявлению первоначальной морфологии вулканических построек становится очень трудной. При изучении областей распространения складчатых вулканогенных толщ необходимо располагать более обширной документацией, подтверждающей существование выделяемой или предполагаемой древней вулканической постройки.

Естественно поставить вопрос о том, какие результаты исследования должны быть представлены для доказательства существования того или иного типа древней вулканической постройки. Об этом приходится говорить по той причине, что современные увлечения палеовулканологическими изысканиями приводят к появлению многочисленных ссылок на распространение древних вулканов. Им даются соответствующие наименования, для них стремятся создавать каталоги, более обширные, чем даже для четвертичных вулканов, сохраняющих достаточно ясные контуры первоначального строения, их изображают на картах в виде точек, кругов и т. д. Между тем требуются не просто ссылки подобного рода, а действительные доказательства, убедительно подтверждающие принадлежность той или иной группы вулканогенных образований к конкретному древнему вулкану. Приведем в кратком виде пример наиболее полно изученного и надлежащим образом документированного вулкана, имевшего в прошлом коническую форму и реконструированного весьма строго Вильямсом (Williams, 1941б, 1942). Этот пример — вулкан Мазама в Каскадных горах (США) — упоминался неоднократно. Здесь он может интересовать с точки зрения системы доказательств, привлеченных для выяснения первоначальной морфологии подвергшегося разрушению вулкана, на месте которого сейчас сохранилось только кратерное озеро (Кратер-Лейк), а также для объяснения процесса, создавшего главные черты морфологии этого вулкана.

В данном случае потребовалось прежде всего установить, как выглядела вулканическая область перед возникновением вулкана Мазама. Была составлена геологическая карта масштаба около 1 : 500 000 (Williams,

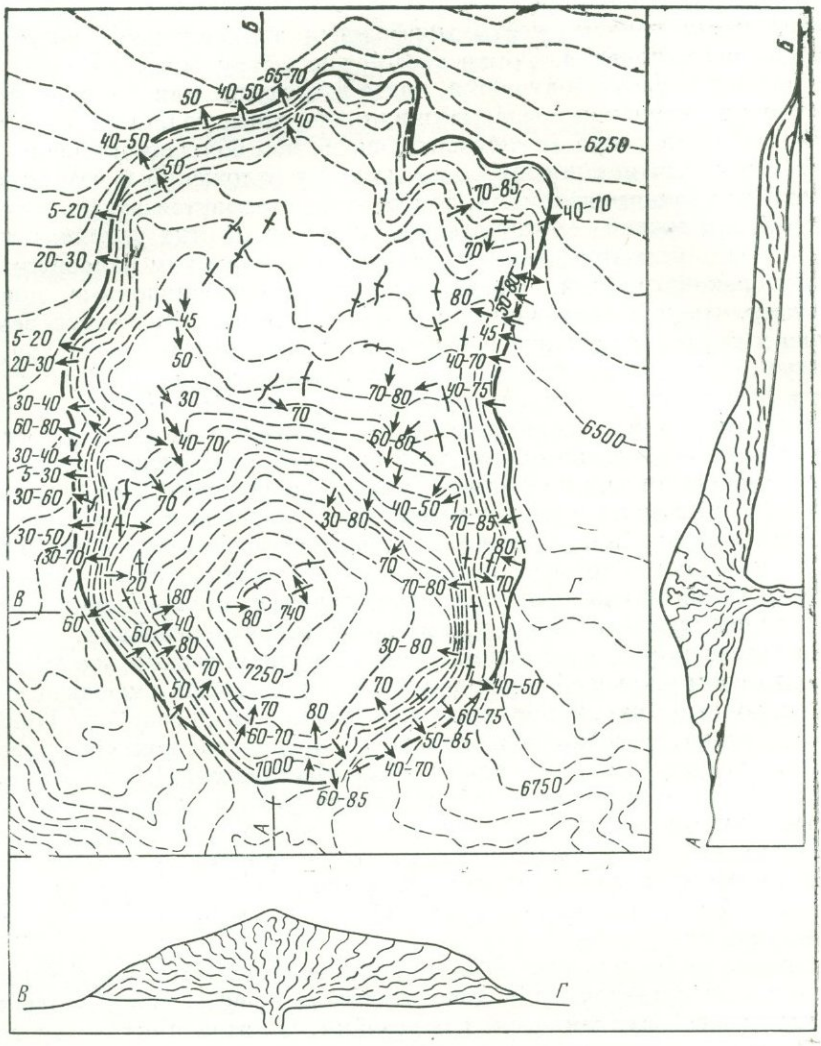


Рис. IV-3. Карта и разрезы дацитового купола Гроус-Хилл и потока, показывающие положение плоскостей течения и вероятную внутреннюю структуру. По Вильямсу (Williams, 1942).

м — б 1 : 100 000 (изогипсы в футах)

1942), которая позволила выявить особенности строения фундамента вулканической постройки перед началом ее роста и обрисовать предшествующую геологическую историю и процесс образования рельефа, а также выяснить границы вулканической постройки и ее структурное положение. Район, в котором расположен сам вулкан, изучен Вильямсом особенно детально, и для него дана геологическая карта масштаба 1 : 75 000, которая иллюстрирована блок-диаграммой.

Далее, для характеристики особенностей строения вулканической постройки привлечены геологические и петрографические данные, характеризующие основные черты строения и состава главного андезитового конуса, природу его лав и сольфатарных полей, установлены вариации мощностей лавовых покровов, переслаивающихся с лавами пирокластических пород, а также состав андезитовых и дацитовых даек. Наибольшее внимание уделено определению состава, строения и условий залеганий дацитовых пемз. Оценена изменчивость состава этих толщ, их мощность и расположение относительно центрального жерла, в котором размещаются короткие дацитовые потоки, сопровождаемые дайковыми корнями (рис.

IV-3). Все эти данные, так же как и результаты подробного исследования стекловатых спекшихся туфов, послужили Вильямсу основанием для последующих реконструкций.

Вначале была выяснена форма горы Мазама незадолго до ее разрушения. Типичные черты морфологии конуса выявлялись путем сравнения особенностей современного рельефа Кратер-Лейка (кратерного озера) и вулканических конусов Рейнир, Адамс и Шаста, расположенных, так же как и Мазама, в Каскадных горах (рис. IV-4). Это позволило определить общую морфологию вулкана и степень сохранности остатков вулканического конуса горы Мазама.

Тщательное изучение спекшихся туфов, изменчивости их мощностей и зернистости в зависимости от удаления от центрального кратера, дало Вильямсу возможность определить объем материала, выброшенного во время образования этих туфов, в 9,75 — 11,75 *миль*^{3} и установить раздельно объем выброшенных кристаллов и обломков древних пород в этой общей массе эксплозионного материала. С учетом пористости выбросов Вильямс вычислил, что объем жидкой магмы составил 3 *мили*^{3}, извергнутых кристаллов — 2 *мили*^{3} и обломков пород — 1,5 *мили*^{3}. Объем удаленного из недр материала, таким образом, составил не менее 6,5 *мили*^{3}.

Анализ всех полученных данных по геоморфологии и геологическому строению разрушенного вулкана и обобщение результатов петрографического изучения состава и строения его пород позволили Вильямсу представить результаты проведенного исследования в виде серии разрезов, демонстрирующих общую эволюцию Кратер-Лейка, расположенного ныне на том месте, где ранее находился вулканический конус горы Мазама (см. рис. V-6 в томе 1). Эта серия разрезов сейчас привлекается различными исследователями и составителями учебников структурной и общей геологии для иллюстрации способа образования кальдер путем обрушения вследствие истощения магматического очага, вызванного мощной эксплозией, сопровождаемой появлением обильных скоплений спекшихся туфов (см. например, Биллингс, 1949; Холмс, 1949; Хиллс, 1967, и др.).

Та же серия разрезов послужила художнику Роквуду образцом для красочных картин, изображающих гору Мазама в период оледенения (которое тоже было изучено Вильямсом), незадолго до разрушения ее вершин и вскоре после ее разрушения. Цветные фотографии этих картин помещены Вильямсом в кратком популярном очерке истории и происхождения Кратер-Лейка, опубликованном в 1941 г. Реконструкция вулкана Мазама, угасшего сравнительно недавно и ныне представленного только кальдерным озером, привлекает внимание не только общими выводами о происхождении этого озера (а следовательно, и аналогичного типа других кальдерных озер). На этом примере можно видеть, какими методами реконструируется вулканическая постройка в том случае, если она подвергалась разрушению и денудации даже совсем недавно. Приведенный пример следует учитывать и с той точки зрения, что работы по реконструкции древних вулканических построек должны быть доведены до соответствующей наглядности, строго обоснованной во всех звеньях.

В рассмотренном случае воссоздавалась постройка, разрушенная совсем недавно, но принципиально немногим бóльшие затруднения возникают при реконструкции более древних вулканических конусов, если они сохранили симметричность строения и не слишком сильно денудированы. Те же принципы изучения строения древнего вулкана сохраняются, когда денудация заходит глубоко и вскрытыми оказываются корни, если при этом вулканическая постройка не была сильно деформирована. Такие условия длительного сохранения построек, не подвергающихся тектоническим перемещениям, создаются на платформах (не только древних, но и молодых), вследствие чего именно к таким территориям относятся многие хорошо известные примеры реконструкций древних вулканов по остаткам кольцевых структур, свойственных корневым их зонам. Эти примеры представ-

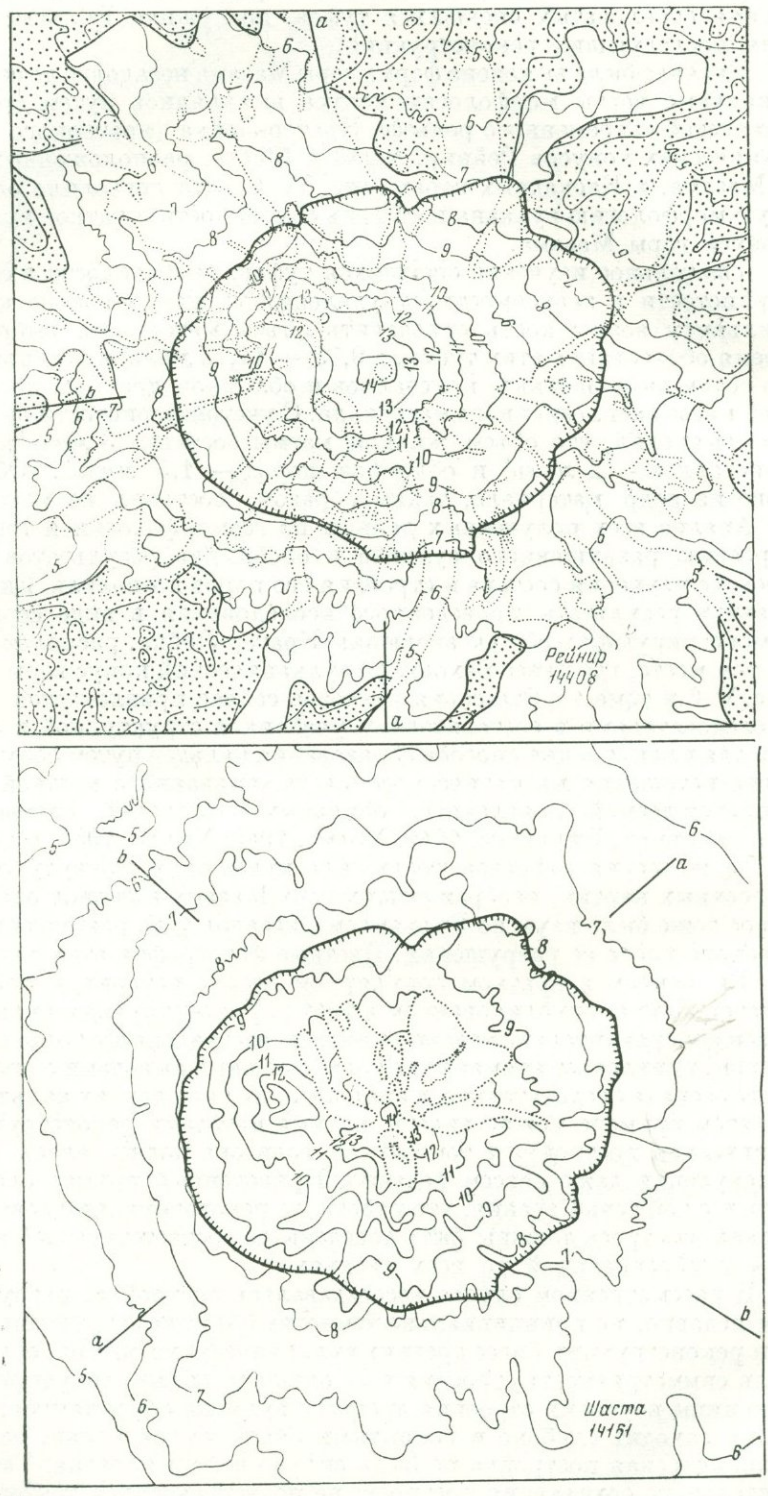
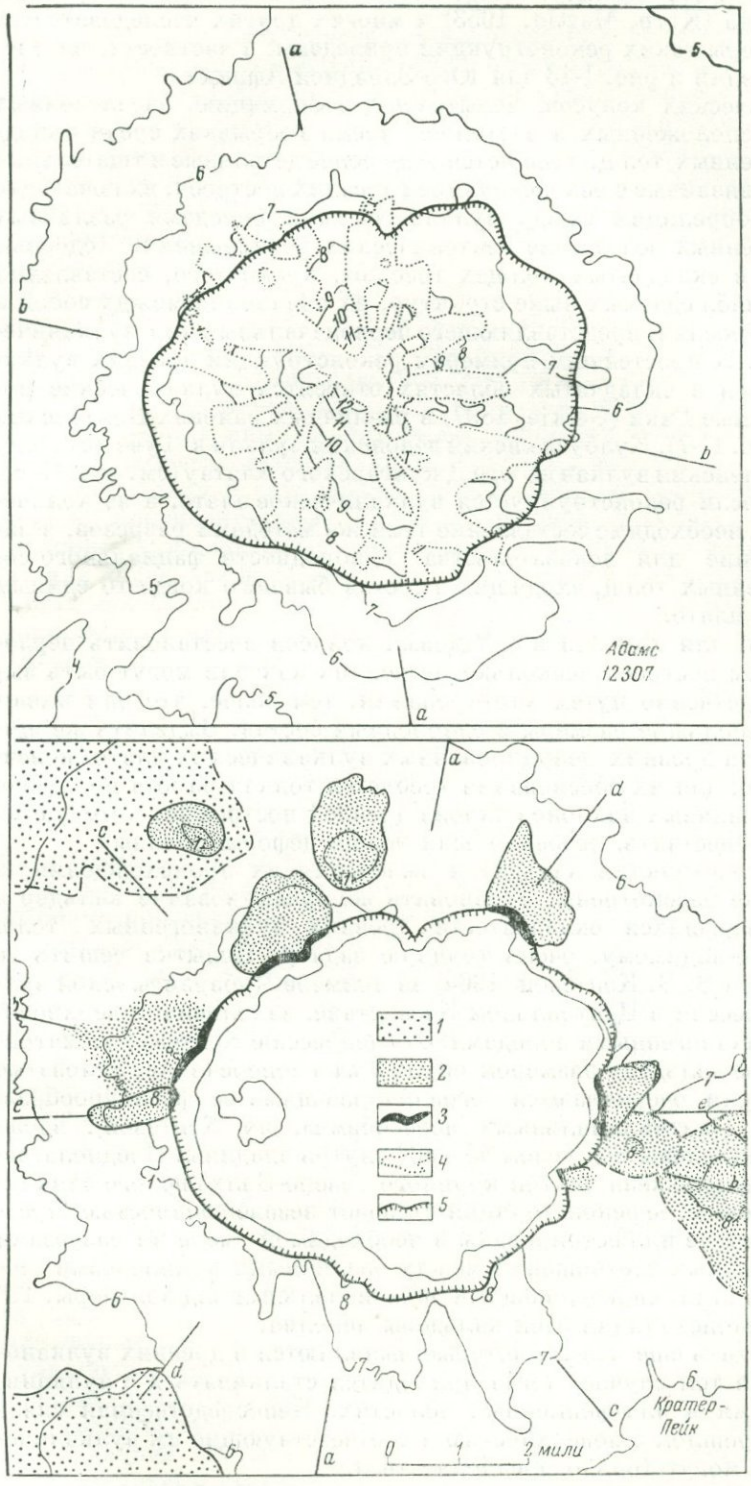


Рис. IV-4. **Формы гор Шаста, Рейнир и Адамс в сравнении с остатками горы Мазама.**

1 — породы основания; *2*, *3* — продукты паразитических извержений; *4* — границы ледников; Склоны воображаемых кальдер могут быть сравнимы со склонами остатков горы Мазама. Контуры



По Вильямсу (Williams, 1942)

5 — края воображаемых кальдер гор Рейнир, Адамс и Шаста, по размерам равных Кратер-Лейку. горизонталей проведены через 1000 футов

лены в работах Ричи (Richey, 1932, 1935), Бейли (Bailey a.o., 1909), Корна и Мартина (Korn, Martin, 1953) и многих других исследователей. Типичные примеры таких реконструкций приведены, в частности, на рис. I-25 для Шотландии и рис. I-13 для Юго-Западной Африки.

Для вулканических конусов, испытавших деформацию, расчлененных разломами и расположенных в настоящее время в обрывках среди складчатых вулканогенных толщ, требуются еще более детальные и тщательные исследования, связанные с реконструкцией древних построек, включающие разного рода корреляции между вулканогенными породами различных блоков, разобщенных вследствие тектонических перемещений. Подобные реконструкции в складчатых толщах требуют, кроме того, составления ряда разрезов наблюдаемых ныне структур, их сравнения между собой и разработки построения, представляющего первоначальный вид вулканической постройки. К простейшим примерам реконструкций древних вулканических конусов в складчатых областях относятся вулканические постройки, изученные Гики (Geikie, 1897) в различных районах Британских островов (см. рис. II-7), Кулбусдашский девонский вулкан в Туве (см. рис. II-8, 9), Конуроленский вулкан на юге Джунгарского Алатау (см. рис. II-11) и др. В случае, если реконструируется вулканическое плато, а не коническая постройка, необходимо составление теми же методами разрезов, а затем их сравнение для доказательства однородности фациального состава вулканогенных толщ, входящих в состав бывшего когда-то единым вулканического плато.

По-видимому, для куполов и шлаковых конусов восстановить первоначальные формы построек несколько легче, так как они могут быть выявлены непосредственно путем картирования, тем более, что они имеют сравнительно небольшие размеры и однородный состав. Выделить же щитовые вулканы на древних денудированных вулканических плато, конечно, очень трудно; для их обоснования требуется тонкая работа по оценке очень малых первичных наклонов склона древней постройки, которую не всегда легко осуществить, особенно если толщи деформированы.

Вопросы реконструкции кальдер и выяснения их происхождения, в общем, были уже рассмотрены. Установить же существование кальдер в комплексе подвергшихся складчатости древних вулканогенных толщ представляет, по-видимому, очень трудную задачу. Попытка решить ее была предпринята В. В. Коптевой (1964) на примере Чубарайгырской вулканической депрессии в Центральном Казахстане, заполненной верхнепалеозойскими вулканогенными породами. Эту депрессию Коптева рассматривает как крупную кальдеру размером около 9 *км* в поперечнике. Угловатые контуры депрессии очерчиваются ограничивающими ее флексурообразными изгибами («антиклинальными перегибами», по Коптевой), вдоль которых слои наклонены под углом 45—80° внутрь впадины. Предполагаемая кальдера расположена внутри крупного Северо-Балхашского синклинория. К сожалению, ее реконструкция страдает незавершенностью; представленные схемы не иллюстрированы в необходимой мере ни разрезами реально наблюдаемых соотношений между различными комплексами пород, ни построениями, определяющими первоначальный вид кальдеры. Таким образом, реконструкция этой кальдеры неполна.

Следует отметить еще маары, которые выявляются в древних вулканогенных толщах в том случае, когда приходится сталкиваться с вулканическими трубками в платформенных областях. Непосредственная связь этих трубок в прошлом с поверхностью и соответствующие им вулканические постройки могут только предполагаться.

Наконец, что касается вулкано-тектонических депрессий в понимании Беммелена и Вильямса, то они представляют не реконструируемый, а непосредственно устанавливаемый геологическими методами тип построек, поэтому, они, по-видимому, не требуют дополнительного обсуждения в методическом плане.

Реконструкция древних вулканических областей

Следующая группа палеовулканологических реконструкций затрагивает проблемы восстановления физико-географической и тектонической природы древних вулканических областей и свойственных им ландшафтов. Одна из первых попыток подобного рода реконструкций принадлежит Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1888), о чем уже упоминалось. В дальнейшем развитие работ в этом направлении было связано с составлением различного рода палеогеографических карт, на которых показывались в том или ином виде древние вулканы, а затем с созданием специализированных палеовулканологических карт.

Как показано в работе И. В. Лучицкого, Г. Н. Бровкова и В. Н. Пилипенко (1964), в нашей стране к числу наиболее ранних палеовулканологических карт могут быть отнесены мелкомасштабные палеогеографические схемы А. Д. Архангельского (1923, 1932), на которых он показывал «вулканы», изображая их очень условно с тем, чтобы подчеркнуть принадлежность тех или иных территорий к обширным областям активного развития вулканической деятельности. На таких же схемах А. Н. Мазаровича (1938) наряду с «вулканами» помещались «вулканогенные фации» — морские, континентальные и другие; наконец, у Н. М. Страхова (1948) различные вулканогенные образования объединялись знаком «эффузии». Так или иначе, эти палеогеографические схемы могли служить прообразом первых палеовулканологических карт, несмотря на то, что при их составлении не предполагалось решать какие-либо задачи, имеющие отношение к палеовулканологии.

Принципиально сходными чертами обладают и новейшие литолого-палеогеографические карты Европейской части СССР, изданные под редакцией А. П. Виноградова («Атлас литолого-палеографических карт...», 1961). Эти карты существенно детализированы, что важно для решения ряда палеовулканологических проблем. Они позволят выявить, в частности, размещение кислых, основных и смешанных продуктов извержений, происходивших здесь в разные геологические эпохи.

Есть еще и другой тип карт, в обобщенном виде показывающий вулканогенные образования. Это различного рода тектонические, в том числе палеотектонические и структурно-фациальные карты и схемы, на которых, как, например, у Н. А. Штрейса (1951), вулканогенные породы изображены суммарно в целях выяснения их общего структурного положения и определения их роли в процессе формирования геологических структур. Такие карты тоже помогают решать многие палеовулканологические проблемы.

Более близки к палеовулканологическим различные геологические карты с нанесенными на них специальными знаками, имеющими палеовулканологическое содержание. Одной из ранних попыток такого рода является карта западной части оз. Севан в Армении, составленная К. Н. Паффенгольцем (1937), сравнительно недавно помещенная Д. В. Наливкиным (1962) в сводке по геологии СССР. На этой карте (рис. IV-5), по существу геологической, но с нанесенными петрографическими данными, показаны, кроме всего прочего, центры излияний и предполагаемые пути перемещения лавовых потоков и переноса туфового материала, что и придает ей палеовулканологический облик. Это позволяет реконструировать строение древних вулканических построек и предполагать основные особенности пространственного их размещения, что определяет бесспорную принадлежность данной карты к палеовулканологическим. Такого же типа карты представляют и схемы Е. Ф. Малеева (1964) по Закарпатью, которые он называет вулканологическими; поскольку эти карты касаются минувших геологических эпох, их правильнее называть палеовулканологическими.

Вопрос об основных приемах составления палеовулканологических карт рассмотрен в упомянутой выше работе (Лучицкий, Бровков, Пили-

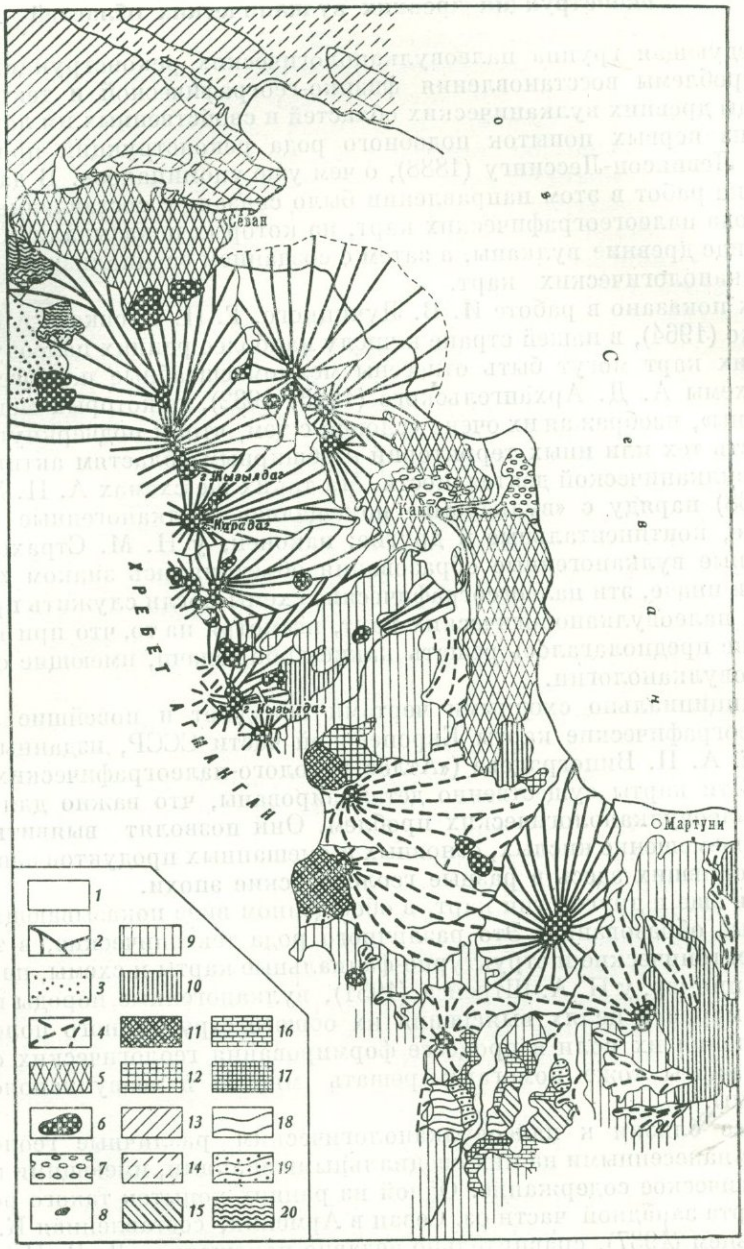


Рис. IV-5. Западная часть бассейна оз. Севан, Армения. По Паффенгольцу (1937)

1 — аллювий и делювий; четвертичные лавы: *2* — типа *E*, *3* — типа *C*, *4* — типа *B*, *5* — типа *A*; *6* — вулканические конусы (центры излияний); *7* — верхнетретичные отложения (?); меотис-олигоцен: *8* — известняки и песчаники, *9* — андезиты, *10* — туфы и туфобрекчии, *11* — липариты и дациты, *12* — липаритовый элювий и делювий; эоцен: *13* — порфириты и туфобрекчии, *14* — туфы, туфобрекчии и туфогенные породы, *15* — известняки; сенон: *16* — известняки; турон: *17* — песчаники и известняки; девон: *18* — кварциты, *19* — известняки и сланцы; докембрий и кембрий: *20* — амфиболовые сланцы и порфириты

пенко, 1964), где выдвигается ряд общих положений, на которые следует опираться при составлении таких карт. В этой работе отмечается, что на палевулканологических картах, составляемых для строго определенных в каждом случае геологических интервалов времени, необходимо изображать прежде всего распространение различных вулканогенных пород. В наиболее обобщенных вариантах эти породы могут быть объединены в формации (в понимании Н. С. Шатского) без расчленения их по типам и группам. Далее, на палеовулканологических картах должны быть показаны более или менее подробно, в зависимости от масштаба карты, установленные и предполагаемые древние вулканические постройки и фумарольно-сольфатарные поля, а также различные полезные ископаемые, связанные с вулканической деятельностью данной эпохи. Кроме того, должны быть отображены главные черты палеогеографической и тектонической обстановки, отвечающей эпохе формирования вулканогенных пород и их ассоциаций, и наконец указано вероятное размещение глубинных магматических очагов, возникших в связи с вулканической деятельностью. Составленные таким образом палеовулканологические карты могут служить важным средством выявления основных закономерностей развития вулканической деятельности и ее связей с другими геологическими процессами.

На рис. IV-6 представлена соответствующая палеовулканологическая карта восточной части Саяно-Алтайской складчатой области для эпохи нижний девон—эйфель. Такая карта может иллюстрироваться краткими количественными показателями, указывающими конкретные соотношения между главными типами пород в отдельных характерных опорных разрезах. Эти показатели следует записывать в виде условных формул, в которых отмечается содержание (в процентах от мощности) основных, средних и кислых пород, пирокластического материала соответствующего состава, осадочных пород, а также «коэффициент эксплозионности» Е (по Беммелену), об ограниченном значении которого уже говорилось. Соответствующие формулы могут иметь следующий, например, вид для конкретного разреза: $\frac{ОЭ_{62}П_8}{СЭ_4П_6}\,О_{20}Е_9$. Подобная запись показывает, что в данном разрезе основные породы (числитель дроби) составляют 70% мощности осадочно-вулканогенной толщи, в том числе основные излившиеся породы (ОЭ)—62% и пирокластические (П) — 8%, средние породы (знаменатель дроби) составляют 10%, в том числе излившиеся породы (СЭ) — 4% и пирокластические (П) — 6%, осадочные породы (О) присутствуют в количестве около 20%; коэффициент эксплозионности (Е) равен 9%.

Возможно также применение расчетов, в которых отношение между вулканогенными породами определяется независимо от количества осадочных пород. В таком случае цифры, указывающие отношение между основными и средними излившимися породами, а также их пирокластическими аналогами, в сумме дадут 100, а цифра, характеризующая процент осадочных пород в разрезе, будет представлять независимую величину, определяемую количеством этих пород в общем разрезе. Та же формула в данном случае будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{ОЭ_{77}П_{10}}{СЭ_5П_8}\,О_{20}Е_9.$$

Составленная таким образом палеовулканологическая карта позволила наглядно представить общую фациальную изменчивость вулканогенных образований и выявить некоторые общие закономерности их распределения на изученной территории. В частности, удалось показать общее замещение по направлению с востока на запад вулканогенно-красноцветных толщ преимущественно морскими сероцветными вулканогенными сериями, а также распространение различных ассоциаций вулканогенных пород в разных структурных обстановках. Базальтовые лавы в ассоциации с красноцветными породами распространены преимущественно в Минусинском

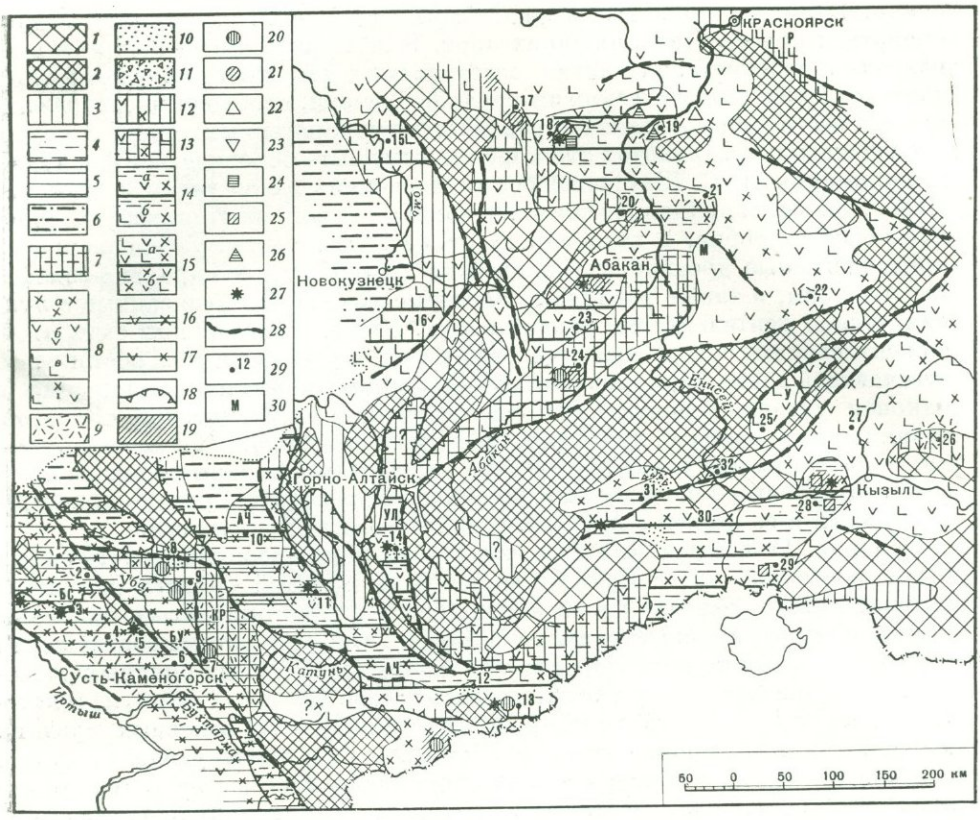


Рис. IV-6. Палеовулканологическая карта Саяно-Алтайской области. По И. В. Лучицкому, Г. Н. Бровкову, В. Н. Пилипенко, 1964

I — области, свободные от проявлений вулканизма: *А — области размыва*: *1* — слабо и умеренно расчлененная суша, *2* — суша среднегорная; *Б — области седиментации и их отложения*: *3* — континентальные (аллювиальные, пролювиальные, озерные) терригенные красноцветные, *4*—отложения лагунных бассейнов и морей-озер, терригенные и терригенно-карбонатные серо- и красноцветные, *5* — морские глинисто-алевритовые (в небольшой степени — песчаные) темно-сероцветные, *6* — морские терригенно-карбонатные сероцветные, *7* — сочетающиеся лагунные и континентальные карбонатно-терригенные серо-красноцветные, местами частично также морские.

II — области развития вулканизма: *В — области наземного вулканизма*: *8* — лавовые поля различного состава (*а* — кислого, *б* — среднего, *в* — основного, *г* — смешанного) с подчиненными линзами и пластами пирокластических и терригенных (редко — карбонатных) красноцветных пород (до 10 % мощности толщи каждая), *9* — значительные и мощные накопления пирокластического материала, *10* — поля игнимбритов, *11* — лахары. В случаях сочетания осадконакопления с вулканизмом применяются совмещенные условные знаки, например: *12* — многократно чередующиеся пачки и пласты континентальных терригенных красноцветных отложений и покровов основных, средних и кислых лав, *13* — континентальные и лагунные (редко — морские) серо-красноцветные отложения с покровами основных, средних и кислых лав. При значительных различиях условий в начале и конце эпохи применяются двух- и трехэтажные знаки с соответствующим расположением условных обозначений и жирной разделяющей линией: *14* — начало эпохи (*а*) — формирование вулканогенных толщ смешанного состава, конец эпохи (*б*) — накопление лагунных терригенных и карбонатно-терригенных серо-красноцветных отложений; *15* — нижняя (*а*) и верхняя (*б*) вулканогенные толщи (смешанного состава) регионально разобщены лагунной карбонатно-терригенной существенно сероцветной толщей; *Г — области подводного и островного вулканизма*: *16* — многократно чередующиеся пачки и пласты морских темно- и сероцветных глинисто-алевритовых отложений и покровов эффузивов с близким соотношением или преобладанием морских осадков, *17* — то же, но с резким преобладанием вулканогенных накоплений. При различных условиях в начале и конце эпохи принцип показа обстановок такой же, как и для областей наземного вулканизма; *Д — дополнительный условный знак для Алтая*: *18* - граница районов осадконакопления в нижнем девоне.

III — районы развития активной фумарольно-сольфатарной деятельности: *19* — площади фумарольно-сольфатарной деятельности. Минеральные проявления в эффузивно-осадочных толщах: *20* — железо (преимущественно окислы), *21*— медь (сульфиды, самородная), *22* — флюорит, *23* — барит и целестин, *24*—кальцит (в том числе туфы известковые), *25* — бентонитовые породы, *26* — цеолиты.

IV — прочие обозначения: *27* — достоверно установленные вулканические аппараты, *28* — зоны глубинных разломов, предположительно служившие подводящими каналами излияний, *29* — точки характерных опорных разрезов, *30* — прогибы и впадины: *Р* — Рыбинская, *М* — Минусинский, *У* — Усинская, *Т* — Тувинский, *УЛ* — Уйменско-Лебедской, *АЧ* — Ануйско-Чуйский, *КР* — Коргонский, *БУ* — Белоубинский, *БС* — Быструшинский

прогибе; смешанного состава продукты извержений, тоже в сочетании с красноцветными осадочными породами,— в Тувинском прогибе; металипаритовые вулканогенные породы совместно с морскими сероцветными толщами сосредоточены главным образом на территории Алтая с его системой линейно вытянутых интенсивно дислоцированных девонских впадин.

Совершенно независимая линия исследований того же направления, связанного с составлением палеовулканологических карт, представлена в работе Т. И. Калугиной и А. С. Калугина (1966), доложенной на Всесоюзном вулканологическом совещании в 1964 г. В результате этих исследований, начатых еще в 1962 г., была разработана методика количественной оценки состава вулканогенно-осадочных толщ путем построения карт в изолиниях, отвечающих абсолютной и относительной, ко всему разрезу, мощности каждого главного типа пород, слагающих различные разрезы этих толщ.

Для такой цели были взяты сводные стратиграфические разрезы разных участков территории Алтая, характеризующие площади 1—5 тыс. $км^2$ каждый. В разрезах были выделены кремнистые, карбонатные, терригенные породы, а также различные по составу кислые, средние и основные эффузивные и пирокластические («обломочные»), в том числе и смешанные пирокластические, породы.

Для каждого разреза в рамках избранного интервала нижний девон — эйфель были подсчитаны суммарные абсолютные мощности по каждой группе пород и вычислены в процентах их доли от всей мощности, принятой за 100%. По этим данным были построены карты изолиний для абсолютных и относительных мощностей по каждой группе пород. Подобные карты Калугины предложили именовать картами изолит, имея в виду, что они отображают не общую мощность всего стратиграфического комплекса, как изопахиты, а суммарные по разрезу мощности пород определенного состава.

Соответствующие примеры составленных ими карт показаны на рис. IV-7 — IV-9, где наряду с картами изолит представлены также карты изопахит и «палеоэксплозивности»; значению «палеоэксплозивности» в этих примерах отвечают отношения суммарных мощностей пирокластических пород к мощности всей вулканогенной части разреза, выраженные в процентах.

На картах изолит, как указывают Калугины, можно видеть особенности размещения вулканогенных пород разного состава, изменчивость их мощностей, а также долю этих пород в общем разрезе. На картах и в таблицах, в частности, видно, что суммарные мощности кислых излившихся пород относятся к таким же мощностям средних и основных пород как 12,5 : 4,5 : 1, а аналогичные отношения для пирокластических пород составляют 57 : 20 : 1.

Построение карт изолит по Калугиным (1966, стр. 170) «позволяет ближе подойти к выяснению контролирующих вулканизм структур, а также связей между тектоникой, глубинным магматизмом, вулканизмом, литогенезом и металлогенией». Что касается карт «палеоэксплозивности», то они в совокупности с картами изолит способствуют выявлению структур, контролирующих взрывную эксплозионную деятельность, а также размещение эксплозионных пирокластических масс и выходов ювенильных металлоносных газов. Вообще, в этой работе вполне справедливо подчеркивается значение палеовулканологических карт для анализа металлогенических проблем, имеющих непосредственное практическое отношение к оценке перспектив поисков месторождений, связанных с вулканической деятельностью.

Более общий подход к выявлению некоторых характерных черт древних вулканических областей намечен в работе автора (Лучицкий, 1966б), посвященной проблеме их сравнения по палеогеографическим данным. В этой работе было обращено внимание на то, что при сравнении древних

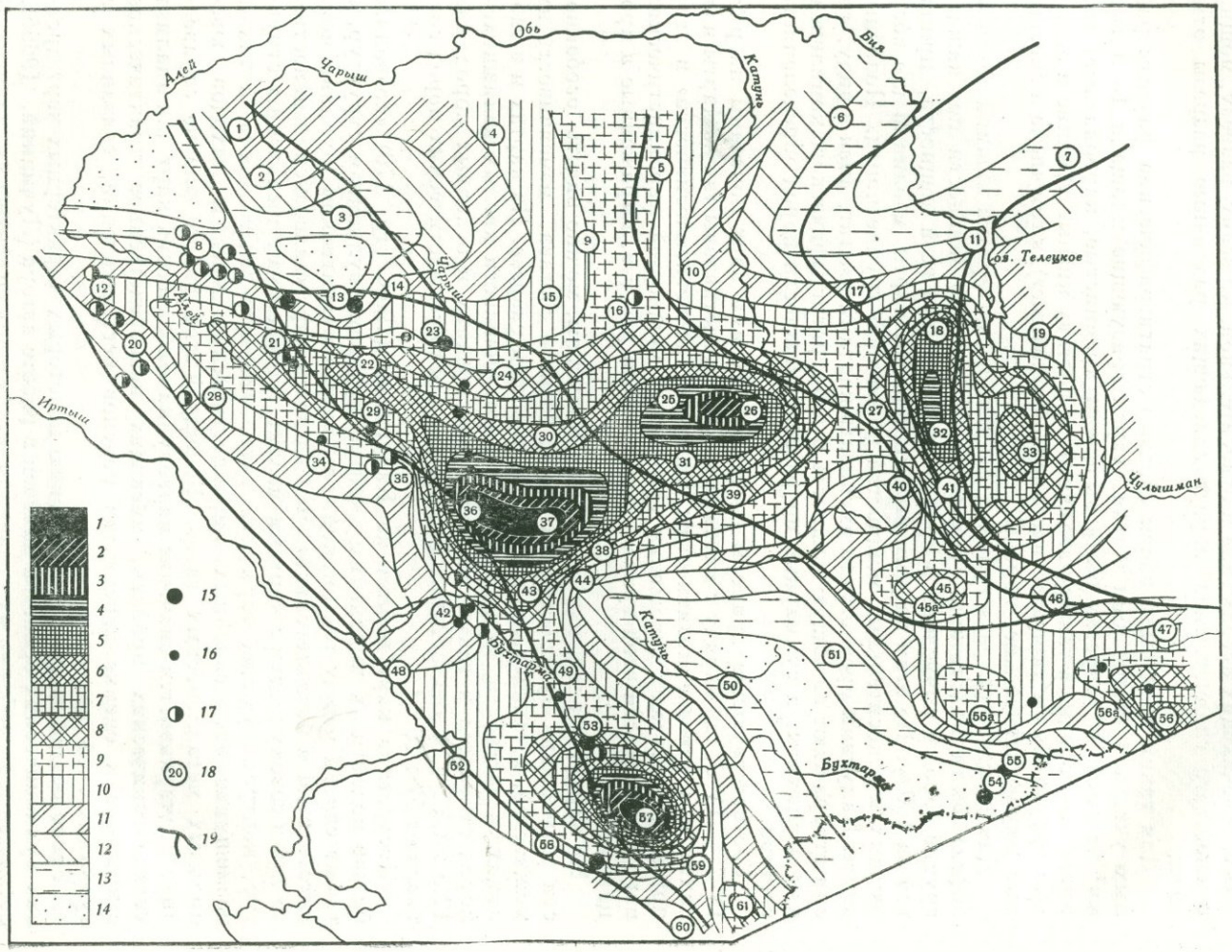


Рис. IV-7. Карта изопахит вулканогенно-осадочных отложений Алтая. По Т. И. Калугиной (Калугина, Калугин, 1966)

1—14 — суммарные мощности отложений (в *м*): *1* — 6500—7000, *2* — 6000—6500, *3* — 5500—6000, *4* — 5000—5500, *5* — 4500—5000, *6* — 4000—4500, *7* — 3500—4000, *8* — 3000—3500, *9* — 2500—3000, *10* — 2000—2500, *11* — 1500—2000, *12* — 1000—1500, *13* — 500—1000, *14* — 0—500; *15*, *16* — месторождения сингенетичных вулканогенно-осадочных руд различных, в том числе: *16* — неясных масштабов; *17* — сульфидные месторождения в отложениях не моложе D_2; *18* — местоположение исходных стратиграфо-литологических колонок; *19* — главнейшие структурно-тектонические границы и разломы

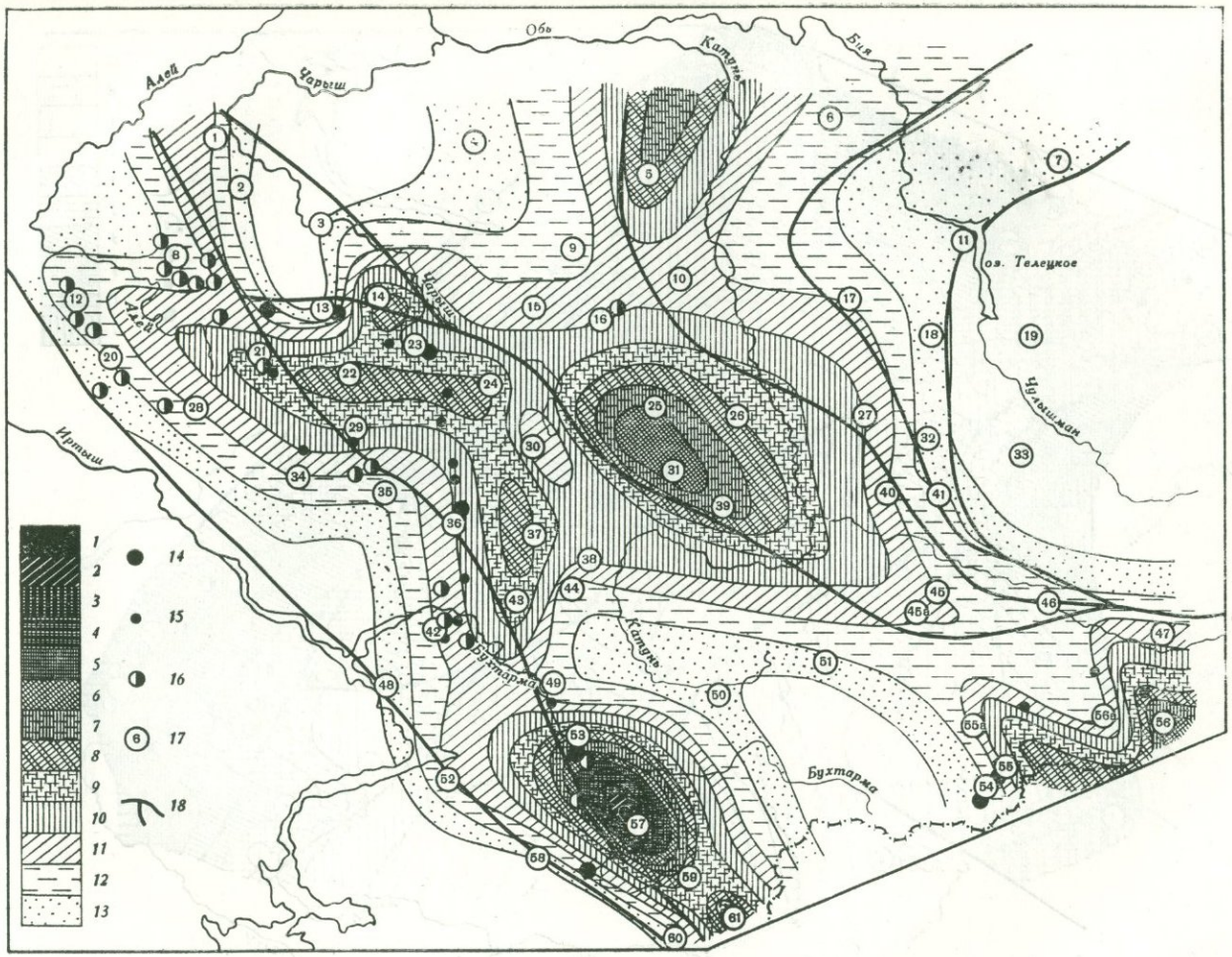


Рис. IV-8. Карта изолит кислых эффузивов из отложений D_1 — D^1_2 Алтая. По Т. И. Калугиной (Калугина, Калугин, 1966)

1—13— суммарные мощности кислых эффузивов (в *м*): *1* — 2400—2600, *2* — 2200—2400, *3* — 20000 — 2200, *4* — 1800—2000, *5* — 1600—1800, *6* — 1400—1600, *7* — 1200—1400, *8* — 1000—1200, *9*—800—1000, *10*—600—800, *11* — 400—600, *12* — 200—400, *13* — 0—200; *14—18* — соответствуют условным обозначениям *15—19* рис. IV-7

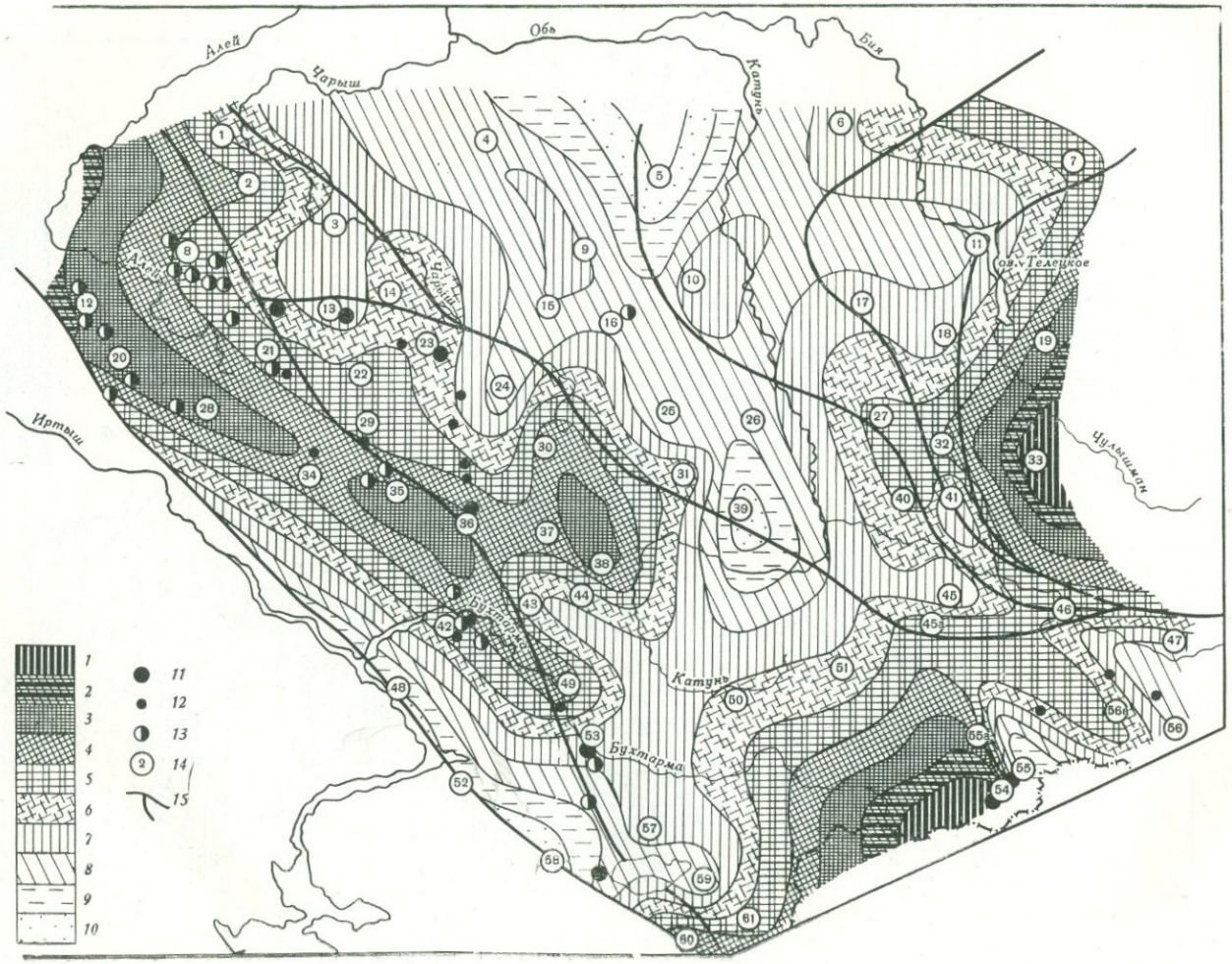


Рис. IV-9. Карта палеоэксплозивности D_1 - D^1_2 Алтая. По Т. И. Калугиной (Калугина, Калугин, 1966)

1 — 10 — коэффициенты палеоэксплозивности (в %): *1* — 90—100, *2* — 80—90, *3* —70—80, *4* — 60—70, *5*— 50—60, *6* — 40—50, *7* — 30—40, *8* — 20—30, *9*—10—20, *10* — 0—10; *11—15* — соответствуют условным обозначениям *15—19* рис. IV-7

вулканических областей обычно недостаточно учитывается физико-географическая обстановка, в которой протекала в прошлом вулканическая деятельность на разных территориях. Значение такого рода сравнений показано на примере девонского вулканизма юга Сибири и Восточного Казахстана.

Анализ палеогеографических данных позволил утверждать, что на протяжении всего девонского периода в пределах обширных территорий Горного и Рудного Алтая, а также на западе Кузнецкого прогиба, на Калбе, Сауре и в Тарбагатае устойчиво сохранялся морской бассейн, ограниченный на юго-западе и на северо-востоке крупными участками суши, которые лишь временами погружались под уровень океана. На юго-западе такой участок представлял Чингиз и области, расположенные к западу от него, а на востоке в состав континентальных площадей входили Минусинский и Тувинский прогибы, восточная окраина Кузнецкого прогиба и Рыбинская впадина. Сушей в девоне была и значительная по размерам южная часть Сибирской платформы. Наибольшее погружение обширных площадей суши произошло в живетский век, вслед за тем, как вулканическая деятельность на рассматриваемой территории достигла особенно широкого распространения и, следовательно, максимальной активности.

По-видимому, обрушение сравнительно крупных блоков земной коры над глубинными вулканическими очагами в известной степени способствовало опусканию обширных участков суши в это время. В целом же континентальные площади длительное время сохранялись как области относительных поднятий, лишь временами покрывавшиеся морскими водами. Эти участки суши, несомненно, отличались существенно расчлененным рельефом, горные массивы в них чередовались с крупными депрессиями, по которым блуждали реки, стекавшие с окружающих поднятий. Следуя по направлению к морскому бассейну, реки транспортировали обломочный материал, и в устьевых участках образовывались обширные дельтовые зоны. Такие дельтовые зоны, а также предгорные шлейфы, которые опоясывали горные массивы, создавали характерные черты равнинного ландшафта низменных участков суши, что в целом способствовало формированию обстановки, благоприятной для накопления в депрессиях разнообразных аллювиальных и дельтовых отложений, чередующихся с делювиальными, пролювиальными и озерными осадками.

Сравнительно небольшие опускания могли приводить к ингрессии или трансгрессии моря на обширные низменности, образованию лиманов и лагун, но горные массивы не погружались под уровень моря даже, по-видимому, в эпохи максимального распространения морских трансгрессий, подобных, например, живетской, и служили постоянным источником питания для областей накопления осадков, сосредоточенных в депрессиях.

Весьма типично широкое распространение красноцветных осадков в области суши, что связано, по-видимому, с общими климатическими условиями, достаточно теплыми, характерными в целом для девонской эпохи и благоприятными для произрастания впервые появившейся сравнительно однообразной, преимущественно псилофитовой флоры.

Разделявший участки суши морской бассейн также имел неоднородное строение. Он был расчленен гирляндами островов, вытянутых в северо-западном направлении и на востоке дугообразно изогнутых выпуклостью на запад. В этом морском бассейне шла седиментация, связанная с образованием сероцветных терригенных и известковых илов, мало напоминающих красноцветные отложения предгорных шлейфов и аллювия депрессий.

Так выглядела физико-географическая обстановка эпохи проявления девонского вулканизма. В этой обстановке вулканическая деятельность развивалась с равной активностью как на суше, так и на море, причем состав продуктов вулканической деятельности был весьма разнообразен и не зависел непосредственно от физико-географических условий; разли-

чия в составе излияний определялись главным образом тектоническими процессами.

Тем не менее есть важная черта в развитии вулканической деятельности в море, сказавшаяся на некоторых особенностях строения вулканических построек. Девонские вулканы, расположенные в море, зачастую извергали на обширных территориях лавы липаритового состава, и хотя многие из этих вулканов тяготели, несомненно, к островам, значительная часть извержений происходила, вероятно, под водой, где влияние водной среды и, в частности, давление нагрузки более или менее значительного столба воды создавали, по-видимому, своеобразную обстановку, благоприятную для спокойного, без взрывов, излияния даже кислых лав. В этих условиях на морском дне возникли более или менее обширные покровы и системы залегающих один на другом покровов. Именно этим, вероятно, можно объяснить сравнительно широкое распространение липаритовых покровов, прослеживающихся на довольно значительные расстояния в однообразных черносланцевых толщах Горного и Рудного Алтая, что составляет одну из характерных черт этих областей. Но вместе с тем эти области могут представить интерес еще и потому, что в них можно наглядно увидеть своеобразие подводной обстановки формирования вулканогенных пород, недоступной для прямых наблюдений в современных условиях.

Сравнение физико-географической обстановки, сложившейся в девонский период на юге Сибири и в Восточном Казахстане, с аналогичными современными обстановками позволяет провести известные параллели с областью Средиземного моря. В обоих случаях морской бассейн, расположенный между обширными участками суши, был сравнительно нешироким, но протяженным. Ширина морского бассейна достигала 400—500 *км*, а в длину он прослеживался с северо-запада на юго-восток не менее чем на 1500—2000 *км* и на юго-востоке сливался с широтно вытянутыми центральноазиатскими морями. Таким образом, девонский морской бассейн на рассматриваемой территории был вполне соизмерим со средиземноморским, но в отличие от последнего был ориентирован в северо-западном, близком к меридиану, а не в широтном направлении.

К более существенным чертам сходства девонского морского бассейна со средиземноморским относится состав излияний; липаритовые лавы и пирокластический материал здесь сочетаются с андезитовыми и сравнительно редкими базальтовыми лавами. В Средиземном море такое сочетание дают, например, Липарские острова, где среди преобладающих пород липаритового состава имеются андезиты и базальты не только на о-ве Липари, но и на Вулкано; аналогичными примерами могут служить о-в Сардиния с его липаритами и обсидианами вулкана Арчи и других местностей, острова Эгейского моря, такие как Милос с плагиолипаритовыми дацитами, или Кос с липаритовыми лавами и т. д. Конечно, наряду с липаритовыми лавами в Средиземном море разнообразны андезитовые, отчасти базальтовые лавы, а также характерные лейцитовые и вообще богатые калием лавы, но типичную картину сочетания липаритовых лав, наблюдаемых в изобилии среди морских просторов, с андезитовыми и базальтовыми, в ряде случаев уступающими им в количественном отношении, пожалуй, нелегко найти в других местах. В этом отношении некоторые черты сходства могло бы представить западное побережье Охотского моря, вдоль которого следует липарито-дацитовая серия сложно построенного вулканического пояса, но Охотское море резко асимметрично и на востоке ограничено островной вулканической Курильской грядой и п-овом Камчаткой, отделяющими его от открытого океана. Такая резкая асимметрия не свойственна девонскому морю рассматриваемой территории.

Общее сходство подчеркивается еще и данными о том, что на одном из прилегающих к Средиземному морю участков суши, на Аравийском полуострове, широко развиты базальтовые лавовые поля, подобные тем, которые типичны для Минусинского прогиба и Рыбинской впадины, т. е. для

восточного побережья девонского морского бассейна. И так же как и в девоне, этот участок суши отличается распространением современных континентальных осадков, о которых писал еще И. Вальтер (1911), ссылаясь на сходство красных дюн Нефуды и Аравии с аналогичными песками пустыни Тери в Южной Индии, где широкая береговая полоса, по его наблюдениям, покрыта движущимися в глубь страны дюнами из карминово-красных песков высотой нередко до 60 *м*. В целом же вулканическая активность в девонском морском бассейне, да и на прилегающих к нему участках суши, была значительно бо́льшей, чем на Средиземном море и в его окружении, так же как более интенсивной была и красноцветная седиментация. Тем не менее, если учесть соизмеримые по времени этапы развития, то, может быть, эти различия и не окажутся столь значительными. Уместно в связи с этим вспомнить распространение красноцветных отложений в разрезах плио-плейстоценовой соленосной толщи на западном побережье Аравийского полуострова (Krenkel, 1957). К северу от Средиземного моря третичные и четвертичные красноцветные отложения имеют весьма ограниченное распространение. Это отличие вполне естественно, так как средиземноморский бассейн ориентирован широтно и северное побережье его входит в состав иной климатической зоны, тогда как девонский морской бассейн на юге Сибири и в Восточном Казахстане был ориентирован почти меридионально. Общие же черты обоих морских бассейнов несомненны.

Приведенное сопоставление с современным Средиземным морем древней вулканической области наглядно показывает значение палеогеографического анализа для понимания характерных черт древней вулканической деятельности.

Воссоздание истории развития вулканической деятельности

История развития вулканической деятельности рассматривается в работах многих исследователей на основе более или менее строгого знания стратиграфической последовательности, наблюдаемой в разрезах вулканогенно-осадочных толщ. Можно было бы привести различные примеры, иллюстрирующие подобные построения, восстанавливающие историю развития вулканической деятельности. Однако следует иметь в виду, что в этих построениях обычно намечаются два принципиально разнородных пути.

Один из них, в сущности формальный, ведет к созданию таких реконструкций, в которых регистрируется некоторая общая последовательность геологических событий, без учета фациальной изменчивости состава вулканогенных образований, зависящей не только от вертикальной смены вулканогенных пород в разрезе, но и от размещения их в пространстве. Этот путь приводит к построению схем циклического развития вулканической деятельности. Как пишет А. И. Анатольева (1966, стр. 251), изучавшая стратиграфию вулканогенных толщ Саяно-Алтайской области на юге Сибири и в Восточном Казахстане, «такой путь изучения разрезов и последующего их сопоставления по ритмам и циклам весьма удобен в начальной стадии исследований, когда немногое известно в отношении возможных корреляций и когда отсутствуют сведения о фациальной изменчивости отложений. Но он оказывается, как правило, неубедительным, как только сведения о строении разрезов и их изменчивости в вертикальном и латеральном направлениях становятся разнообразными». Эта позиция отвечает взглядам Н. П. Хераскова (1963; цит. по 1967, стр. 253), писавшего, что «циклические представления об истории Земли отражают раннюю стадию развития науки, когда закономерности охватывают лишь ограниченный круг фактов. Действительно, если, например, различать лишь стадию трансгрессии и стадию регрессии, или стадию расчленения рельефа и стадию его нивелирования, то при прослеживании их во времени ничего, кроме циклического чередования этих двух стадий, не может выявиться». Тем не менее и по-

сейчас идеи циклического развития вулканических процессов, сопровождаемых многократно повторяющейся сменой основных излияний кислыми, находят поддержку (см., например, Власов, 1967). Выход из «циклического тупика», не выводящего за пределы «дурной бесконечности», должен быть найден на другом пути, предполагающем действительное развитие, т. е. эволюцию, иначе говоря — необратимое изменение вулканических процессов.

Об этом очень хорошо писал А. Н. Заварицкий (1924) еще в ранних работах по вулканизму Урала. «Рассматривая всю историю вулканической деятельности на Урале в целом,— писал Заварицкий (1956, стр. 359),— мы видим, что здесь эволюция идет в одном общем направлении. Все это говорит за то, что здесь мы имеем дело с единым процессом. Совокупность всех вулканических явлений представляет собой как бы одно целое, подобно тому, как такое целое Урал представляет и тектонически». Анализируя с этих позиций историю вулканической деятельности на Урале, Заварицкий показал, что здесь имела место медленная миграция очагов, питающих эту деятельность, по направлению с севера на юг. Независимо от этой миграции и от общих гипотетических представлений Заварицкий допускает, что вулканическая деятельность питалась существовавшим на глубине вытянутым «магматическим бассейном» или рядом таких «бассейнов», сливавшихся на глубине. В этих очагах происходила дифференциация магмы, о чем можно заключить, анализируя изменчивость состава продуктов вулканических извержений в разное время и в разных участках Урала.

Рассматривая интрузивную деятельность, т. е. историю этих глубинных очагов, А. Н. Заварицкий (1956, стр. 379) писал, что «на Урале, с его длительной геологической историей, тектонические движения неоднократно повторялись и неоднократно плутоны участвовали в них как составные части земной коры, которые отличаются от окружающих масс то большей подвижностью (еще не застывшие, активные, или, мы бы сказали,— живые плутоны), то, наоборот, меньшей подвижностью (мертвые плутоны). Во время разных движений, происходивших при формировании Урала, существовали живые и мертвые плутоны; и одной из основных задач при изучении магматической эволюции является различение тех и других для разных периодов горообразующих движений».

Общие представления об эволюционном развитии вулканической деятельности на Урале позднее были развиты Н. А. Штрейсом (1951) в большом исследовании, в котором были показаны сложные изменения состава продуктов извержений в зависимости от времени и структурного положения центров вулканической деятельности и от процессов образования и жизни глубинных магматических очагов. Данные о последовательной эволюции вулканической деятельности в готландии и девоне на Среднем Урале Штрейс иллюстрировал рядом схем, демонстрирующих пространственное размещение продуктов вулканизма в различные интервалы геологического времени.

Исследования девонской вулканической деятельности на юге Сибири и в Восточном Казахстане, верхнепалеозойской — на юге Джунгарского Алатау, а также свойственной различным эпохам на других территориях Советского Союза и зарубежных стран, так же как и рассмотренные выше данные Заварицкого и Штрейса, показывают, что устанавливаемая обычно картина связи определенных стадий развития вулканической деятельности с последовательным образованием геологических структур не дает указаний на циклический характер процессов вулканизма. Наоборот, как только исследование приобретает детальный характер и сопровождается составлением фациальных профилей и палеовулканологических или палеогеографических карт, приходится отказываться от схематизации природных явлений, применяемой при выделении повторяющихся циклов вулканической деятельности с чередованием основных и кислых лав.

В итоге следует подчеркнуть, что тот вид палеовулканологических реконструкций, который связан с выявлением действительной истории развития вулканической деятельности, приобретает доказательную силу лишь в том случае, когда он опирается на: 1) тщательное изучение последовательности залегания вулканогенных толщ в различных стратиграфических разрезах изучаемой территории, сопутствующее геологическому картированию в масштабе, отвечающем возможностям решения такой задачи; 2) надлежащее обоснование возраста вулканогенных толщ и отдельных звеньев различных разрезов; 3) фациальные схемы, построенные для различных возрастных интервалов и для всего вулканогенного комплекса в целом; 4) палеогеографические и палеовулканологические схемы для различных интервалов геологического времени; 5) выяснение отношения между вулканогенными толщами и их корневыми зонами. Построенные таким образом исследования приводят к выводу о том, что представление о циклическом развитии вулканической деятельности является неудовлетворительным и что вулканическая деятельность, как и тектонические структуры, развивается необратимо.

Энергетика древних вулканов

В заключение очерка палеовулканологических реконструкций приведем некоторые данные по энергетике древних вулканов. Рассматривая эту проблему, следует поставить задачу поисков новых подходов к определению энергии, выделявшейся в далеком геологическом прошлом в процессе вулканических извержений, и к оценке достоверности намечаемых методических приемов определения этой энергии с точки зрения общих построений и с геологических позиций.

Прежде всего необходимо рассмотреть некоторые общие данные, которые должны быть учтены при оценке энергетики древних вулканов. Известно, что энергия вулканических извержений проявляется в разнообразных формах (Jokoyama, 1956): 1) в процессе вулканических извержений энергия затрачивается на разрушение горной массы, заполняющей жерло вулкана или его сателлитов и образующей вулканическую пробку; 2) выделяется кинетическая энергия, определяемая скоростью и массой пирокластического материала, выбрасываемого из кратера; 3) освобождается потенциальная энергия, зависящая от положения уровня лавы в вулканической горловине; 4) энергия расходуется на вулканические землетрясения; 5) энергия затрачивается на тремор, или вулканическое дрожание; 6) происходит затрата энергии на формирование воздушных волн во время и после извержения; наконец, в процессе вулканических извержений выделяется 7) тепловая энергия, определяемая количеством тепла, заключающегося в лаве, пирокластическом материале и газах. Если приходится сталкиваться с подводными вулканическими извержениями, то неизбежно должна учитываться также энергия цунами.

Из всех этих видов энергий немногие могут быть сколько-нибудь точно учтены при изучении результатов вулканической деятельности угасших, или древних, вулканов. Ни энергия, затраченная на разрушение горной массы, ни потенциальная энергия, определяемая положением лавы в горловине вулкана, ни энергия землетрясений и тремора, воздушной волны и цунами не оставляют следов в продуктах былой вулканической деятельности. Очень ориентировочно и далеко не полно можно подсчитать кинетическую энергию вулканических извержений минувших геологических эпох. Сравнительно строго можно определить лишь тепловую энергию, освобождающуюся в процессе вулканической деятельности, если известны массы выброшенного материала.

Здесь мы сталкиваемся с решающим моментом в оценке энергии вулканических извержений геологического прошлого. Дело в том, что изучение современных вулканов, как показали исследования Йокоямы (Jokoyama,

1957), подтвержденные более поздними данными Накамуры Кадзуаки (1967), приводит к выводу о том, что тепловая энергия в десятки и даже в тысячи раз превосходит все остальные виды энергии, выделяемой при вулканических извержениях. Поэтому тепловая энергия сама по себе дает порядок общей энергии вулканических извержений. Этот вывод заставляет оценить прежние данные об энергии вулканических извержений с новых позиций. Ранее существовала, как известно, схема классификации вулканических извержений «по степени их интенсивности». Такая схема была предложена, в частности, Тсуей (Tsuja, 1955). Он выделил десять различных классов извержений в зависимости от объема выбрасываемых материалов:

Степень интенсивности	Объем выбросов, $км^3$	Степень интенсивности	Объем выбросов, $км^3$
0	0 (фумаролы)	V	0,01—0,1
I	>0,00001	VI	0,1—1,0
II	0,00001—0,0001	VII	1—10
III	0,0001—0,001	VIII	10—100
IV	0,001—0,01	IX	<100

По этой систематике, например, извержение вулкана Безымянного в 1956 г. относится к VII классу, знаменитое трещинное извержение Лаки в 1783 г.— к VIII классу, а грандиозное извержение вулкана Тамбора на о-ве Сумбава, происходившее в 1815 г.,— к IX классу. Такая систематика действительно удобна для сравнения вулканических извержений, но имеет два главных недостатка. Во-первых, в ней совершенно не учитываются данные о температуре выбрасываемого материала, а значение их для оценки энергии вулканических извержений очевидно. Во-вторых, эта систематика не дает возможности количественно определять энергию вулканических извержений в соответствующих физических величинах.

По-видимому, Йокояма (Jokoyama, 1956, 1957) и Хедервари (Hedervari, 1963) первыми предложили дальнейший путь развития соответствующих исследований, направленных на более или менее строгое определение энергии вулканических извержений по массе и температуре выбросов. Хедервари, в частности, использовал для расчета энергии вулканов простейшие формулы, связывающие тепловую энергию (E_{th}) и массу выбросов и учитывающие данные об объеме выбросов (V), средней их плотности (σ), а также удельной (α) и скрытой (β) теплоемкости лав. Соответствующие формулы выглядят следующим образом:

$$E_{th} = V\sigma(T\alpha + \beta)J, \tag{1}$$

$$E_{th} = V\sigma T\alpha J. \tag{2}$$

В этих формулах: J — эквивалентная работа тепла, равная $4{,}1855 \cdot 10$ *эрг*; $\alpha = 0{,}25$ *кал/град* при $T = 800°$ С и 0,20 *кал/град* при $T = 300°$ С; $\beta = 50$ *кал/град*.

Используя эти формулы, Хедервари предложил различать следующие четыре типа извержений: лавы — тип А, пирокластический материал — тип В, подводные излияния — тип С и обломочный материал древних пород — тип Д. Формулу 1, по Хедервари, следует применять для расчета энергии извержений типа А, АВ и АС, а формулу 2 — для типов В, Д, ВС и ВД. Предполагается, что температура извергаемого материала извержений типа А, АВ, АС равна 1000° С, а типа В, Д, ВС и ВД — 500° С, что Хедервари подтвердил некоторыми примерами.

Итоги вычислений Хедервари рекомендовал давать в единицах атомной энергии А. Э., равных примерно $8{,}4 \cdot 10^{21}$ *эрг*, и сопровождать данными о размерах извержений, определяемых для А, АВ, АС по формуле

$$M_e = \frac{\log [V\sigma(T\alpha + \beta)J] - 11}{1{,}6},$$

а для других классов по формуле

$$M_e = \frac{\log (V\sigma T\alpha J) - 11}{1{,}6}.$$

Использование этих простых расчетных формул позволило получить данные по большой серии современных вулканических извержений, примеры которых приведены в табл. 8.

Таблица 8

Примеры оценки тепловой энергии некоторых вулканических извержений (по Хедервари, сокращенно)

Вулкан, год извержения	Энергия		
	эрг	А. Э.	*M*
Килауэа, 1923	$2{,}8\cdot10^{21}$	0,04	5,98
Халемаумау, 1924	$8{,}8\cdot10^{21}$	1,05	6,84
Исалько, 1793	$1{,}2\cdot10^{22}$	1,4	6,92
Ньямлагира, 1933	$1{,}2\cdot10^{23}$	14,8	7,56
Парикутин, 1952	$5{,}5\cdot10^{23}$	65,5	7,97
Ключевской, 1937—1938	$1{,}9\cdot10^{24}$	236,0	8,31
Везувий, 1906	$1{,}8\cdot10^{24}$	212,7	8,28
Гекла, 1947—1948	$1{,}3\cdot10^{25}$	1496,4	8,81
Этна, 1879	$1{,}9\cdot10^{25}$	2273,8	8,93
Таравера, 1886	$1{,}4\cdot10^{25}$	1741,3	8,85
Элджья, 950	$2{,}8\cdot10^{26}$	33666,7	9,66
Кракатау, 1883	$1{,}8\cdot10^{26}$	21547,6	9,54
Катмай, 1912	$2{,}0\cdot10^{26}$	24047,6	9,57
Лаки, 1783	$8{,}7\cdot10^{26}$	103095,2	9,96
Косегвина, 1835	$4{,}8\cdot10^{26}$	57261,9	9,90
Тамбора, 1815	$1{,}4\cdot10^{27}$	171428,6	10,10

Опыт подобных расчетов был распространен Хедервари на оценку энергии вулканической деятельности Луны, которая оказалась равной $6{,}82\cdot10^{31}$ *эрг* на видимой стороне или примерно $1{,}4\cdot10^{32}$ *эрг* для всей Луны, если считать, конечно, что лунные кратеры имеют вулканическое происхождение. В атомных эквивалентах это составит, соответственно, $1\cdot10^{10}$ и $2\cdot10^{10}$.

Таким образом, появляется возможность перехода к обсуждению проблемы оценки энергии извержений древних вулканов; эта возможность не была использована ни Хедервари, ни другими исследователями. Между тем для определения общей энергии процессов, протекающих на нашей планете, такая оценка имеет, по-видимому, фундаментальное значение. Однако следует определить общие перспективы приложения рассмотренной методики к конкретному анализу энергии вулканической деятельности геологического прошлого и привести некоторые примеры соответствующих расчетов, а также наметить задачи, стоящие перед исследованиями в данной области.

Прежде всего, каковы возможности применения данной методики и что следует учитывать при ее использовании. Поскольку речь идет об оценке объемов продуктов вулканической деятельности, их плотности и температуре, то хотя есть известная условность в определении этих параметров, тем не менее главные ошибки и неточности предложенного метода не в этом. Главное — как более или менее точно установить объемы продуктов вулканической деятельности для минувших геологических эпох. Здесь возможны два рода определений.

Во-первых, могут быть определены минимальные объемы, а следовательно, и минимальные значения энергии по данным о распространении вулканогенных пород, образовавшихся в некоторый момент геологической истории и сохранившихся при последующих процессах денудации. При этом приходится учитывать главным образом данные о реальных выходах отложений на поверхность, которые определяются откартированной их площадью. Далее, необходимо выяснить среднюю мощность соответствующих вулканогенных толщ, что тоже может быть установлено по результатам картирования. Наконец, необходимо выявить принадлежность сохранившихся вулканогенных накоплений к соответствующим типам образований — лавам, рыхлым продуктам ювенильным или резургентным, или же к подводным излияниям. Очевидно, все это возможно только на основе более или менее полного знания разрезов отложений соответствующего возраста, по которым с различной достоверностью устанавливается принадлежность этих отложений к разного типа образованиям. Вычисление средних мощностей разнотипных образований будет тем более точным, чем большее количество разрезов будет изучено. Эти данные средних мощностей позволяют провести надлежащий подсчет объемов и определить роль наземных или подводных лав и пирокластов. Таким образом, откроется путь для прямого приложения предлагаемой системы расчетов. Так могут быть получены минимальные значения энергии.

Во-вторых, с помощью иного способа подсчета могут быть оценены не минимальные, а наиболее вероятные значения энергии вулканических извержений геологического прошлого. Этот способ должен опираться на построения, связанные с реконструкцией реальной обстановки, в которой происходило накопление продуктов вулканической деятельности в различные интервалы геологического времени. То, что сохранилось в разрезах, составляет лишь часть общей массы продуктов вулканической деятельности, так как значительная часть обычно удаляется в процессе денудации. Кроме того, оценивая объемы продуктов вулканизма, да и любых пород, просто по данным геологических карт, мы далеки от точности еще и потому, что в прошлом эти продукты распространялись на значительно большей территории, чем та, которая сейчас картируется. Таким образом, возникает проблема палеовулканологических реконструкций, отвечающих обычным палеогеографическим построениям, но при которых не так важно, какие (андезитовые, базальтовые или липаритовые) это породы, а то — принадлежат ли они наземным лавам, подводным излияниям или пирокластам, т. е. продуктам эксплозий.

Чтобы подобные расчеты были достаточно надежными, необходимо при составлении палеовулканологических карт намечать прежде всего контуры распространения вулканогенных пород, а также учитывать данные о вероятном рассеивании материала за счет денудации. Рассчитанные объемы будут при таких построениях существенно отличаться от минимальных, устанавливаемых по площади распространения отложений, выявленных путем картирования,— вероятно, даже на порядок или более того.

Так или иначе, совершенно очевидно, что палеоэнергетические расчеты для вулканической деятельности должны опираться на точный базис стратиграфических и палеовулканологических исследований и на строгое знание состава продуктов вулканизма, в смысле принадлежности их к наземным или подводным лавам или пирокластическим породам. В качестве примера можно привести расчеты для девонской и каменноугольной вулканической деятельности на юге Сибири в системе впадин, расположенных в Саяно-Алтайской складчатой области.

В этой области проведены разнообразные стратиграфические и общегеологические (связанные с картированием) исследования, что позволило сравнительно точно определить минимальные значения энергии вулканической деятельности в различные эпохи девонского и каменноугольного периодов. Соответствующие данные помещены в табл. 9, в которой можно

Таблица 9

Расчет энергии (в *эрг*·10^{29}), выделявшейся при вулканических извержениях девонского и каменноугольного периода в Саяно-Алтайской области

Отдел, ярус	Рыбинская впадина	Минусинский прогиб	Тувинский прогиб	Горный Алтай	Кузнецкий прогиб	Рудный Алтай	Калба	Саур	Тарбагатай	Чингиз	Всего
Нижний девон											
а *	—	6,80	2,60	—	0,20	—	0,07	—	—	0,69	10,36
б	—	0,64	0,35	—	0,07	—	0,01	—	—	0,24	1,31
в	—	7,44	2,95	—	0,27	—	0,08	—	—	0,93	11,67
Средний девон											
Эйфель											
а	0,06	2,30	0,71	5,20	0,09	1,05	0,05	—	0,81	0,82	11,09
б	0,01	0,48	0,26	1,30	0,02	0,34	—	—	0,16	0,25	2,82
в	0,07	2,78	0,97	6,50	0,11	1,39	0,05	—	0,97	1,07	13,91
Живет											
а	—	—	—	2,20	0,05	0,98	0,13	0,08	0,12	0,51	4,07
б	—	—	—	0,50	0,04	0,06	—	0,02	0,04	0,02	0,68
в	—	—	—	2,70	0,09	1,04	0,13	0,10	0,16	0,53	4,75
Верхний карбон											
а	—	—	—	1,50	—	0,33	0,20	0,08	0,41	—	2,52
б	—	—	—	0,39	—	0,12	0,02	0,05	0,04	—	0,62
в	—	—	—	1,89	—	0,45	0,22	0,13	0,45	—	3,14
Нижний карбон											
а	—	—	—	—	—	1,20	—	0,41	—	—	1,61
б	—	—	—	—	—	0,52	—	0,10	—	—	0,62
в	—	—	—	—	—	1,72	—	0,51	—	—	2,23
Средний карбон											
а	—	—	—	—	—	—	0,10	0,17	—	—	0,27
б	—	—	—	—	—	—	0,01	0,06	—	—	0,07
в	—	—	—	—	—	—	0,11	0,23	—	—	0,34
Верхний карбон-пермь											
а	—	—	—	—	—	0,61	0,07	—	—	—	0,68
б	—	—	—	—	—	0,40	0,01	—	—	—	0,41
в	—	—	—	—	—	1,01	0,08	—	—	—	1,09
Суммарная энергия											
а	0,06	9,10	3,31	8,90	0,34	4,17	0,62	0,74	1,34	2,02	30,60
б	0,01	1,12	0,61	2,19	0,13	1,44	0,05	0,23	0,24	0,51	6,53
в	0,07	10,22	3,92	11,09	0,47	5,61	0,67	0,97	1,58	2,53	37,13

* а — лавы, б — пирокласты, в — всего.

видеть закономерную картину последовательного усиления и угасания вулканической активности в различных регионах и общей ее интенсивности в каждом из них. Наглядно видно, что в целом для рассматриваемой территории характерно наиболее интенсивное развитие вулканической деятельности в эйфельский век, хотя для разных областей наблюдаются различные максимумы вулканической активности. Для Минусинского, Тувинского и Кузнецкого прогибов такой максимум падает на нижнедевонскую эпоху, для Рыбинской впадины, Горного Алтая, Тарбагатая и Чингиза — на эйфельский век, для Калбы — на верхний девон, а для Саура — на нижнекаменноугольную эпоху.

Суммарная энергия, выделившаяся на всей указанной выше территории в течение девонского и каменноугольного периодов, достигает около $0{,}37 \cdot 10^{31}$ *эрг*, или в пересчете на атомные эквиваленты, по Хедервари, около $4{,}5 \cdot 10^{8}$. Эти минимальные значения примерно в $3 \cdot 10^{3}$ раза превышают количество энергии, выделившейся при самом грандиозном на Земле извержении вулкана Тамбора в 1815 г. Полученные величины можно сравнить, например, с общим количеством энергии, освободившейся в течение девонской эпохи на всем земном шаре.

Ориентировочные подсчеты массы продуктов вулканических извержений, выбрасываемых всеми вулканами мира ежегодно, приведены Е. К. Мархининым (1967). Они составляют, по его данным, больше $3{,}1 \cdot 10^{9}$ *т* и предположительно меньше $9{,}3 \cdot 10^{9}$ *т*, что позволило Мархинину вычислить общую массу вулканических выбросов за время существования Земли, равную $14 \cdot 10^{18}$ *т*. Это дает вероятное значение энергии $1{,}25 \cdot 10^{35}$ *эрг*, если принять, что соотношение между лавами и пирокластическим материалом составляло в среднем 1 : 1. Немногим более десятой доли указанного количества приходится на неоген, охватывающий примерно 600 млн. лет, в течение которых было выброшено (при той же среднегодичной расчетной массе) $18{,}6 \cdot 10^{17}$ *т* вулканического материала. Для девонского периода, продолжавшегося 60 млн. лет, общее количество энергии составит, следовательно, одну сотую часть приведенной выше величины, т. е. примерно $1{,}25 \cdot 10^{33}$ *эрг*.

Близкая цифра получится, если подойти к оценке энергии девонских вулканических извержений, приняв к расчету данные, приведенные А. Б. Роновым (1949). Соответственные величины указаны в табл. 10, для построения которой принято, что морские вулканогенные породы соответствуют типу вулканических извержений А, а наземные — типу В по Хедервари.

Таблица 10

Расчет энергии, освободившейся на земном шаре при вулканической деятельности в девонское время

Объем продуктов вулканических извержений, млн. $км^3$			Энергия, *эрг*		
	морские	наземные	для лав (класс А)	для пирокластов (класс В)	суммарная (лавы и пирокласты)
D_1	4,35	0,95	$1{,}47 \cdot 10^{32}$	$1{,}15 \cdot 10^{31}$	$1{,}58 \cdot 10^{32}$
D_2	7,00	1,05	$2{,}37 \cdot 10^{32}$	$1{,}26 \cdot 10^{31}$	$2{,}49 \cdot 10^{32}$
D_3	8,64	0,69	$2{,}92 \cdot 10^{32}$	$8{,}30 \cdot 10^{30}$	$3{,}00 \cdot 10^{32}$

Табличные данные показывают, что общее количество энергии, выделившейся при вулканических извержениях на всем земном шаре, по этому расчету достигает $0{,}71 \cdot 10^{33}$ *эрг*. Порядок цифр, получаемых двумя различными способами, дает удовлетворительную сходимость и позволяет считать, что для оценки этой энергии может быть принята величина $1 \cdot 10^{33}$ *эрг*. По отношению к этому количеству энергия девонских вулканических извержений в Саяно-Алтайской области составляет приблизительно одну трехсотую долю. Но даже эта сравнительно небольшая величина всего на порядок ниже того, что вычислено Хедервари для видимой стороны Луны.

Опираясь на геологические данные, можно вычислить еще количество энергии, выделившейся в древних вулканических районах через единицу площади в течение определенного времени. Оказывается, что на юге Сибири соответствующая величина колеблется для девонского периода в пределах порядка и составляет $(0{,}15—0{,}75) \cdot 10^{26}$ *эрг/км²*, но для Кузнецкого Алатау установлено, что эта величина на порядок ниже.

Заканчивая изложение некоторых сведений об энергетике древних вулканов, следует подчеркнуть некоторые положения. Во-первых, необходимо учитывать, что палеоэнергетические расчеты для вулканической деятельности должны строиться на основе максимального учета реальной обстановки геологического прошлого. Это возможно только в случае тесной увязки таких расчетов со стратиграфическими и палеогеографическими исследованиями древних вулканических областей, а также с другими видами палеовулканологических реконструкций, в частности с составлением палеовулканологических карт. Во-вторых, необходимо совершенствование предлагаемой методики. В-третьих, следует развернуть дальнейшие работы по изучению палеоэнергетики древних вулканических областей, с тем чтобы открыть пути для сравнительного анализа этих областей на основе их палеоэнергетической характеристики.

ЭКОЛОГИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ

Об экологии в приложении к геологическим объектам писал впервые, по-видимому, Г. Штилле, рассматривая проблемы киммерийской складчатости. «Речь идет о том,— писал Штилле (1964б, стр. 830; Stille, 1954), — почему определенные геотектонические образования в одном месте существуют, а в другом отсутствуют, и на основании каких специфических местных условий они должны были в одних районах своего распространения приобрести одни, а в других — иные, особенные формы».

Известно, что экология в переводе с греческого означает учение о местопребывании (ойкос — местопребывание, буквально — жилище, дом; логос — слово, учение). В биологии имеют при этом в виду живые организмы, но можно, очевидно, говорить и о местопребывании объектов неживой природы. Рассматривая экологию древних вулканов, необходимо учитывать пространственное размещение вулканических построек в зависимости от условий окружающей среды, выраженной характерными чертами геологической обстановки, в которой находятся данные постройки. Эту проблему следует обсудить по крайней мере в трех разных аспектах.

Во-первых, важно выяснить, каковы общие пространственные закономерности размещения древних вулканов: где они сосредоточены, каким палеогеографическим, структурным или иным геологическим ситуациям отвечает их расположение и т. д. Во-вторых, необходимо определить причины, вызывающие то или иное расположение конкретных вулканических построек или их групп; в таком аспекте должны быть установлены главным образом механические условия, от которых зависят возможности проникновения из земных недр к поверхности магматических расплавов, питавших в прошлом вулканическую деятельность. В-третьих, надлежит выявить размещение и природу глубинных источников, обусловивших вулканическую деятельность в данном участке земного шара. Впрочем, не все эти пути разработки проблемы достаточно строги; генетические аспекты всегда оказываются наиболее трудными в исследовании и вовлекают широкий круг гипотетических построений, далеко не всегда убедительных и достаточно изменчивых с течением времени и в этом смысле всегда эволюционирующих.

Некоторые закономерности размещения древних вулканов

Рассматривая пространственное размещение древних вулканов, необходимо в определенной мере учитывать сведения о распределении современных вулканов, изложенные в первом томе настоящего труда. Там говорилось о приуроченности действующих вулканов, с одной стороны, к глобальным структурам, с другой — к конкретной геологической обстановке, в рамках которой проявляется вулканическая деятельность в тех или иных участках земной коры.

В глобальном плане четко выражено закономерное расположение действующих вулканов внутри молодых кайнозойских складчатых горных поясов — Тихоокеанского и Альпийско-Индонезийского, по простиранию сменяющихся системами островных гряд (дуг). Действующие вулканы встречаются, кроме того, на континентальных сводах и срединно-океанических поднятиях, сопровождаемых рифтовыми впадинами, а также в зонах крупных разломов, рассекающих океаническое дно. Этим, конечно, не исчерпываются все закономерности размещения современных вулканов. Известно, в частности, сосредоточение действующих вулканов во внутренней части островных гряд, их общая связь в подобных грядах, а также складчатых системах Кордильер Северной и Южной Америки, с зонами сейсмодислокаций, уходящими на сотни километров в глубь Земли и выходящими в глубоководные впадины, сопровождающие вулканические гирлянды, и т. д.

От общих представлений о современном размещении действующих вулканов можно, по-видимому, найти пути к интерпретации данных о распределении вулканов на земном шаре в прошлые геологические эпохи. Однако возникает вопрос, как провести подобное сравнение? Должно ли выяснять физико-географическую обстановку, в которой происходила вулканическая деятельность в прошлом, или решать только задачу выяснения структурных условий, способствующих образованию древних вулканов? Оба пути, по-видимому, правомерны, и следует остановиться на характеристике каждого из них, тем более что они дополняют друг друга.

Когда речь идет о физико-географической обстановке, то обычно ограничивают ее оценку определением общих условий развития изучаемого процесса — в подводной или наземной, морской или континентальной обстановке. Однако в данном случае необходимо провести параллели в более узком плане, т. е. не только определить, являются ли древние вулканы подводными или наземными, но еще и установить — к каким элементам древнего рельефа они тяготеют и какие черты геоморфологии характерны для той области, в которой эти вулканы размещаются. Хотя подобного рода исследования сравнительно слабо развиты и находятся преимущественно в сфере обычных палеогеографических, а не специализированных палеовулканологических исследований, тем не менее то, что известно по данному вопросу, свидетельствует о размещении во многих случаях древних вулканов на островных грядах (дугах).

В работе А. А. Предтеченского (1967) приведены, например, данные, наглядно устанавливающие расположение древних вулканов на островных грядах в докембрии и кембрии на территории Восточного Саяна (рис. IV-10). Представления о связях древних вулканов с островными дугами весьма популярны, так как на основании сравнения современных островных дуг с древними их гомологами обычно устанавливаются параллели таких зон с определенными геологическими структурами — эвгеосинклиналями.

Известна также приуроченность древних вулканов и к различным другим физико-географическим обстановкам. Например, они широко распространены на древних низменных или высокогорных плато, подобных тем, которые типичны для ряда древних платформенных областей — Африканской, Сибирской, Индийской и др. Несомненно, что древние вулканы, как и современные, были распространены также на дне морей и океанов, но далеко не всегда удается выделить среди подводных областей те участки, которые отвечают глубоководным и мелководным территориям, а срединно-океанические поднятия для минувших геологических эпох пока еще не пытались выделять. Также недостаточны данные, позволяющие оконтуривать конкретные поднятия на континентах и выяснять расположение на них древних вулканов.

Таким образом, сведения о физико-географической обстановке, в которой располагаются древние вулканы, пока еще далеки от полноты. Поэтому

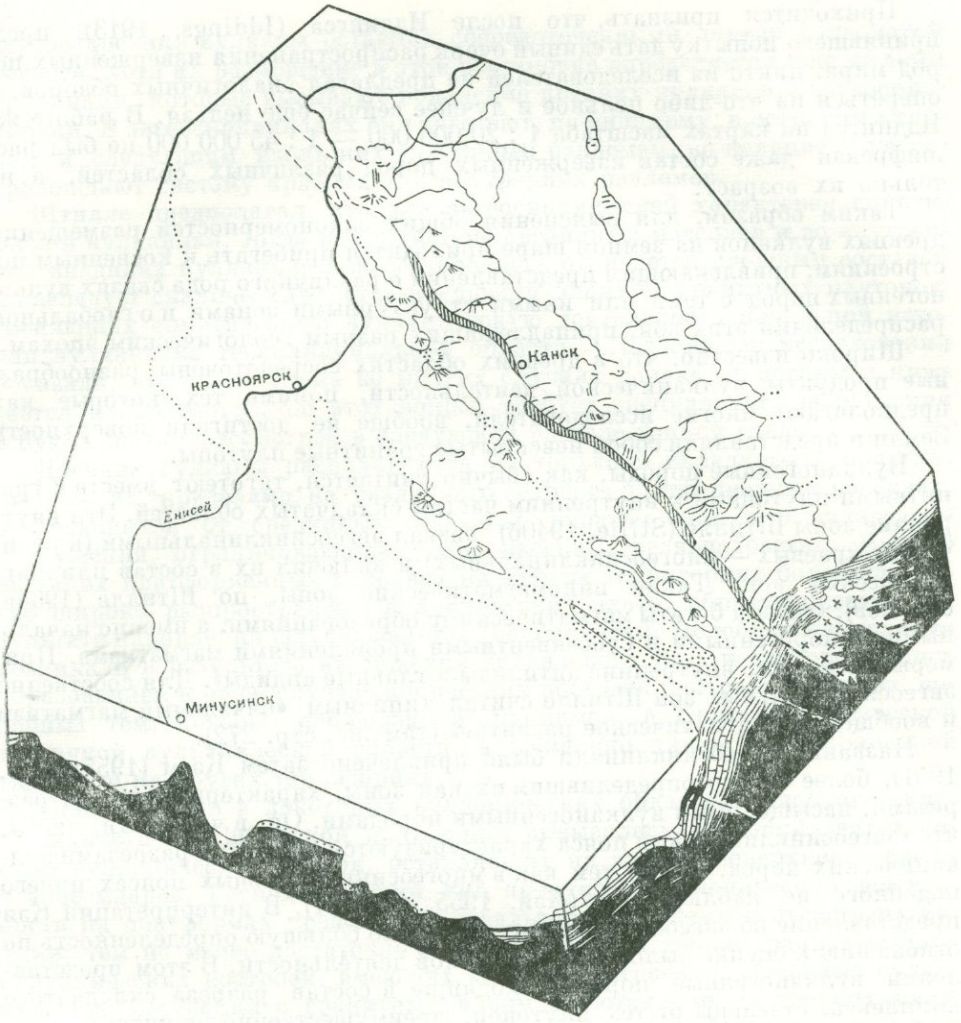


Рис. IV-10. Островные гирлянды в нижнем протерозое (жайминское время) в северо-западной части Восточного Саяна и на прилегающих территориях. По А. А. Предтеченскому, 1967

при обсуждении общих закономерностей размещения древних вулканов обычно опираются преимущественно на данные о распространении изверженных пород вообще и об их приуроченности к определенным геологическим структурам.

Но даже в этом направлении имеющиеся сейчас материалы достаточно ограничены. Так, практически отсутствуют сведения, позволяющие дать общий обзор древних вулканических областей земного шара. Это связано с тем, что до сих пор не прилагались усилия к созданию мировых карт, иллюстрирующих распространение древних вулканов хотя бы в рамках сравнительно крупных интервалов геологического времени. Более того, не были составлены даже мировые карты выходов на поверхность Земли изверженных пород различного возраста и состава. Работа же по составлению международной геологической карты мира еще не завершена, а подобного типа карта, подготовленная по инициативе Н. С. Шатского редактором Д. И. Жив, опубликованная в 1963 г., очень схематична. Поэтому использовать какую-либо геологическую карту мира для анализа закономерностей размещения древних вулканов на земном шаре пока еще невозможно.

Приходится признать, что после Иддингса (Iddings, 1913), предпринявшего попытку дать единый очерк распространения изверженных пород мира, никто из исследователей не предлагал аналогичных обзоров, и опереться на что-либо цельное и лучшее сейчас еще нельзя. В работе же Иддингса на картах масштаба 1 : 20 000 000 — 1 : 45 000 000 не был расшифрован даже состав изверженных пород различных областей, а не только их возраст.

Таким образом, для выяснения общих закономерностей размещения древних вулканов на земном шаре приходится прибегать к косвенным построениям, привлекающим представления о различного рода связях вулканогенных пород с теми или иными структурными зонами и о глобальном распределении этих зон, принадлежащих разным геологическим эпохам.

Широко известно, что в древних областях сосредоточены разнообразные продукты вулканической деятельности, помимо тех, которые, как предполагают многие исследователи, вообще не достигали поверхности Земли и представляли собой невскрытые гранитные плутоны.

Вулканогенные породы, как обычно считается, тяготеют вместе с гранитными плутонами к внутренним частям складчатых областей. Эти внутренние зоны Штилле (Stille, 1940б) назвал эвгеосинклинальными (в отличие от краевых —миогеосинклинальных) и включил их в состав плиомагматических зон. Такие плиомагматические зоны, по Штилле (1964в, стр. 269), «весьма богаты магматическими образованиями, а именно начальными, синорогенными и субсеквентными проявлениями магматизма. Примеры: невадиды, внутренние антилиды и главные андиды». Для собственно эвгеосиклинальных зон Штилле считал типичным «начальный магматизм и вообще плиомагматическое развитие» (там же, стр. 272).

Название эвгеосинклинали было привлечено затем Кэем (1955; Кау, 1951), более строго определившим их как зоны, характеризующиеся разрезами, насыщенными вулканогенными породами. Он, в частности, писал, что «эвгеосинклинальные пояса характеризуются мощными разрезами вулканических пород, между тем как в миогеосинклинальных поясах ничего подобного не наблюдается» (Кэй, 1955, стр. 101). В интерпретации Кэя представление об эвгеосинклиналях получило бóльшую определенность по отношению к оценке былой вулканической деятельности. В этом представлении вулканогенные породы, входящие в состав разреза складчатого комплекса, отделены от тех плутонов, преимущественно гранитных, прямая связь которых с вулканической деятельностью на земной поверхности не всегда ясна.

В целом же очевидно, что само по себе выделение эвгеосинклиналей, которое предлагается Кэем, свидетельствует о широком, в ряде случаев, распространении вулканогенных пород во внутренних зонах складчатых областей, где эти породы образовались в результате вулканической деятельности, происходившей в период накопления осадков, вошедших впоследствии в состав складчатого комплекса. На дне морских бассейнов или на островных гирляндах того времени, внутри подвергающейся деформации области располагались, следовательно, действующие вулканы. Исследования Н. А. Штрейса (1951) на Урале показали, что эвгеосинклинали отделены от смежных с ними геоантиклиналей крупными разломами, уходящими на большие глубины в недра Земли и представляющими проницаемые зоны, вдоль которых внедрялись крупные интрузивные тела, в прошлом сообщавшиеся с вулканическими постройками, располагавшимися на земной поверхности.

Помимо эвгеосинклиналей, древние вулканы в складчатых областях располагаются еще и в иной структурной обстановке. Они известны на территории срединных массивов, а также в наложенных и унаследованных впадинах, относящихся к верхнему структурному ярусу складчатых (геосинклинальных) систем, так как принадлежат к структурам, возникшим после того, как образовался складчатый комплекс. Тем не менее и в этом

случае древние вулканы остаются сосредоточенными внутри складчатой области, хотя их размещение в этой обстановке определяется уже не теми причинами, которые вызывают появление древних вулканов в эвгеосинклинали. В эвгеосинклиналях они тяготеют, по-видимому, к островным грядам и следующим вдоль них глубинным разломам, во впадинах же сопровождают систему краевых или внутренних разломов.

Штилле предполагал, что для эвгеосинклиналей характерен симатический вулканизм, тогда как в системе срединных массивов и во внутренних впадинах вулканическая деятельность отличается сложным составом и наследует сиалический состав предшествующих ей гранитных плутонов, сменяющих симатическую вулканическую деятельность начальной истории вулканизма геосинклинальной области. Позднейшие исследования показали, что такая схема во многих случаях далека от истины и нуждается в пересмотре, но этот вопрос требует специального обсуждения и будет кратко рассмотрен в следующем разделе данной главы.

Древние вулканы располагаются не только в складчатых областях, но и за их пределами на различного возраста платформенных массивах, отличающихся от срединных главным образом тем, что складчатые сооружения, ограничивающие такие массивы, разновозрастны. Именно на таких платформенных массивах на многих территориях более или менее широко распространены вулканические плато, образующиеся в результате накопления флуд-базальтов (по Тиррелю). Подобные накопления возникали в результате извержений исландского типа и сопровождались образованием в ряде случаев конических построек центрального типа, подобных тем, которые наблюдаются, например, в Британо-Арктической третичной вулканической области, а возможно, также в Юго-Западной Африке и на других территориях.

Обилие туфов в некоторых вулканических областях подобного типа, в частности на Сибирской платформе, вызывалось активной деятельностью вулканических трубок, оставлявших на земной поверхности следы в виде мааров. Господствующий тип продуктов вулканической деятельности на платформах представлен базальтовыми лавами и отчасти их туфами; тем не менее достаточно широко известны также гранитные ядра вулканических построек, имеющих кольцевое строение. Подобные вулканические постройки с гранитным ядром имеются как на древних платформах, например в Юго-Западной Африке (Эронго, Мессум и др.) или в Нигерии, так и на молодых — в Шотландии. Главная масса базальтовых плато, расположенных внутри крупных синеклиз древних платформ, образовалась в период времени от верхнего палеозоя до кайнозоя, хотя есть также очень древние, в том числе и докембрийские, базальтовые плато.

За пределами складчатых областей вулканические постройки образуются еще в системе впадин, возникших вследствие деформации щитов древних и молодых платформ в связи с перемещениями, существенно более молодыми, чем возраст складчатого основания платформы, иначе говоря — с теми перемещениями, которые были выделены В. А. Обручевым (1922) в качестве «юных движений на древнем темени Азии».

Вдоль пограничной области, разделяющей разновозрастные складчатые области или геосинклинальные системы, в некоторых случаях располагаются «краевые вулканические поясы» (Богданов, Муратов, Хаин, 1963), имеющие огромное протяжение, измеряемое тысячами километров при ширине 100—200 *км*. Примером таких поясов обычно служит Чукотско-Катазиатский пояс (Нагибина, Пущаровский, 1966), ранее выделенный Е. К. Устиевым (1959) на севере под названием Охотского тектономагматического пояса. Для этого пояса обычно ищут аналогию в более древних вулканических зонах, разделяющих разновозрастные складчатые области. Такие параллели проводят, в частности, с «краевым вулканическим поясом» Казахстана, следующим, как указывает А. А. Богданов (1965), вдоль границы, разделяющей каледонские и герцинские складча-

тые структуры. В некоторых случаях распространяют эти аналогии также на вулканические зоны, строгое структурное положение которых не отвечает даже такому представлению.

Между тем с Чукотско-Катазиатским вулканическим поясом могут, по-видимому, сопоставляться лишь такие глобальные структуры, которые подобно Тихоокеанскому «огненному кольцу» опоясывают огромного размера уникальные структурные области. В таком плане этот пояс может рассматриваться как один из элементов строения Тихоокеанского сегмента земного шара, подчеркивающих общую асимметрию нашей планеты. В разрезах Чукотско-Катазиатского вулканического пояса нет таких формаций, которые считаются типичными для геосинклиналей; это существенно отличает данный пояс от обычных складчатых областей и определяет его своеобразие.

Общий обзор распространения древних вулканов показывает, что структурная их приуроченность достаточно разнообразна. Они наблюдаются как в складчатых областях, так и за их пределами, на платформах. В том и другом случае они могут иметь базальтовый или липаритовый (гранитный), реже андезитовый состав. Тем не менее в складчатых областях базальтовый вулканизм преимущественно свойствен эвгеосинклиналям (хотя и в них он не обязателен), а липаритовый или андезитовый — срединным массивам и впадинам. Имеются при этом такие впадины и срединные массивы, которые отличаются главным образом андезитовым или базальтовым составом свойственных им вулканогенных пород, а также и такие, в которых сосредоточены преимущественно липаритовые продукты вулканической деятельности. Главная же масса кислых изверженных пород в складчатых областях представлена гранитами, непосредственная связь которых с вулканическими постройками не всегда ясна и во многих случаях отрицается. На платформах же кислый вулканизм характерен для кольцевых комплексов, принадлежащих более или менее ясно выраженным корневым зонам древних вулканических построек, а в некоторых случаях также крупным флексурообразным изгибам.

Опираясь на тектонические построения, можно было бы представить общую картину распределения древних вулканов на земном шаре, наиболее полную для современной эпохи и более схематичную для древних этапов развития геологических структур, однако это относится к задачам дальнейших исследований. На этом пути придется, вероятно, встретить различные затруднения, тем большие, чем древнее вулканические области, для которых могут быть предприняты палеовулканологические реконструкции, учитывающие распределение фациальных рядов различных вулканогенных формаций. Сейчас же приходится ограничивать изложение приведенными выше общими данными и перейти к оценке условий размещения древних вулканов в некоторых конкретных ситуациях.

Условия образования древних вулканов

Рассматривая условия, благоприятствующие образованию древних вулканов, необходимо иметь в виду, что всестороннее обсуждение этого вопроса требует прежде всего знания истории геологического развития конкретных вулканических районов или отдельных построек. Однако есть некоторые общие механические причины, обусловливающие возможность образования вулканических построек в том или ином пункте или районе. Зная эти причины, можно с большей или меньшей полнотой выяснить, почему вулканическая деятельность сосредоточивается в одних участках древних платформ или складчатых областей, тогда как на другие участки она не распространяется. Иначе говоря, можно установить хотя бы в самом общем виде особенности той среды, которая благоприятствует развитию вулканической деятельности и росту вулканов. В таком именно плане проведены разнообразные работы Клоосом (Cloos,

1939), Виллисом (Willis, 1936), Оденом (Auden, 1949), А. А. Полкановым (1955а, б) и другими. На их труды и опирается дальнейшее изложение, которому предпослан краткий обзор некоторых общих положений.

Исходным положением в обсуждении рассматриваемого вопроса является оценка возможностей достижения земной поверхности глубинным материалом. Эти возможности появляются, когда в недрах Земли обособляются такие массы, которые отличаются от окружающей среды относительно более высокой подвижностью и способностью перемещаться внутри нее под влиянием внешних воздействий или внутренних импульсов. В сущности, здесь не обязательно должна идти речь о магматических расплавах, так как глубины, на которых происходит подобное обособление, превышают 60 *км*, а на этих глубинах давление достигает 15—20 *кбар*. При таких давлениях вязкость, например, базальтового материала составляет $1 \cdot 10^{15}$ *пуаз* даже при температуре около 1200° С.

Об этом пишет, например, А. Ритман (1964), но о большой величине вязкости силикатных расплавов при этих давлениях говорят также различные экспериментальные данные. Вязкость же $1 \cdot 10^{15}$ *пуаз* соответствует состоянию вещества, которое мало отличается по свойствам от твердого тела. Для вязкости земной коры в целом, как известно (Адамс и др., 1949; Ритман, 1964; Магницкий, 1968), принимается цифра $1 \cdot 10^{20}$—$1 \cdot 10^{22}$ *пуаз*, а определенная Григгсом величина вязкости известняков оказалась равной $1 \cdot 10^{21}$ *пуаз*. Хотя все эти цифры в общем относительны и опираются на представления о вязкости, условность которых уже обсуждалась в 1-м томе настоящего труда, тем не менее они дают некоторую характеристику свойств вещества в недрах Земли. Можно предполагать в связи с этими данными, что по мере перехода в более глубокие горизонты земных недр различия между вязкостью различных компонентов, входящих в состав земной коры, нивелируются.

Выравнивание условий происходит, по-видимому, на глубинах свыше 60 *км*, т. е. на тех глубинах, которые отвечают, в общем, слою низких скоростей, продолжающемуся вглубь до 250—350 *км* от поверхности Земли (Anderson, 1942; Магницкий, 1968). Выше 60 *км*, судя по наблюдениям за современными вулканами, устанавливаются определенные различия между окружающей средой и теми массами, которые обособляются в виде так называемой магмы, очень мало похожей на первых стадиях своего существования на «тесто» и близкой по свойствам, в частности по вязкости, к твердому телу. Дальнейшее продвижение обособившихся масс определяется механическими условиями; эти массы перемещаются по тем направлениям, следуя которым они встречают наименьшее сопротивление.

Выше слоя пониженных скоростей или так называемой пластической зоны в силу вступают те соотношения, которые были рассмотрены Андерсоном при выяснении причин образования даек и пластовых залежей. В построениях Андерсона (Anderson, 1942) предполагается, что поверхность Земли, за исключением горных районов, можно рассматривать как плоскую и что внутри Земли в любой точке действуют либо гидростатическое давление, либо неуравновешенные силы. В последнем случае они могут быть отнесены к трем осям, из которых одна отвечает наибольшему, другая среднему и третья наименьшему давлению. Одна из трех осей ориентирована перпендикулярно поверхности Земли; в зависимости от взаимного расположения осей могут возникать разные тектонические перемещения — сдвиги, надвиги и нормальные сбросы, а также создаваться ослабленные зоны, благоприятные для перемещения в определенных направлениях обособившихся на глубине магматических масс.

На пути к поверхности магматические массы претерпевают различные изменения (пока еще недостаточно изученные), связанные с формированием все более отчетливо выраженных их свойств, резко отличных от свойств окружающей твердой среды. Фазовое состояние и формы перемещения таких масс могут быть разными, однако перемещение материала

путем чистого плавления или какое-либо иное, связанное с замещением лежащих на пути твердых масс горных пород, представляется тем менее вероятным, чем ближе этот материал подвигается к земной поверхности, хотя в верхних зонах не исключена возможность существенного значения так называемого газового плавления, предполагаемого, в частности, Дэли (1936; Daly, 1933). По представлениям Ритмана (1964; Rittmann, 1960), образование трещины, открывающейся на глубине более 60 *км*, может привести к заполнению ее магматическим расплавом.

В построениях Б. Виллиса, Г. Клооса и многих других исследователей предполагается возможным распространение трещин на глубины, измеряемые многими десятками, а у Клооса и сотнями километров. Трудно дать иное толкование, в частности, Большой Родезийской дайке, прослеженной более чем на 500 *км* при ширине до 11 *км*. При таких размерах маловероятно, чтобы глубина, на которую она уходит в недра Земли, измерялась километрами, а не многими десятками километров, т. е. чтобы эта дайка не рассекала полную мощность земной коры и не достигала по крайней мере глубины 60 *км*.

Такое же представление о глубоком проникновении трещин в земные недра развивает Ситтер (1960; Sitter, 1956), рассматривая линейные пучки даек в Шотландии. Он отклоняет предположение Андерсона (Anderson, 1942) о том, что заполнение даек происходило от центральных очагов в горизонтальном направлении, так как протяжение этих даек достигает 400 *км*. Ситтер считает возможным объяснить подобные протяженные дайковые серии «растрескиванием» земной коры под влиянием относительного растяжения (наименьшего давления), ориентированного поперек простирания даек.

Все эти представления совпадают с тем, что известно по современным наблюдениям за вулканическими извержениями, питающимися за счет масс, расположенных на глубинах 60 *км*. Во всяком случае, данные об извержениях вулкана Килауэа на Гавайских островах и по вулканам Камчатки подтверждают, что питание их происходит именно так. Впрочем, и по этим наблюдениям остается неизвестным начальный путь обособляющихся на таких глубинах масс и неизвестно, насколько они отличаются в момент зарождения от субстрата, расположенного в недрах Земли на этих глубинах. Неясно также, в какой момент эти массы превращаются в жидкий расплав. По-видимому, более определенно можно говорить лишь о тех глубинах, на которых из появляющегося, в конечном итоге, расплава обособляется газовая фаза.

Если считать главным компонентом газовой фазы пары воды с парциальным давлением 217,7 *атм*, то можно было бы допускать, что отделение газовой фазы возможно на глубинах всего лишь 0,5 *км*. Однако такое представление противоречит тому, что известно о реальной картине, наблюдаемой в момент пароксизмального взрыва вулкана Безымянного в 1956 г., когда давление достигало 3000 *атм*.

Противоречит это представление и данным, полученным при наблюдении извержения Везувия в 1906 г., когда в течение 12—15 час. подряд продолжался стремительный выброс газов на высоту около 11 *км*. Такое длительное выделение мощной газовой струи из вулканического канала могло происходить, очевидно, лишь в том случае, когда газовая фаза занимала в канале достаточно большое пространство, а следовательно, заполняла этот канал на глубину, во много раз превышающую 0,5 *км*.

Так или иначе, по мере продвижения к земной поверхности глубинный материал преобразуется в двухфазную смесь жидкой массы и газов, которая ближе к поверхности распадается, в свою очередь, на жидкость и газы. Этот распад осуществляется более или менее резко, в зависимости от типа вулканических извержений. На всем пути следования глубинных масс к поверхности их перемещения подчинены направлениям наименьшего сопротивления, т. е. в конечном итоге трещинам растяжения.

Не случайно поэтому, например, в зоне сейсмодислокаций, сопровождающих островные гряды и уходящих в глубокие недра Земли, вулканические аппараты располагаются таким образом, что вертикальная их проекция на эту зону размещается на глубине около 100—150 *км*.

На этих именно глубинах происходит, по-видимому, образование потенциально ослабленных зон растяжения, представляющих области наименьшего сопротивления, которым следуют массы глубинного материала, обособляющиеся в так называемой «зоне пластичности» или, точнее, в слое пониженных скоростей. Во всяком случае, весь этот путь глубинные массы проходят в обстановке высоких всесторонних и дифференциальных давлений, делающих маловероятным «всплывание» подобных масс. Можно говорить скорее о выдавливании, о следовании находящихся под давлением магматических масс вдоль ослабленных зон растяжения, о вынужденной миграции вещества, а не о свободном его перемещении путем «всплывания», как предполагает В. Белоусов (1966). Известную роль на этом пути играет, вероятно, механизм проплавления, предполагаемый В. А. Магницким (1965) преимущественно для наиболее глубоких областей. В форме «газового плавления» этот механизм возможен также и в верхних зонах земной коры.

Все это в целом гипотетические представления. Важно же то, что в конце концов магматические массы из глубин достигают поверхности, следуя ослабленным зонам, которые могут интерпретироваться как зоны растяжения. Такие зоны растяжения располагаются определенным образом по отношению к линейным направлениям складок или иных элементов складчатой структуры.

Кратко рассмотренный механизм перемещения магматических масс из земных недр к поверхности вдоль зон растяжения приводит к выводу о том, что расположение различных вулканических построек должно следовать линейным направлениям. Последние ориентируются различным образом по отношению к складчатым структурам, в зависимости от распределения действующих в земной коре усилий, которые в различные геологические эпохи могут меняться, хотя общее поле сил земного шара, вероятно, в известной степени устойчиво.

В проблеме выяснения способа размещения магматических масс близ места извержения важен момент, когда магма покидает трещину и разрабатывает для своего продвижения к земной поверхности более или менее ясно выраженный, но обычно сравнительно правильный трубообразный канал. В случае обособления газовой фазы до момента извержения и самостоятельного ее выброса в условиях высокого давления образование такого канала над некоторой частью развивающейся трещины или потенциальной зоны разрыва может наблюдаться на глубинах в сотни метров. Однако, если допускать «газовое плавление», о котором писал Дэли, или иной способ разрушения кровли (в частности, вследствие перекрещивания разно ориентированных трещин), то эта глубина может оказаться более значительной и достигать либо поверхности периферического вулканического очага, т. е. 3—5 *км*, либо более глубоких зон.

Переход трещины в систему ответвляющихся от нее трубообразных каналов виден даже при типичных извержениях исландского типа, когда вдоль трещины обособляются системы небольших конусов, потоки которых сливаются в единое поле. От этих минимальных глубин возможны различные переходы к трубообразным каналам, достигающим кровли периферических очагов и бóльших глубин. Значительные глубины перехода подтверждаются также данными о том, что кольцевые интрузии, которые формируются, по-видимому, в зонах, отвечающих таким периферическим очагам, имеют кольцевую в плане форму, отвечающую в определенной мере трубообразному сечению подводящего канала.

Все эти общие построения имеют определенное отношение к тем вопросам, которые обычно рассматриваются при обсуждении условий, бла-

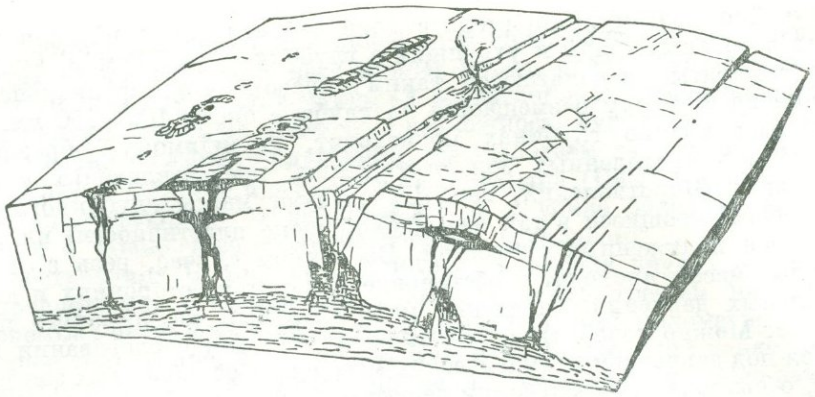


Рис. IV-11. Общий вид свода. По Клоосу (Cloos, 1939)

гоприятствующих конкретному размещению отдельных вулканических построек или вулканических полей, объединяющих ряд более или менее крупных, связанных между собой построек. Главная проблема, тем не менее, это определение механических условий образования потенциальных или реальных зон растяжения. Такие зоны рассматривались многими исследователями. Были выделены следующие типы структурных обстановок, благоприятных для образования трещин растяжения и подъема магм к поверхности с последующим развитием вулканической деятельности: своды, флексуры, области, разделяющие длительно существовавшие поднятия и смежные с ними опускания, глубинные разломы, островные дуги, входящие углы древних и молодых платформ, линейные трещины большого протяжения и др.

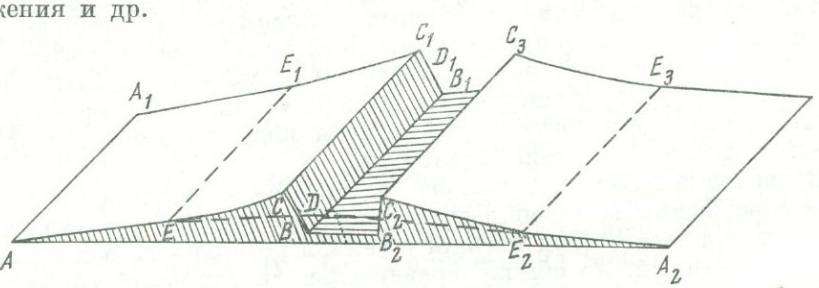


Рис. IV-12. Схема, поясняющая антитетическое вращение. По Клоосу (Cloos, 1939)

$AEDE_2A_2$ — свод; ECD и т. д.— антитетическое поднятие краев грабена; DBB_2 и т. д.— опускание грабена; DB — истинная амплитуда сброса; CB — кажущаяся амплитуда сброса, получающаяся в результате суммирования опускания (DB) и поднятия (CD)

Обратимся прежде всего к сводам, структурное развитие которых и отношение к вулканизму изучали Клоос (Cloos, 1939) и Виллис (Willis, 1936). Опираясь на палеогеографические построения, Клоос представил структурную схему Рейнского свода и показал расположение на нем вулканических полей, дав механическую интерпретацию как процессу формирования свода, так и размещению в его пределах вулканических полей. Эти данные он подтвердил широко известными экспериментами с надувной подушкой, располагавшейся под пластом глины, моделирующим земную кору.

Основная идея механизма, дающего начало вулканическим извержениям и образованию вулканических полей, наглядно видна на рис. IV-11, на котором изображена полого изогнутая арка, расчлененная системой трещин растяжения, расположенных на примерно равных расстояниях одна от другой, а в центральной части свода сопровождаемая грабеном. Этот грабен, как показал Клоос, возникает антитетически (рис. IV-12)

и может образоваться при очень малых наклонах крыльев свода. Строение такого грабена обычно ступенчатое в поперечном сечении, а в плане его окончания имеют вид «ласточкиного хвоста», расщепленного в области погружения удлиненного свода (рис. IV-13).

Таким образом, Клоос не предполагал, что на своде образуется открытая полость, в которую соскальзывает свободный блок. Наоборот, эксперименты Клооса и его теоретические расчеты подтверждали представление о том, что грабен в центральной части свода возникает даже при очень малом общем растяжении и при небольшой высоте свода, а следовательно, при очень большом радиусе его кривизны.

В экспериментах Клооса отношение высоты свода к его поперечнику составляло 1 : 300 в первой и 1 : 200 во второй стадии опытов. Пласт глины толщиной 117 *мм* вырезывался им в виде квадрата, и расчленение такого свода открытыми трещинами наблюдалось уже на первой стадии опытов. Двенадцать трещин были расположены на расстоянии 20—75 *мм* одна от другой и были открыты на 0,6—0,12 *мм*, что давало общее растяжение 0,5—1 *мм* на общую длину пластины 600 *мм* и отвечало одной шестисотой части общей ширины свода.

Клоос предполагал, что, опираясь на предложенную им схему процесса образования сводов, может быть рассчитана глубина того слоя, который вовлекается в изгиб в этом процессе. Его расчеты следует привести для того, чтобы понять сущность представлений Клооса, привлекшего к анализу не только Рейнский, но также Восточно-Африканский и Нубийско-Аравийский своды и некоторые другие структуры.

Клоос опирался на расчеты Ребока, профессора математики, показавшего, что общие соотношения о предложенном механизме могут быть определены следующей формулой (рис. IV-14)

$$x = (b - a)\left(\frac{b}{2h} - \frac{2h}{3b}\right).$$

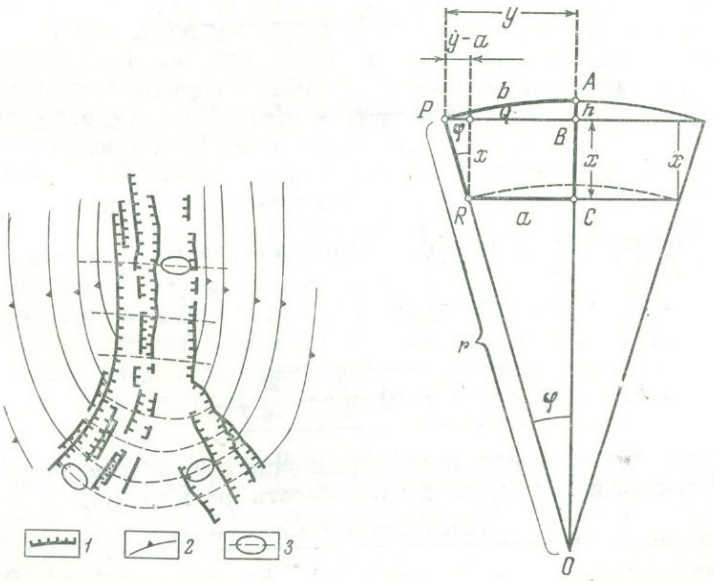


Рис. IV-13. Эксперимент, поясняющий расхождение сбросовых трещин на конце свода при его удлиненной форме. Трещины постоянно располагаются перпендикулярно оси эллипса. По Клоосу (Cloos, 1939)

1 — сбросовые трещины; *2* — изогипсы; *3* — длинные оси эллипсоида деформации

Рис. IV-14. Схема для расчета отношений между толщиной пластины (x), высотой свода (h) и растяжением в результате изгиба ($b - a$). По Ребоку, из Клооса (Cloos, 1939)

На рис. IV-14 a, b, h — известные величины, x — искомая. В прямоугольном треугольнике PQR $x = (y - a)\operatorname{ctg}\varphi$. В этом выражении y и φ — вспомогательные величины.

Если r — радиус изгиба (не радиус Земли), то $b = r\varphi$, а следовательно, $r = b/\varphi$ (здесь φ является длиной дуги $\angle AOP$). Рассматривая прямоугольный треугольник PBO, можно видеть, что $y = r \cdot \sin\varphi = b/\varphi \cdot \sin\varphi$, а после подстановки $x = (b/\varphi \cdot \sin\varphi - a)\operatorname{ctg}\varphi$.

В последнем выражении остается только одна вспомогательная величина — φ. Ее можно вычислить следующим образом: так как

$$h = OA - OB = r - r \cdot \cos\varphi = r(1 - \cos\varphi),$$

то

$$h = b/\varphi\,(1 - \cos\varphi).$$

При известных h и b по этому уравнению определяется φ, а после соответствующих подстановок нетрудно вычислить значение x. В данном случае могут быть введены, как отмечал Ребок, значительные упрощения, поскольку величина φ мала.

Сравнение трех рядов:

$$\sin\varphi = \varphi - \frac{\varphi^3}{3!} - \frac{\varphi^5}{5!} \ldots$$

$$\cos\varphi = 1 - \frac{\varphi^2}{2!} - \frac{\varphi^4}{4!} \ldots$$

$$\operatorname{ctg}\varphi = \frac{1}{\varphi} - \frac{1}{3}\varphi - \frac{1}{45}\varphi^3 \ldots$$

приводит к выводу о том, что при малом φ могут быть приняты следующие приближенные значения:

$$\sin\varphi = \varphi,\ \cos\varphi = 1 - \frac{\varphi^2}{2},$$

$$\operatorname{ctg}\varphi = \frac{1}{\varphi} - \frac{1}{3}\varphi.$$

Тогда

$$h = \frac{b}{\varphi}\left[1 - \left(1 - \frac{\varphi^2}{2}\right)\right] = \frac{b\varphi}{2}$$

и

$$\varphi = \frac{2h}{b}.$$

После соответствующих подстановок получается

$$x = \left(\frac{b}{\varphi} \cdot \varphi - a\right)\left(\frac{1}{\varphi} - \frac{\varphi}{3}\right)$$

или

$$\boxed{x = (b - a)\left(\frac{b}{2h} - \frac{2h}{3b}\right)}.$$

Так как величина h невелика в сравнении с b, то может быть установлена следующая приближенная зависимость (по Клоосу).

$$x = \frac{\text{растяжение} \times \text{половина ширины свода}}{2 \times \text{высота свода}}.$$

В этом приближенном выражении растяжение равно $b - a$, т. е. половине общего растяжения на своде (см. рис. IV-14).

В опытах Клооса, при которых был получен на модели широко известный эффект образования грабена (рис. IV-15) на своде, были приняты следующие размеры (в *мм*): b — 500, a — 484, h — 25. Это дало значение для x примерно 15 *см*, что отвечало действительной толщине пласта глины в эксперименте.

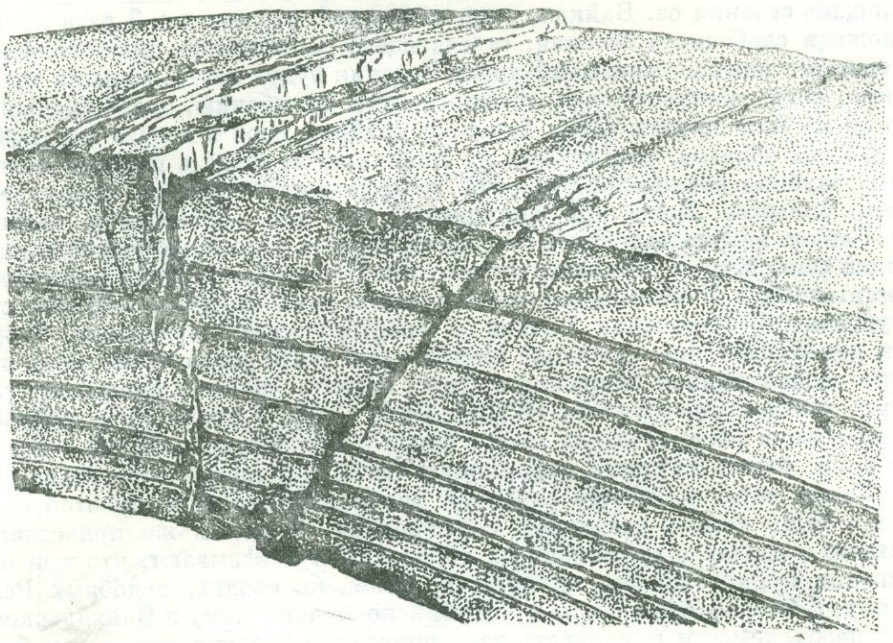


Рис. IV-15. Грабен на своде. Эксперимент Клооса (Cloos, 1939)

Высота стенок сброса достигала 10—12 *мм*. Эти цифры дают следующие отношения размеров: $h/D = 1 : 40$, общее удлинение свода к его полной ширине равно 0,012.

Для Восточно-Африканского свода Клоос принимал размеры: b — 750 *км*, h — 1500—2000, максимально 3000 *м* и растяжение в широтном направлении 0,5—1 *км*. Это давало наименьшую мощность изгибаемого слоя 60 *км* и наибольшую — 250 *км*. Аналогичные данные по Нубийско-Аравийскому своду даны Клоосом в следующем виде: b — 1500—1750 *м*, h — 4—8 *км*, растяжение 1—2 *км*, что приводит к значениям x от 90 до 430 *км*.

В концепции Клооса, следовательно, предполагается, что образование пологих сводов сопровождается расчленением внешних твердых оболочек земного шара трещинами, уходящими на многие десятки и даже сотни километров вглубь вследствие растяжения, достаточного для реализации механизма антитетического образования грабенов.

Если считать маловероятным вовлечение в изгиб слоя мощностью более 100 *км*, то, пользуясь расчетами Клооса, можно вычислить вероятное растяжение сводов при заданной их ширине и высоте. Эти цифры для примеров, рассмотренных Клоосом, лежат в пределах указанных им границ.

Для Байкальского же свода получаются следующие величины. Если принять среднюю ширину озера в 150 *км* (по Павловскому, 1937, 1948), а высоту — 2 *км*, то общее растяжение получится равным 10,5 *км*, т. е. составит к ширине свода отношение 1 : 15. Это намного превышает растяжение с отношением 1 : 40, при котором грабен на своде Клоос получил экспериментальным путем.

Такое большое растяжение достаточно для образования свободного пространства с сечением растянутой зоны, имеющим площадь около 500 *км*^{2} (треугольник с основанием примерно 10 *км* и высотой 100 *км*). Это сечение гораздо больше поперечного сечения оз. Байкал, средняя ширина которого 40 *км* и глубина 7 *км* по расчетам, в которых принимается, что опускание кровли свода в центральной части озера действительно достигало такой большой величины, как предполагается по геофизическим данным. Приняв это предположение, нетрудно вычислить

площадь сечения оз. Байкал, равную 280 *км*^{2}, что почти в 2 раза меньше площади свободного сечения, отвечающего растяжению, происходящему в соответствии с механизмом Клооса. Сечения будут почти равными только тогда, когда мощность слоя, подвергшегося изгибанию, будет уменьшена до 50 *км* или ширина свода будет по крайней мере в 2 раза увеличена.

Таким образом, растяжение на Байкальском своде в предположении, что глубина вовлеченной в изгиб зоны равна 50—100 *км*, оказывается очень большим. Даже при допущении, что для образования впадины оз. Байкал необходимо иметь свободную полость, в которую соскальзывают блоки земной коры, вычисленное по схеме Клооса растяжение оказывается достаточным для объяснения этого явления, даже без учета возможностей ступенчатого опускания блоков и антитетического вращения. Между тем дополнительное опускание центральной части свода может быть вызвано задавливанием опущенного блока надвигающимися смежными глыбами, что допускал Виллис (Willis, 1928, 1936), а кроме того, уменьшением объема магматических масс в связи с их кристаллизацией в подошве слоя, испытывающего деформацию изгиба, и иными причинами.

Таким образом, между глубиной опускания блоков и высотой свода могут быть весьма различные соотношения. В целом же приведенные данные о сводах и механизме их образования показывают, что при объяснении происхождения крупных грабенов на сводах, подобных Рейнскому, Восточно-Африканскому, Нубийско-Аравийскому и Байкальскому, нет необходимости привлекать тангенциальное раздвигание, а тем более обращаться к гипотезе, предполагающей «вулкано-плутоническую» природу подобных грабенов.

Рассматривая проблему конкретного размещения вулканических построек и их групп, образующих вулканические поля, Клоос сосредоточил внимание на Рейнском своде. На этом примере он показал, во-первых, что под сводом в «критическое время» располагалась магма, во-вторых, что места выхода ее на земную поверхность определились тектоникой верхней части коры, а именно ее изгибанием и расчленением.

На Рейнском своде благоприятная обстановка для образования вулканов создавалась в трех областях: 1) на северном склоне внутри отшнурованной сильно изогнутой, почти концентрически расположенной Трир-Байретской зоны; 2) на юге в резко изогнутой восточной части свода (район Кайзерштуля—Риза) и 3) в отдельных пунктах главной цепи грабенов, преимущественно вдоль их краев. Чем слабее был проявлен процесс грабенообразования, тем более обильными были выходы на поверхность в соответствии с тем принципом, на который Клоос ссылался и в более ранних своих работах, предполагая, что тектонические и магматические процессы обычно взаимно заменяют друг друга.

Механическое объяснение такой замены Клоос, в сущности, не дал, но отметил, что судьба поднимающихся расплавов, помимо их внутренних свойств, определяется также условиями среды и в первую очередь строением земной коры, монолитным или многослойным. Там, где строение монолитно, наблюдается несколько более тесное расположение трещин, расчленяющих свод и используемых магмой для внедрения. В районах же многослойного строения расстояние между ними оказывается более значительным. На размещение этих трещин с разделяющим их определенным интервалом также влияет, как считал Клоос, толщина слоя, вовлекаемого в изгиб. Важную роль играют еще резкие изгибы в отдельных участках свода. На севере Рейнского поля они наблюдаются в сравнительно резко изогнутой (но не превратившейся в грабен) зоне, которая на западе начинается Трирской мульдой, а на востоке заканчивается Байретской мульдой (рис. IV-16). Именно в этой изогнутой зоне, наложившейся на свод, сосредоточены вулканические поля Северо-Рейнской дуги, правильно расположенные на расстоянии 45—50 *км* одно от другого. Такое размещение вулканических полей внутри свода на продолжении

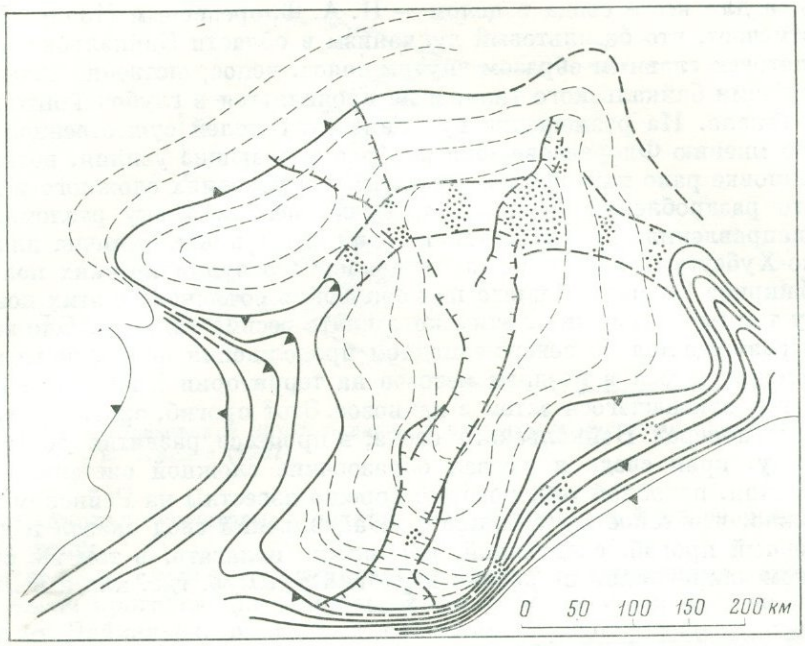


Рис. IV-16. Гипотетическое и сильно схематизированное представление в изогипсах Рейнского свода. По Клоссу (Cloos, 1939)

Точками обозначены главные вулканические области. Черные треугольники отвечают наклону слоев

пересекающих его прогнутых зон, а также на крутых изгибах, имеющих коленообразный вид либо в разрезе, либо в плане, типично и для других сводов.

Для Восточно-Африканского свода Виллис (Willis, 1936) отмечал, что все вулканы сосредоточены на краях центрального плато и, таким образом, тяготеют к краевым зонам предполагаемого на глубине астенолита.

Вопрос о природе сводовых поднятий и свойственных им вулканических полей рассматривался сравнительно недавно также в других работах (Лучицкий, Бондаренко, 1967а, б, 1970) применительно к Рейнскому, Нубийско-Аравийскому и Байкальскому сводам. В этих работах была подтверждена экспериментами возможность образования Байкальского свода в соответствии с концепцией Виллиса, предполагавшей на примере Восточной Африки, что своды возникают вследствие увеличения объема при расплавлении твердых пород и превращении их в магму, образующую в недрах Земли более или менее крупный астенолит. Для объяснения сигмоидального изгиба Байкальского свода и его впадин в эксперимент был введен механизм вращательных движений (рис. IV-17).

Анализ размещения вулканических полей привел к выводу о том, что поперечные изгибы, наложенные на структуры свода, играют роль не только в Рейнской области, но и на сводах Африканских и Байкальском. Общее расположение вулканических полей по отношению к структуре Восточно-Африканского и Нубийско-Аравийского сводов схематически показано на рис. I-31 в томе 1, где можно видеть преимущественное сосредоточение вулканических полей в областях, продолжающих наложенные на своды прогибы.

Рассматривая вулканические поля Байкальского свода (см. том 1, рис. I-31), можно предполагать (Лучицкий, Бондаренко, 1970), что их размещение подчинено в общем тем же закономерностям, которые отмечены для Рейнского свода. Для западной части Байкальского свода связь излияний лав с зонами растяжения указывалась ранее С. В. Обручевым

(1950), а для всего свода в целом — Н. А. Флоренсовым (1960). Последний отмечает, что базальтовый вулканизм в области Байкальского свода сосредоточен главным образом внутри пояса, непосредственно связанного с впадинами байкальского типа, и не проявляется в глубочайших впадинах Байкала. На размещение вулканических полей существенное влияние, по мнению Флоренсова, оказали растягивающие усилия, возникшие в обстановке рано начавшихся поднятий и в условиях сложного и интенсивного раздробления фундамента, приведшего к стыку разломов разного направления. Такая обстановка, по его данным, типична для Тункинско-Хубсугульского и Каларо-Удоканского вулканических полей.

Обширное Витимское плато не может быть объяснено с этих позиций. Между тем расположение Витимского плато весьма типично. Оно закономерно размещается на северо-западном продолжении поперечного прогиба, заложившегося в позднем мезозое на территории Восточного Забайкалья и развивавшегося затем в кайнозое. Этот прогиб, ориентированный в общем поперек Байкальского свода, в процессе развития достиг, повидимому, края свода и вызвал образование сложной системы трещин растяжения, подобной тем, которые хорошо известны на Рейнском своде. Возможно, что такое же влияние на Байкальский свод оказал и другой поперечный прогиб, следующий, как можно полагать, в том же северо-западном направлении из района верховий р. Амур, где, как и в Восточ-

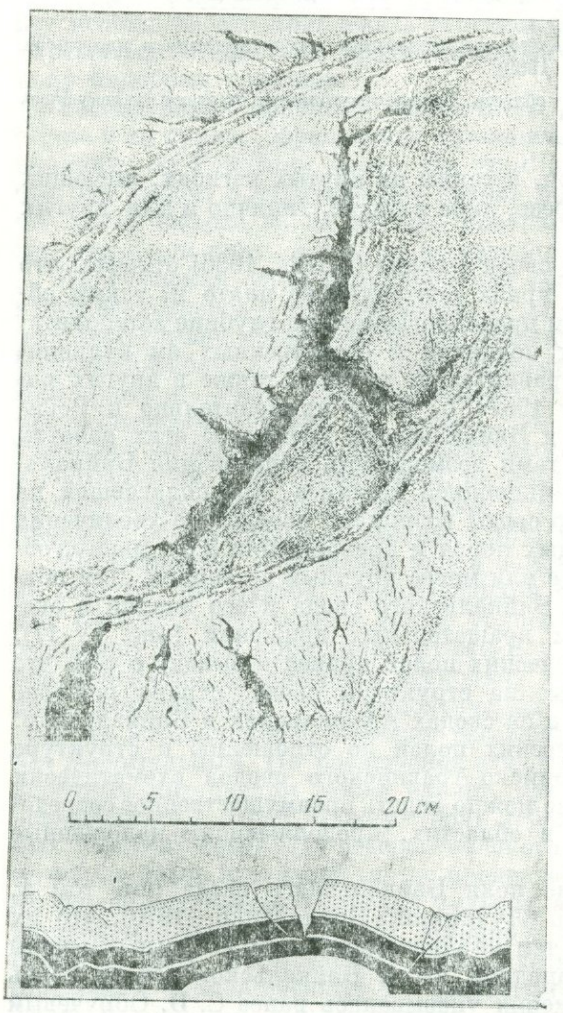


Рис. IV-17. Система разломов на своде (расположенном над удлиненным астенолитом), испытавшем деформацию сдвига и вращение (модель свода байкальского типа). По И. В. Лучицкому, П. М. Бондаренко (1967а)

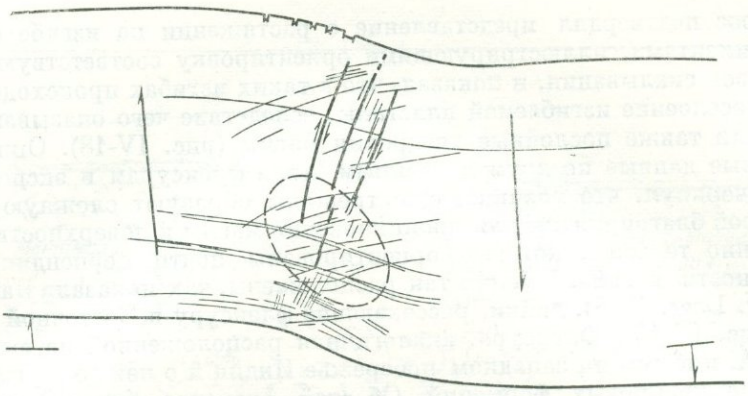


Рис. IV-18. Образование круто падающих взбросов в моноклинальном изгибе. По Клоосу, из Хиллса (1967)

ном Забайкалье, установлен резкий раздув мощностей мезозойских осадочных толщ.

Во всяком случае, существование системы поперечных структур, в том числе прогибов, расчленяющих мезозойский пояс, расположенный к югу от Байкальского свода, несомненно. Продолжающееся развитие этих структур в кайнозое подтверждается согласным с ними расположением впадин, заполненных меловыми и третичными отложениями в Восточном Забайкалье. Поэтому общее сходство таких структур с отмеченными Клоосом для Рейнского свода кажется вполне вероятным, и их влияние на размещение вулканических полей Витимского и Каларо-Удоканского следует учитывать.

При объяснении Тункинско-Хубсугульского вулканического поля необходимо обратиться к оценке роли трещин, возникших, как показало моделирование, вследствие деформации под воздействием пары сил на валообразных поднятиях, расположенных вдоль зон скалывания. Существенную роль сыграли, кроме того, резкие коленообразные (в плане) повороты структур, вызванные теми же вращательными движениями. Представленная в таком виде попытка выяснить механическую природу закономерного размещения вулканических полей на Байкальском своде дает ответ на вопрос о том, почему эти поля располагаются на южной и юго-восточной сторонах свода. В целом же в совокупности с тем, что известно по другим сводам, изложенные выше данные показывают, что процесс формирования таких поднятий, связанный с развитием магматического очага, создает только общую благоприятную обстановку для внедрения магмы. Размещение вулканических полей в пределах сводовых поднятий определяется влиянием, которое оказывают на растущий свод наложенные преимущественно поперечные структуры, главным образом прогибы, а также коленообразные (в плане или в разрезе) изгибы структур.

Помимо сводов, важную роль в размещении вулканических полей, несомненно, играют флексуры, которые возникают в одних случаях на краях континентов, как предполагают Клоос (Cloos, 1939), Оден (Auden, 1949), Вагер и Дир (Wager, Deer, 1938) в других случаях — внутри континентов (Полканов, 1955).

Клоос, указывая на флексуры, расположенные на краю континентов, подчеркивал, что их существование противоречит Вегенеровской гипотезе перемещения материков. В качестве примера подобных структур он приводил флексуры Лебомбо в Юго-Восточной Африке, о которой уже говорилось в очерке траповых формаций, а также флексуру на восточном краю Гренландии, установленную Вагером и Диром.

Клоос подтвердил представление о растяжении на изгибе флексуры экспериментами, иллюстрирующими ориентировку соответствующих трещин и зон скалывания, и показал, что в таких изгибах происходит, кроме того, расслоение изгибаемой пластины, вследствие чего оказываются возможными также послойные внедрения магмы (рис. IV-18). Опираясь на известные данные по двум названным выше флексурам и эксперименты, он подчеркнул, что возникающие трещины образуют сложную систему, в которой благоприятны для проникновения магмы к поверхности преимущественно те зоны, которые ориентированы почти перпендикулярно к поверхности изгиба. Именно так расположены, как показали Вагер и Дир (Wager, Deer, 1938), дайки, рассекающие флексуру в Восточной Гренландии (рис. IV-19). Флексура, аналогичная расположенной на юго-востоке Африки, имеется на западном побережье Индии и о ней тоже говорилось в обзоре траповых формаций. Об этой флексуре писал Оден (Auden, 1949), отметивший, что в ее пределах широко распространены пучки даек основных пород (рис. IV-20).

На территории Европейского континента А. А. Полканов (1955а, б) выделил крупную докембрийскую флексуру на юге Балтийского щита и указал, что вдоль нее располагаются дайки и пластовые залежи основных пород, гранитные массивы и дайки, а также экструзии основных и кислых пород. Полканов представил также общую схему флексуры, вдоль которой внедрилась магма. Приведенные примеры иллюстрируют значение крупных флексур как структур, благоприятных для миграции магматических масс к верхним зонам земной коры вследствие того, что на флексурах возникает растяжение, сопровождаемое образованием соответствующих трещин, обеспечивающих возможность достижения магмой земной поверхности.

Среда, благоприятная для внедрения магматических расплавов в верхний структурный ярус и образования вулканов на земной поверхности, создается также в области сочленения длительно формирующихся поднятий и опусканий. Такой именно характер размещения вулканических построек типичен для зон, разделяющих геоантиклинали и геосинклинали в складчатых областях (геосинклинальных системах), что можно видеть, в частности, на примере Урала (Штрейс, 1951). В этом случае вулканические поля или их корневые зоны тяготеют к линейно вытянутым областям, отвечающим более или менее ясно выраженным глубинным разломам. О значении этих разломов писал А. В. Пейве (1945, 1956), выделивший их в качестве ведущего типа структур земной коры. Глубинные разломы, как считает Пейве, отличаются длительностью развития и большой глубиной заложения, и с их историей развития тесно связаны магматические явления и вулканизм.

Глубинные разломы располагаются также в краевых зонах наложенных или унаследованных впадин. Примером могут служить девонские впадины Минусинского прогиба на юге Сибири (Лучицкий, 1960), где подобная закономерность выявляется сравнительно четко; она типична и для ряда средне- и верхнепалеозойских впадин Казахстана и других регионов.

С глубинными разломами тесно связана современная вулканическая деятельность в Тихоокеанском складчатом поясе, где аналогом этих разломов является мощная зона сейсмодислокаций, следующая вдоль островных дуг и Кордильер Северной и Южной Америки и уходящая на глубину до 700 *км* в недра Земли. Крупные зоны сейсмодислокаций, как уже отмечалось, определяют основные черты размещения действующих вулканов в обрамлении Тихого океана.

Особое место занимают структурные обстановки, возникающие в области входящих углов древних платформ. По Н. С. Шатскому (1964, стр. 440), «во внутренних углах платформы на окраинах платформы развиты поперечные к складчатой зоне структуры; они представлены либо

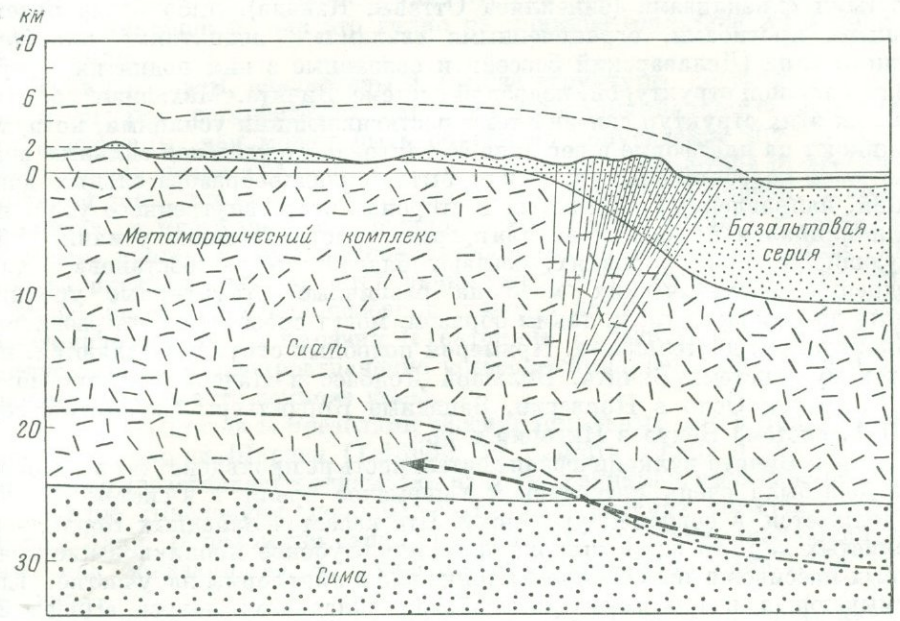


Рис. IV-19. Дайковая серия Восточной Гренландии в разрезе. По Вагеру и Диру, из Е. Ш. Хиллса (1967)

Вертикальный масштаб равен горизонтальному

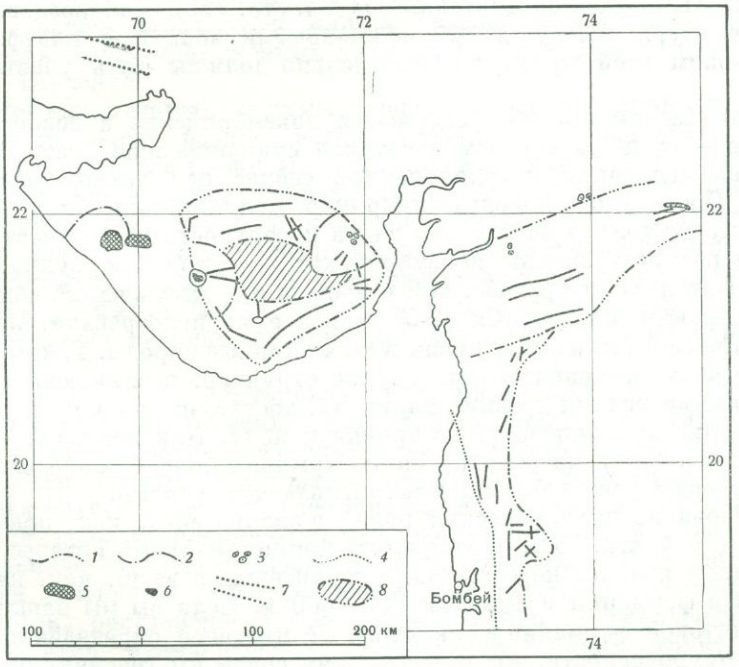


Рис. IV-20. Траппы плоскогорья Декан. По Одену, из Полканова (1965)

1 — граница преобладающего распространения пучков даек основных пород в поле развития траппов; *2* — приблизительная граница распространения даек; *3* — расположение фокусов радиальных даек; *4* — положение флексуры; *5* — центральные интрузии гранофиров и кислые эруптивы; *6* — габбро, диорит, монцонит; *7* — антиклиналь; *8* — область, почти не имеющая даек

простыми синеклизами (синеклиза Оттавы, Канада), либо более интенсивными прогибами, ограниченными «валами» — поднятиями платформенного типа (Делаварский бассейн и связанные с ним поднятия), либо очень сложной структурой, подобной системе Вичита. Механизм возникновения этих структур связан с теми растягивающими усилиями, которые возникают на платформе в вершине ее внутреннего угла под сильным воздействием колебательных и, может быть, складкообразовательных движений, направленных нормально к сторонам этого внутреннего угла, от геосинклинальной зоны к ее платформе». Растягивающие усилия, действующие в таких условиях, создают благоприятную обстановку для внедрения магматических масс на различные структурные уровни, вплоть до поверхности, и, таким образом, могут способствовать развитию вулканической деятельности. Примером подобных структур являются, по Шатскому, система Вичита, Большой Донбасс и Пачелмский прогиб в СССР, грабен Осло в Норвегии, Западные Кордильеры Скалистых гор в США, система Бенуэ в Нигерии и др.

Хотя в Вичите вулканическая деятельность не проявлена, но в грабене Осло она была очень интенсивной в пермское время, а в системе Бенуэ продолжается в современную эпоху. Что касается Западных Кордильер Скалистых гор, то здесь широко известно глубокое проникновение гранитных массивов в тело Северо-Американской платформы на участке, где примыкающая к платформе мезозойская складчатая полоса «Невадийской орогении» образует изгиб к юго-востоку в виде огромного внутреннего угла, близ вершины которого, как отмечал Шатский, расположен батолит Айдахо.

Особое внимание привлекают вулканические явления Пачелмского прогиба и Большого Донбасса. Исследование особенностей строения этих прогибов привело Шатского к выводу о необходимости выделения на их примере структур, названных им авлакогенами (от греческого «авлак» — борозда). Авлакоген, по Шатскому (1964, стр. 552),— «бороздовая сложная структура между двумя одинаковыми зонами в платформе; по обоим краям этой структуры обязательно должны быть участки платформ».

В Пачелмском прогибе содержатся докембрийские и девонские, а в Донбассе — главным образом девонские вулканические постройки, подвергшиеся денудации и захороненные сейчас под чехлом позднейших осадков. Поэтому о девонских, например, вулканогенных породах ранее было известно только по выходам их на поверхность на юго-востоке Донбасса. О распространении докембрийских и девонских вулканогенных пород в Пачелмском прогибе, как и вообще о существовании самого прогиба, до проведения буровых работ ранее и не подозревали. Между тем и в этом прогибе были обнаружены вулканогенные породы. Таким образом, в авлакогенах, принадлежащих группе структур, возникающих в связи с внутренними углами древних платформ, достаточно широко распространены древние вулканические постройки и поля. Как показала А. С. Новикова (1959, 1965), их размещение на крыльях прогиба определяется соответствующим распределением растягивающих усилий.

Исследование вулканических полей в авлакогенах, как подчеркивал Шатский (1964, стр. 552), представляет принципиальный интерес, так как «в Донецком авлакогене есть такие удивительные вещи, как, например, спилитовая формация мощностью 400—600 *м*. Если бы мы нашли разрез этой спилитовой формации в скважине, не имеющей определенной структурной приуроченности, мы всю эту зону сочли бы геосинклиналью без малейшего сомнения. Но спилитовая формация развита в западной части Большого Донбасса, где выклиниваются сланцы, которые можно было бы отнести к геосинклинальным отложениям. Следовательно, характер спилитовой формации здесь совершенно не геосинклинальный».

Принципиальное значение вулканизма структур, расположенных на

входящих углах древних платформ, определяется еще и тем, что они служат зонами, по которым гранитные плутоны могут проникать в тело древней платформы, как это видно на примере «батолита Айдахо» и его окружения.

Таким образом, авлакогены и вообще структуры, связанные с входящими углами, способствуют миграции «геосинклинального» вулканизма на платформы, чем может быть объяснено допускаемое Штилле (Stille, 1940) перемещение гранитных магм на сотни километров от геосинклинальной зоны, где они, по его мнению, зарождаются. Впрочем, появление гранитов на платформе совершенно не обязательно ставить в связь с процессами, протекающими в геосинклинальных областях. Миграция гранитов за пределы этих областей давно уже указывалась во многих частях земного шара, но стала особенно хорошо известной после составления Тектонической карты Евразии («Тектоника Евразии», 1966), когда выяснилось широкое распространение негеосинклинальных гранитов в Тихоокеанском сегменте земного шара.

Обилие гранитов за пределами геосинклинальных зон в Азии ранее отмечал Тельяр-дю-Шарден (Teilhard du Chardin, 1940); и по настоящее время его представления оказывают известное влияние, вызывая чрезмерное увлечение выделением молодых гранитов в древних складчатых структурах Азии. В целом же связь гранитоидов с геосинклинальными зонами, как показали Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1967), не обязательна.

Среди других структурных обстановок, благоприятствующих вулканической деятельности, следует указать трещины огромной протяженности, ныне представляющие дайки или дайковые пучки, прослеживаемые на сотни километров. Подобные структурные обстановки известны в Шотландии, в Африке; вероятно, существуют они и в других регионах. Появление такого типа предполагаемых корневых зон древних вулканов можно поставить в связь с очень пологими изгибами или с общим растяжением крупных участков земной коры вследствие сжатия, ориентированного в общем параллельно или по диагонали к трещине. Проблема образования таких протяженных даек и дайковых пучков требует дальнейшего изучения.

Следует еще отметить системы трещин, ориентированных параллельно удлинению сводообразного изгиба, указанные Клоосом (1939) на Азорских островах, где эти трещины, по его мнению, были ориентированы почти в широтном направлении, перпендикулярном Срединно-Атлантическому валу. Такой ориентировки трещины он получил экспериментальным путем, расположив взаимно перпендикулярно моделируемые пологие вздутия. Расстояние между предполагаемыми трещинами на Азорских островах, по Клоосу, равны 18—24 *км*, т. е. значительно меньше, чем на Рейнском своде, что, по его мнению, связано с малой толщиной земной коры в этом районе.

Заканчивая обзор обстановок, благоприятствующих образованию вулканических полей на земной поверхности, следует отметить, что хотя для минувших геологических эпох пока еще трудно указать срединно-океанические поднятия, с которыми, как известно, тоже связана вулканическая деятельность, тем не менее само по себе существование таких поднятий наводит на размышления о природе свойственного им вулканизма. Сейчас вулканическую деятельность на этих поднятиях объясняют конвекционными течениями в мантии Земли, вызывающими повышенный тепловой поток, растяжение и вулканизм. Однако не исключена вероятность развития вулканической деятельности в таких структурных зонах вследствие тех же причин, которые вызывают появление сводов и вулканизма на континентах.

В связи с этим имеет смысл вспомнить слова Ситтера (1960, стр. 444, Sitter, 1956) о том, что, например, «Великую Африканско-Европейскую

зону[1] ... можно рассматривать как результат контракции меридионального направления, в котором ориентировка разрывов определяется главным образом сопряженным рядом сдвигов, а расширение в широтном направлении обусловлено меридиональной контракцией в нижнем ярусе субстрата ... Все эти рассуждения приводят к заключению, согласно которому существует однородное поле напряжения, распространяющееся на глубину многих сотен километров в верхнюю часть мантии. Это поле напряжения обладает свойством контракции, и мы можем предполагать, что оно возникает вследствие контракции ядра и нижней мантии. Эта контракция может быть обусловлена дальнейшим уплотнением вещества в данной области земного шара и предположительно сопровождающимся ростом ядра за счет нижней части мантии». Роль процессов уплотнения вещества верхней мантии Земли в результате фазовых превращений и его геологическое значение показаны С. И. Субботиным и его сотрудниками (1964, 1968).

Размещение глубинных очагов

К заключительной части обзора экологии древних вулканов следует отнести проблему размещения глубинных очагов. Эта проблема очень сложна, и ее обсуждение следует ограничить здесь самыми краткими общими сведениями, определяющими характерные черты тех участков земного шара, в которых обособляются глубинные массы, ближе к поверхности переходящие в магматические расплавы. В таком аспекте эта проблема имеет прямое отношение к приведенному выше анализу связей между вулканическими полями и геологическими структурами: она касается особенностей строения земной коры, определяющих появление глубинного очага, и не затрагивает или только частично затрагивает вопрос о причинах образования этих очагов.

По отношению к платформенным областям общий обзор размещения глубинных очагов, имеющих вид различного типа интрузий, был дан А. А. Полкановым (1945, 1946, 1955а, б). Он, в частности, подчеркнул, что двухъярусные сооружения земной коры в платформенных областях обладают потенциальными направлениями «наиболее легкого распространения и размещения магмы; это анизотропные текстуры пород, границы слоев и свит, поверхности стратиграфических и тектонических несогласий и, наконец, реальная и потенциальная сеть трещинной тектоники» (Полканов, 1946, стр. 5).

Полканов отмечал, что в верхнем ярусе расположение этих потенциальных направлений подчинено простой тектонике горизонтально залегающих неконсолидированных осадочных свит, а в более глубоких ярусах аналогичные направления следуют сложной системе тектонических структур и обладают сложной морфологией. Проводниками магмы в земную кору, как считал Полканов, являются глубокие расколы щитов, а не зоны проплавления или замещения mise en place. Следуя этому представлению, он различал среди трещинных интрузий ряд характерных типов. Во-первых, расколы — интрузии, образовавшиеся вследствие «радиальной кинематики» земной коры; к этой группе он относил расколы и интрузии региональных сбросов (например, Восточная Африка), расколы — интрузии, сопровождающие образование «гигантских поднятий — антиклинальных складок» (типа Рейнского поднятия), расколы — интрузии, сопровождающие образование «гигантских депрессий — синклинальных складок» Норильского типа, и наконец расколы — интрузии «радиальных флексур», известные в Африке.

Во-вторых, Полканов выделял расколы — интрузии, образовавшиеся «при тангенциальных напряжениях и кинематике». К этой группе принадлежат расколы — интрузии, имеющие вид трещин Моора-Клооса,

[1] В эту систему Ситтер включил, кроме рифтовых впадин Африки, также грабены Рейна и Осло.

образовавшиеся «при тангенциальных напряжениях со стороны соседнего орогенного пояса»; в качестве примера такого типа интрузий Полканов приводил дайковые серии Швеции. Сюда же, по его мнению, относятся расколы — интрузии «тангенциальных флексур».

В-третьих, в систематике Полканова выделялись еще расколы — интрузии, связанные с внутрикоровыми камерами — плутонами.

Рассматривая известные в настоящее время геологические данные, можно достаточно ясно представить, что древние глубинные вулканические очаги, которые сейчас представлены различными интрузивными телами, сосредоточены во многих случаях вдоль глубинных разломов подобно тому, как аналогичные очаги современных вулканов располагаются в Тихоокеанском кольце и на востоке Альпийско-Индонезийского пояса вдоль уходящих в недра Земли зон сейсмодислокаций. Точное выяснение размещения глубинных вулканических очагов и особенностей их развития в зонах глубинных разломов требует дальнейшего совместного изучения этих зон не только вулканологами и палеовулканологами, но и тектонистами.

По этому поводу Н. П. Херасков (1952; цит. по 1967, стр. 191) писал, что «в некоторых типах крупных тектонических структур, для которых следует предполагать глубинное заложение, на определенных стадиях развития появляются магматические очаги или аналогичные им образования, а также подводящие каналы, с помощью которых магма или растворы поднимаются вверх и далее аккумулируются в некоторых частях глубинной структуры. Задачей тектониста является выделение и изучение этих глубинных структур, а также систематизация более мелких структур, заключающих магматогенные образования, не только по их морфологии, но и в зависимости от того, составным элементом какого типа глубинных структур они являются и какие части этих глубинных структур они представляют».

Большая и трудоемкая задача изучения глубинных магматических очагов должна решаться совместными усилиями всех исследователей, занимающихся изучением глубинного строения Земли. Недавние исследования тектонической природы огромного континента Евразии («Тектоника Евразии», 1966, стр. 451) показали, что глубинные разломы контролируют развитие и размещение магматических и многих других месторождений полезных ископаемых, но «расположение в структуре крупных полей гранитоидов и кислых эффузивов часто не подчиняется глубинным разломам и закономерностям блоковой тектоники, проявленной на поверхности, а связано с неизвестными нам явлениями тектонических напряжений и перемещений в более глубоких частях земной коры». В этой работе отмечается также, что тангенциальное сжатие и скучивание масс на глубине могут сопровождаться растяжением на поверхности.

Тесно связаны с глубинными разломами, по-видимому, крупные флексуры, подобные тем, которые располагаются на краю континентов. Однако в области распространения такого типа флексур вероятно лишь общее линейное размещение глубинных очагов, тогда как каждый из них в отдельности может следовать системе локальных разломов, а не единой тектонической зоне, разделяющей блоки земной коры, испытавшие различное развитие.

Важную роль в формировании глубинных очагов, питающих вулканическую деятельность, играют также своды, значение которых отмечал еще Зюсс. Взаимосвязь между расположением вулканических полей и сводами в ряде случаев представляется достаточно определенно выраженной, хотя причина образования магматического очага под сводом остается недостаточно ясной. Клоос вообще не рассматривал вопрос о том, как появляются магматические расплавы под сводом. Виллис же предложил концепцию, предполагающую радиоактивный разогрев, и считал, что свод возникает над астенолитом, образующимся вследствие расплавления

подкоровых масс и соответствующего увеличения их объема. Однако возможны и иные причины, связывающие рост куполов и образование магматических очагов. В частности, вполне возможен «арочный» эффект, способствующий снижению давления под сводом и плавлению материала. Такой механизм образования очагов допускает, например, С. И. Субботин (Субботин и др., 1968, стр. 132), и с этим механизмом может быть связано, как он предполагает, последующее поднятие свода, вызванное увеличением объема плавящегося материала горных пород. В этом механизме главным затруднением, как и во всей проблеме объяснения «выплавок» из верхней мантии, является то, что магматические «расплавы» обладают очень высокой вязкостью там, где они начинают свой путь.

В целом же разработка проблемы размещения глубинных очагов требует дальнейшего развития исследований, преследующих цель выявления закономерностей размещения конкретных вулканогенных формаций и их взаимоотношений с корневыми зонами. Насколько сложна эта проблема, видно, например, из того, что даже в Шотландии, где корневые зоны изучают уже около 100 лет, вопросы пространственного размещения глубинных очагов и их отношения к геологическим структурам остаются далеко не полно разработанными.

ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ДРЕВНИМИ ВУЛКАНАМИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Проблема хронологических отношений между процессами образования геологических структур и вулканической деятельностью геологического прошлого относится к наиболее общим и существенно важным в палеовулканологии. Не случайно, что именно этой проблеме уделяли особое внимание не только крупнейшие тектонисты, например М. М. Тетяев (1934) и Штилле (Stille, 1940б), но и ведущие петрологи — Тиррель (Tyrrell, 1955) и Ю. А. Кузнецов (1964), а также металлогенисты, среди которых первенство в этом отношении принадлежит Ю. А. Билибину (1947б). Всесторонний интерес к этой проблеме объясняется тем, что в хронологических отношениях между магматическими и тектоническими процессами вскрываются их взаимосвязи и выясняются общие закономерности развития не только самих этих процессов, но и сопровождающего их рудообразования.

Во всех построениях, связанных с разработкой рассматриваемой проблемы, предполагается, что имеется некая общая схема тектонической эволюции, которую испытывает каждый участок земной коры, последовательно переживающий различные стадии геосинклинального развития, а затем интенсивную деформацию, после чего переходит в относительно спокойное, «стабильное» кратонное, или платформенное, состояние. Для этой схемы не имеет значения, как возникла геосинклинальная обстановка. Обсуждение открывается моментом, фиксирующим некое начальное состояние геосинклинального развития, вслед за которым могут быть выделены средние и поздние этапы развития, а затем этап преобразования геосинклинали в платформу.

Принятая в таком виде схема является очень общей, но она отвечает такому же весьма общему взгляду, предполагающему смену во времени геосинклинального развития платформенным. Этот взгляд, как известно, лежит в основе современных теоретических представлений в геологии. Именно данная схема обычно и привлекается к анализу отношений между вулканической деятельностью и развитием геологических структур. Коль скоро геотектоническая последовательность установлена в таком общем виде, остается только расставить соответствующим образом вулканические проявления. В итоге, изменения в развитии вулканических событий определяются, в сущности, независимо от их хронологии, устанавли-

ваемой палеонтологическими или физическими методами. Такой способ построения схем для анализа отношений вулканизма к тектонике заманчив своей простотой и ясностью, так как позволяет сразу же сопоставить ряд тектонической последовательности событий с магматологической, как ее называл Штилле (Stille, 1940б).

Хорошо известная схема, поясняющая общие черты взаимоотношений между вулканизмом в широком смысле слова и тектоникой, помещена выше на стр. 299. Эта схема была составлена Штилле в 1940 г. и обоснована им различными данными по геологии Европы и Северной Америки, правда существенно схематизированными. В схеме не придавалось значения, например, гранитам, распространенным на платформах, поэтому Штилле (1964а, стр. 173) писал, что сиалическому плутонизму орогенических зон противостоит н е б о л ь ш а я г р у п п а «вулкано-плутонов», связанных с германотипной тектоникой «кратонных областей». Однако он отмечал при этом, что такие гранитные плутоны представляют «нечто иное», чем плутоны орогенных областей, так как «относятся вообще-то к сфере вулканических явлений». Эта «небольшая группа» сейчас широко разрослась за счет гранитных корневых зон липаритовых и игнимбритовых вулканических ассоциаций, встречающихся совместно в кальдерах и вулкано-тектонических депрессиях. К тому же выводу о широком распространении внегеосинклинальных гранитоидов приводит, как уже отмечалось, также анализ тектоники Евразии («Тектоника Евразии», 1966).

Существенно схематизированным оказался и выделенный Штилле субсеквентный вулканизм. Вскоре выяснилось, что этот вулканизм не обязательно наследует сиалические черты предшествующего, по Штилле, геосинклинального плутонизма и что «субсеквентный этап» вообще крайне сложен. Поэтому в более поздней работе, специально посвященной проблеме «субсеквентного вулканизма», Штилле (Stille, 1950) существенно расширил представление об этом этапе и выделил в нем такие подразделения, благодаря которым первоначальные цельность и ясность представления были утрачены. Пришлось признать, во-первых, что субсеквентный вулканизм может начаться с большим запозданием по отношению к предшествующему сиалическому, на период времени, равный даже 50 млн. лет, и что длительность его может охватывать интервал в 50, а иногда и 100 млн. лет (например, на п-о.ве Индокитай). Но тогда спрашивается, почему такой вулканизм называть субсеквентным?

Во-вторых, выяснилось, что субсеквентный вулканизм чередуется с сиалическим плутонизмом, иногда неоднократно. Несомненно, что критика со стороны Бедерке (Bedercke, 1948), ставившего под сомнение принципиальную связь плутонизма с орогеническими фазами и отрицавшего возрастное различие плутонических и вулканических процессов (на эту критику ссылается сам Штилле), содействовала такому пересмотру первоначальной схемы.

В-третьих, для того чтобы сохранить понятие о субсеквентном вулканизме, Штилле вынужден был обратиться к выделению наряду с вулканическими и плутоническими ассоциациями еще и субсеквентных ассоциаций, которые должны были, с его точки зрения, характеризоваться по типу пород как сиалические, по месту и формам застывания как преимущественно вулканические (включая вулкано-плутоны), по хронологическим отношениям — субсеквентные и по происхождению — возникающие в верхней части земной коры. Проблематичность выделения такого рода третьего типа ассоциаций уже рассматривалась в связи с анализом проблемы различного типа формаций.

Наконец, Штилле пришлось еще выделить «продленный», или «продолженный», начальный магматизм (кавычки принадлежат Штилле). Этот вулканизм «представлен начальными по типу и происхождению породами, но который, однако, пережив геосинклинальные периоды, продол-

жался вплоть до момента главной фазы складчатости, а при известных обстоятельствах и еще несколько позднее» (Штилле, 1964в, стр. 669). Это «несколько позднее» Штилле не расшифровал, но привел ряд примеров, который легко можно было бы увеличить, показывающих, что одновременно с гранитными интрузиями в центральной части геосинклинали, в краевых ее зонах может продолжаться внедрение крупных масс основных и ультраосновных интрузий, вслед за которыми в ряде случаев появляется экструзивный базальтовый вулканизм, обычно незначительный.

Таким образом, в последующих уточнениях Штилле начальный симатический магматизм, как оказалось, может распространяться на интервал времени, в течение которого формируются гранитные интрузии.

Все эти отклонения заставили Штилле отказаться от первоначально намеченного строгого канона, включающего разделение плутонических и вулканических этапов. В работе, относящейся к 1950 г., он говорил уже о разных видах магматизма вообще: начального, синорогенного, субсеквентного и конечного, а не о сиалическом плутоническом intermezzo в симатическом вулканизме. Таким образом, схема Штилле утратила свое первоначальное значение в его же построениях.

Схема Штилле столкнулась и с другими противоречиями. Во-первых, сиалический гранитный магматизм, который Штилле относил к «синорогенному магматизму орогенических фаз», оказался связанным не с «орогеническими фазами», а с более поздним «посторогенным» этапом по Штилле; этому этапу, который он назвал «субсеквентным квазикратонным», в общем отвечает орогенный этап по Н. П. Хераскову (1967) и другим исследователям. Позднее «посторогенное» образование огромных масс гранитоидов достаточно наглядно подтверждается данными новейших геологических исследований, обобщенными в статье Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (1967). К тем же выводам, в сущности, пришел и Е. К. Устиев (1959 и др.), изучая Охотский «тектоно-магматический пояс», а также другие исследователи.

Во-вторых, что еще более существенно, благодаря трудам Н. С. Шатского (1964) и его учеников была выявлена общая картина длительного развития складчатых структур, вследствие чего канонизированное представление о «резкой», как писал Штилле (Stille, 1940), смене начального симатического вулканизма сиалическим в связи с кратковременной вспышкой орогенеза оказалось не адекватным действительным отношениям между процессом формирования структур и магматизмом. Утратило в связи с этим первоначальный смысл также понятие «орогеническая фаза», о котором писал Штилле, так как дано было принципиально новое толкование угловым несогласиям (см. Шатский, 1964, статьи о длительности складкообразования). В таком новом толковании «угловые несогласия (орогенические фазы) образуются в результате наложения эпейрогенических движений на складкообразовательные; складкообразование, идущее на фоне более крупного эпейрогенического прогибания и, следовательно, седиментации, вызывает неравномерное накопление осадков в мульдах и сводах; такое движение, происходящее на фоне эпейрогенического поднятия, вызывает денудацию поднятых складчатых структур» (Шатский, 1964, стр. 589).

Следует еще отметить результаты исследований, опирающихся на определение абсолютного возраста изверженных пород в различных тектонических обстановках. Для бассейна Моно в Калифорнии, например, Гилберт, Кристенсен и другие (Gilbert, Christensen a. o., 1968) установили, что вулканизм и деформации в этом регионе были синхронными, хотя они считают взаимосвязь этих процессов скорее случайной, чем необходимой. Для области батолита Боулдер в Западной Монтане (США) Робинзон, Клепер и Обрадович (Robinson a. o., 1968) отметили, что вулканизм, складчатость, плутонизм и разломы проявились после 700 млн. лет структурной и маг-

матической пассивности, и их последовательность не отвечает стандартной схеме вулканизм — складчатость — разломы — внедрение батолитов. Детальные определения абсолютного возраста пород позволили установить, что все эти события протекали в течение последних 20 млн. лет мелового периода, причем главная складчатость, разломы и вулканизм начались в одно и то же время, хотя не повсеместно, и несколько раньше плутонизма. Образование разломов вблизи батолита предшествовало плутонизму или сопровождало его, а вдали от плутона — следовало несколько позже внедрения. Разломы прекратились немного раньше, чем складчатость. Таким образом, рассмотренные процессы были тесно связаны друг с другом как во времени, так и в пространстве.

В итоге, хотя и сейчас сохраняются тенденции канонизировать отношения вулканизма к тектонике, представляя их в виде схем, имеющих всеобщее значение, тем не менее становится очевидным, что проблема этих отношений должна разрабатываться на основе изучения реальных хронологических данных о вулканизме и сравнения их с теми данными, которые характеризуют последовательное развитие конкретных геологических структур. Так как земная кора гетерогенна и в структурном отношении, и по составу, то трудно предполагать единообразное развитие вулканической деятельности на всем земном шаре даже в том случае, если тектонический процесс протекает всегда в некоторой определенной последовательности. Требуются исследования действительно наблюдаемых отношений между двумя рядами явлений, тектонических и вулканических, опирающиеся в обоих случаях на строгие хронологические данные. Априорные схемы утрачивают свое значение, как только приходится обращаться к исследованию реальных геологических условий развития тектонических структур и характерных черт связанной с этим развитием вулканической деятельности.

Вопросы хронологических отношений между вулканизмом и тектоникой в общем виде рассматривались также Тиррелем (Tyrrell, 1955) в работе, затрагивающей проблему распространения изверженных пород во времени и в пространстве. В этой работе он представил, в сущности, вариант схемы Штилле и выделил следующие фазы развития: геосинклинальные — с офиолитовым вулканизмом, орогенические — с гранодиорит-андезитовыми сериями и посторогенные трихибазальтовые и кварцдолеритовые. В отличие от Штилле Тиррель подчеркивал значение связей между плутоническими и вулканическими породами на всех этапах развития вулканизма. В остальном в его схеме, как и у Штилле, вулканическая деятельность сопоставляется с некоторыми общими этапами развития структур, которые включают длительное геосинклинальное развитие, быстрый орогенез и посторогенное состояние. В работе Тиррель привлекает внимание его стремление объединить в единую схему представления о хронологических и пространственных связях вулканизма с тектоникой. Эта идея, привлекающая к анализу хронологических отношений также пространственные закономерности размещения изверженных пород, заслуживает особого внимания, так как может способствовать дальнейшему прогрессу и более глубокому пониманию связей между вулканизмом и тектоникой.

Известно, что исследование закономерностей пространственного размещения продуктов вулканической деятельности обычно выражается представлениями о «петрографических провинциях» (Judd, 1876) или о «комагматических областях» (Washington, 1906). Такие представления существенно отличаются от рассмотренных выше тем, что их опорой являются эмпирические обобщения данных о распространении изверженных пород, близких по некоторым особенностям их состава, строения и возраста. Джадд, например, понимал петрографические провинции как области, на территории которых магматические породы в течение данного геологического периода проявляют некоторые хорошо выраженные осо-

бенности минералогического состава и структуры. Близким является определение Вашингтоном «комагматических областей». Оба понятия, как и другие им аналогичные, не включают представления о развитии процессов вулканизма во времени. Наоборот, строгое применение этих понятий требует известных ограничений, предполагающих, что определенные области или провинции могут быть установлены только для сравнительно узких возрастных рамок. Впрочем, понятие о петрографических провинциях в ряде работ (Левинсон-Лессинг, 1940; Кузнецов, Лучицкий, 1936 и др.) рассматривается и в широком плане, позволяющем относить к таким провинциям обширные регионы, подобные Уралу, Кавказу, Крыму и т. п.

Хотя этот подход и схематичен, он, тем не менее, правильно отражает существование таких черт развития вулканизма, которые, сохраняя единообразие или общее сходство, могут прослеживаться на разных этапах образования геологических структур в пределах значительных интервалов времени. Нельзя в связи с этим не обратить внимания на то, что Штилле, в частности, показал сходство основных черт субсеквентного вулканизма с предшествующим сиалическим плутонизмом, но в его схеме это единственное подобного рода указание. Между тем анализ пространственных закономерностей выявляет более широкий круг связей между различными этапами вулканизма. Имеются различные виды подобных связей (Лучицкий, 1968), обусловливающие: 1) перманентное, 2) реккурентное, 3) эпигенетическое и 4) эпизодическое развитие вулканизма.

Перманентное и реккурентное развитие приводит к возникновению областей, существенно отличающихся некоторыми типичными чертами и обладающих различной тектонической природой и размерами.

К *областям перманентного развития* вулканизма относится, в частности, Сибирская платформа. В ее пределах длительно развивались процессы базальтового (траппового) вулканизма, первые проявления которых принадлежат, как считается, верхнему карбону (Наливкин, 1962). Эти процессы завершаются либо в триасе, либо, как полагают некоторые исследователи, в юре (Гоньшакова, 1961). Высказываются предположения, что эти возрастные рамки должны быть расширены за счет более древних проявлений, относящихся к девонскому, а может быть, и к более ранним геологическим периодам (Лучицкий и др., 1966). Исследования Е. С. Кутейникова и В. Л. Масайтиса (1968) показали, что на Сибирской платформе имеются также докембрийские траппы возраста 1000 млн. лет. Во всяком случае очевидно, что Сибирской платформе свойственно длительное развитие вулканизма и однообразный базальтовый состав, сохраняющийся на протяжении ряда геологических периодов. В абсолютном исчислении это развитие продолжалось свыше 100 млн. лет, даже если не учитывать данные Кутейникова и Масайтиса, а также имеющиеся указания на возможный девонский трапповый вулканизм рассматриваемого структурного блока земной коры.

Перманентное развитие вулканизма характерно также и для некоторых геосинклинальных областей. Примером может служить Урал, своеобразие которого, как области весьма широкого распространения габброидов и гипербазитов, хорошо известно. Типичны для этой области также зеленокаменные спилито-кератофировые формации, а в сериях гранитоидов — плагиограниты. Разнообразные проявления основного и ультраосновного вулканизма составляют характерную черту Урала и прослеживаются на протяжении длительных периодов его существования, по-видимому, от глубокого докембрия до карбона. Таким образом, и на Урале сравнительно однообразные черты развития вулканизма непрерывно сохраняются в течение многих сотен миллионов лет.

Столь же устойчив на протяжении ряда эпох состав продуктов вулканизма в Забайкалье, которое С. С. Смирнов с полным основанием считал классической страной гранитов. Подобно тому, как Урал отличается гос-

подством габброидов и гипербазитов, так и Забайкалье выделяется преобладанием различных гранитоидов. Даже юрские вулканогенные толщи, комагматичные синхронным гранитам, здесь отличаются преимущественно дацитовым или дацит-андезитовым составом и, таким образом, несомненно относятся к дифференциатам гранитной магмы. Эти черты для Забайкалья прослеживаются на протяжении всей достоверно установленной геологической истории, от самых древних палеозойских эпох вплоть до мелового периода включительно, т. е. в течение ряда сотен миллионов лет.

Устойчивое сохранение состава разновозрастных продуктов вулканизма на протяжении многих геологических эпох и периодов при почти не прекращающейся деятельности глубинных магматических очагов приводит к образованию типичных для различных областей естественных комплексов вулканогенных пород и формаций. В целом это и позволяет выделять области перманентного развития вулканизма.

В *областях реккурентного развития* вулканической деятельности определенные ассоциации пород вновь появляются либо после значительного интервала относительного спокойствия или полного угасания магматических очагов, либо после того, как состав продуктов вулканизма в какой-то существенный по длительности период геологического времени заметно изменился по сравнению с предшествующим. Примером могут служить среднепалеозойские прогибы Саяно-Алтайской области на юге Сибири. В частности, в Минусинском прогибе преимущественно базальтовые излияния, начавшиеся в самые ранние эпохи девонского периода, а может быть и в силуре, прекратились в середине девона, а затем вновь возобновились в несколько иной форме (базальтовые некки) в пермский или триасовый период. Аналогичную картину реккурентного вулканизма представляют некоторые впадины Рудного Алтая, среди которых подобные же отношения можно установить для липаритовых и липарито-дацитовых излияний девонского и пермского периодов (Лучицкий и др., 1966). Примером реккурентного развития вулканизма может служить в какой-то мере и Русская платформа с ее по крайней мере двукратным проявлением базальтового вулканизма в рифее и девоне (Новикова, 1965; Усенко, Бернадская, 1954).

Важно отметить, что реккурентный вулканизм, так же как и перманентный, ясно указывает на длительное, в геологическом смысле, сохранение устойчивого состава глубинных магматических очагов, питающих вулканическую деятельность определенной тектонической области, а следовательно, на у н а с л е д о в а н н о е р а з в и т и е процессов в этой области.

Иными особенностями отличаются *области с эпигенетическим развитием* вулканизма. При таком развитии состав продуктов вулканизма следующих друг за другом эпох оказывается резко различным. Именно этот тип соотношений, определяющий н а л о ж е н н ы й характер вулканизма, соответствует той резкой смене состава продуктов вулканической деятельности (включая плутонизм), которая, по Штилле, свидетельствует о внезапном замещении симатического вулканизма сиалическим плутонизмом. Примеры таких смен служат обоснованием для общих гипотетических схем развития вулканизма и считаются общепризнанными, хотя, как это видно из приведенного выше краткого обзора, такие смены не являются совершенно обязательными даже для типичных геосинклинальных областей.

В общей системе представлений о развитии вулканизма должно быть отведено место также таким *эпизодическим явлениям*, которые отличаются единичными одноактными или кратковременными вспышками вулканической активности. Их связь с предшествующим развитием может оставаться неизвестной в силу таких причин, которые определяются либо огромным интервалом времени, отделяющим их от более ранних проявлений, либо крупным пространственным разрывом, обособляющим такие

проявления вулканизма от известных в смежных областях. В качестве примера можно сослаться, в частности, на вулканы Нуньцзяна (Мэргеня) в Маньчжурии или на диабазовые интрузии Крыма.

В целом, анализ пространственных закономерностей, выявляющий многообразие связей между различными этапами вулканизма, приводит к выводу о том, что идеальные схемы его эволюции во времени, подобные предложенной Штилле (Stille, 1940б, 1950), не могут быть приняты в качестве эталонов, имеющих всеобщее значение. Поэтому дальнейшие исследования в области изучения общей эволюции вулканизма не следует ограничивать узкими рамками разбора возможных приложений таких идеальных схем. Наоборот, необходимо направить эти исследования на изучение действительных связей между различными этапами развития геологических структур и вулканизма и на выявление таких отношений, которые определяют унаследованный или наложенный (эпигенетический) характер вулканизма и учитывают при этом явления реккуренции, а также возможную роль эпизодических процессов.

Определение унаследованных черт в развитии вулканизма представляется особенно важным. Закономерное и в ряде случаев совершенно очевидное перманентное или реккурентное развитие вулканизма прямо указывает на устойчивое сохранение почти неизменного состава глубинных магматических очагов, расположенных в верхней мантии Земли.

Неодинаковый состав длительно существующих магматических очагов, сосредоточенных в пределах различных крупных структурных элементов земной коры, определяется, очевидно, неоднородным строением верхней мантии в горизонтальном направлении. Поэтому данные об унаследованном развитии вулканизма в течение ряда геологических эпох на обширных территориях, представляющих крупные геологические структуры, могут быть привлечены к исследованию латеральной изменчивости состава верхней мантии Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распространение действующих вулканов, их извержения, продукты деятельности и морфология, анализ строения корневых зон вулканов, доступных непосредственному наблюдению только в древних вулканических постройках, проблемы тафономии вулканов, существовавших в давно минувшие геологические эпохи, исследование вулканических фаций и вулканогенных формаций, наконец палеовулканологические реконструкции и изучение экологии древних вулканов, тесно связанной с некоторыми общими соотношениями вулканизма и тектоники,— так выглядит круг вопросов, рассмотренных в настоящем труде.

В книге затронуты главные проблемы палеовулканологии, опирающейся на актуалистический метод сравнения древних вулканов с современными, с учетом эволюции вулканических процессов в общей истории развития земного шара. Охват разнообразных данных оказался, тем не менее, очень широким, что объясняется главным образом отсутствием обобщающих работ по современным вулканам, которые удовлетворяли бы задачам палеовулканологии. Именно это потребовало расширения данного исследования в направлении современного вулканизма в значительно большей степени, чем предполагалось первоначально. При таком охвате проблем неизбежны различные недостатки, которые, вероятно, будут видны читателю лучше, чем автору. Тем не менее проведенное исследование представляет первый опыт обобщения в области палеовулканологии, в котором основные положения и задачи этой науки систематизированы в едином плане и приведены в известное соответствие с данными современной вулканологии.

Главное же, конечно, не в этом. Те или иные недостатки могут быть устранены, предлагаемые построения улучшены, и автор будет благодарен за все те замечания, которые ему будут сообщены. Главное — в том значении, которое приобретает в настоящее время палеовулканология. Она рождена в связи с требованиями современной практики геологоразведочных и поисковых работ, выявляющих с каждым днем все более и более тесные связи древней вулканической деятельности с рудообразованием.

От корневых зон, в которых сосредоточены различные магматические рудные сегрегации, до вулканических построек на поверхности с сопровождающими их разнообразными процессами рудообразования прослеживается ряд ценнейших месторождений, происхождение которых связано с вулканической деятельностью. Среди них только те, которые вызваны к жизни гидротермами, сопутствующими этой вулканической деятельности, охватывают серии, включающие, по В. Н. Котляру (1968) и В. И. Смирнову (1969), следующие месторождения.

Полиметаллические золото-серебряные, приуроченные к третичным вулканогенным породам Тихоокеанского пояса и известные в Северной и Южной Америке (США, Мексика, Перу, Чили, Боливия, Аргентина), в Японии, на Филиппинских островах, в Новой Зеландии, на островах Суматра, Ява, Новая Гвинея, а также среди аналогичных вулканогенных пород внутренней зоны Карпат на территории Чехословакии, Венгрии, Румынии, Югославии и Советского Союза.

Золото-серебряные месторождения с теллуридами и селенидами, свойственные вулканогенным породам того же возраста в США (Колорадо, Крипл-Крик), Мексике (Тонопа и др.), а также в Японии, Индонезии и Румынии.

Касситерит-вольфрамит-висмутин-аргентитовые месторождения Боливии (Оруро, Потоси, Лалаго и др.), сопровождающие штоки третичных кислых пород.

Халькопирит-энаргит-халькозиновые (иногда с молибденитом и турмалином) месторождения типа Браден в Чили, Серро-де-Паско в Перу, Бор в Югославии.

Флюорит-бертрандитовые месторождения бериллия типа Томас в США.

Киноварные месторождения ртутных руд, иногда с мышьяком (реальгаром), в Вышкове и Закарпатье, на Камчатке, в Италии и США, сосредоточенные в третичных и четвертичных вулканогенных породах.

Месторождения самородной меди среди фельзитовых агломератов, переслаивающихся с базальтовыми потоками в районе оз. Верхнего в США.

Месторождения алунита (Заглик в СССР, Хемниц в Чехословакии, Нагибания в Венгрии, Нагиаг в Румынии и др.); к ним близки золото-алунитовые месторождения типа Гольдфилд в США.

Месторождения исландского шпата в трапповой области Сибирской платформы (Нижнетунгусское, Вилюйское и др.), а также в Исландии.

Отложения фумарол, сольфатар и паровых струй близ поверхности Земли, представленные скоплениями серы и сульфидов (пирит, марказит, халькопирит) на Камчатке, Курильских островах, в Японии и Италии.

Огромная роль вулканической деятельности в формировании колчеданных месторождений Урала хорошо известна благодаря исследованиям А. Н. Заварицкого, которые были подтверждены последующими работами.

Значение вулканической деятельности, тем не менее, гораздо шире, так как вулканизм оказывает огромное влияние на процессы седиментации и, как показали Н. С. Шатский, Н. М. Страхов, Г. С. Дзоценидзе, А. Л. Яншин и другие исследователи (см., например, двухтомный сборник «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», 1968) способствует образованию различного рода вулканогенно-осадочных месторождений железа, марганца, алюминия, фосфора и других ценных элементов.

Таким образом, палеовулканология — наука, представляющая в руки исследователя средства для познания закономерностей размещения вулканогенных и вулканогенно-осадочных месторождений полезных ископаемых, значение которых выявлено сравнительно недавно, но сейчас общепризнано.

Палеовулканологические исследования, несомненно, имеют, кроме того, большое теоретическое значение, так как позволяют заглянуть в недра Земли, в те зоны, которые недоступны сейчас для человека. Палеовулканология, следовательно, существенно расширяет познания в области строения внутренних оболочек нашей планеты. Однако значение исследований древних вулканов и их эволюции, составляющих главную задачу палеовулканологии, не ограничивается рамками нашей планеты. Древняя вулканическая деятельность типична не только для Земли, но и для других планет Солнечной системы. Эта деятельность известна также на Луне, установлена на Марсе, поэтому область палеовулканологических исследований в недалеком будущем будет расширена по крайней мере до границ Солнечной системы.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К. А., Лялин Ю. И. Позднекаледонские и герцинские вулкано-плутонические ассоциации Центрального Казахстана.— В сб. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, «Наука», 1969.

Авдеев А. А. О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геология, 1965, № 10.

Аверьянов И. П., Храмова Г. Г. Геологическое положение и особенности литологического состава кратерно-озерных отложений.— В сб. «Вулканические фации Камчатки». М., «Наука», 1969.

Адамс Л., Ван-Остранд К. и др. Внутреннее строение Земли. М., ИЛ, 1949.

Анатольева А. И. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии девона Минусинского межгорного прогиба.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1960, вып. 2.

Анатольева А. И. Значение стратиграфических корреляций в палеовулканологии (на примере Саяно-Алтайской области).— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.

Анатольева А. И. Строение разрезов вулканогенно-осадочных толщ и проблема цикличности.— В сб. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966.

Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. Тектоника и история развития Русской платформы. М., Госиздат, 1923.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. ГИНИТИ, 1932.

Атлас литолого-палеогеографических карт Европейской части СССР. Под ред. А. П. Виноградова. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 4.

Афанасьев Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.

Барт Т. Ф. Состав и эволюция магмы южной части Срединного Атлантического хребта.— В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат, 1948.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.

Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района.— Петрография СССР, серия региональная, 1940, вып. 10.

Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947а.

Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота.— Зап. Всерос. минералог. об-ва, серия 2, 1947б, ч. 76, вып. 1.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.

Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота.— Избр. труды, т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Биллингс М. П. Структурная геология. М., ИЛ, 1949.

Бобриевич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела.— В кн. «Тектоника СССР», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, № 1.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и

Тянь-Шаня. Ст. 2. Варисцийские складчатые системы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5.
Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, № 3.
Борисова В. Н., Борисов О. Г. Наблюдения в кратере вулкана Безымянного летом 1960 г.— Бюлл. Вулканол. станции, 1962, № 32.
Ботвинкина Л. Н. Некоторые задачи изучения вулканогенно-осадочных отложений.— Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 195, т. 1. Осадкообразование.
Боянов Ив., Маврудичев Б. Палеогенският магматизъм в североизточните Родопи.— Годишник на Софийския Университет, 1958, т. 54, кн. 2.
Бровков Г. Н. Осадочно-телепирокластические формации— особый тип породных ассоциаций.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2. Алма-Ата, 1963.
Бровков Г. Н. Общие особенности строения и состава среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса.— В кн. «Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области». М., «Наука», 1967.
Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Фосфатонакопление в вулканических областях.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 2. Полезные ископаемые. М., «Наука», 1968.
Будников В. И., Казанский Ю. П., Лежнин А. И. Открытие бентонитов в Кузбассе.— Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 6.
Булдаков В. В. Особенности строения гранитного массива Майтас (Северное Прибалхашье) и распределение в нем некоторых редких элементов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Быковская Е. В. Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 2. М., «Наука», 1966.
Вальтер И. История Земли и жизни. СПб., 1911.
Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. СПб., 1911.
Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М.— Л., Гостоптехиздат, 1951.
Вахрамеев В. А. Нижнекаменноугольная вулканогенная провинция Прибалхашья и северных дуг Тянь-Шаня.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, № 1—2.
Вембан Н. А. Пути дифференциации в траппах Декана.— В сб. «Геология и петрография трапповых формаций». М., ИЛ, 1950.
Вергунов Г. П. Очерк геологии и металлогении горной части Курильского архипелага.— Труды СахКНИИ, 1961, вып. 10.
Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.
Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. М., ИЛ, 1967.
Виноградов А. П. Геология рассеянных элементов морской воды.— Успехи химии, 1944, т. 13, вып. 1.
Виноградов А. П. Химия Земли.— В кн. «Глазами ученого». М., Изд-во АН СССР, 1963.
Власов Г. М. Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено островных дуг Восточной Азии.— В кн. «Геология СССР», т. 31, ч. 1. М., «Недра», 1964.
Власов Г. М. О цикличности вулканических процессов.— Труды Ин-та вулканологии, 1967, вып. 24.
Влодавец В. И. Дариганская вулканическая область.— Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 5.
Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Дариганской области Монголии.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Влодавец В. И. Проблемы туфолав и игнимбритов.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20.
Войтов В. И. Аномалия температуры и солености в Красном море.— Докл. АН СССР, новая серия, 1967, т. 175, № 6.
Волчанская И. К. Особенности формирования рыхлых отложений верхнекайнозойской вулканической области на примере некоторых районов Камчатки. (Автореф. канд. дисс.). М., 1965.
Волынец О. П., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Шилин Н. Л. Формация габбро-диоритов миоценового возраста.— В сб. «Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки». М., «Наука», 1968.
Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород.— Изв. АН Арм. ССР, серия физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1956, № 2.
Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника (на примере Малого Кавказа).— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр., 1960, № 13.
Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. М., «Наука», 1964.
Гаврилов А. А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар.— Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 169.
Гаврилов А. А. Накопление вулканических обломочных продуктов в геосинклинальных

областях прошлого.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 1. М., «Наука», 1968.
Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, 1949.
Гамкрелидзе П. Д. Основные этапы геологического развития Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Труды Груз. политехн. ин-та, 1954, № 32.
Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Грузии и применение методики определения абсолютного возраста.— Труды 5-й Сессии Комиссии по опред. абс. возраста. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Гамкрелидзе П. Д. Основные этапы истории геологического развития Грузии.— Труды Всес. н.-и. геологоразв. нефт. ин-та, 1959, вып. 21.
Гамкрелидзе П. Д. Условия формирования вулканогенно-осадочных образований в Аджаро-Триалетской геосинклинали.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.
Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Гаррис М. А. О габбро-диабазах кристаллического фундамента в Западной Башкирии.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 1.
Геология и минеральные ресурсы Японии. М., ИЛ, 1961.
Геология и петрография трапповых формаций. Под ред. А. П. Лебедева. М., ИЛ, 1950.
Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
Гилярова М. А. Шаровые лавы Суисарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав.— Уч. зап. ЛГУ, 1959, вып. 10, № 268.
Глинка К. Д. О минералогическом составе псковских ледниковых глин и о типах выветривания.— Зап. Всерос. минералог. об-ва, серия 2, 1899, ч. 37.
Глинка К. Д. Исследования в области процессов выветривания.— Труды СПб. об-ва естествоисп., отд. мин. и геол., 1906, т. 34.
Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.
Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.
Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4.
Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли.— В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., «Наука», 1963.
Горшков Г. С. Петрографический и химический состав лав курильских вулканов.— В кн. «Геология СССР», т. 31, ч. 1. М., «Недра», 1964.
Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965.
Горячев А. В. Извержение Олдоньо Ленгаи.— «Природа», 1968, № 7.
Грайзер М. И. К вопросу о нижнекарбоновом вулканизме юга Сибири и Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.
Грейтон Л. Предположения о вулканическом тепле. М., ИЛ, 1949.
Григорьев В. Н. Геосинклинальные бокситы.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 2. М., «Наука», 1968.
Гуринова Е. И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 6.
Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.
Дворцова К. И. О девонском интрузивно-вулканическом комплексе в Чу-Илийских горах.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 1.
Дворцова К. И. Позднеорогенные андезитовая и липарито-гранитная формации в девонских приразломных прогибах Чу-Илийских гор.— В сб. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, «Наука», 1969.
Джекобс Дж., Рассел Р. А., Уилсон Дж. Т. Физика и геология. М., «Мир», 1964.
Джоли Д. История поверхности Земли. М.— Л., Госиздат, 1929.
Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.
Дзоценидзе Г. С. О вулканогенных формациях Грузии.— В кн. «Академику АН Груз. ССР А. И. Джанелидзе». Тбилиси, 1959.
Дзоценидзе Г. С. Юрский вулканизм Закавказья.— В сб. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
Дзоценидзе Г. С. Древние коры выветривания в Грузии.— В сб. «Кора выветривания», вып. 5. М., «Наука», 1963.
Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
Дымкин А. М., Солонцов Л. Ф., Эллери С. С. Некоторые новые данные о породах диабазовой формации на востоке Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 1.
Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. ГОНТИ, 1936.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.
Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы.— Петрография СССР, серия региональная, 1938, вып. 6.
Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.
Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.
Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967.
Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Неогеновый вулканизм и неогеновые вулканогенные формации Сахалина.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 2. М., «Наука», 1966.
Ефремов И. А. Тафономия и геологическая летопись.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1950, т. 24.
Заварицкий А. Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале.— Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 3.
Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке.— Зап. Росс. минералог. об-ва, серия 2, 1931, ч. 60, вып. 2.
Заварицкий А. Н. Северная группа вулканов Камчатки.— Труды СОПС, серия камчатская, 1935, вып. 1.
Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мэргеня и их лавах.— В кн. «Академику В. А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1939.
Заварицкий А. Н. О геологическом изучении интрузий на Урале.— Труды Уральской научной конф. М., Изд-во АН СССР, 1940.
Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Изд-во АН СССР, 1941.
Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол., 1944, № 5—6.
Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах и туфолавах Армении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 10—11.
Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол., 1946, № 10.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, изд. 1, 1946; изд. 2, 1950а.
Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм колчеданных месторождений.— В сб. «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950б.
Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Заварицкий А. Н. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Заварицкий А. Н. Избр. труды, т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.—Труды Ин-та геол. наук, 1946, вып. 71, петрогр. серия (№ 24).
Завидонова А. Г., Веселовская М. М. Новые данные о палеозойском вулканизме на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 3.
Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. и др. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.—Геотектоника, 1969, № 5.
Зеленов К. К. О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир).— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 5.
Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
Зеленов К. К. О возможном вулканогенном источнике вещества геосинклинальных бокситов.— Sympos. sur les bauxites oxydes et hydroxydes d'aluminium. Extrait des actes du Sympos. Zagreb, 1964.
Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия).— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.
Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. (Автореф. докт. дисс.). Новосибирск, 1969.
Золотухин В. В. Новое в методах изучения форм залегания пород эффузивного облика.— В сб. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
Зупан А. Основы физической географии. Под ред. Д. Н. Анучина. СПб., 1899.
Иванов Б. В. Современное образование подушечных лав в субаэральных условиях.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 1. М., «Наука», 1966.
Иванов С. Н. Факторы размещения колчеданных месторождений в геосинклинальных системах и их отражение на металлогенических картах (на примере Урала).— Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1962, вып. 58.
Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы.— В кн. «Вопросы геологии Южной Ферганы», т. 2. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1960.
Калмыков Н. Т. О вулканических трубках Минусинского межгорного прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2.

Калугин А. С. Обзор месторождений, рудопроявлений и перспектив Алтая по железным рудам. Гл. 2, раздел 1. Алтайский железорудный район.— В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Калугин А. С. Новые данные о перспективах Рудного Алтая по железным рудам.— Труды СНИИГГИМС, 1962, вып. 25.
Калугин А. С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири.— Докл. сов. геологов на XXII сессии Междун. геол. конгресса. Проблема генезиса руд. М., «Недра», 1964.
Калугин А. С. Вулканогенно-осадочные железные руды в девонских отложениях Алтая.— Материалы по геол., геофиз. и полезным ископ. Сибири, 1965, ч. II, вып. 34.
Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 1.
Калугина Т. И., Калугин А. С. К методике количественного исследования вулканогенных формаций.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 2. М., «Наука», 1966.
Кант И. Вопросы о том, стареет ли Земля с физической точки зрения. 1754.— Соч., т. 1. М., «Мысль», 1963а.
Кант И. Всеобщая естественная история и теория неба. 1755.— Соч., т. 1. М., «Мысль». 1963б.
Карапетян С. Н. Куполовидные вулканы Артени и Атис.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол., 1964, № 3—4.
Карбонатиты. Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса. М., «Мир», 1969.
Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 104, геол. серия (№ 34).
Кепежинскас В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). М., «Наука», 1969.
Кепежинскас В. В. Химизм четвертичных базальтов Курило-Камчатской вулканической провинции.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6.
Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
Козырев В. Д., Гринберг И. Г., Кузина И. Н., Жидкова Л. С. Геологическое строение и газонефтеносность южной части Сахалина.— Труды ВНИГРИ, 1960, вып. 156.
Колотухина С. Е. О вулканогенных фациях нижнего карбона в Центральном Казахстане.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 42, геол. серия (№ 12).
Копецкий Л. Об алмазоносности Чешского массива.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
Коптева В. В. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии (Центральный Казахстан).— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.
Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А. Магматизм Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, т. 36 (16), № 6.
Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана). М., «Недра», 1967.
Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 9.
Короновский Н. В., Солодкова Н. А. Строение и история формирования вулкана Синяк (Закарпатье).— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.
Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 153.
Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М., Гостоптехиздат, 1952.
Косыгин Ю. А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации.— Геол. и геофиз., 1964, № 7.
Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1948, № 3.
Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В сб. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., «Недра», 1968.
Котульский В. К. Бюлл. Бюро техн. информации Норильского комбината, 1943.
Краевая Т. С., Мелекесцев И. В. Рыхлые отложения подножий молодых стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса.— В сб. «Вулканические фации Камчатки». М., «Наука», 1969.
Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
Кузнецов Е. И., Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. ОНТИ, 1936.
Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1949, вып. 5.

Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Кузнецов Ю. А. Магматические формации.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Кузнецов Ю. А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород.— В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1960а.
Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация.— Докл. сов. геологов к XXI сессии Междун. геол. конгр. М., Изд-во АН СССР, 1960б.
Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов).— Геол. и геофиз., 1961, № 10.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10.
Кутейников Е. С., Масайтис В. Л. Трапповый вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем протерозое.— Докл. сов. геологов на XXIII сессии Междун. геол. конгр. Проблема «Вулканизм и тектоника». М., «Наука», 1968.
Кутолин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.
Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 13. Новосибирск, 1963.
Лапин Б. Н. Об интрузивных образованиях в девонском вулканогенном комплексе Горного Алтая.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.
Лаплас П. Изложение системы мира. Т. 1—2. СПб., 1861.
Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 161.
Лебедев А. П. Вопросы изучения базальтовой магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация.— Труды СПб. об-ва естествоисп., 1888, т. 19.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Кавказа.— Труды СПб. об-ва естествоисп., 1898, т. 36, вып. 6.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа.— Изв. СПб. политехн. ин-та, 1913, 20.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О химическом составе петрографических провинций России.— Изв. Геол. ком., 1923, т. 42, № 2.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. (совместно с *А. С. Гинзбергом* и *Н. Л. Дилакторским*). Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири.— Труды СОПС АН СССР, 1932, вып. 1.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Изд-во АН СССР, 1934.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Науччехиздат, изд. 3, 1933; изд. 4, 1935.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема магмы. Статья первая.— Уч. зап. ЛГУ, 1937, т. 3, № 17.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Статья вторая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 1.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, изд. 5. М.— Л., 1940.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. Изд-во АН СССР, т. I, 1949; т. II, 1950; т. III, 1952; т. IV, 1955.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М.— Л., ОНТИ, изд. 1, 1932; изд. 2, 1937.
Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизыл-Ауртазымского района на Южном Урале.— Зап. Всеросс. минералог. об-ва, 1933, ч. 62, вып. 1.
Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ, 1969.
Ломоносов М. В. О слоях земных. СПб., 1763; М., Госгеолиздат, 1949.
Лурье М. Л. Фазы вулканизма трапповой формации Сибирской платформы.— Инф. сборник ВСЕГЕИ, 1956, № 3.
Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы.— Материалы по геол. Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Лучицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. М., Изд-во АН СССР, 1934.
Лучицкий И. В. Геологическое строение окрестностей плавиково-шпатового месторождения Солонечного (Восточное Забайкалье).— Труды ВИМС, 1938.
Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья.— Петрография СССР, серия региональная, 1950, вып. 12.

Лучицкий И. В. Об отношении девонской вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба к подстилающим породам.—Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957а, № 9.
Лучицкий И. В. О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957б, № 10.
Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Лучицкий И.В. О палеоэнергетике древних вулканов.— Докл. АН СССР, 1966а, т. 170, № 2.
Лучицкий И. В. О сравнении древних вулканических областей по палеогеографическим данным (на примере девонского вулканизма юга Сибири и Восточного Казахстана).— Докл. АН СССР, 1966б, т. 170, № 3.
Лучицкий И. В. Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики.— В кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966в.
Лучицкий И. В. Проблема унаследованного развития магматизма.— Междун. геол. конгр., XXIII сессия. М., «Наука», 1968.
Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа.— Геотектоника, 1967а, № 2.
Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. О закономерностях размещения вулканических полей Бурятии в связи со структурой Байкальского свода.— Материалы Геол. конф., посв. 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967б.
Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Некоторые общие черты тектоники и вулканизма Байкальского свода и его аналогов.— В сб. «Тектоника Сибири и Дальнего Востока», т. IV. М., «Наука», 1970.
Лучицкий И. В., Бровков Г. Н., Пилипенко В. Н. Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.
Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, «Наука», 1967.
Лучицкий И. В., Кепежинскас В. В. О девонских вулканических аппаратах центрального типа в Туве.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 3.
Лучицкий И. В., Крыленко Л. И. Пилипенко В. Н. и др. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, «Наука», 1966.
Лучицкий И. В., Фремд Г. М. Проблемы палеовулканологических реконструкций.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.
Ляйелль Ч. Основные начала геологии, т. I, II. М., 1866.
Лялин Ю. И., Миллер Е. Е. Эффузивы нижнего кембрия (бощекульская свита) Чингизского геосинклинального прогиба.— Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, т. 3. Алма-Ата, 1960.
Ляхович В. В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., «Наука», 1968.
Магницкий В. А. Основы физики Земли. М., Геодезиздат, 1948.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли.— Чтения им. В. И. Вернадского, VIII. М., «Наука», 1968.
Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М., ГОНТИ, 1938.
Макухіна Г. О. Петрографія дайково-ефузивного комплексу південно-західного Донбассу. Київ, Вид. АН УРСР, 1961.
Малеев Е. Ф. Классификация и фации вулканокластических пород.— В сб. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.
Малеев Е. Ф. Влияние типов извержений на формирование вулканогенных фаций и формаций.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 2. М., «Наука», 1966.
Малеев Е. Ф. Предисловие в сб. «Вулканические фации Камчатки». М., «Наука», 1969.
Маренина Т. Ю., Сирин А. Н., Тимербаева К. М. Корякский вулкан на Камчатке.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1962, вып. 22.
Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
Мархинин Е. К., Алыпова О. М., Никитина И. Б. и др. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шевелуч в 1960 г.— Бюлл. Вулканол. станции, 1962, № 32.
Масайтис В. Л. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне среднего течения р. Вилюй.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 7.
Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна р. Вилюй.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 51.

Материалы междуведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., «Недра», 1965.
Материалы Симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности, Алма-Ата, «Наука», 1966.
Махнач А. С. Краткий очерк геологии Белоруссии. Минск, 1957.
Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука» 1965.
Мелекесцев П. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А. Почвенно-пирокластический чехол и его значение для тефрохронологии на Камчатке.— В сб. «Вулканические фации Камчатки». М., «Наука», 1969.
Мелещенко В. С. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины.— Труды ВСЕГЕИ. Сб. «Палеонтология и Стратиграфия». Л., Госгеолиздат, 1953.
Милановский Е. Е., Короновский Н. В. «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20.
Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Игнимбрито-туфолавовая формация в структуре альпийского пояса юго-западной Евразии.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2. Алма-Ата, 1963.
Монич В. К. Петрография гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
Монич В. К., Бедров Г. И., Балгожина А. Г. Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород.— Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, т. 3. Алма-Ата, 1960.
Моор Г. Г. О щелочной провинции на севере Центральной Сибири.— Докл. АН СССР, 1940, т. 29, № 3.
Моор Г. Г. Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы (правобережье нижнего течения р. Котуя).— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 8.
Набоко С. И. Извержение Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г.— Труды Лабор. вулканол. и Камчатской вулканол. станции, 1947, вып. 5.
Набоко С. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1954, № 2.
Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междун. геол. конгр. Проблема 13. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки.— В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.
Набоко С. И. Современные фации гидротермально-измененных пород.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 1. М., «Наука», 1966.
Нагибина М. С., Пущаровский Ю. М. Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс края Азиатского материка.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука», 1966.
Накамура Кадзуаки. Виды энергии, связанные с вулканической деятельностью. Классификация и вычисление величины энергии.— Bull. Volcanol. Soc. Iapan, 1965, 10, № 2, 81—90, (японск.; реф. англ.); РЖ «Физика Земли», 8Г106. М., 1967.
Наливкин Д. В. Геология СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды Ин-та геол. рудных месторожд. АН СССР, 1963, вып. 98.
Неймайр М. Вулканы и землетрясения. Перевод под ред. С. П. Чернова. СПб., 1902.
Неймайр М. История земли. Под ред. А. А. Иностранцева, т. 1. СПб., 1903—1904.
Нечеухин В. М., Маркс В. А., Прокин В. А. Метаморфизм горных пород вулканогенных толщ областей древнего вулканизма и его графическое отображение на картах.— В сб. «Палеовулканизм Урала». Свердловск, 1968.
Никитина Л. Г. Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1959, вып. 3(36).
Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Гранитово-липаритовая формация девона Центрального Казахстана.— В сб. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, «Наука», 1969.
Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья.— Труды Моск. геол.-разв. ин-та, 1948, т. XXIII.
Новикова А. С. К вопросу о положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
Новикова А. С. Вулканогенно-осадочные отложения Русской плиты.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.
Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии.— Природа, 1922, № 8—9.
Обручев В. А. Потухшие вулканы в Забайкалье.— Природа, 1937, № 8.
Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Обручев С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная часть).— Труды Всес. геол.-разв. объед., 1932, вып. 164, т. 1.
Обручев С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная часть).— Труды Всес. геол.-разв. объед., 1933, вып. 178, т. 2.

Обручев С. В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья.— Землеведение, новая серия, 1950, т. 3.
Обручев С. В., Лурье М. Л. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1954, вып. 8.
Одинцов М. М. Геологический очерк Тайшет-Братского района Восточной Сибири.— Материалы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири, 1937, вып. 16.
Одинцов М. М., Труфанова А. П. Древние вулканические кратеры в Тунгусском бассейне.— Материалы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири, 1948, вып. 22.
Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. I. Осадкообразование, т. 2. Полезные ископаемые. М., «Наука», 1968.
Оффман П. Е. О строении центральной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11.
Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— Тектоника СССР, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Охапкин Н. А., Чубугина В. Л. О пиропах и хромдиопсидах в базальтовых трубках Минусинского межгорного прогиба.— Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 2.
Павлинов В. Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала.— Труды МГРИ, 1937, т. 9.
Павлинов В. Н. Общие черты строения лакколитов района Кавказских Минеральных вод.— Труды МГРИ, 1948, т. 23.
Павлинов В. Н. Форма и механизм образования малых интрузивных массивов типа лакколитов. Изд-во МГРИ, 1949.
Павловский Е. В. Впадины оз. Байкал.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 2.
Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Панто Г. Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2. Алма-Ата, 1963.
Парк Ч. Ф. (младший). Спилиты и проблемы марганца полуострова Олимпик, штат Вашингтон.— В сб. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армянской ССР.— Междун. XVII геол. конгр. Экскурсия по Кавказу. ГОНТИ, 1937.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
Перекалина Т. В. Герцинские кольцевые интрузии Центрального Казахстана.— В сб. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
Перекалина Т. В., Розенкранц А. А., Тащинина М. В. Развитие герцинского магматизма Центрального Казахстана и вопросы выделения вулкано-плутонических формаций.— В сб. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, «Наука», 1969.
Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20.
Петров А. И. О механизме образования структур центрального типа.— Сов. геол., 1968, № 9.
Петров В. П., Замуруева М. Г. О стекловатых шаровых лавах р. Левая Лефу на Дальнем Востоке.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 11.
Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налачевы на Камчатке.— Труды Камчатской компл. экспед. 1936—1937 гг., 1941а, вып. 2.
Пийп Б. И. О силе извержения вулкана Ксудач в 1907 г.— Бюлл. Вулканол. станции, 1941б, № 10.
Пийп Б. И. О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана.— Бюлл. Вулканол. станции, 1946, № 12.
Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 годах и в прошлом.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.
Пилипенко В. Н. Горный Алтай и Рудный Алтай.— В кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966.
Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
Полканов А. А. О механизме пластообразных интрузий платформенных областей.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955а.
Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и границы эпохи хогландия - иотния южной части Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия, 1955б, вып. 5.
Попов В. П. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, изд. Ком-та наук Узб. ССР, 1938.

Попов В. И. Очерки литологии (учение о геологических формациях).— Труды Ин-та геол. АН Узб. ССР, 1948, вып. 2.
Постникова И. Е. Нижнепалеозойские отложения района Сердобска.— В сб. «Вопросы геологии и геохимии нефти и горючих ископаемых». М., Гостоптехиздат, 1953.
Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири.— Геол. и геофиз., 1960, № 5.
Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск, «Наука», 1967.
Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
Радугин К. В. О границе между В. Саяном и Енисейским кряжем.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 4.
Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.— В сб. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 1. М., «Наука», 1968.
Ренгартен Н. В. Цеолитовые и цеолитсодержащие осадочные породы.— В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2. М., Гостоптехиздат, 1958.
Ржонсницкая М. А., Мелещенко В. С. и др. Материалы к изучению фауны таштыпской свиты Минусинской котловины.— Труды ВСЕГЕИ. Сб. «Палеонтология и стратиграфия». М.— Л., Госгеолиздат, 1952.
Рид Х. Размышление о граните.— В сб. «Проблемы образования гранитов». М., ИЛ, 1949.
Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
Рожков И. С., Кицул В. М., Разин Л. В., Боришанская С. С. Платина Алданского района. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. (По данным объемного метода).— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3 (130).
Ротман В. К. О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки.— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4.
Ротман В. К. Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса).— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 1. Алма-Ата, 1963.
Русаков М. А., Фремд Г. И. Пермские вулканы и их некки в юго-западной части Джунгарского Алатау.— Изв. АН Каз.ССР, серия геол., 1958, вып. 3 (32).
Рутланд Р. У. Р. Избыточное тектоническое давление.— В сб. «Природы метаморфизма». М., «Мир», 1967.
Сакс В. Н. О скорости накопления современных морских осадков.— Природа, 1950, № 6.
Саркисян О. А. Краткий очерк палеогеографии Севано-Ширакского синклинория.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, 1963, т. 16, № 2.
Саркисян О. А. Эффузивно-осадочные формации палеогена Севано-Ширакского синклинория и условия их формирования.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.
Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, «Наука», 1969.
Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 10.
Святловский А. Е. О применении геоморфологии при изучении вулканических областей.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1954, вып. 8.
Святловский А. Е. Очерки истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967.
Сергеев К. Ф. Некоторые вопросы петрологии центрального интрузивного массива хребта Вернадского на о-ве Парамушир (Курильские острова).— Геол. и геофиз., 1964, № 2.
Сергеев К. Ф. Геологическое строение и развитие района Северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966.
Синицын В. М. Климаты прошлого. М., «Наука», 1967.
Ситтер Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.
Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.— В сб. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
Смышляев В. Н. Спилито-кератофировая формация северного склона Западного Саяна.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., «Наука», 1965.
Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктич. ин-та, 1936, т. 43.
Соболев Н. Д. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных вод. М., Госгеолтехиздат, 1959.
Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
Соколова Е. А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 2. М., «Наука», 1968.

Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). —Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
Солоненко В. П., Тресков А. А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966.
Старцев Г. Н., Наседкин А. И. и др. Опыт изучения вулканогенных отложений северной части Гайского района.— В сб. «Палеовулканизм Урала». Свердловск, 1968.
Стенон Николаи. О твердом, естественно содержащемся в твердом. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1947, вып. 73 (22).
Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 2. М., Госгеолтехиздат, 1948.
Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации.— В сб. «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР, 1954.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Страхов Н. М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования (состояние знаний и проблемы).— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.
Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, «Наукова Думка», 1964.
Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова Думка», 1968.
Тащинина М. В. Некоторые черты верхнепалеозойского вулканизма Центральнрго Казахстана.— Материалы годичной сессии Учен. сов. ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г., Л., Госгеолтехиздат, 1960.
Твалчрелидзе А. А. Флоридиновые глины.— В кн. «Минеральные ресурсы Грузии». Тбилиси, 1933.
Твалчрелидзе А. А., Двоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин.— Труды Тбилисского гос. ун-та, 1959, т. 72.
Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.
Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
Тетяев М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, изд. 1, 1934; изд. 2, 1941.
Тиррель Г. В. Основы петрологии. Горно-геол. нефтян. изд-во, 1932.
Тиррель Г. В. Вулканы. ОНТИ, 1934.
Тихомиров С. В. О возрасте вулканогенных отложений южной части Московской синеклизы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, № 1.
Тихонов В. И., Кигай В. А. Некоторые закономерности геологического строения вулканического конуса Шапочка на Камчатке.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1960, вып. 18.
Токарев П. И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 17.
Труды II Всесоюзного вулканологического совещания, т. 2. М., «Наука», 1966.
Труды III Всесоюзного петрографического совещания. Сб. «Магматические формации». М., «Наука», 1964.
Уилсон М. Е. Докембрий. Канады (Канадский щит).— В сб. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». М., «Мир», 1968.
Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В сб. «Геология и петрология траповых формаций». М., ИЛ, 1950.
Уотерс А. К. Вулканические породы и тектонический цикл.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
Уотерс А. К. Определение направления течения в базальтах.— В сб. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
Усенко И. С., Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.
Усенко И. С., Бернадська Л. Г., Ласькова В. О. Про металогенію палеозойських вулканічних формацій України.— Геол. ж. АН УССР, 1964, вып. 2.
Усенко И. С., Личак И. Л., Царовский Ц. Д., Бернадская Л. Г. Магматические формации Украинского щита.— Труды III Всес. петрогр. совещ. М., «Наука», 1964.
Усов М. А. Фации и фазы интрузивов.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком-та, вып. 3, изд. 1, 1925; изд. 2, 1932.

Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика.— Проблемы сов. геол., 1935, т. 5, № 9.
Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. ОНТИ, 1936.
Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края.— Труды XVII сессии Междунар. геол. конгр. СССР 1937 г., т. 2. М., 1939.
Усов М. А. Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов.— Сб. памяти М. А. Усова. Изд. АН СССР и Ком-та по делам геологии, 1940а.
Усов М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940б, № 1.
Усов М. А. Фации и формации горных пород.— В сб. «Вопросы геологии Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1945.
Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика.— В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, 1960.
Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2.
Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
Устиев Е. К. Годичный симпозиум Ливерпульского геологического общества.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 9.
Фаворская М. А. Принципы изучения эффузивных образований в процессе картирования.— В кн. «Принципы геологического картирования эффузивных и интрузивных формаций». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Федорченко В. И. Основные этапы послекальдерного периода формирования вулкана Головнина на о. Кунашир.— Труды СахКНИИ, 1962, вып. 12.
Федорченко В. И. Озерные отложения в кальдере вулкана Головнина на острове Кунашир и их палеогеографическое значение.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 2. Алма-Ата, 1963.
Федотов Т. О. Жерло девонского вулкана Жиландыбулак в Центральном Казахстане и связанные с ним накопления.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 3. Алма-Ата, 1964.
Федотов Т. О. Вулкано-тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 3.
Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 3. М., «Наука», 1966.
Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 3. М., «Наука», 1966.
Феоктистов Г. Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 7. Иркутск, 1961.
Фирсов Л. В., Кепежинскас В. В. Калий-аргоновое датирование вулканогенных пород района Дэлгэр-хан-Сомона.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 5.
Фишкин М. Ю. О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области.— Бюлл. Вулканол. станции, 1954, № 23.
Флоренский В. П., Лапинская Т. А. Габбро-диабазы, диабазы и близкие к ним породы восточной части Русской платформы.— Труды Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, 1955, вып. 14.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.
Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.
Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные железные руды типа Лан-Дилль в Рейнских сланцевых горах.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1963, вып. 81.
Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 196.
Фремд Г. М. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 1. Алма-Ата, 1963.
Фремд Г. М., Каменский А. С. Верхнепалеозойские стратовулканы Южной Джунгарии.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 1 Алма-Ата, 1963.
Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании.— Сов. геология, 1968, № 11.
Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Магматизм северной части магнитогорского синклинория.— В сб. «Геология и полезные ископаемые». М., «Наука», 1961.
Фюрон Г. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М., ИЛ, 1955.
Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.

Хворова И. В. Кремленакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. 1. М., «Наука», 1968.
Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, т. 27, № 5.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— Докл. сов. геологов на XXII сессии Междун. геол. конгр. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964.
Херасков Н. П. Карта Урала в Тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., ГУГК, 1965.
Херасков Н. П. Избранные труды. М., «Наука», 1967.
Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях (К итогам совещания по формациям в Западно-Сибирском филиале АН СССР).— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
Хилмс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., ИЛ, 1967.
Холмс А. Основы физической геологии. М., ИЛ, 1949.
Холтедаль У. Геология Норвегии, т. 1. М., ИЛ, 1957.
Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966.
Червяковский Г. Ф. Об остатках среднепалеозойских вулканических аппаратов на Урале.— Сб. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
Червяковский Г. Ф. Фациальный анализ вулканических образований и палеовулканические реконструкции.— Труды II Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1969.
Червяковский Г. Ф., Коротеев В. А. Андезито-базальтовые формации Урала.— Труды Всес. петрогр. совещ. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
Червяковский Г. Ф., Коротеев В. А. К картированию вулканогенных образований Урала.— В сб. «Палеовулканизм Урала». Свердловск, 1968.
Чернов В. И. К вопросу о возрасте и фациях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.
Чернов В. И. Некоторые данные о петрографии кислых эффузивов девона Рудного Алтая.— Труды МГРИ, 1955, т. 28.
Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолиздат, 1956.
Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау, история его геологического развития и его геохимические эпохи. Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1932.
Чурилин Н. С. Подушечные лавы базальт-трахитовой формации Тагильского погружения.— В сб. «Вулканические образования Урала». Свердловск, 1968.
Шарфман В. С. О среднем химизме спилитов.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 1.
Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость.— Труды XVII сессии Междун. геол. конгр. СССР. 1937 г., т. 2. М., 1939а.
Шатский Н. С. О движении и развитии земной коры.— Сов. геология, 1939б, № 8.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В сб. «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
Шатский Н. С. Избранные труды, т. 2. М., «Наука», 1964.
Шатский Н. С. Избранные труды, т. 3. М., «Наука», 1965а.
Шатский Н. С. Фации и формации. (Грессли и его учение о фациях).— Избр. труды, т. 4. М., «Наука», 1965б.
Шилов В. Н. Кайнозойский вулканизм и кайнозойские вулканогенные формации западной части Южного Сахалина. (Автореф. канд. дисс.). Южно-Сахалинск, 1958.
Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван, 1961.
Ширинян К. Г. Антропогеновый вулканизм Армении.— В сб. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
Штейнберг Г. С., Балеста С. Т., Зубин М. И., Тараканов ский А. А. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. 3. М., «Наука», 1966.
Штилле Г. К вопросу о происхождении магм.— Избр. труды. М., «Мир», 1964а.
Штилле Г. К экологии киммерийской складчатости.— Избр. труды. М., «Мир», 1964б.
Штилле Г. Введение в строение Америки.— Избр. труды. М., «Мир», 1964в.
Штилле Г. «Субсеквентный» магматизм.— Избр. труды. М., «Мир», 1964в.
Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 4.
Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала.— Тектоника СССР, 1951, т. 3.
Штрейс Н. А., Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Кос-Мурун (Жана-Аркинского района Карагандинской обл.).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 101, геол. серия (№ 32).

Щербакова М. Н. Девонские отложения западной окраины Карагандинского бассейна (Центральный Казахстан). (Автореф. дисс.) М., 1963.
Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки.— Геотектоника, 1965, № 1.
Эрлих Э. Н. Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма.— Геотектоника, 1966а, № 6.
Эрлих Э. Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., «Наука», 1966б.
Юревич А. Л., Соколова А. Л. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района юго-западной Туркмении.— Литология и полезные ископаемые, 1956, № 6.
Яковлев Г. Ф., Старостин В. И. Изучение синвулканических структур колчеданных полей Южного Урала.— В сб. «Палеовулканизм Урала». Свердловск, 1968.
Яковлева Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
Яковлева Е. Б. Основные этапы палеозойского вулканизма центральной части Рудного Алтая.— Труды Всес. аэро-геол. треста, 1957а, вып. 3.
Яковлева Е. Б. Основные черты вулканизма Рудного Алтая.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957б, № 6.
Яншин А. Л. Вулканизм и осадочные рудообразования (о книге Г. С. Дзоценидзе «Влияние вулканизма на образование осадков». М., «Недра», 1955) .— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968, № 4.
Яншин А. Л. Вера Александровна Варсанофьева.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 4.

Almond D. C. Metamorphism of Tertiary lavas in Strathaird, Skye.— Trans. Roy. Soc. Edinburg, 1964, v. 65, 413—434.
Anderson C. A. The Tuscan formation of Northern Californie with a discussion concerning the origin of volcanic breccias.— Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci., 1933, v. 23, N 7.
Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes, and cauldron-subsidences.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1936, v. 56, pt. 2.
Anderson E. M. Cone — sheets and ring-dykes; the dynamical explanation.— Bull. volcanol., 1937, t. 1.
Anderson E. M. The dymamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Edinburgh, London, 1942.
Anderson T. The volcano of Matavanu in Savaii.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1910, v. 46, N 4.
Auden I. Dykes in Western India (Deccan traps).— Trans. Nat. Inst. Sci. India, 1949, v. 8, N 7.
Bailey E. B., Clough C. T., Maufe H. B. The cauldron subsidence of Glen Coe and associated igneous phenomena.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1909, v. 65.
Bailey E. B., McCallien W. I. Composite minor intrusions, and the Slieve Gullion Complex Ireland.— Liverpool. Manchester Geol., J., 1956, v. 1, 466—501.
Bailey E. B., Thomas H. H. a. oth. The Tertiary and Post — Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban.— Mem. Geol. Surv. Scotland, 1924.
Bain A. D. N. The younger intrusive rocks of the Kudaru Hills, Nigeria.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1934, 90, 201—239.
Baker I. Petrology of the Volcanic Rocks of Saint Helena Island, South Atlantic.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 7.
Bandy M. C. Geology and petrology of Eastern Island.— Bull. Geol. Soc. America, 1937, v. 48, N 11.
Barth T. F. W. Theoretical petrology. N. Y., London, 1952.
Becke F. Die Eruptivgesteine des Böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine.— Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., N. F., 1903, Bd. 22, 209—265.
Bedercke E. Grundfragen des Vulkanismus.— Geol. Rundschau, 1948, Bd. 35, 127—133.
Bemmelen R. W. The geology of Indonesia, I A, 1949.
Biehler S., Bonini W. E. Gravity anomalies and tectonic features of northwestern United States. Pt. II: Boulder batholit area, Montana (Abstract).— Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69.
Biljon S. The transformation of the Pretoria Series in the Buschveld Complex.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1949, v. 52.
Billings M. P. Regional metamorphism of the Littleton — Moosilauxe area, New Hampshire.— Bull. Geol. Soc. America, 1937, v. 48, 463—566.
Billings M. P. Ring — dikes and their origin.— Trans. N. Y. Acad. Sci., ser. 2. 1943, N 5.
Billings M. P. Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire.— Amer. J. Sci., 1945, v. 234-a.

Billings M. P. The geology of New Hampshire.— In: Bedrock geology, Pt. 2. Concord New Hampsh. State Plan and Developm. Commiss, 1956.
Black G. P. The age relationship of the granophyre and basalt of Orval, Isle of Rhum.— Geol. Mag., 1952, v. 89.
Blackwelder E. Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains.— Bull. Geol. Soc. America, 1928, v. 39.
Blot C. Origine profounde des séismes supérficies et des éruptions volcaniques.— Assoc. séism. etc., Serie A, 1964, N 23.
Blot C., Priam R. Volcanisme et séismicité dans l'Archipel des Nouvelles Hébrides.— Bull. volcanol., v. XXVI, 1963, 167—180.
Boule M. Congrés géol. internat. VIII Sess. Paris. Guide des excurs., 1909, N 10.
Branch C. D. The structural and magmatic relationships between acid lavas, pyroclastic flows, and granite of the Georgetown Inlier, North Queenlsland. Unpubl. Ph. D. thesis, Sydney, 1962. Цит. по: Bull. volcanol., t. XXX, p. 1, 1967.
Branch C. D. A new intrusion mechanism for some high-level granites and the relationship with ignimbrites in North Queensland.— Bull. volcanol., 1963a, v. 25.
Branch C. D. The mantle origin of pyroclastic flows and the relationship with high-level granites (Abstr.). Program XIII Gen. Assembly Internat. Union Geod. Geophys. Berkley, 1963б.
Branch C. D. The volcanic cauldrons ring complexes, and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland.— Bur. Mineral. Resour. Austral. Bull., 1966a, N 76.
Branch C. D. The structure and evolution of the volcanic cauldrons, ring complexes, and associated granites of the Georgetown, Inlier, Queensland.— Nature, 1966б, v. 209, N 5023.
Branch C. D. The source of eruption for pyroclastic flows: cauldrons or calderas.— Bull. volcanol., 1967, t. 30, 1.
Brögger D. Eruptive Gesteine Kristiansgebiet. 1894.
Brouwer H. A. Geology of the Netherlands East Indies.— Univ. Mich. Studies, Sci. ser. 1928, v. 3.
Brown G. M. The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides.— Philos. Trans. Roy. Soc. B, 1956, v. 240.
Buch L. Physicalische Beschreibung der Canarischen Inseln. Berlin, 1825.
Bücking H. Ueber die vulkanische Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges.— Gerlands Beitr. Geophys., 1903, 267—293.
Buddington A. F. Granite emplacement with special references to North America.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, N 6.
Buffon J. L. Epoque de la nature. 1780.
Burri C. R. Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungereruptiven Gesteine des Pazifischen Ozeans und seine Umrandung.— Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., 1926, N 6.
Buttler B. C. M. Metamorphism and metasomatism of rocks of the Moine Series by a dolerite plug in Glenmore, Ardnamurchan.— Mineral. Mag., 1961, v. 32.
Carbonatites. Tuttle O. F., Gittins J. (Eds.). N. Y., London, Sidney, 1966.
Carstens H. Cristobalite-trachytes of Jan-Mayen. Oslo, 1961.
Catologue of active volcanoes of the world including solfatare fields. Parts I—XVI. Internat. Volcanol. Assoc., 1951—1967.
Chrustschow K. Vorläufige Mitteilung über die von Herrn Lopatin an der Podkamenaja Tunguska gesammelten Gesteine.— Bull. Akad. Sci. SPb, 1891, t. 34, 193.
Čirič B. Die wichtigen Charakteristiken der mesozoischen Eruptiv — Hornsteinbildungen. «Simpoz. problemima alpisk. inicijalu. magmatizma», ref. VIII, Vares, 1960.
Čirič B. Ueber die Diabas — Hornstein Formation der Dinariden und analoge Bildungen. Z. Geol. Ges., 1961, Bd., 113, т. 1.
Cloos H. Der Erongo.— Beitr. Geol. Erforsch. Dtsch. Schutzber., 1919, H. 17.
Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanisches Vorgänge. Sammlung Vieweg, H. 57, Braunschweig, 1921.
Cloos H. Das Batholithenproblem.— Fortschr. Geol. und Paleontol., 1923, H. 1.
Cloos H. Einführung in die tektonische Behandlung magmatischen Erscheinungen. I. Das Riesengebirge. Berlin, 1925.
Cloos H. Zur Terminologie der Plutone.— Fennia, 1928, N 50.
Cloos H. Einige Versuche zur Granittektonik.— Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paleontol., 1931, Bd. 64, Abt. A. (Brauns Festband).
Cloos H. Einführung in die Geology. Berlin, 1936.
Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus.— Geol. Rundschau, 1939, Bd. XXX.
Cloos H., Rittmann A. Zur Einteilung und Benennung der Plutone.— Geol. Rundschau, 1939, Bd. 30.
Clough C. T., Maufe H. B., Bailey E. B. The cauldron-subsidence of Glen-Coe and the associated igneous phenomena.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1909, v. 65.
Clough C. T., Maufe H. B., Bailey E. B. The cauldron-subsidence of Glen-Coe and the associated igneous phenomena.— Ben Nevis-Glencoe Memoir, Geol. Survey Scotland, 1916; Mull. Mem. Geol. Survey Scotland, 1924.
Coats R. R. Magma type and crustal structure in Aleutian Arc.— Amer. Geophys. Union. Publs, 1962, N 1035.
Cook A. H., Murphy T. Measurement of gravity in Ireland. Gravity survey of Ireland

north of the line Sligo — Dundalk.— Geophys. Mem. Dublin Inst. Adv. Studies, 1952, N 2(4).
Cook E. F. Stratigraphic and structural utility of layered volcanic rocks.— Internat. Geol. Congr. XX-th Sess. Mexico, 1960, v. 1.
Cook E. F. Ignimbritec of the Great Basin, U.S.A.— Bull. Volcanol. 1963, v. 25.
Coombs D. S. The nature and alternation of some Triassic sediments from Soutland, New Zealand.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 1954, v. 82, pt. 1.
Coombs D. S., Ellis A. I., Fyfe W., Taylor A. The zeolithe facies, with comments on the interpretation of hydrotermal synthesis.— Geochim. et cosmochim. acta, 1959, v. 17, N 1—2.
Crandell D. R., Waldron H. H. Recent mudflow of exceptional dimensions from Mt. Rainier, Washington.— Amer. J. Sci., 1956, v. 254, N 6.
Daly R. Mechanics of igneous intrusion.— Amer. J. Sci., ser. IV, 1903, v. 15, 16; 1908, v. 26.
Daly R. The nature of volcanic action.— Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 1911, v. 47, N 3.
Daly R. Igneous rocks and their origin. 1914.
Daly R. Igneous rocks and the depts of the Earth. N. Y., London, 1933.
Dave A. Paragenetischer und geochemischer Aufbau der Eisenerzlagerstätte Branner Sumpf bei Hüttenrode (Harz).— Bergakademie Freiberg Forsch., 1963, Bd. 146.
Day A. L., Allen E. T. The volcanic activity and hot springs of Lassen Peak.— Carnegie Inst. Wash. Publs. 1925, N 360.
Defeyes K. S. Zeolites in sedimentary rocks.— J. Sediment., Petrol., 1959, v. 29, N 4.
Degens E. T., Ross D. A. Cum grano Salis. Not brines and heavy metals in the Red Sea.— Oceanus, 1967, v. XIII, N 2—3.
Desmarest N. Acad. Sci. 1771.
Dewey H., Flett I. S. Some British pillow lavas and the rocks associated with them.— Geol. Mag., 1911, v. 8, 202—209, 241—248.
Dewis W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen (Praktische Uebungen), 1912.
Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Brockhaus-Taschenbuch der Geologie. Leipzig, 1959.
Doi S. On the stratigraphical situation and shapes of Pirina type neogene tertiary manganese deposits, Southwestern Hokkaido. Rept. Geol. Surv. Hokkaido, 1961, N 25.
Dubertret L. Geologie des rockes vertes du nord—ouest de la Surie et du Hatay (Turquie).— Mus. Notes et Memoires sur le Moyen-Orient, 1953, t. VI.
Dunbar C. O., Rogers I. Principles of stratigraphy. N. Y., London [s. a.].
Dunham A. A petrographic and geochemical study of backveining and hybridization at a gabbro-felsite contact in Coire Dubh, Rhum, Inverness — shire.— Mineral. Mag. 1964, v. 33.
Durocher I. Essai de pétrologie comparée, ou recherches sur la composition chimique et minéralogique des roches igneés, sur les phénoménes de leur émission et sur leur classification.- Ann. mines, 1857, ser. 5, t. 11.
Du-Toit A. L. The geology of South Africa. London, 1954.
Eardley A. I. Structural geology of North America. N. Y., 1951.
Eaton I. P., Murata K. I. How volcanoes grow? — Study of the Earth. Edited by I. F. White. London — Tokyo — Sydney — Paris, 1962.
Engel A. E. I., Engel C. G. Igneous rocks of the East Pacifice Rise.— Science, 1964, v. 146, N 3643.
Engel C. G., Engel A. E. I. Composition of basalt cored in Mohole project.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, v. 45.
Engel C. G., Engel A. E. I. Basalt dredged from the Northeastern Pacific Ocean.— Science, 1963, v. 140, N 3573.
Escher B. I. Overdruk mit de Handelingen van het Eerste Neder-landsch-Indisch natuur, weten schapelijk Congress. Weltevreden, 1919.
Escher B. G. On the hot «Lahar» (mud flow) of the Valley of Ten Thousand Smokes (Alaska).— Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet. 1922, v. 24, 282—293.
Escher B. G. L'éboulement prehistorique de Tasikmalaja et le volcan Galounggoung (Java).— Leidse geol. meded., 1925, v. 1, 8—21.
Escher B. G., Kuenen H. Experiments on the Shape of craters developed by the erosion of a current of gas. Leidsche geologische Mededeelingen, 1927, D. II, f. 2.
Fermor L. L. The manganese ore deposits of India. India Geol. Surv. Mem. Calcutta, 1909, v. 37.
Fermor L. L. On the chemical composition of the Deccan Trap flows of Linga, Chindwara District, Central Provinces.— Rec. Geol. Surv. India, 1934, v. 48, pt. 3.
Fischer R. V. Criteria for recognition of laharic breccias, Southern Cascade mointains, Washington.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, N 2.
Fiske R. S. Subaqueous pyroclastic flows in Ohanopecosh Formation Washington.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, v. 74, N 4.
Fiske R. S., Matsuda T. Submarine equivalentes of ash flow in the Tokiwa Formation, Japan.— Amer. J. Sci., 1964, v. 262. N 1.
Fogelsang H. Ueber die Systematik der Gesteinslehre und die Einteilung der gemengten Silikatgesteine.— Z. Dtsch. Geol. Ges., 1872, Bd. 24, 507.
Fox C. Bauxite and aluminous laterite. 1932.

Füchsel G. C. Historia terrae et maris ex historia Thuringiae per montimu descriptionem, erecta.— Acta Acad. electroralis Moguntinae scient. Erfurti, 1762, v. 2.
Geijer P. The iron ores of the Kiruna types.— Sver. Geol. Undersökn. Arsbok. Avh. Ser. C, 1931, bd. 24, N 367.
Geijer P., Magnusson N. H. Geological history of the iron ores of Central Sweden. — Rept. 18 Session Internat. Geol. Congr., pt 13. London, 1952.
Geikie A. The ancient volcanoes of Great Britain, 1897, v. 1, 2.
Geological map of Japan Scale 1: 200 000. Geol. Surv. of Japan, 1964.
Geologie of Japan. Takai, Matsumoto, Torijama (Eds.). Los Angeles, 1963.
Geze B. Compt. rend. Soc. géol. France, 1957.
Gilbert C. M., Christensen M. N. Yehya Al-Rawi, Lajoie R. L. Structural and volcanic history of Mono Basin, California — Nevada.— In: Studies in volcanology. Geol. Soc. America, Inc., Mem., 1968, v. 116.
Gilbert G. K. Report on the geology of the Henry Mountains. Washington, 1877.
Gilluly L. Geologic contrasts between continents and ocean basins.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, v. 62.
Glangeaud L. Lettre aux correspondants nationaux de la Comission internationale de Paléo-Volcanologie.— Bull. volcanol. Ser. 2, 1951, t. XI.
Glangeaud L. Origine profonde des volcans et structure de la croûte terrestre.— Compt. rend. Commiss. nat. franç. géol. et géophys., 1959. Paris, 1960.
Goldish S. S., Bergquist H. R. Aluminous lateritic soil of the Republic of Hauti.— U. S. Geol. Survey Bull., 1948, 953-c.
Goldschmidt V. M. Stammestypen des Eruptivgesteine. 1922.
Gräbe R. Ausbildung und Entstehung der oberdevonischen Roteisenerze und ihrer Nebengesteine im Schleizer Trog.— Ber. Geol. Ges. DDR, 1956, Bd. 1, 155—197.
Gräbe R. Beziehungen zwischen der tektonischen und faziellen Entwicklung des Oberdevons und Untercarbons, sowie zur Genese der Eisenerze vom Lahn-Dill Typus am NW Rand des Berguer Sattels (Thüringisches Schiefer-Gebirge).— Freiberger Forsch., 1962, Bd. 140.
Greenwood R. Younger intrusive rocks of the plateau province, Nigeria, compared with the alkalic rocks of New England.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, v. 62.
Gressly A. Geognostische Bemerkungen uber den Yura der nordwestlichen Schweiss, besonders des Kantons Solothurn und der Grenz-Partien der Kanton Bern, Aragan und Basel.— Neues Jahrb. Mineral., Geogn., Geol. und Petrefakten, 1836.
Guettard I. E. Acad. Roy. Sci., 1756.
Harker A. The natural history of igneous rocks. 1. Their geographical and chronological distribution.— Sci. Progress, 1896, 6.
Harker A. The Tertiary igneous rocks of Skye.— Mem. Geol. Surv. U. K., 1904.
Harker A. Geology of the small isles of Inverness-shire.— Mem. Geol. Surv. U. K., 1908.
Harrassowitz H. Laterit.— Fortschr. Geol. Paläont., 1926, Bd. 4, H. 14.
Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K. Petrology of the igneous rocks. London, 1949.
Haughton S. H. The stratigraphic history of Africa South of the Sahara. Edinburgh a. London, 1963.
Hedervari P. On the energy and magnitude of volcanic eruptions.— Bull. volcanol., 1963, t. XXV.
Hedervari P. Volcanological considerations in the calculation of the energy necessary to produce the craters of the Moon.— Bull. volcanol., 1963, t. XXV.
Holtedahl O. Norges geologi, Bd. 1, 1953.
Hotchkiss W. G. The Lake Superior Geosyncline.— Bull. Geol. Soc. America, v. 34, 669, 1923.
Hovey E. O. Observations on the eruptions of 1902 of La Soufriére, St. Vincent and Mt. Pelée, Martinique.— Amer. J. Sci., 1902, v. 14, 319—358.
Hughes C. I. The southern mountains igneous complex, Isle of Rhum.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1960, v. 116.
Hughes C. I., Wadsworth W. I., Emeleus C. H. The contrast between Tertiary granophyre and Torridonian arkose of Minishal, Isle of Rhum.— Geol. Mag., 1957, v. 94.
Humboldt A. Ueber den Bau und die Wirkung der Vulkane. Berlin, 1824.
Hummel K. Enstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse.— Geol. Rundschau, 1922, Bd. 13.
Hutton I. Theory of the Earth with proofs and illustrations. v. I, II. Edinburgh, 1788—1795.
Iddings I. The origin of igneous rocks.— Bull. Philos. Soc., 1892, v. 12, 89.
Iddings I. Igneous rocks. N. Y., 1913.
Iddings I. P. The problem of volcanism. Oxford Univ. Press, 1914.
Illies H. Die Enstehungsgeschichte eines Maares in Süd-Chile (Ein aktuogeologischer Beitrag zum Problem des Maar-Vulkanismus).— Geol. Rundschau, 1959, Bd. 48.
Iokoyama I. Energetics in active volcanoes.— Bull. Earthquake Res. Inst., 1956, v. 34; 1957, v. 35.
Jacobson R. E., MacLeod W. N., Black R. Ring-complexes in the younger granite province of Northern Nigeria.— Mem. Geol. Soc. London, 1958, v. 1.
Jaggar T. A. Bull. Hawaiian Volcano Obs., 1925, v. 13, 28, 59, 65.
Jaggar T. A. Origin and development of craters.— Mem. Geol. Soc. America, 1947, v. 21.

Joly I. The surface history of the earth. 1925.
Jones A. Classification of lavasurfaces. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1943, 265—268.
Judd I. W. On the Ancient volcanoes of the Highlandes.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1874, v. 30.
Judd I. W. On the Ancient volcano of the district of Schemnitz, Hungary.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1876, v. 32.
Judd I. W. Volcanoes, what they are and what they teach. London, 1880.
Judd I. W. On the gabbros, dolerites and basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1886, v. 42, N 54.
Karamata S. Beitrag zur Kenntnis des Magmatismus der Diabas-Hornstein-Formation.— Zbor. radova Univ. Beogradu, 1958, sv, 6.
Karamata S. Petrologische Charakteristiken des Alpinen «Initial — Magmatismus» in dem Dinariden. Simpoz. problemima alpisk. inicijaln magmatisma., ref. IX, 1960.
Katz H. R. Ein Querschnitt durch die Nunatakazone Ostgrönlands. (ca. 740 N. B.).— Medd. Grönland, 1952, bd. 144, N 8.
Kayser E. Lehrbuch der Geologie. II Teil: Geologische Formationskunde, 5 Aufl., Stuttgart, 1913.
Kay M. North American geosinclines; their classification.— Mem. Geol. Soc. America, 1951, v. 48.
Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas.— Amer. J. Sci., 1933, v. 25.
Kennedy W. Q., Anderson E. M. Crustal layers and the origin of magmas.— Bull. volcanol., 1938, t. 3.
King Ph. B. The evolution of North America. Princeton, New Jersey, 1959.
Koch H. Gliederung und Bau der Culm- und Devonablagerungen des Hartenberg-Büchenberger Sattels nördlich von Elbingerode im Harz.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. Berlin, 1896.
Korn H., Martin H. Der Intrusionmechanismus der Grossen Karoo-Plutone in Südwestafrica.— Geol. Rundschau, 1953, Bd. 41 (Sonderband).
Korn H., Martin H., Mathias M., Simpson E. The Damaraland Subvolcanic Ring Complexes in South West Africa. Rep. of XXI Sess. Intern. Geol. Congr., 1960, pt. 13.
Koto B. The great eruption of Sakurajima, in 1914.— J. College Sci. Tokyo Imp. Univ., 1916, v. 38, art 3.
Krenkel E. Geologie und Bodenschätze Afrikas. 2 Aufl. Leipzig, 1957.
Krishnan M. S. Geology of India and Byrma. Madras, 1949.
Krynine P. D. The origin of red beds.— Trans. N. Y. Acad. Sci., 1949, ser. 2.
Lacroix A. Contribution a l'étude des bréches et des conglomerats volcaniques.— Bull. géol. Soc. France, ser. 4, 1906, v. 6, 635—685.
Lange H. Paragenetische und genetische Untersuchungen an der Schweifelkiesellagerstätte. «Einheit» bei Elbingerode (Harz.).— Mineral. Lagerstättenkunde, 1957, N 59, S. 1—96.
Lewis I. V. Origin of pillow lavas.— Bull. Geol. Soc. America, 1914, v. 25, 591—654.
Libbey F. W., Lowry W. D., Mason R. S. Ferruginous bauxite deposits in Northwestern Oregon.— Econ. Geol., 1946, v. 41.
Loewinson-Lessing F. Petrographisches Lexicon. Juriew, 1893.
Lydon Ph. A. Geology and Lahars of the Tuscan Formation, Northern California.— In: Studies in volcanology. Geol. Soc. America, Inc. Mem., 1968, v. 116.
Lyell Ch. Principles of geology. 1830.
McBirney A. R., Aoki K. I. Petrology of the Island of Tahiti. Studies in Volcanology.— Geol. Soc. Am., 1968, Mem. 116.
McCall G. I. H. Classification of calderas: «Krakatoan» und «Glencoe» types.— Nature, 1963, v. 197, N 4863.
Macdonald G. Pahoehoe, aa and block lava.— Amer. J. Sci., 1953, N 25, 1.
Macdonald G. A., Katsura T. Relation of petrographic suites in Hawaii.— Amer. Geophys. Union, Publs, 1962, N 1035.
Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol., 1964, N 5.
Macgregor A. G. Scottish pyroxene-granulite hornfelses and Odenwald beerbachites.— Geol. Mag., 1931, v. 68.
Macgregor A. G. Problems of Carboniferous — Permian volcanicity in Scotland.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1948, v. 104.
Macgregor M. The Carboniferous and Permian volcanoes of Scotland.— Bull. volcanol., ser. 2, 1937, v. 1.
Macgregor M., Macgregor A. G. The Midland Valley of Scotland.— Mem. Geol. Surv. Mus., 2 ed., 1948.
Maclure 1817. Цит. по: *Merril G.* Contributions to the history of American geology. Washington, 1906.
Magnusson N. H. Malmgeologi. Stockholm, 1953.
Malett R. Volcanic energy: an attempt to develop its true origin and cosmical relations.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1873, v. 163, N 1.
Marshall C. E., Nairain H. Regional gravity investigations in the Eastern and Central Commonwealth. Univ. Syduly, Dept. Geol. and Geophys. Mem., 2, 1954.

Matsumoto T. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the Upper Mantle. Internat. Union Geol., Sci., Circular Letter, N 13, p. 17, Copenhagen, 1964.
Miller I. A., Harland W. B. Ages of some Tertiary intrusive rocks in Arran.— Mineral. Mag., 1963, v. 33.
Miller I. A., Mohr P. A. Scot. J. Geol., 1965, v. 1.
Moorbath S., Bell I. D. J. Petrol., 1965, v. 6.
Mutti E. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidities in oligocene deposits of Rhobes Island (Greece).— Sedimentology, 1965, v. 5, № 4.
Naumann E. Ueber den Bau und die Enstehung der Japanischen Inseln. Berlin, 1885.
Neumayr M. Erdgschichte, Bd 1. Leipzig, Wien, 1890.
Niggli P. Gesteins- und Mineralprovinzen, 1. Berlin, 1923.
Nougier J. Les phases volcaniques successives dans la peninsule Rallier-du-Baty (archipel de Kerguelen). Extrait des C. r. Acad. sci., 1963, t. 256, 4054—4056.
Nougier J. Etat de recherches géologiques en cours dans l'archipel de Kerguelen. Lab. Géol. SPCN et Lab. Scient. T.A.A.F. Paris, November, 1965a.
Nougier J. Étude des formations de Port Jeanne d'Arc (archipel de Kerguelen). CNFRA, N 11, avril, 1965b.
Oftedahl Chr. Volcanic sequence and magma formation in the Oslo Region.— Geol. Rundschau, 1959, Bd. 48.
Osann A. Petrochemische Untersuchungen.— Abhandl. Akad. Wiss. Heidelb. Math.-Naturwiss. Kl., 1913, N 2.
Panto G. The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary.— Acta geol., 1962, T. 6, N 3—4.
Pardell I. T. Deposits of manganese ore in Montana, Utah, Oregon, and Washington.— Bull. U. S. Geol. Surv., 1922, N 725 C, 232—236.
Park Ch. F. The spilite and manganese problems of the Olympic Peninsula, Washington— Amer. J. Sci., 1946, v. 244, N 5.
Perret F. A. The Vesuvius eruption of 1906. Carnegie Inst. Wash. Publ., 1924, N 339.
Peterman I. E., Hedge C. E., Coleman R. G., Snaveby P. D. Sr^{87}/Sr^{86} ratios in some euge. osynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1967, v. 2, N 5.
Pitcher W. S., Flinn G. W. Controls of metamorphism. Edinburgh a. London, 1965.
Pjetursson H. The glacial palagonitformation of Iceland.— Scott. Georg. Mag., 1900, 265—293.
Playfair I. Illustrations of the Huttonian theory of the Earth. Edinburg, 1802.
Prevôt K. Bull. Soc. géol. France, 1838, t. IX, 90—95.
Priore G. T. Contributions to the petrology of British Eastafrika. Comparison of volcanic rocks from the great Rift Valley with rocks from Pantelleria, The Canary Island, Ascension, St. Helena, Aden and Abyssinia.— Mineral. Mag., 1903, v. 13, 228—263.
Raguin E. Geologie du granite. Paris, 1946; 2 ed., 1957.
Ray P. S. Ignimbrite in the Kilchrist Vent, Skye.— Geol. Mag., 1960, v. 97, 229—238.
Read H. Meditationes on granite.— Proc. Geol. Assoc., pt I, 1943, v. 54; pt. 2, 1944, v. 55.
Reichstein M. Die bunten Schiefer bei Michaelstein im Harz.— Hall. Jahrb. Mitteldeutschlands Erdgesch., Bd. 2, S. 60—85, 1955.
Reichstein M. Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes.— Geologie, 1959, Jahrg. 8, H. 1.
Reyer E. Die Euganeen. Wien, 1872.
Reyer E. Bau und Geschichte des Vulkanes von Padua. 1877.
Reyer E. Beitrag zur Physik der Eruptionen und Eruptivgesteine. Wien, 1877.
Reyer E. Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.
Reynolds D. L. Calderas and Ring-Complexes.— Verhandl. K. Nederl. Geol. Mijnbouwk. Genootschap (Festschrift H. A. Brouwer), 1956.
Richey I. E., Thomas H. H. The geology of Ardnamurchan, North — West Mull and Coll. Mem. Geol. Surv. Scotl., 1930.
Richey I. E. Tertiary ring-structures in Britain.— Trans. Geol. Soc. Glasgow, 1932, v. 19, 42—140.
Richey M. C. (revised by Macgregor M. C. and Anderson F. W.). British regional geology. Scotland: The Tertiary Volcanic Districts. Edinburgh. 1 ed., 1935; 2 ed. 1948; 3 ed. 1961.
Richthofen F. Führer für Forschungsreisende. Berlin, 1886.
Rickmers W. R. The Duab of Turkestan. Cambridge, 1913.
Ries H. Clays, their occurrence properties, and uses. N. Y., 1927.
Rittmann A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, Aufl., 1936; 2 Aufl., 1960.
Robinson G. D., Klepper M. R., Obradovich J. Overlapping plutonism, volcanism and tectonism in the Boulder batholith region, Western Montana.— In: Studies in volcanology. Geol. Soc. America, Inc. Mem., 1968, v. 116.
Robinson H. H. The San Franciscan Volcanic Field Arizona.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1913, v. 76.
Rogers H. D. Цит. по: *Merril G.* Contributions to the history of American geology. Washington, 1906.
Rosenquist I. T. The metamorphic facies and the felspar minerals. Årbok. Univ. Bergen, 1952, N 4, 102.

Rösler H. I. Zur Petrographie, Geochemie und Genese des oberdevonisch-unterkarbonischen Magmatismus und seiner Lagerstätten in Ostthüringen.—Freiberg. Forschungsh., 1960, Bd. 92.
Rösler H. Zur Enstehung der oberdewonischen Eisenerze vom Typ Lahn-Dill in Ostthüringen.— Freiberg. Forschungsh., 1962, Bd. 138.
Roth I. Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht und mit kritischer Erläuterung. Berlin, 1861.
Sapper K. Vulkanische Ereignisse in Mittel Amerika und auf den Antillen.— Verhandl. Dtsch. Geol. Ges. Köln, 1903, Bd. 14, 13—34.
Sapper K. Vulkankunde. Stuttgart, 1927.
Scâcel I. Die Eisenerzlagerstätten des mahrisch-schleisischen Devons.— Ber. Geol. Ges. DDR, 1964, Bd. 9, H. 4/5.
Schlegel G., Wiefel H. Die Bemusterung oberdevonischer Roteisenerze des Schleizer Gebietes und ihre Auswertung.— Z. angew. Geol., 1959, Bd. 6, N 12.
Schofield I. C. The geology and hydrology of Nine Island, South Pacific.— N. Z. Geol. Surv. Bull., n. s., 1959, v. 62.
Schwan W. Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Mittelharz.— Geol. Rundschau, 1949, 37.
Scrope P. Considerations on volcanoes, the probable causes of their phaenomena, the laws which determine their march, the disposition of their products and their connexion with the present state and past history of the globe. London, 1825.
Sigurdsson H. Geology of the Setberg area, Snaefellsness, Western Iceland. Thesis, 1965.
Sitter L. U. Structural geology. N. Y.— London — Toronto, 1956.
Smith R. L. Ash flows. Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, N 6.
Stark M. Beitrage zum geologisch-petrographischen Aufbau der Euganeen und zur Lakkolithenfrage.— Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 1912, 31, 1.
Stearns H. T. U. S. Geol. Surv., Watersupply Paper 616, 1930.
Stearns H. T., Clark W. O., Meinzer O. E. Geology and water resources of the Kau District, Hawaii.— U. S. Geol. Surv., Wattersupply. Paper 616, 1925.
Stearns H. T. Pillow lavas in Hawaii (Abstract). Geol. Soc. America Proc., 1937, 252—253.
Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterränen Kettengebirgen.—Compt. rend. XIV Congr. géol. internat., 1926, t. II.
Stenonis Nicolai. De solido intra solidum naturaliter contento. 1669.
Stewart F. H. Tertiary igneous activity.—In: Craigs Geology of Scotland, Connecticut, 1965.
Stille H. Die Grossfelder der Erdkruste und ihr Magmatismus (Kurzes Vortragsprot.), Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss. phys.-math. Kl., 1938, 51—52.
Stille H. Zur Frage der Herkunft der Magmen. Berlin, 1940a.
Stille H. Einführung in den Bau Americas. Berlin, 1940б.
Stille H. Der «subsequente» Magmatismus. Berlin, 1950.
Stille H. Zur Ökologie der kimmerischen Faltungen, Roemeriana, 1. Dahlgrünfestschrift, 1954.
Stübel A. Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte. Leipzig, 1901.
Suess E. Das Anlitz der Erde, Bd. 1—3. Prag und Leipzig, 1883—1909.
Supan A. Grundzüge des physischen Erdkunde. 4-te Aufl. Leipzig, 1908.
Tada F., Tsuja H. The eruption of the Tokachidake Volcano, Hokkaido, on May 24.— Bull. Earthquake Res. Inst., Imp. Univ. Tokyo, 1927, v. 11.
Taliaferro N. Franciscan-Knoxville problem.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1943, v. 27, N 2.
Tectonic map of Japan Scale 1:2000000 1. Geological Provinces. Completed by Hiroshi Isomi in 1965.— Geol. Surv. Japan, 1968.
Teilhard du Chardin P. A map of the younger eruptive rocks of China.— Bull. Geol. Surv. China, 1937, 16, 52.
Teilhard du Chardin P. The granitization of the China.— Bull. Geol. Soc. China, 1940, v. XIX, N 4.
The geology of Scotland. Craig G. I. (Ed.). Connecticut, 1965.
Thorarinsson S. The Median zone of Iceland.—Rept Sympos. «The world rift system», Ottawa, 4—5 Sept. 1965.
Thorarinsson S., Einarsson T., Kjartanson G. On the geology and geomorphology of Iceland.— Georg. ann. Stokholm, 1959, bd 41.
Thoroddsen Th. Island. Grundriss der Geographie und Geologie, Bd. I, 1905, Bd. II, 1906.
Tilley C. E. The gabbro-limestone contact zone of Camas Mor, Muck, Juvernesshire.— Compt. rend. Soc. géol. Finlande, 1947, t. 20, 97—105.
Tilley C. E. An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye.— Geol. Mag., 1949, 86, 81—93.
Tilley C. E. Some aspects of magmatic evolution.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1950, v. 106.
Tilley C. E. The zoned contact-scarns of the Broadford area, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites.— Mineral Mag., 1951, v. 29, 621—666.
Tilley C. E. Some trends of basaltic magma in limestone syntexis.— Amer. J. Sci., Bowen vol., 1952, 529—545.

Tomkeieff S. I. The basalt lavas of the Giant's Causeway district of Northern Ireland.— Bull. volcanol. ser. 2, 1940, N 6, 89—143.
Tsuya H. On the 1707 eruption of volcano Fujy.— Bull. Earthsquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1955, v. 33.
Turner D. C. Ring-structures in the Sara-Fier Jounger Granite complex, Northern Nigeria.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, v. 119, pt 3, № 475.
Turner F. I., Verhoogen I. Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill Co. 1 ed. 1951, 2 ed. 1960.
Tuson I. A. Geophysical investigation of the Tertiary volcanic centres of Scotland.— Advanc. Sci. London, 1958, v. 15, p. 277—278 (Abstract).
Twenhofel W. H. a. o. Treatise on the sedimentation. Baltimore, 1932.
Twenhofel W. H. Principles of sedimentation. N. Y., 1939.
Tyrrell G. W. The picrite-teschenite sill of Lugar (Ayrshire).— Quart. J. Geol. Soc. London, 1917, v. 72, 84—131.
Tyrrell G. W. The principles of petrology. London, 1926.
Tyrrell G. W. The geology of Arran.— Mem. Geol. Surv. Scotl., 1928.
Tyrrell G. W. Volcanoes. London, 1931.
Tyrrell G. W. A bohring through the Lugar sill.— Trans. Geol. Soc. Glasgow, 1948, v. 21, 157—202.
Tyrrell G. W. Distribution of ignous rocks in space and time.— Bull. Geol. Soc. America, 1955, v. 66, April.
Verbeek R. D. M., Fennema R. Description géologique de Java et Madoura. Amsterdam, 1896.
Wadsworth W. I. The layered ultrabasic rocks of Southwest Rhum, Inner Hebrides.— Philos. Trans. Roy. Soc. B, 1961, v. 244, 21—64.
Wager L. R. Geological investignation in East Greenland: Pt. 1. General geology from Angmagssalik to Kap Dalton.— Medd. Grönland, 1934a, bd. 133, N 1.
Wager L. R. Geological investigation in East Greenland. Pt 1. General Geology from Angmagssalik to Kap Dalton.— Medd. Grönland, 1934б, v. 105, N 2.
Wager L., Deer W. A dyke swarm and crustal flexure in East Greenland.— Geol. Mag., 1938, v. 75.
Wager L. R., Deer W. A. The petrology of the Scaergaard intrusion, Kangerdlugssnag, East Greenland.— Medd. Grönland, 1939, bd 105, N 4.
Wager L. R., Bailey E. B. Basic magma chielled against acid magma.— Nature, 1953, v. 172, 68—69.
Walker F., Davidson C. F. A contribution ot the geology of the Faraeros.— Trans. Roy, Soc. Edinburgh, 1936, v. 58.
Walker F., Poldevaart A. Karoo dolerites of the Union of South Africa.— Bull. Geol. Soc. America, 1949, v. 60, N 4.
Walker G. P. L. Geology of the Reydarfjördur area, Eastern Iceland.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1959, v. 114.
Walker G. P. L. Tertiary welded tuffs in Eastern Iceland.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1962, v. 118.
Walker G. P. L. The Breiddalur central volcano, Eastern Iceland.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, v. 119.
Walker G. P. L. Some aspects of Quarternary volcanism in Iceland.— Trans. Leicester Liter. and Philos. Soc., 1965, v. LIX.
Walther I. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—1894.
Walther I. Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Berlin, 1900.
Washington H. S. The Roman Comagmatic Region.— Carnegie Inst. Wash. Publ., 1906, N 57.
Washington H. S. Deccan Traps and other Plateau Basalts.— Bull. Geol. Soc. America, 1922, v. 33, 765—804.
Waters A. C. Volcanic rocks and the tectonic cycle.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, v. 82.
Waters A. C. Determining direction of flow in basalts.— Amer. J. Sci., 1960, v. 258a.
Watznauer A. Die kaledonische Orogenese in Sachsen und Thuringen.— Internat. Geol. Congr., Report XXIII Sess., pt. XIX, 1960.
Wemban N. A. Differentiation trends in the Deccan Traps.— Proc. Indian Sci., 1947, sect. A, v. 25, N 2.
Wenk E. On the crystalline basement and the basal part of the Pre-Cambrian Eleanore Bay group in the south-western part of the Scoresby Sound.— Medd. Grönland, 1960, bd. 168, N 1.
Wenk E. Tertiary of Greenland.— In: Geology of the Arctic, v. 1. Univ. Toronto Press, 1961.
Wentworth Ch. K., Macdonald G. A. Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1953, N 944.
Werner A. G. Kurze Classification und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. Dresden, 1787.
Westerveld I. Phases of Neogen and Quarternary volcanism in Asia Minor.— Congr. Geol. Internat. XXa Sess. Seccion 1. Vulkanologia del Cenozoico, t. 1. Mexico, 1957.

Westerveld I. The tectonic causes of ignimbrite and pumice tuff deposition and of subsequent basalto-andesite volcanism.— Bull. volcanol., 1963, t. 25, 67—83.
Williams H. Geology of the Lassen Volcanic National Park, California.— Univ. Calif. Publs. Bull. Dept Geol. Sci., 1932, v. 21, N 8.
Williams H. Calderas and their origin.— Univ. Calif. Publs. Bull. Dept. Geol. Sci., 1941a, v. 25, N 6.
Williams H. Crater Lake, the story of its origin. Berkley and Los Angeles, 1941б.
Williams H. The geology of Crater Lake National Part, Oregon.— Carnegie Inst. Wash. Publ. 540, 1942.
Williams H. Volcanic history of the Guatemalan Highlands.— Publs. Univ. Calif. Bull. Dept. Geol. Sci., 1960, v. 38 N 1.
Williams H., Meyer-Abich H. Volcanism in the Southern part of El Salvador.— Univ. Calif. Publs. Bull. Dept. Geol. Sci., 1955, v. 32, N 1.
Willie P. I. Fusion of Torridonian Sandstone by a picrite sill in Soay (Hebrides). — J. Petrol. Oxford, 1961, v. 2, p. 1—37.
Willis B. The Dead Sea problem, rift or ramp valley.— Bull. Geol. Soc. America, 1928, v. 39.
Willis B. East African Plateaus and rift valleys.— Bull. Carnegie Inst. Washington, 1936, N 470.
Wilson M. E. The Precambrian of Canada (Canadian Shield).— In: The Geologic System, The Precambrian, K. Rankama (Ed.). N. Y.— London — Sydney, 1965.
Wolff Th. Der Cotopaxi und seine letze Eruption am 26 Juni 1877.— Neues Jahrb. Mineral., Geol., Paleontol., 1878, 113—167.
Wolff F. Der Vulkanismus, Bd. I, 1914.
Wolff F. Der Vulkanismus, Bd. II, T. 1, 1929; T. 2, 1931.
Zeil W., Pichler. Die känozoische Rhyolith—Formation im mittleren Abschnitt der Anden.— Geol. Rundschau, 1967, v. 57, 1.
Zierkel F. Lehrbuch der Petrographie. Leipzig, 1893.
Zöllich M. S. Zur Deckenfrage im Mittelharz. Die tektonische Stellung der Schalsteinsattel bei Elbengerode.— Abhandl. Preuss. geol. Landsanst., Berlin, 1939, Bd. 191.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава I. Корни вулканов

Введение 5

Краткий обзор развития взглядов на связи вулканов с глубинными очагами 6

Корневые зоны современных вулканов 27

Корневые зоны древних вулканов 37

Механизм образования кольцевых структур, даек и пластовых залежей 66

Глава II. Тафономия древних вулканов и проблема фаций

Введение 78

Краткий очерк истории формирования взглядов на проблемы тафономии и учения о вулканических фациях 79

Общие вопросы тафономии древних вулканов 88

Фациальная изменчивость вулканогенных образований 110

Глава III. Вулканогенные формации

Введение 153

Краткий обзор эволюции взглядов на определение понятия «формация» 154

Общие вопросы классификации вулканогенных формаций 163

Некоторые типы вулканогенно-осадочных формаций (ассоциаций) 169

Вулканические провинции и петрохимические ассоциации вулканогенных пород океанических бассейнов 197

Стратифицированные вулканогенные формации (ассоциации) 221

Нестратифицированные (разобщенные) вулканогенные формации 269

Общее сравнение вулканогенных формаций 291

Глава IV. Палеовулканологические реконструкции и проблема отношения вулканизма к тектонике

Введение 294

Краткий очерк истории развития взглядов на палеовулканологические реконструкции и связи вулканизма с тектоникой 294

Палеовулканологические реконструкции 300

Экология древних вулканов 329

Хронологические отношения между древними вулканами и геологическими структурами 352

Заключение 359

Литература 361

Игорь Владимирович Лучицкий
Основы палеовулканологии том 2
Древние вулканы

Утверждено к печати
Институтом геологии
и геофизики Сибирского отделения
Академии наук СССР

Редакторы издательства *А. А. Кремер, Н. Б. Золотова*
Художник *В. Г. Виноградов*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технический редактор *П. С. Кашина*

Сдано в набор 6/VI 1971. Подписано к печати 29/X 1971 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1
Усл. печ. л. 33,6. Уч.-изд. л. 34.3
Тираж 2500. Тип. зак. 2678. Т-16648. Цена 2 р. 54 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

97

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»