

# ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОГО МАГМАТИЗМА



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·



**Г.С. ГОРШКОВ**  
**(1921–1975)**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Институт геологии и геофизики

# ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОГО МАГМАТИЗМА



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
Москва, 1979

Сборник включает статьи, рассматривающие вулканизм как индикатор глубинных процессов, происходящих в верхней мантии Земли и нижних горизонтах земной коры. Приводятся петрографо-петрологические, экспериментальные и геофизические данные, подтверждающие этот вывод. Разбираются некоторые аспекты проблемы связи вулканизма и плутонизма, вулканизма и плитовой тектоники.

Книга представляет интерес для геологов широкого профиля, петрографов, вулканологов, геофизиков.

Ответственный редактор  
академик В.С. СОБОЛЕВ

### ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОГО МАГМАТИЗМА

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии АН СССР*

Редактор Л.Б. Белоножки, редактор издательства Л.М. Бекасова,  
художественный редактор С.А. Литвак, технический редактор Л.А. Куликова  
ИБ № 16071

Подписано к печати 15.01.79. Т — 02621. Формат 60х90 1/16. Бум. офс. № 1  
Усл.печ.л. 16,5+2,0 вкл. Уч.-изд.л. 21,3. Тираж 900 экз. Тип. зав. 1004  
Цена 3р. 20к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Георгий Степанович Горшков прожил короткую, но чрезвычайно богатую творческими идеями научную жизнь, целиком отданную самой высокой человеческой цели — познанию. Вся его деятельность была посвящена изучению таинственного и грозного явления природы — вулканизма. Георгий Степанович продолжал служить этой цели до последней минуты, несмотря на длительную и тяжелую болезнь, с которой он боролся несколько лет. На его рабочем столе осталась неоконченная статья, в которой содержатся новые доказательства одной из основных его идей — идеи мантийного питания вулканов.

Впервые встреча Г.С. Горшкова с вулканами и вулканологией произошла в 1946 г.: он принял участие в первой гидрографической экспедиции Тихоокеанского флота на Курильские острова. Первое вулканологическое исследование Георгия Степановича, тогда аспиранта Минералогического музея Академии наук СССР, было посвящено изучению распределения вулканов Курильской гряды, их морфологии и состава. Это было поистине открытие вулканов Курил для нашей страны и нашей науки. Данные исследования Георгия Степановича были высоко оценены академиком А.Н. Заварицким. В последующие годы Г.С. Горшков неоднократно возвращался к изучению вулканов Курильских островов. Итогами этих деятельных исследований стали составленный им каталог действующих вулканов Курильских островов и монография о вулканизме Курильской островной дуги. Позже, вспоминая свою первую вулканологическую экспедицию, Георгий Степанович писал: "Изучение вулканов увлекло меня, и вулканология стала делом всей моей дальнейшей жизни". Действительно, с 1946 г. имя Г.С. Горшкова неразрывно связано с развитием и прогрессом вулканологии.

С 1947 г. Георгий Степанович Горшков начал работать в Лаборатории вулканологии АН СССР, а в 1948 г. после защиты кандидатской диссертации был назначен начальником Ключевской вулканологической станции на Камчатке. Именно здесь при изучении действующих вулканов Ключевской группы и Шивелуча во всей полноте раскрылся его яркий, многогранный талант исследователя. Всестороннее и тщательное изучение извержений, применение физических методов, необычайная способность увидеть главное в столь сложном явлении позволяли Г.С. Горшкову не только глубоко понимать эруптивные процессы, но и приводили его к новым открытиям в вулканологии.

Вместе со своими сотрудниками Г.С. Горшков подробно изучил два наиболее мощных извержения XX в.: вулкана Безымянного в 1956 г. и вулкана Шивелуча в 1964 г. Блестящее исследование этих катастрофических извержений стало событием в мировой вулканологии не только благодаря исчерпывающему описанию явлений — в этих работах Г.С. Горшков развивает новые идеи и вводит новые представления в вулканоло-

гическую науку. Впервые была введена и обоснована ранее неизвестная категория вулканических извержений — “направленные взрывы”, сопровождающиеся разрушением значительной части вулканической постройки, образованием агломератовых потоков и лахаров. В работах Г.С. Горшкова даны первые количественные характеристики геологического эффекта гигантских извержений Безымянного и Шивелуча и расчеты энергии их катастрофических взрывов, впервые использованы энергетические характеристики воздушных волн для определения магнитуды извержения.

Проведенный в связи с извержением вулкана Безымянного тщательный анализ крупнейших извержений XX в. — Мон-Пеле (в 1902—1904 гг.) и Катмаи (в 1912 г.) — привел Г.С. Горшкова к пересмотру установившихся взглядов на механизм этих извержений и к разработке классификации нового типа извержений, связанных с направленными взрывами. Научный стиль Г.С. Горшкова отличался чрезвычайной лаконичностью, простотой и тщательностью разработки выдвигаемых проблем. Уже в работе об извержении вулкана Безымянного Георгий Степанович наметил новые решения проблемы происхождения игнимбритов, формирования кальдер, экструзивных куполов, пирокластических потоков. Предложенные новые подходы поначалу казались слишком нестандартными, оригинальными, так было и со многими последующими открытиями Г.С. Горшкова, которые впоследствии ожидало широкое признание и дальнейшее развитие многочисленными исследователями.

Г.С. Горшков, петрограф по образованию, был тем не менее первым среди вулканологов, кто не только понял важность геофизических методов, но и применил их для решения важнейшей проблемы глубинности магматического питания вулканов. В начале пятидесятых годов впервые в мировой практике он определил глубину магматического очага Ключевской группы вулканов, основываясь на открытом им явлении экранирования поперечных сейсмических волн далеких землетрясений жидкой магмой. Глубина очага была определена в 60—80 км, т.е. соответствовала верхней мантии. Результат блестящего по замыслу и кропотливого по исполнению многолетнего исследования был принципиально новым и революционным — эти работы Г.С. Горшкова следует считать поворотным пунктом в исследовании корней вулканов.

До их публикации существовали разные представления о природе вулканизма, причем господствующим было мнение о его коровом происхождении — базальтовые магмы связывались с базальтовым, а кислые — с гранитным слоем земной коры. Тезис о мантийном источнике вулканизма, коренным образом менявший взгляды на глубинность вулканического процесса, Георгий Степанович долгое время отстаивал в одиночку. Только через несколько лет этот пионерский результат был убедительно подтвержден советскими геофизиками, обнаружившими зону тени для поперечных волн от близких землетрясений, происходящих в мантии под Авачинской группой вулканов. В дальнейшем предложенная Г.С. Горшковым идея латанологического просвечивания корней вулканов была развита в СССР и за рубежом в самостоятельное направление исследований. Сейсмологическими работами последних лет было установлено мантийное пита-

ние ряда вулканов Камчатки (в частности Ключевской группы), Аляски, Западной Европы, Гавайских островов, Северной Америки.

Продолжая развивать тезис о мантийном питании вулканов, Г.С. Горшков в 60-е годы обратился к исследованию петрохимии и геохимии продуктов извержений в глобальном масштабе. Для выяснения их принадлежности к тому или иному классу он широко применял диаграммы А.Н. Заварицкого, позволяющие наиболее наглядно видеть особенности выделяемых серий пород. К 1967 г. Г.С. Горшков на основе сопоставления петрохимических, геохимических и геофизических данных разработал новаторскую, но очень убедительную и обоснованную теорию вулканизма, согласно которой различия в составе и строении верхней мантии под океанами, континентами, островными дугами и океаническими хребтами проявляются в существовании двух главных классов вулканических пород — континентального и океанического. При этом оказалось, что лавы подводных хребтов принадлежат не к океаническому, а к континентальному классу.

Исследования Г.С. Горшкова в области петрохимии привели его к глубокому убеждению о "сквозькоровом" характере вулканизма и о том, что вулканизм можно считать индикатором состава и состояния верхних частей мантии. Он писал: "изучение вулканизма может послужить одним из самых мощных средств познания глубин нашей планеты... Каждый образец лавы несет в себе информацию о всей истории своего образования. Нужно научиться извлекать эту информацию"

Георгий Степанович всегда внимательно следил за новыми направлениями в науке, увлеченно и энергично внедрял передовые методы в вулканологию. Так, для проверки мантийного происхождения андезитов Георгий Степанович использовал эксперименты, где определялись соотношения изотопов стронция. Эти исследования подтвердили мантийный характер лав большинства вулканов, в том числе андезитов и более кислых дифференциатов.

Г.С. Горшков особо подчеркивал новые перспективы, открывающиеся перед вулканологией в связи с изучением глубинной дифференциации вещества земли и "тектоники плит", которые, по его мнению, позволили рассматривать все геологические процессы во взаимосвязи.

В одной из последних работ Г.С. Горшков с присущей ему четкостью и определенностью сформулировал основные задачи вулканологии, к которым он, в частности, отнес: решение проблемы генезиса различных магм на глубине и их изменений на пути к поверхности, комплексное изучение глубинных ксенолитов в продуктах извержений, выяснение генетических различий океанического и континентального класса пород. "Необходимо, — сказал Г.С. Горшков, — в ближайшие годы составить сводку имеющихся сведений о геофизике, геохимии и геологии всех вулканических областей. Там, где таких сведений недостаточно, необходимо провести исследования в рамках специальной программы "Вулканы мира". Г.С. Горшков прекрасно осознавал как прогресс в области вулканологии за последнюю четверть века, так и очередные задачи, стоящие перед вулканологами: "Поле вулканологии ныне освещено ярче, чем в то время, когда на аналогичную тему делал доклад Х. Вильямс (1954 г.); некото-

рые "тени неведения и полутени сомнений" уменьшились, но возникли новые проблемы, которые предстоит решать в последующие годы".

Предпринятые Г.С. Горшковым глобальные обобщения основывались не только на великолепном знании литературных материалов, но и на личном знакомстве с важнейшими вулканическими районами мира – от Японии и Аляски до Гавайских и Канарских островов, от Италии до Индонезии и Новой Зеландии. Начиная с 1957 г., когда он был избран главой секции вулканологии Международной ассоциации вулканологии, Г.С. Горшков неоднократно достойно представлял советскую науку на геофизических ассамблеях, вулканологических конференциях и симпозиумах, в составе совместных экспедиций. Научные работы Г.С. Горшкова многократно печатались в зарубежных журналах, а его монография о вулканизме Курильской островной дуги переведена и издана в США. Достойным признанием заслуг Г.С. Горшкова перед мировой вулканологией явилось единодушное избрание его в 1971 г. на пост Президента Международной ассоциации вулканологии и химии недр земли. На этом поприще он проявил себя как талантливый организатор, исключительно эрудированный специалист с чувством ясной научной перспективы. Предложенные и разработанные им международные программы "Корни вулканов" и "Вулканы мира" привлекли своей целеустремленностью и ясностью самые широкие круги исследователей.

Г.С. Горшков был истинным ученым, щедро делившимся своими знаниями, богатым опытом, научными замыслами со своими многочисленными учениками и последователями. Возглавляя с 1966 г. Институт вулканологии АН СССР на Камчатке, он много сил и энергии отдал воспитанию молодого научного коллектива, выдающиеся достижения которого были отмечены высокой правительственной наградой – орденом Трудового Красного Знамени. Вынужденный покинуть Камчатку в связи с тяжелой болезнью, Г.С. Горшков до последних дней не порывал своих научных связей с камчатскими вулканологами. В последних письмах, полученных на Камчатке уже после его кончины, Георгий Степанович делился новыми мыслями и планами, осуществлять которые будут уже его ученики и последователи.

## КОЗСИТОВЫЕ (КВАРЦЕВЫЕ) ЭКЛОГИТЫ КАК ИСТОЧНИК МАНТИЙНЫХ МАГМ, БОГАТЫХ КРЕМНЕЗЕМОМ

Одним из важнейших геологических открытий второй половины XX столетия является непосредственное установление Г.С. Горшковым глубинных мантийных очагов магм под вулканами [2]. Вместе с тем экспериментальные исследования показали, что за счет оливинсодержащих пиролитов достаточно кислые магмы (включая уже даже толеитовые базальты, не очень богатые оливином) могут выплавляться лишь при очень высоком содержании воды [13]. С другой стороны, общие соображения показывают, что такие магмы не могли бы достигать земной поверхности, а высокие температуры магмы, установленные по расплавленным включениям, свидетельствуют о сухом характере расплавов.

В связи с этим ряд авторов высказали соображения, что мантийным источником сравнительно кислых магм могут являться лишь безоливиновые породы, содержащие свободную кремнекислоту, т.е. кварцевые и козситовые эклогиты [7, 8].

Ксенолиты эклогитов с кварцем были описаны в кимберлитовых трубках. Однако в этом случае всегда могло возникнуть сомнение в их достаточно глубинном происхождении, так как трубки всегда богаты породами, вынесенными не только из мантии, но и из земной коры, а алмазоносные эклогиты не содержат минералов, отвечающих свободному кремнезему.

В связи с этим исключительный интерес в развитии петрографии представляет установление козситовых эклогитов. Первая такая находка [10] была сделана в виде ассоциаций минералов, включенных в алмазы. В двух кристаллах алмаза были совместно найдены гранат, омфацил и козсит. Сомнений в том, что эти алмазы образовались в козситовых эклогитах при давлениях 40–50 кбар, не возникает. Несколько позже [15], в трубке "Робертс-Виктор" из Южной Африки был найден ксенолит гроспидита, который по составу граната соответствовал пограничной области между козситовым эклогитом и гроспидитом, содержащим 6% козсита и 0,6% санидина. Как и в первой находке, идентификация козсита не вызывает никакого сомнения. Так как в последнем случае алмазы отсутствуют, давление при образовании этой породы могло быть несколько ниже. По мнению Смита, давление превышало 29 кбар, а температура — 900°.

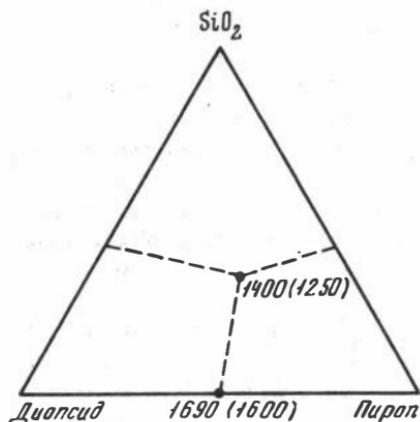
Обе указанные находки являются важнейшим звеном в познании состава верхней мантии и понимания образования глубинных кислых и средних пород. Как уже отмечалось [7], подобные эклогиты могут образоваться в результате следующих процессов:

- 1) При кристаллизации на глубине расплавов в результате кристаллизационной дифференциации. Однако давление в этих случаях должно быть ниже 28 кбар, т.е. это не может относиться к козситовым эклогитам.
- 2) При кристаллизации на глубине расплавов, обогащенных водой.

3) В связи с погружением толеитовых базальтов в зонах Заварицкого-Бениоффа или эклогитизации нижней части континентальной коры с отрывом соответствующих блоков.

Третий вариант образования кварцевых и коэситовых эклогитов автор считает наиболее вероятным.

На рисунке дана вероятная схематическая диаграмма плавления сухих расплавов в этих условиях; температура на  $350^\circ$  ниже температуры солидуса эклогитов без свободного  $\text{SiO}_2$  и почти на столько же (с разницей порядка  $20^\circ$ ) ниже плавления солидуса гранатовых перидотитов.



Схематическая диаграмма плавления коэситовых эклогитов при давлении 40 кбар

В скобках даны вероятные температуры с учетом значительной железистости фемических минералов и присутствия санидина [7]

Вместе с тем в последних работах В.И. Жарикова, Р.А. Ишбулатова и других по экспериментальным данным высказывается мнение о существенных сдвигах эклогитового барьера за счет растворимости избыточного  $\text{SiO}_2$  в пироксенах, что имеет важное принципиальное значение и должно быть специально рассмотрено в связи с данной проблемой.

Прежде всего отметим, что в первых из рассмотренных работ [3, 5] указано, что весь исследованный базальт закристаллизовался в очень узком интервале температур в виде пироксена ( $1545-1510^\circ$ , 35 кбар). Это заведомо неправильно, так как в породе содержится 1,81%  $\text{K}_2\text{O}$ , в то время как в пироксене в этих условиях растворяется около 0,3%  $\text{K}_2\text{O}$ . По-видимому, допущена также ошибка, которая была сделана во многих экспериментальных работах зарубежных исследователей [4, 7], т.е. не замечено некоторое количество жидкости, образующейся при гораздо более низкой температуре в широком интервале. Здесь это стекло должно содержать около 10% калишпата и очень немного свободного  $\text{SiO}_2$ .

Что касается дальнейших работ по исследованиям самих пироксенов [11, 12], то они не вызывают никаких замечаний по существу эксперимента, но их результаты не относятся к обычной реакции образования базальтовых эклогитов. Здесь всюду идет речь о специальном компоненте  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  или даже  $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ , который назван авторами молекулой Эскола, за счет чего пироксен может "растворять" существенный избыток кремнезема. В глубинных ксенолитах такие пироксены были впервые описаны А.П. Бобривичем и др. [1], причем долгое время даже дела-

лось предположение, что при отборе материала здесь была примесь дистена. Только в результате анализа на микрозонде [9] удалось доказать, что в гроспидитах действительно пироксены содержат существенное количество данного пироксена (до 40%).

Особенно большое содержание молекулы Эскола установлено в пироксене козситового гроспидита [15]. Однако исследование большого количества глубинных пироксенов показало, что данный компонент возможен лишь в сочетании с кальциевыми гранатами в гроспидитах и (в очень небольших количествах) некоторых дистеновых эклогитах, близких к гроспидитам. В козситовом эклогите [10], даже там, где гранат содержит свыше 32,8% кальциевого компонента, т.е. относительное содержание кальция в самой породе значительно выше указанной величины, пироксен совершенно не содержит избытка кремнезема — содержание шестерного алюминия в точности отвечает сумме ионов калия и натрия. Так как в данном эклогите присутствует еще козсит, можно считать установленным, что избыточный кремнезем может растворяться в пироксене лишь в том случае, когда  $Ca/Ca + Mg + Fe$  мол.% более 50% или близко к этой величине. Если обратиться к сводке по среднему химическому составу базальтов [6] и другим источникам, то мы увидим, что в природных базальтах лишь в исключительных случаях содержание Ca приближается к этой величине (например, траппы Тасмании), а обычно данное отношение ниже 40%.

Таким образом, мы можем считать установленным, что при переходе типичных базальтов различных типов в эклогит никакого существенного сдвига эклогитового барьера за счет избыточного растворения кремнезема в пироксене не происходит и, как правило, должны образоваться кварцевые или козситовые эклогиты с низкой температурой солидуса. Напомним, что и все упомянутые выше эксперименты по пироксенам проведены в системе с отношением  $[Ca : (Ca + Mg)] \geq 50\%$ .

Состав граничных пород базальтового барьера естественно зависит от соотношения окислов исходной породы. При низком содержании глинозема образуется мало гранатов, т.е. порода будет близка к пироксениту и может содержать до 55%  $SiO_2$ . Повышенное содержание  $K_2O$  приводит к образованию калишпата, устойчивого до весьма высоких давлений. Присутствие санидина в виде включений в алмазах [14], а также в ксенолите козситового гроспидита [15] установлено рядом исследователей. Такие эклогиты должны содержать повышенное количество  $SiO_2$ , т.е. происходит сдвиг содержания кремнезема в эклогитовом барьере. С этой точки зрения нужно признать не совсем удачным, что взят для экспериментальных исследований не типичный базальт с  $K_2O = 1,81\%$  [3], в то время как обычно в базальтах содержание  $K_2O$  ниже 1% [6]. Рассчитанное количество кварц-козита в эклогите из взятого для эксперимента базальта не превышает 2%.

При основной реакции эклогитизации:



на один атом алюминия выделяется один атом свободного кремния, т.е. содержание анортитового компонента увеличивает количество образова-

ния свободного кремнезема. Однако это увеличение происходит только до определенных пределов. В породах, особо богатых анортитом, происходит образование дистена и граната, богатого кальцием (гроспидит), где действительно образуются пироксены, пересыщенные  $\text{SiO}_2$ .

Альбитовый компонент превращается в жадеит по реакции



Таким образом, здесь на один атом алюминия выделяется два атома кремния, а увеличение содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  в отличие от  $\text{K}_2\text{O}$  должно увеличить содержание свободного кремнезема и сдвигать базальтовый барьер в обратном направлении. Если содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в породе увеличивается за счет нефелинового компонента, то это, разумеется, будет приводить к уменьшению содержания свободного кремнезема.

Резюмируя рассмотренные вопросы, можно сделать следующее заключение.

1. Открытие в природе глубинных ксенолитов пород эклогитов и гроспидитов имеет огромное значение для понимания процессов магмообразования в мантии Земли.

2. Обычные базальты всех типов, и в первую очередь базальты океана, при погружении на значительную глубину в область повышенных давлений должны превратиться в кварцевые или козситовые эклогиты с нормальными пироксенами, не содержащими избыточного количества кремнезема.

3. Увеличение содержания альбитового компонента в базальте должно повышать количество образовавшегося свободного кремнезема, а повышение содержания  $\text{K}_2\text{O}$  будет оказывать влияние на состав образующейся породы в обратном направлении.

4. Образовавшиеся в результате этого процесса или другим путем кварцевые (или козситовые) эклогиты могут служить источником мантийных магм кислого и среднего состава.

5. Пироксены, пересыщенные кремнеземом, обуславливающие сдвиг "эклогитового барьера", известны в природе лишь в редких породах — гроспидитах и в некоторых кианитовых эклогитах, которые могут образоваться лишь за счет специфических базальтоидов с повышенным относительным содержанием  $\text{CaO}$ , а также глинозема.

6. В дальнейших экспериментальных исследованиях для установления характера плавления базальта должны быть взяты типичные породы, близкие к среднему океаническому базальту, а изучение систем с пироксенами должно быть продолжено в области составов с высоким содержанием  $\text{MgO}$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бобреевич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. К минералогии ксенолитов гроссляр-пироксен-дистеновой породы (гроспидита) из кимберлитов Якутии. — Геология и геофизика, 1960, № 3.
2. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, 106, № 4.

3. *Жариков В.А., Иванов И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А.* Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочно-земельной серии при давлении 35 кбар. — ДАН СССР, 1974, 219, № 2.
4. *Ито К.Дж., Кеннеди Дж.К.* Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит-эклогит. — Геохимия, 1972, № 4.
5. *Ишбулатов Р.А.* Экспериментальные исследования плавления пород щелочно-земельной серии при давлениях 25–40 кбар. Автореф. дис. 1975.
6. *Куталин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1972, вып. 189.
7. *Соболев В.С.* Образование магм и магматических горных пород. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976.
8. *Соболев В.С., Соболев Н.В.* Проблема двухэтапного формирования земной коры. — ДАН СССР, 1975, 221, № 2.
9. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
10. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С.* Включения коэзита, граната и омфацита в якутских алмазах — первая находка парагезиса коэзита. — ДАН СССР, 1976, 230, № 6.
11. *Ханухова Л.Т., Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А.* Избыточный кремнезем в твердых растворах клинопироксенов высокого давления по данным экспериментального изучения системы  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaAl}_2\text{SiO}_6\text{—SiO}_2$  при 35 кбар и 1200°C. — ДАН СССР, 1976, 229, № 1, с. 182–184.
12. *Ханухова Л.Т., Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А.* Твердые растворы пироксенов в системе  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\text{—CaAl}_2\text{SiO}_6\text{—SiO}_2$  при 35 кбар и 1200°C. — ДАН СССР, 1976, 231, № 1, с. 185–187.
13. *Kushiro I.* On nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift on the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals. — Amer. J. Sci., 1975, 275, N 4, p. 797–815.
14. *Prinz M., Manson D.V., P.F. Hlava, Keil K.* Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages. — Phys. Chem. Earth, 1975, 9.
15. *Smyth J.R., Hatton C.J.* A coesite-sanidine grosspydite from the Roberts-Victor kimberlite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 34, N 2, p. 284–290.

## О ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ

Идея о дифференциации земного вещества в гравитационном поле планеты представляется почти очевидной. Однако возможности реализации того или иного механизма переноса вещества в пространстве под действием силы тяжести зависят от фазового состояния геологической системы, протяженности ее в гравитационном поле и времени существования. Эти условия накладывают жесткие ограничения на течение процесса и в ряде случаев могут полностью воспрепятствовать проявлению силы тяжести как фактора дифференциации. В этой статье сделана попытка оценить роль гравитационной диффузии компонентов гомогенного силикатного расплава как механизма магматической дифференциации.

Этот механизм, известный в качестве гипотезы в петрологии уже более ста лет как механизм Гуи-Шаперона (см., например, [16]), нередко привлекается для объяснения неоднородности магматических расплавов. Существенным условием возникновения такой неоднородности является значительная вертикальная протяженность магматической массы. По расчету А.А. Кадика [8] для заметной дифференциации магматического столба по химическому составу его высота должна достигать десятков—первой сотни километров.

Непосредственным доказательством реальности таких магматических столбов явилось впервые установленное Георгием Степановичем Горшковым в 1958 году существование под активными вулканами глубинных (порядка 60—100 км) магматических очагов, связанных с поверхностным аппаратом вулканическим питающим каналом [4, 18—20]. Возникает интересная задача исследовать возможность проявления гравитационной диффузии в таких вулканических системах, тем более что в литературе неоднократно указывалось на неоднородность магмы в вулканическом канале, проявляющуюся в одновременном излиянии лав различного состава на различных гипсометрических уровнях действующего вулкана или в изменении состава вулканических продуктов в ходе извержения [2, 4, 7, 17 и др.].

Однако существенное разделение компонентов магматического расплава в гравитационном поле в результате диффузионного переноса вещества сталкивается с серьезными трудностями. Дело связано, с одной стороны, с медленностью диффузионного массопереноса и, как следствие, с необходимостью длительного времени существования системы, а с другой — с требованием отсутствия конвективного перемешивания расплава, которое должно самым существенным образом препятствовать любому процессу диффузионной дифференциации.

Действительно, если использовать в качестве меры темпа диффузионного разделения компонентов силикатного расплава характерное время диффузии, определенное как отношение квадрата линейного размера системы ( $L^2$ ) к коэффициенту диффузии ( $D$ ), то можно показать, что порядок

этой величины для компонентов магматического столба высотой 100 км составляет  $10^1$ – $10^4$  лет (соответственно величинам коэффициентов диффузии компонентов силикатного расплава при температурах 1200–1400°C в интервале  $10^{-5}$ – $10^{-8}$  см<sup>2</sup>/сек [15]). Аналогичным образом определенная величина характерного времени остывания магматической системы может быть использована в качестве меры ее времени жизни. Поскольку коэффициент теплопроводности силикатных расплавов на 3–5 порядков выше коэффициентов диффузии ( $\sim 10^{-2}$  см<sup>2</sup>/сек), характерное время остывания магматического очага протяженностью 100 км составит величину порядка  $10^8$  лет<sup>1</sup>). Сравнение величин показывает, что при прочих нейтральных условиях (в магме нет эффективных внутренних источников энергии и не происходит никаких других процессов, кроме диффузионного переноса вещества и тепла) остывание оказывается значительно более быстрым процессом, чем любой механизм диффузионной дифференциации. Более строго, но для частного случая кристаллизационной дифференциации, несущественная роль диффузионного массопереноса на фоне остывания и затвердевания интрузивной магмы показана нами в статье [21]. Таким образом, тепловая история магматической системы и длительность ее жизни накладывает существенные ограничения на возможность проявления диффузионного разделения компонентов расплава.

Очевидным препятствием проявлению диффузионного механизма массопереноса является и конвективное перемешивание расплава. Вопрос о конвекции в магме в естественных условиях не раз был предметом обсуждения и анализа в литературе, и с разных позиций была показана практическая неизбежность такого перемешивания [1, 12, 13, 18–20, 22, 29]. А.А. Кадик, специально рассматривавший этот вопрос [9, 10, 12], показал, что диффузия может иметь некоторое значение лишь при очень низких скоростях конвективного перемешивания.

Таким образом, есть серьезные основания сомневаться в эффективности любого процесса магматической дифференциации, основанного на диффузионном механизме разделения компонентов расплава, и, в частности, процесса гравитационной дифференциации гомогенной магмы. Однако представляется, что для однозначного вывода в этом плане необходим более глубокий и всесторонний анализ проблемы. Причин для этого по меньшей мере две. Прежде всего, надо отметить, что такого рода заключения количественного характера основаны всегда на анализе свойств некоторой физической модели, которая кажется приемлемой для описания природного явления. По этому на все выводы накладываются ограничения, связанные с использованием данной физической модели. Например, в этой статье предполагается, что адекватным представлением магматической

---

<sup>1</sup> Такая оценка относится к бесконечно протяженному в горизонтальном направлении слою расплава, остывающего за счет потери тепла через верхний и нижний контакты. Поскольку магматический очаг и в особенности вулканический канал имеют резко ограниченную протяженность в поперечном сечении и остывание магмы за счет отдачи тепла через боковые стенки становится одним из главных факторов остывания, характерное время этого процесса реально будет во много раз меньше приведенной цифры.

(вулканической) системы является вертикальный столб расплава, в первом приближении не обменивающийся веществом с вмещающей средой. Учет некоторой формы взаимодействия — типа осмотического равновесия расплав — газовая фаза вмещающей среды с возможностью переноса вещества за счет конвективного движения этой газовой фазы [25] — может коренным образом изменить оценку скорости процесса приспособления магматической системы к равновесию в гравитационном поле. Очевидно, что возможны и иные модификации модели.

С другой стороны, анализ особенностей природного процесса, принципиально не наблюдаемого, единственно возможным способом — путем исследования некоторой физической модели его — является априорным по отношению к геологии, и поэтому всегда остается проблема проверки следствий и заключений модели эмпирически наблюдаемым материалом, характеризующим строение и свойства реального геологического объекта. Только такая проверка может дать ответ на вопрос, в какой степени изученные на модели свойства предполагаемого процесса согласуются, т.е. объясняют геологические факты [23].

В данном случае вопрос можно поставить так. Не анализируя, каким способом осуществляется массоперенос в природной системе, можно постулировать достижение равновесия, на основе этого допущения оценить, какое должно быть распределение компонентов в объеме системы при гравитационном равновесии, и сравнить полученную теоретически картину с природной (качественно — тенденции разделения и количественно — степень разделения компонентов). Разделение компонентов столба расплава отражает стремление системы к равновесию в гравитационном поле. Поэтому для ответа на этот вопрос необходимо рассмотреть условия равновесного состояния столба многокомпонентного силикатного расплава большой вертикальной протяженности. В качестве метода расчета распределения компонентов по вертикали в такой системе в этой статье использован термодинамический анализ гравитационного равновесия, основанный на принципах, сформулированных Д. Гиббсом [3].

Подобный подход неоднократно использовался в петрологии [8—10, 14, 26, 28, 30 и др.]. Наиболее полно проанализировал эту проблему А.А. Кадик, который свои выводы сформулировал следующим образом:

“...Рассчитанное равновесное изменение составов расплава в гравитационном поле не противоречит общей закономерности эволюции составов магм при дифференциации. При переходе от низких гравитационных уровней к более высоким оно оказывается аналогичным переходу от основных к кислым магматическим породам.

...Тенденции и порядок процесса, получающиеся по проведенным приближенным расчетам, позволяют считать поле тяготения одной из вероятных причин магматической дифференциации” [8, стр. 26 и 28].

И в другом месте: “Стремление магматических жидкостей к термодинамической устойчивости в этом случае является той силой, которая должна неизбежно приводить к появлению радиальной диффузии летучих компонентов, щелочей к верхним областям магматического тела” [10, стр. 81].

Однако эти выводы были основаны на упрощенном анализе поведения некоторых силикатных систем, неполно отражающих состав реальных магматических расплавов. Исследование более полной модели приводит, с точки зрения автора, к другим выводам и заставляет пересмотреть оценку роли гравитационной диффузии как механизма магматической дифференциации.

В качестве модели процесса исследовалось [24] поведение столба семи-компонентного ( $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ ) силикатного расплава в гравитационном поле Земли. Предполагалось, что никакого обмена веществом с вмещающей средой и конвективного перемешивания жидкости не происходит, температура расплава ( $1500^\circ \text{K}$ ) не меняется и система во всем диапазоне условий остается гомогенной жидкостью.

При условии достижения гравитационного равновесия в такой системе изменение термодинамического потенциала компонента  $i$ , описываемое как это можно получить из условия равновесия, выведенного Д. Гиббсом [3], выражением

$$d\mu_i = \left( \frac{\partial \mu_i}{\partial P} \right)_{T, h, N_j, N_i} dP + \left( \frac{\partial \mu_i}{\partial h} \right)_{T, P, N_j, N_i} dh + \left( \frac{\partial \mu_i}{\partial N_i} \right) \dots$$

должно быть равным нулю, что дает количественную связь между мольной концентрацией компонента  $i$  в расплаве ( $N_i$ ) и положением в гравитационном поле ( $h$  — высота, отсчитываемая снизу вверх). Остальные обозначения в уравнении следующие:  $\mu_i$  — термодинамический потенциал компонента  $i$  в расплаве,  $P$  — давление,  $N_j$  — мольные концентрации остальных компонентов. Дальнейшее преобразование этого уравнения и его решение требуют выполнения ряда условий.

Прежде всего, рассматривается система, в которой выполняется условие механического равновесия. Это означает, что изменение давления в вертикальном направлении соответствует гидростатическому закону, т.е.

$$dP = -\rho g dh,$$

где  $\rho$  — плотность расплава,  $g$  — ускорение силы тяжести.

Во-вторых, необходимо в явной форме записать связь потенциала компонента в распл

приближение термодинамически идеального раствора, что дает для производной  $\partial \mu_i / \partial N_i$  выражение  $RT/N_i$ . Принятие этого допущения на данном уровне анализа проблемы оправдано [24], во-первых, возможностью в таком случае получения простого решения уравнения равновесия и его анализа и, во-вторых, тем, что представляется достаточным оценить лишь тенденции разделения компонентов расплава и не придавать принципиального значения количественной стороне дела.

Как будет показано ниже, при сопоставлении с природными данными целесообразно использовать соотношения геохимически связанных пар элементов (например, магния и железа), а в таких случаях есть все основания считать, что отклонение от идеального поведения, которое, вообще говоря, существенно, имеет одинаковый знак и не изменяет качественную тенденцию [11, 24].

Учитывая эти условия и используя известные выражения для производных

$$\frac{\partial \mu_i}{\partial p} = \bar{V}_i; \quad \frac{\partial \mu_i}{\partial h} = M_i g,$$

где  $\bar{V}_i$  и  $M_i$  — парциальный мольный объем и молекулярный вес компонента в расплаве, можно получить следующее выражение, связывающее изменение мольной концентрации компонента  $i$  в расплаве с вертикальной координатой:

$$\frac{d \ln N_i}{dh} = \frac{\bar{V}_i g}{RT} (\rho - \rho_i),$$

в котором  $\rho_i$  — парциальная мольная плотность компонента  $i$  в расплаве, определяемая как отношение  $M_i / \bar{V}_i$ .

Это уравнение показывает, что термодинамическим параметром, определяющим распределение компонента по вертикали в столбе гомогенного расплава, является величина его мольной плотности: если  $\rho_i < \rho$ , знак производной положительный, и концентрация компонента растет вверх; обратные соотношения плотностей приводят к возрастанию концентрации компонента в нижних частях столба. Однако в силу зависимости плотности расплава от его состава картина поведения многокомпонентной системы оказывается более сложной. Анализ [24] показывает, что среди компонентов расплава необходимо выделить три группы.

1. "Самый легкий" компонент, имеющий минимальное значение  $\rho_i$ ; прибавление к нему любых других компонентов повышает плотность расплава, и  $\rho - \rho_i$  будет всегда больше нуля. Концентрация такого компонента стремится к 1 при возрастании  $h$  и к 0 при уменьшении  $h$ .

2. "Самый тяжелый" компонент, имеющий максимальное значение  $\rho_i$ . Его концентрация, по аналогичным соображениям, стремится к 0 при возрастании  $h$  и к 1 с уменьшением  $h$ .

3. Все остальные компоненты, имеющие промежуточные значения  $\rho_i$ . Для них характерно стремление концентрации к 0 как при возрастании, так и при уменьшении  $h$ , и прохождение через максимум на некоторой промежуточной высоте, на которой  $\rho_i = \rho$ . Последовательность появления максимумов концентраций для различных компонентов по вертикали отвечает последовательности уменьшения величин их плотностей.

Из-за зависимости средней плотности расплава  $\rho$  от состава использованное уравнение не имеет простого решения, и мы использовали численный метод, выполняя расчеты на ЭВМ [24]. Решалась система из семи уравнений, записанных для каждого компонента, с учетом зависимости плотности от состава

$$\rho = \frac{\sum_i M_i N_i}{\sum_i \bar{V}_i N_i};$$

при этом автоматически выполнялось условие нормировки концентраций

$$\sum_i N_i = 1.$$

В качестве независимых компонентов расплава приняты окислы элементов. Такое допущение не очевидно, и в литературе использовались и другие подходы [8, 26, 30]. Однако специальный анализ этого вопроса, который здесь не приводится, доказал [24] правомерность такого подхода. Необходимые для расчетов численные значения термодинамических свойств компонентов, заимствованные из известных справочников [15], приведены в табл. 1.

В качестве исходных составов (граничных условий интегрирования) для расчетов взяты соотношения компонентов, отвечающие расплавам основного (базальтового) и кислого (гранитного) состава (табл. 2). При принятой в расчетах температуре (1227°C) расплавы такого состава представляют собой гомогенные жидкости. Изменение содержаний компонентов в гравитационном поле приводит к появлению составов, лежащих вне условий ликвидуса таких систем и попадающих в поля кристаллизации различных твердых фаз и ликвации. Однако эти осложнения не учитывались в расчетах и анализе, поскольку целью их было выявить лишь свойства собственно гравитационной диффузии в расплаве, не осложненной фазовыми переходами. Иными словами, полученные кривые распределения относятся фактически к некоторой гипотетической системе, являющейся гомогенной жидкостью во всем диапазоне составов, но свойства компонентов которой аналогичны свойствам компонентов базальтовых и гранитных расплавов.

Т а б л и ц а 1

Термодинамические свойства компонентов силикатных расплавов

Компонент	Мольный объем, см <sup>3</sup> /моль	Молекулярный вес, г/моль	Плотность, г/см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	26,8	60,06	2,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,1	101,94	2,68
FeO	13,0	71,84	5,53
MgO	11,8	40,32	3,42
CaO	16,8	56,08	3,34
Na <sub>2</sub> O	29,6	61,99	2,09
K <sub>2</sub> O	47,4	94,19	1,99

Т а б л и ц а 2

Состав исходных для расчетов расплавов, мол. %

Компонент	Базальт		Гранит		
	Базальт	Гранит	Компонент	Базальт	Гранит
SiO <sub>2</sub>	57,0	76,0	CaO	11,0	2,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,0	12,0	Na <sub>2</sub> O	3,0	4,0
FeO	6,0	2,0	K <sub>2</sub> O	1,0	3,0
MgO	11,0	1,0			

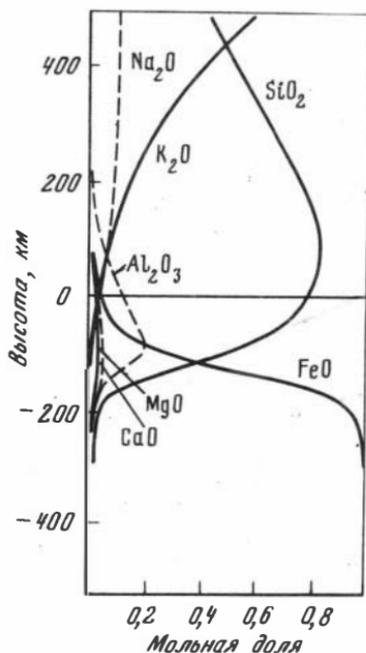
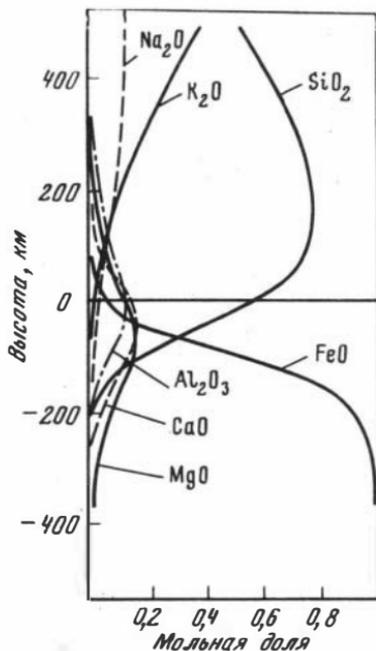


Рис. 1. Распределение компонентов гомогенного базальтового расплава в гравитационном поле

Рис. 2. Распределение компонентов гомогенного гранитного расплава в гравитационном поле

Полученные результаты показаны на рис. 1 и 2. Из рисунков видно, что в условиях равновесия состав расплавов, естественно, должен заметно изменяться в зависимости от положения в гравитационном поле. "Самым легким" компонентом в силикатных расплавах оказывается окись калия (см. табл. 1), и концентрация этого элемента монотонно возрастает вверх в столбе расплава. Закись железа из всех изученных здесь компонентов "самая тяжелая", и концентрация железа быстро стремится к 1 вниз по разрезу. Все остальные компоненты имеют максимумы концентраций, укладываемых в последовательность, предопределенную величинами их плотностей: при движении снизу вверх сначала максимум концентраций проходит магний, затем кальций, алюминий, кремний и, наконец, натрий. Все эти закономерности одинаковы для исходных и базальтового, и гранитного составов; однако конкретное положение максимумов и наклоны линий разные, что связано с различным соотношением компонентов в расплавах для каждой системы.

Материалы, приведенные на этих рисунках, показывают, что в магматических массах, вертикальная протяженность которых превышает первые десятки километров, в случае достижения гравитационного равновесия должно наблюдаться заметное изменение состава, что целиком подтверждает заключение А.А. Кадика [8—10]. Магматический столб протяженностью 200—250 км практически должен изменить свой состав от почти

нии изменения состава расплавов основного и кислого составов в условиях гравитационного равновесия занимают своеобразное положение, не совпадающее с эволюционными линиями естественных вулканических серий. Однако здесь эти различия проявляются менее четко (уменьшение величины параметра  $a$  для базальтовых составов в верхней части эволюционной линии в связи с быстрым уменьшением концентрации в расплаве глинозема, сопровождающееся появлением характеристики  $\bar{c}$  из-за накопления щелочей и др.). Это обусловлено потерей части геохимической информации при переходе от непосредственного сравнения содержаний окислов в породах к системе петрохимических коэффициентов, учитывающих в данной (сокращенной) форме, в соответствии с системой пересчета А.Н. Заварицкого, лишь главные характеристики.

Таким образом, мне представляется, что выполненный анализ равновесного распределения компонентов магматического расплава в гравитационном поле и сопоставление этого теоретического распределения с петрохимическими особенностями природных магматических серий с несомненностью свидетельствуют о том, что *гравитационная диффузия* как механизм магматической дифференциации не имеет реального петрологического значения. Это связано, по всей видимости, с отмеченными выше сложностями реализации диффузионного механизма разделения вещества, обусловленными медленностью этого процесса и требованием отсутствия эффективного конвективного перемешивания расплава.

Наблюдаемые неоднородности магматических масс в вулканических и магматических процессах должны быть результатом действия механизмов гетерогенной дифференциации магмы за счет разделения фаз (твердой, жидкой, газообразной) магматической системы. Это разделение немислимо вне действия силы тяжести. Однако в таких процессах эта сила выступает лишь как фактор, приводящий к пространственному обособлению фаз различной плотности, но состав этих фаз и тем самым геохимическая направленность дифференциации не имеет к гравитационному потенциалу никакого отношения; действующие в этих процессах термодинамические силы, разделяющие элементы, имеют негравитационную природу. В этом заключается принципиальное отличие механизмов гетерогенной дифференциации магмы, действие гравитационного поля в которых является лишь одной из причин разделения фаз в пространстве, занятом магмой, от механизма гравитационной диффузии, в котором поле тяжести является непосредственной термодинамической силой, определяющей направленность химической дифференциации. Единственный вывод из выполненного анализа и заключается в утверждении, что такая гравитационная диффузия не является петрологически важным механизмом магматической дифференциации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П., Ярошевский А.А.* О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — Геохимия, 1965, № 7.
2. *Влодавец В.И.* Выступление. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

3. *Гиббс Дж.Б.* Термодинамические работы. М.—Л.: Гостехтеоретиздат, 1950.
4. *Горшков Г.С.* Некоторые вопросы теории вулканологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.
5. *Горшков Г.С.* Явления вулканизма и верхняя мантия. — В кн.: Химия земной коры, т. II. Наука, 1964.
6. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. Наука, 1967.
7. *Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950.
8. *Кадик А.А.* Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры, т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
9. *Кадик А.А.* Отделение воды от магмы в процессе ее движения к поверхности Земли. — Докл. I Международн. геохимич. конгресса, т. I. М.: ВИНТИ, 1972.
10. *Кадик А.А.* Физико-химические условия отделения воды от магм при их движении к поверхности Земли. — В кн.: Сб. докл. советск. геол. XXIV сессии Международн. геол. конгресса. Геохимия. М.: Наука, 1972.
11. *Кадик А.А.* Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности Земли. Автореф. докт. дисс. ГЕОХИ АН СССР, М., 1973.
12. *Кадик А.А., Хитаров Н.И.* Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества. — Геохимия, 1968, № 6.
13. *Кадик А.А., Ярошевский А.А.* О физических условиях магматизма. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, т. I. Наука, 1972.
14. *Кеннеди Дж.* О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.
15. *Кларк С.* Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
16. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрография. Избр. тр., т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
17. *Меняйлов А.А.* Вулкан Шивелуч — его геологическое строение, состав и извержения. — Тр. лаб. вулканолог. АН СССР, 1955, вып. 9.
18. *Федотов С.А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4.
19. *Федотов С.А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
20. *Федотов С.А.* О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10.
21. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. I. — Геохимия, 1976, № 8.
22. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. II. — Геохимия, 1976, № 11.
23. *Ярошевский А.А.* Физико-химическое моделирование процесса дифференциации Земли (к вопросу о методе теоретического моделирования) — В кн.: Пути познания Земли, М.: Наука, 1971.
24. *Ярошевский А.А.* Моделирование гравитационной диффузии в силикатных расплавах и проблема дифференциации магмы в поле силы тяжести. — Геохимия, 1978, № 10.
25. *Ярошевский А.А.* Условия осмотического равновесия силикатного расплава с газовой фазой в поле силы тяжести. — Геохимия, 1978, № 11.
26. *Goranson R.* Silicate-water systems. — Amer. J. Sci., 5th ser., 1938, v. 35, N 1.
27. *Gorshkov G.S.* Petrochemical features of volcanism in relation to the types of the Earth's crust. — Amer. Geophys. Union, Geophys. Monograph 6, 1962.
28. *Saether E.* On the genesis of peralkaline rock province. — Rept XVIII Sess. Intern. Geol. Congr., 1950, pt II.
29. *Shemazu Y.* Physical and physico-chemical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion of magmas. — Bull. Volc., 1963, v. 26, p. 237—246.
30. *Verhoogen J.* Thermodynamics of a magmatic gas phase. Univ. California Publ., 1949, v. 28, N 5.

## ЭНЕРГЕТИКА ВУЛКАНА ГЕКЛА (ИСЛАНДИЯ)

Одной из важнейших задач вулканологии является выяснение физического механизма вулканической активности. Оценке условий возникновения магматических расплавов посвящено много теоретических и экспериментальных работ, но подавляющее большинство их имеет петрологическое направление. Физическому же анализу подвергаются, главным образом, конечные звенья вулканического процесса, а именно подъем магматических расплавов, движение их в канале вулканического аппарата и динамика их извержений на поверхность Земли [1–6]. Вопрос же об источнике энергии для образования магм и функционирования первичных питающих вулканических очагов до сих пор остается неясным. Очевидно, что физическая модель такого источника должна прежде всего удовлетворять его реальному энергетическому потенциалу, оценить который можно путем анализа разрядки энергии в процессе деятельности индивидуального вулканического аппарата. Прекрасную возможность для такого анализа дают вулканы Исландии, отличающиеся высокой и разнообразной активностью, проявления которой тщательно регистрируются уже больше тысячи лет и детально исследованы за последние десятилетия.

Самым известным, хорошо изученным и — по общей продолжительности извержений в историческое время — самым активным вулканом Исландии является Гекла. Особенности структуры и морфологии этого вулканического сооружения, представляющего собой лавово-пирокластический хребет с двумя вершинными кратерами, делают его промежуточной формой между эруптивной трещиной и нормальным стратовулканом.

Петрогенетически Гекла характеризуется резко дифференцированным составом продуктов — от базальтов до липаритов. Эта контрастность считается указанием на наличие у Геклы, помимо первичного глубинного питающего резервуара, еще и промежуточной магматической камеры. Благодаря детальным тефрохронологическим исследованиям [7–12] удалось оценить объем лав и тефры, продуцированных Геклой с начала голоцена, т.е. за все время ее существования, причем особенно детально изучен исторический период жизни этого вулкана (табл.). За последние 1100 лет, прошедших после заселения Исландии, произошло 15 терминальных и латеральных извержений Геклы. Каждое из них точно датировано, а у многих известна продолжительность. Специальные исследования установили объем тефры, продуцированной этими извержениями (кроме события 1158 г.), а в некоторых случаях — и объем сопутствовавшей лавы (в том числе в 1158 г.). В остальных случаях объем лавы был оценен по равной 0,25 средней величине эксплозивного индекса. В итоге суммарный объем лав, продуцированных историческими извержениями Геклы, оценен в  $8 \text{ км}^3$ , а рыхлой тефры — в  $5,15 \text{ км}^3$ . Среднее значение

<sup>1</sup> С. Тораримссон (S. Thorarinsson) сотрудник Научного института Исландского университета г. Рейкьявик, Исландия.

**Продуктивность и энергетический эффект извержений вулкана Гекла**

Характеризуемое извержение или период активности	Продолжительность			Объем продуцированного материала, $10^6 \text{ м}^3$	
	извержения, мес. $\Delta t_k$	периода покоя перед характеризуемым извержением, лет $\tau_k$	всего характеризуемого периода, лет	лавы $V_l$	тефры $V_t$
Исторический этап:					
извержение 1970 г.	2	22		200	70
1947 г.	13	101		800	210
1845 г.	7	77		630	280
1766 г.	24	73		1300	400
период с 1693 г. по 1970 г.			277	2930	960
извержение 1693 г.	7–10	56		900	300
1636 г.	12	39		240	80
1597 г.	6	86		720	240
1510 г.	—	120		960	320
1389 г.	—	47		240	80
1341 г.	—	40		240	80
1300 г.	12	78		1500	500
период с 1222 г. по 1693 г.			471	4800	1600
период с 1222 г. по 1970 г.			748	7730	2560
извержение 1222 г.	—	15		30	10
извержение 1206 г.	—	46		90	30
извержение 1158 г.	—	53		150	51
период с 1104 г. по 1222 г.			118	270	91
период с 1104 г. по 1970 г.			866	8000	2651
извержение 1104 г.	—	230		?	2500
период с 870 г. по 1222 г.			352	270	2591
период с 870 г. по 1970 г.			1096	8000	5151
Доисторический этап			10000	10000	20000
Голоцен в целом			11000	18000	25000
* Нет данных					

Кoeffициент эксплозивности $\epsilon$	Общий объем материала в пересчете на твердую лаву, $10^6 \text{ м}^3$	Продуктивность вулкана, $10^{-2} \text{ км}^3/\text{год}$	Тепловая энергия, аккумулярованная в продуцированном материале, $10^{16} \text{ кал}$ $E_{th}$	Средняя мощность источника, $10^8 \text{ кал/сек}$		Тепловая мощность извержения, $10^{10} \text{ кал/сек}$ $n_k$
				в период покоя $N_k$	в характеризуемый период $N$	
0,259	219,6	0,998	21,96	3,17		4,24
0,207	858,8	0,850	85,88	2,70		2,54
0,307	708,4	0,920	70,84	2,92		3,90
0,235	1412,0	1,934	141,20	6,14		2,26
0,247	3198,8	1,155	319,88		3,64	
0,25	984,0	1,757	98,40	5,58		3,8—5,4
0,25	262,4	0,673	26,24	2,14		0,84
0,25	787,2	0,915	78,72	2,90		5,06
0,25	1049,6	0,875	104,96	2,78		
0,25	262,4	0,558	26,24	1,77		
0,25	262,4	0,656	26,24	2,08		
0,25	1640,0	2,102	164,00	6,67		
0,25	5248,0	1,114	524,80		3,53	
0,249	8446,8	1,129	844,68		3,58	
0,25	32,8	0,219	3,28	0,69		
0,25	98,4	0,214	9,84	0,68		
0,25	164,3	0,310	16,40	0,98		
0,25	295,5	0,250	29,52		0,79	
0,248	8742,3	1,095	874,20		3,20	
	700,0	0,304	70,00	0,97		
0,90	1071,1	0,304	99,52		0,90	
0,391	9442,3	0,861	944,20	2,73	2,73	
0,667	15600,0	0,156	1560,0	0,49	0,50	
0,581	25000,0	0,227	2500,0	0,72	0,72	

эксплозивного индекса для всего этого периода деятельности вулкана — 0,39 — совпадает с указанным К. Заппером для исторического вулканизма Исландии в целом (цит. по [13]). Эта цифра больше использованной нами в расчетах из-за чисто эксплозивного характера извержения 1104 г.

Основываясь на этих данных, можно оценить энергетический эффект извержений Геклы и выяснить энергетический режим вулкана. Известно, что общая энергия извержений складывается из суммы энергетических эффектов различных явлений, среди которых выделение тепла, аккумулированного в изверженном материале, намного превосходит все остальные

$E_{th}, 10^{16} \text{ ккал}$

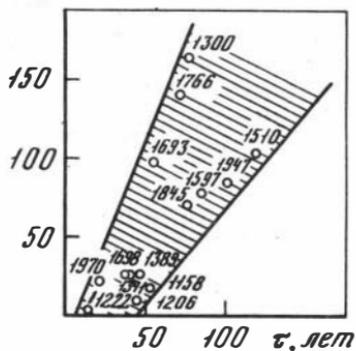


Рис. 1. Связь тепловой энергии ( $E_{th}, 10^{16}$  ккал) извержения Геклы в историческое время с продолжительностью предшествующего периода покоя ( $\tau$ , лет)

Цифры в заштрихованном поле — годы извержений

по своим масштабам [14–17]. Это так называемая тепловая энергия извержения  $E_{th} = i \cdot P$ , где  $i$  — общая отдача тепла единицей массы изверженного материала благодаря его остыванию и кристаллизации, а  $P$  — общая масса такого материала. Величина  $i$  оценивается по-разному — например, Г. Бедварссоном [18] как 420 ккал/г, а П. Хедервари [15] как 300 ккал/г. В наших расчетах  $i$  принято равным 400 ккал/г, как это было сделано Дж. Ферхугеном [2].  $P = P_l + P_t = V_l \cdot d_l + V_t \cdot d_t$ , где  $P_l, V_l, d_l$  и  $P_t, V_t, d_t$  — вес, объем и объемный вес лавы и тefры соответственно. Для лав Геклы  $d_l$  полагаем, как обычно, равным 2,5 г/см<sup>3</sup>, а  $d_t$ , основываясь на данных наблюдений за извержением 1970 г., в среднем равным 0,7 г/см<sup>3</sup>. Для сравнения укажем, что тefра активных вулканов Камчатки имеет в среднем  $d_t = 0,67$  г/см<sup>3</sup> [19].

Проведенные по этой схеме расчеты показывают, что тепловая энергия  $E_{th}$  исторических извержений Геклы варьирует в широком диапазоне — от  $3,3 \cdot 10^{16}$  ккал до  $1,64 \cdot 10^{18}$  ккал. Но периоды покоя вулкана перед извержениями также неодинаковы: после 1104 г. они колебались от 15 до 120 лет. Эти параметры кажутся в известной мере взаимосвязанными (рис. 1), как это должно быть, если период покоя вулкана есть период накопления энергии перед последующей разрядкой. Исходя из такого представления, можно оценить темп этого накопления или, другими словами, мощность источника, поддерживающего активность вулкана. Результаты расчетов (см. табл.) показывают, что в промежутках между отдельными историческими извержениями Геклы мощность источника  $N_k = E_k^{th} / \tau_k$  находилась в диапазоне  $(0,6–6,67) \cdot 10^8$  ккал/сек, а среднее ее значение за весь исторический период  $\bar{N}_{870–1970}$  равно  $2,73 \cdot 10^8$  ккал/сек.

На рис. 2 изображено последовательное возрастание суммарного энергетического эффекта извержений Геклы. Угол наклона кривой  $\Sigma E^{th}$  к оси абсцисс соответствует "мощности источника" в рассматриваемый отрезок времени. Из этого графика видно, что в течение исторического периода в деятельности Геклы выделяются два этапа с разным энергетическим уровнем — до 1222 г. и после него. На первом этапе  $N_k = (0,68-0,98) \cdot 10^8$  кал/сек, а  $\bar{N}_{870-1222} = 0,90 \cdot 10^8$  кал/сек. На втором этапе  $N_k = (1,77-6,67) \cdot 10^8$  кал/сек, а  $\bar{N}_{1222-1970} = 3,58 \cdot 10^8$  кал/сек. Внутри каждого этапа отклонения  $N_k$  от  $\bar{N}$  меньше, чем в общей совокупности.

Фиктивны или реальны, случайны или закономерны найденные вариации мощности источника? Фиктивными они могут быть из-за ошибки определения (например, вследствие трудности точной оценки продуктивности каждого извержения), но в рассматриваемом материале столь существенные ошибки кажутся маловероятными. Случайные вариации могут быть следствием разной степени энергетической разрядки вулкана в отдельных извержениях. Интересно поэтому сравнить тепловую мощность разных извержений с известной длительностью  $n_k = E_k^{th} / \Delta T_k$ . Как показали расчеты (см. табл.), она практически всегда одинакова. Лишь для извержения 1636 г. ее значение несколько выпадает из общей совокупности, — вероятно, из-за того, что основная продуктивная фаза этого извержения была короче указанной в таблице (в равном по масштабу извержении 1970 г. она была короче в шесть раз). Таким образом, выясняется, что у Геклы мощность извержения не зависит от его общей тепловой энергии. В этом свете обнаруженная ранее расчетами П. Викмана (цит. по [8]) пропорциональность между длительностью отдельных извержений Геклы и предшествующих периодов покоя получает физическое объяснение, являясь по сути иным выражением показанной на рис. 1 связи между энергией извержения и длиной вулканической паузы. Это свидетельствует о постоянстве сил, определяющих эруптивный процесс в вулканическом аппарате Геклы, и случайном характере вариаций частных значений  $N_k$ .

Что же касается вариаций средних значений  $\bar{N}$  за более продолжительные этапы жизни вулкана, то кажется, что они отражают реальные флуктуации мощности источника. В этой связи особенно интересно сравнить энергетические характеристики исторического и доисторического этапов деятельности Геклы. Вычитая продуктивность рассмотренного исторического этапа из оценок общей продуктивности Геклы в течение голоцена, находим, что в доисторическое время (примерно за 10000 лет) Гекла продуцировала  $10 \text{ км}^3$  лав и около  $20 \text{ км}^3$  тефры. Если в течение всего этого времени Гекла была активным вулканом, то расчеты, аналогичные предыдущим, приводят к значению тепловой мощности в доисторический этап ее жизни, равному  $0,5 \cdot 10^8$  кал/сек. Сопоставление полученного значения с оценками  $\bar{N}$ , выведенными для всего исторического периода и двух выделенных в нем этапов, указывает на довольно резкое возрастание этой величины на последней стадии развития Геклы (рис. 3). Поэтому гипотеза о флуктуации мощности источника выглядит вполне вероятной, тем более что вариации ее на протяжении каждого из выделяющихся этапов не выходят за пределы одного порядка величины.

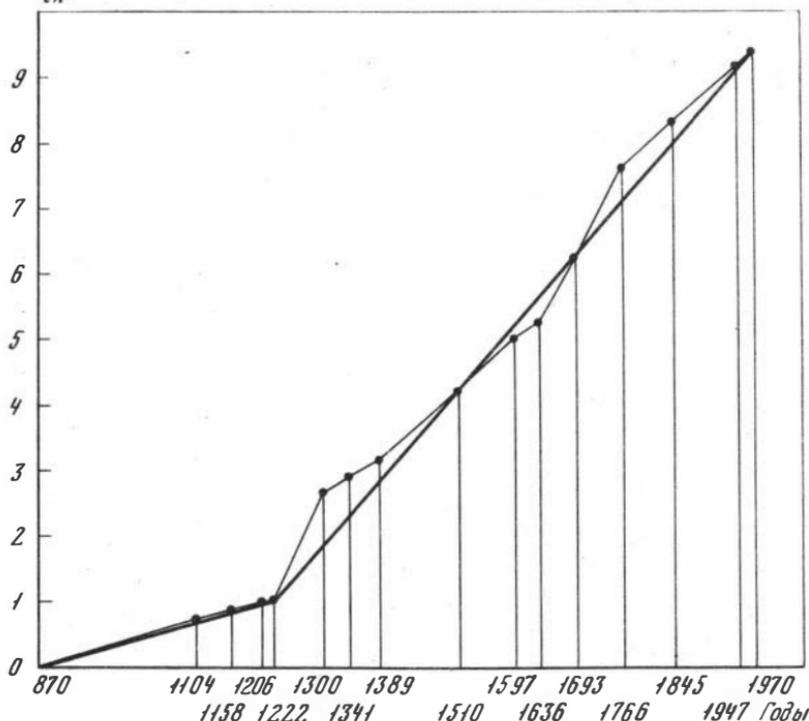
$\Sigma F_{th}, 10^8 \text{ кал}$ 

Рис. 2. Рост суммарной тепловой мощности ( $E_{th}, 10^{18}$  кал) эруптивной деятельности Геклы в историческое время (годы извержений на оси абсцисс, широкая линия — средняя мощность деятельности Геклы за данный период)

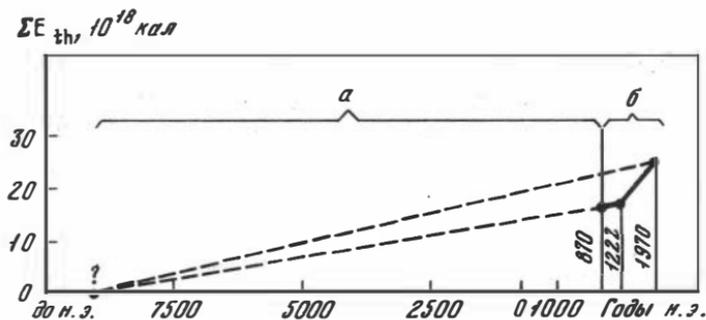


Рис. 3. Динамика роста суммарной тепловой энергии ( $E_{th}, 10^{18}$  кал) извержений Геклы в течение голоцена

*a* — доисторическая эпоха; *б* — историческая эпоха. Подписанные ординаты — годы некоторых исторических извержений (см. рис. 2). На оси абсцисс — время в годах, 0 — начало современного летосчисления

Изменение энергетического режима Геклы совпадает с резким изменением характера ее деятельности. Как видно из приведенных данных, в течение почти всего исторического этапа деятельность Геклы была преимущественно эффузивной с  $\epsilon = 0,25$ , тогда как в доисторический период — преимущественно эксплозивной с  $\epsilon = 0,67$ . Учитывая, что первое историческое извержение Геклы 1104 г. было, по-видимому, вообще чисто эксплозивным, его следует считать одним из последних событий предыдущего этапа развития вулкана, а период от 1104 до 1222 г. выглядит как переходный.

Таким образом, энергетический режим Геклы и характер ее деятельности предстают взаимосвязанными. Заманчиво интерпретировать их изменения как отражение глубинных процессов. Преимущественно эксплозивный характер доисторического этапа деятельности вулкана с обилием кислых пемз и меньшая мощность источника могут рассматриваться как результат эволюции промежуточного очага, тогда как увеличение роли базальтовых эффузий с высокой  $E^{th}$  кажется следствием возобновления или улучшения связи этого очага с более глубоким (подкоровым) первичным питающим резервуаром основной магмы. Эта гипотеза нуждается в проверке специальными геофизическими и петрологическими исследованиями.

В заключение кратко остановимся на роли Геклы в общей вулканической активности Исландии. Суммарный объем продуктов извержений Геклы в пересчете на объем твердой лавы, учитывающем разницу в плотности лав и тефры, приведен в таблице. Отметим, кстати, что для извержений 1845 г. и 1947 г. полученные значения примерно вдвое больше помещенных в известной таблице П. Хедервари [15], расчеты которого дали соответственно заниженные величины  $E^{th}$  для этих извержений. Из полученных данных следует, что в исторический период средняя продуктивность Геклы составляла  $0,00861 \text{ км}^3/\text{год}$ , а в период 1202–1970 гг. — даже  $0,01095$ . Известно также, что на протяжении всего голоцена общая продуктивность вулканизма в Исландии была одинаковой и равной  $0,04 \text{ км}^3/\text{год}$  [8]. Таким образом, в исторический период Гекла поставляла более 20% суммарного объема исландских вулканитов. В доисторический период продуктивность Геклы была гораздо ниже и составляла  $0,00156 \text{ км}^3/\text{год}$ , т.е. лишь около 4% суммарного объема. Такое изменение подтверждает высказанное С. Тораринссоном ранее [7] представление о том, что в деятельности Геклы было несколько стадий усиления активности, одна из которых отвечает историческому периоду. На других стадиях усиление активности было явно менее резким, поскольку за исторический период (1100 лет) Гекла продуцировала 40% общего объема своих вулканитов, тогда как остальные 60% накопились за десятикратное увеличение роли Геклы в продуцировании вулканитов Исландии при сохранении общего темпа их накопления свидетельствует о значительном перераспределении глубинного питания между различными вулканическими аппаратами в течение голоцена.

Проведенный анализ энергетического режима Геклы позволяет заключить, что мощность физического механизма, обеспечивающего ее

активность, находится в диапазоне  $(0,5-3,2) \cdot 10^8$  кал/сек. Эта активность выражается в эруптивной форме, причем энергия отдельного извержения грубо пропорциональна продолжительности как его главной эруптивной фазы, так и предшествующей вулканической паузы. Интенсивность разрядки энергии вулкана во время извержения на два порядка величины превосходит интенсивность ее накопления (мощность первичного источника). Флюктуации мощности источника коррелируются с изменениями эксплозивного индекса, снижающегося с ростом интенсивности глубинного теплового питания вулкана. Поэтому в его деятельности можно выделить этапы усиления и ослабления, отражающие существенные черты физического механизма, вызывающего вулканизм.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Грейтон Л.К.* Предположения о вулканическом тепле. М.: ИЛ, 1949.
2. *Verhoogen J.* Volcanic heat. — Amer. J. Sci., 1946, v. 244, N 11.
3. *Einarsson Tr.* The basic mechanism of volcanic eruptions and the ultimate causes of volcanism. — In: The eruption of Hekla 1947–1948. Reykjavik, 1950, v. 4, pt 5, Soc. Sci. Island.
4. *Einarsson Tr.* Studies of the mechanism of explosive activity in the Hekla eruption. — In: The eruption of Hekla 1947–1948, Reykjavik, 1951, v. 5, pt 2, Soc. Sci. Island.
5. Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972.
6. *Федотов С.А.* О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск - Камчатский: Изд-во АН СССР: МГ СССР: МВССО СССР, 1947.
7. *Thorarinsson S.* The tephra-fall from Hekla on March 29th 1947. — In: The eruption of Hekla 1947–1948. Reykjavik, 1954, v. 2, pt 1, Soc. Sci. Island.
8. *Thorarinsson S.* The eruptions of Hekla in historical times. — In: The eruption of Hekla 1947–1948. Reykjavik, 1967a, v. 1, Soc. Sci. Island.
9. *Thorarinsson S.* Hekla and Katla. The share of acid and intermediate lava and tephra in the volcanic products through the geological history of Iceland. — In: Iceland and mid-ocean ridges. Reykjavik, 1967b, Soc. Sci. Island, rit. 38.
10. *Thorarinsson S.* Some problems of volcanism in Iceland. — Geol. Rndsch., 1967c, v. 57.
11. *Thorarinsson S.* On the rate of lava and tephra production and the upward migration of magma in four Icelandic eruptions. — Geol. Rndsch., 1968, v. 57.
12. *Thorarinsson S., Sigvaldason G.E.* The Hekla eruption of 1970. — Bull. volcanol., 1972, v. 36, N 2.
13. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964.
14. *Yokojama J.* Energetics of active volcanoes. 1st paper. — Earthq. Res. Inst. Bull., Tokyo Univ., 1956, v. 34, N 2.
15. *Hedervari P.* On the energy and magnitude of volcanic eruptions. — Bull. volcanol., 1963, v. 25.
16. *Накамурэ К.* Виды энергии вулканической деятельности. — Кадзан, 1965, 10, №2 На яп. яз.
17. *Поляк Б.Г.* Геотермические особенности области современного вулканизма. М.: Наука, 1966.
18. *Böðvarsson G.* Terrestrial heat balance in Iceland. — Timarit. verkfræðingafélags Isl., 1954, v. 39, N 6.
19. *Гущенко И.И.* Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965.

Таблица 3

Сравнение состава расплава, содержащего 77 мол. %  $\text{SiO}_2$  и находящегося в гравитационном равновесии с базальтом, с составом гранита, мол. %

Компонент или отношение	"Гранит", равновесный с базальтом	Гранит	Компонент или отношение	"Гранит", равновесный с базальтом	Гранит
$\text{SiO}_2$	76,9	76,0	$\text{Na}_2\text{O}$	5,7	4,0
$\text{Al}_2\text{O}_3$	5,0	12,0	$\text{K}_2\text{O}$	4,1	3,0
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,3	2,0	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$	0,065	0,158
$\text{MgO}$	4,5	1,0	$\text{FeO}/\text{MgO}$	0,067	2,00
$\text{CaO}$	3,4	2,0	$\text{MgO}/\text{CaO}$	1,324	0,50

чистой закиси железа внизу до существенно кремнекислого состава с высоким содержанием калия и натрия в верхних своих частях.

Таким образом, анализ гравитационного равновесия в силикатных расплавах показывает, что поле тяжести является очевидным и мощным фактором, который должен приводить к дифференциации магматических масс в жидком состоянии. Но сопоставление конкретной картины распределения элементов в условиях гравитационного равновесия и в сериях магматических горных пород приводит к совершенно иному заключению.

В таблице 3 приводится рассчитанный состав "гранита" (расплава, имеющего гранитное содержание кремнезема), находящегося в гравитационном равновесии с исходным расплавом базальтового состава. Для сопоставления рядом повторен состав гранитного расплава (см. табл. 2), принятый в этой работе для расчетов на основании природных данных. Виден целый ряд принципиальных отличий, особенно в соотношениях концентраций элементов.

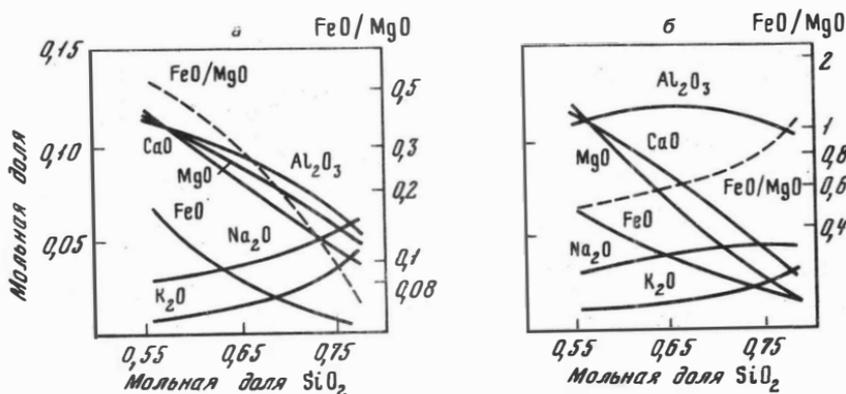


Рис. 3. Вариационные диаграммы распределения окислов в условиях гравитационного равновесия базальтового расплава (а) и в магматических горных породах нормальной щелочности (б)

В другой форме эти результаты приведены на рис. 3. На этой диаграмме сопоставлены корреляционные соотношения компонентов с кремнеземом в условиях гравитационного равновесия и в магматических породах щелочноземельной ("нормальной") серии (цифры взяты по средним составам соответствующих типов пород). Для иллюстрации выбран одинаковый интервал значений содержания кремнезема. Отчетливо видно различное поведение на этих графиках глинозема, окиси натрия, отношения кальция к магнию, но особенно ярко принципиальное различие геохимических

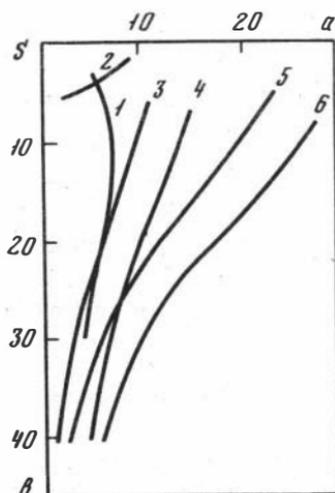


Рис. 4. Сопоставление изменения состава базальтового и гранитного расплавов в условиях гравитационного равновесия и различных серий вулканических пород

Гравитационное равновесие: 1 — базальтового расплава, 2 — гранитного расплава; вулканические серии (по Г.С. Горшкову, [5]): 3, 4 — известково-щелочных лав островных дуг, 5, 6 — лав вулканических островов. Диаграмма построена по методу А.Н. Заварицкого

особенностей этих двух разных объектов — природной системы магматических пород и модельного силикатного расплава в условиях гравитационного равновесия — выступает при сравнении распределения железа и магния. Содержания обоих этих элементов падают с увеличением содержания кремнекислоты как в магматических породах, так и в условиях гравитационного равновесия, но отношение их ведет себя совершенно различно на двух диаграммах. Как известно, эти элементы образуют непрерывные твердые растворы большинства темноцветных минералов магматических пород, и их поведение в ходе магматического процесса является принципиальным критерием направленности дифференциации. Совершенно противоположная корреляция отношения с содержанием кремнезема на этих диаграммах с несомненностью, по мнению автора, свидетельствует, что гравитационная диффузия не может быть ответственной за основную тенденцию магматической дифференциации. Напомню попутно давно известную истину, что изменение отношения железа к магнию в магматических горных породах целиком и полностью согласуется с законами кристаллизационной дифференциации и является одним из основных аргументов в пользу определяющей роли именно этого процесса как механизма дифференциации магмы.

На рис. 4 результаты моделирования сопоставляются с данными, характеризующими эволюцию состава некоторых конкретных вулканических серий, выделенных Г.С. Горшковым [5, 6, 27]. И на этой диаграмме ли-

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕФРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНА

В ряду различных масштабов и методов исследований вулканизма определенный пробел представляет изучение закономерностей развития вулканов в целом, за все время их деятельности. Достаточно вспомнить, что лишь единичные вулканы наблюдались с момента их возникновения. В известной мере восполнить этот пробел позволяет постановка комплекса детальных геологических и тефрохронологических исследований на современных вулканах. Основой такого комплекса является изучение стратиграфии тефры<sup>1</sup> и корреляция получаемых данных с геологией вулканической постройки. В случае хорошей сохранности разрез отложений тефры, по существу, представляет собой геологическую летопись, где последовательно и непрерывно запечатлевается вся история эксплозивной деятельности вулкана. Наличие захороненных в тефре органических остатков дает неоценимую возможность датирования отложений радиоуглеродным методом и позволяет создать надежную хроностратиграфическую шкалу вулкана — документальную основу реконструкции его истории, режима деятельности и эволюции изверженных пород.

Тефрохронологические исследования получили широкое развитие в Исландии, Японии и Новой Зеландии и давно привлекали вулканологов [5, 9] и стратиграфов [1, 6, 10], изучавших Камчатку. Однако здесь эти работы развивались в основном в литолого-геохимическом и стратиграфическом направлениях. Комплексное исследование современного вулкана с широким применением радиоуглеродного датирования впервые осуществлено на Малом Семячке — одном из действующих вулканов Карымской группы (Восточная вулканическая зона Камчатки). Предварительно геологическое строение вулкана было подробно изучено О.Б. Селянгиным при участии Ю.П. Масуренкова [7]. Дальнейшая детализация его осуществлялась во взаимной увязке с работами по тефростратиграфии.

Введение в геологию объекта исследований. М. Семячик представляет современный этап эволюции долгоживущего вулканического центра, в котором длительные этапы базальтоидного вулканизма чередовались с пароксизмальными вспышками кислого эксплозивного вулканизма и связанного с ним кальдерообразования. Вулкан развивался с конца позднего плейстоцена и представляет собой внутрикальдерную постройку типа вулканического хребта длиной 3 км по гребню, локализованную вдоль сопряженной с кальдерой системы разрывов СВ простирания

<sup>1</sup> Под тефрой, согласно Тораринссону, понимается кластический вулканический материал, переносимый от кратера во время извержения по воздуху. Термин пирокластика употребляется как собирательный для всего вулканокластического материала, выносимого извержениями, включая отложения пирокластических потоков и взрывные брекчи.

(рис. 1). Он как бы "развернут" во времени и пространстве и состоит из трех последовательно слившихся конусов-стратовулканов: самого древнего северо-восточного, затем среднего с сохранившимся полужасыпанным кратером, и самого молодого юго-западного, с несколькими гнездовьями кратерами на вершине и в том числе ныне активным кратером Троицкого. Далее нами используются названия конусов, предложенные Ю.П. Масуренковым, — соответственно Палео-Семячик, Мезо-Семячик и Кайно-Семячик. Абсолютная высота первого из них 1560,6 м, два последних имеют одинаковую высоту 1400 м. Формирование этих трех конусов отражает миграцию питающего канала вулкана, последовательно смещавшегося с северо-востока на юго-запад, к центру кальдеры; каждый следующий конус формировался на склоне предыдущего, достраивая хребет в юго-западном направлении. Первые два конуса сложены высокоглиноземистыми базальтами и завершили свою деятельность небольшими порциями дацитов и андезитов. В третьем конусе преобладают андезито-базальты. Со всеми конусами связаны поля лавовых потоков у подножий, а с Кайно-Семячиком также и мощный пирокластический поток. На склонах каждого конуса имеются шлаковые конусы и потоки побочных прорывов. По данным гравиметрической съемки под М. Семячиком установлен периферический магматический очаг с поперечником около 5 км и верхней кромкой на уровне моря [4]. (Рис. 1—4 см. вкл.)

Небольшая высота массива М. Семячика, изолированность от других вулканов и сравнительно малая площадь основания делают относительно легкодоступным изучение его пирокластических разрезов по серии кольцевых маршрутов. Присутствие в разрезах большого количества погребенных почв дало возможность достаточно дробного радиоуглеродного датирования, а резкое отличие составов тефры М. Семячика от продуктов извержения ближайшего к нему вулкана Карымского позволило составить его достоверную "летопись", исключив посторонние влияния.

**Методика тефрохронологических исследований.** Тефрохронологические исследования проводились поэтапно. Первая часть работы включала изучение собственно стратиграфии тефры М. Семячика и составление ее эталонного опорного разреза, а также датирование отложений методом  $C^{14}$ . С этой целью отбирались захороненные в тефре угли, древесина и горизонты погребенных почв. Определения возраста проводились в Лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР. На втором этапе работ было детализировано расчленение и выполнено датирование эффузивных образований М. Семячика путем корреляции частных разрезов перекрывающей их тефры со сводным разрезом пирокластического чехла подножий вулкана; и, наконец, была проведена общая корреляция полной хроностратиграфической колонки с деталями строения и состава вулканической постройки.

Изучение стратиграфии проводилось по общепринятой методике сопоставления и взаимной увязки детальных разрезов, вскрывавшихся вокруг вулкана, в пределах его подножия. Корреляция разрезов проводилась непосредственно в поле путем практически непрерывного прослеживания пачек пирокластики и горизонтов погребенных почв, так как разрезы вскрывались на расстоянии 1—1,5 км друг от друга. Надежность корреля-

ции подтверждается цифрами абсолютного возраста и результатами химического анализа тефры.

Полученный на Мезо-Семячике первичный стратиграфический материал включает более 40 полных разрезов тефры, на основании которых в итоге создан единый сводный эталонный разрез. В нем не выдерживаются точно реальные соотношения мощностей, но отражены все существенные пепловые слои, отложения пирокластических потоков, взрывные брекчии и все горизонты погребенных почв (рис. 2). Этот разрез, коррелятивный постройке в целом и снабженный радиоуглеродными датировками, явился основой последующих хроностратиграфических сопоставлений и датирования лавовых комплексов и отдельных потоков. Методика такого датирования базируется на очевидной закономерности: для все более молодых образований количество перекрывающих их горизонтов тефры и погребенных почв становится все меньше и меньше. Корреляция таких сокращенных частных разрезов тефры с эталонным разрезом почвенно-пирокластического чехла подножий позволяет определить место каждого из обнаженных на поверхности потоков в общей истории вулканической активности.

Местоположение изученных разрезов тефры на потоках показано на рис. 5, е. Полученные колонки представлены на рис. 2, где проведено их сопоставление с эталонным разрезом, помещенным в центре рисунка. Ясно выделяется несколько комплексов лавовых потоков, каждый из которых занимает определенное место в сводной хроностратиграфической колонке вулкана (рис. 3). Следует иметь в виду возможное занижение доли лав в тех частях разреза, которые соответствуют начальным стадиям формирования построек: потоки, полностью скрытые в их внутренних частях, естественно, не могут быть отражены на общей стратиграфической колонке вулкана.

**Общая стратиграфия и хронология М. Семячика.** Уже беглый обзор сводной колонки показывает неравномерный, пульсирующий характер вулканической деятельности во все время формирования М. Семячика. Почвенные горизонты разделяют толщу вулканитов на отдельные пачки сходного ритмического строения. Если одиночные слои или слабо стратифицированные горизонты тефры можно, в первом приближении, параллелизовать с отдельными актами эрупции — извержениями или сериями выбросов, то пачки тефры (и лав), очевидно, соответствуют более крупным пульсациям-циклам вулканической активности, включающим множество извержений. По этому принципу группирования продуктов вулканической аккумуляции, использованному и зарубежными исследователями [13], могут быть выделены различного порядка "ритмические (циклические) единицы" отложений и, соответственно, разного порядка циклы вулканической активности. В колонке М. Семячика этапам формирования трех составляющих его конусов — Палео-Семячика, Мезо-Семячика и Кайно-Семячика — отвечают комплексы отложений ПС, МС и КС. Самый молодой из них (КС), наиболее полный и дробно расчлененный, включает подразделения более высокого порядка — группы ИКС и ПКС, а эти последние, в свою очередь, — по несколько ритмов, обозначенных индексами КС<sub>1</sub> — КС<sub>5</sub>.

Отложения тефры комплекса *Палео-Семячика* (ПС) крайне скудны и обнаружены в немногих местах. Они залегают в основании почвенно-пирокластического чехла на агломератовых туфах кальдерообразующего извержения, которое предшествовало возникновению М.-Семячика. По-видимому, накоплению тефры препятствовало широкое развитие флювиальных процессов, связанных с таянием последних верхнеплейстоценовых ледников, а также отсутствие растительного покрова, обусловившее интенсивное протекание делювиального смыва. Наиболее полные разрезы тефры Палео-Семячика вскрыты на значительном удалении от него к западу, где, к сожалению, не исключена вероятность примеси материала других вулканов того времени.

Нижняя часть комплекса представлена несколькими горизонтами вулканического гравия и лапилли шлака с примесью зерен измененных пород и щебенки эффузивов. Горизонты тефры разделены локальными перебивами материала временными водотоками. В верхней части комплекса грубая пирокластика уступает место черным слабостратифицированным вулканическим пескам — продуктам слабых, но почти непрерывных эксплозий. Конец цикла характеризуется затуханием деятельности Палео-Семячика и формированием погребенной почвы 8, представленной буровато-желтой супесью, местами слабо гумусированной.

Эффузивные образования Палео-Семячика можно разделить на три группы. К первой относятся базальтовые потоки главного конуса и лавовых полей его открытых северных и восточных подножий. Идентичность разрезов тефры на этих потоках (все они перекрываются почвой 8, фиксирующей завершение деятельности конуса) исключает их более дробное расчленение по возрасту, поэтому с описанным разрезом тефры сопоставляется вся базальтовая постройка в целом. Ко второй группе относятся потоки нескольких побочных прорывов. Крупнейший из них сложен оливиновыми андезитами и имеет протяженность около 14 км. Истоком его был побочный конус Северный, располагающийся на северо-восточном склоне Палео-Семячика, на высоте 900 м. Прорыв приурочен к концу вулканического цикла, что устанавливается по залеганию его тефры непосредственно под почвой 8. Третью группу составляет серия самых последних потоков дацитового — андезитового состава, связанных с терминальным кратером и излившимся на западные, южные и юго-восточные склоны вулкана.

По радиоуглеродной датировке почвы 8 цикл ПС закончился около 12 тыс. лет назад<sup>1</sup> (см. рис. 3). Начало цикла датировать не удастся, так как органических остатков в основании комплекса ПС нигде обнаружено не было.

Следующий комплекс вулканических отложений (МС) связан с формированием конуса *Мезо-Семячика*. В фации тефры нижняя часть комплекса включает хорошо прослеживающийся по всей площади горизонт черного вулканического гравия и шлаковых лапилли, а также горизонт черных слабостратифицированных вулканических песков. Верхняя часть представлена почвой 7, состоящей в основном из серо-бурой супеси, с двумя

<sup>1</sup> Здесь и далее имеется в виду возраст, рассчитанный по константе 5568 лет без поправок на изменение содержания радиоуглерода в атмосфере.

гумусовыми горизонтами у кровли. Эти горизонты разделены четким слоем серого вулканического песка. В средней части почвы местами наблюдается маломощный горизонт тонкого переслаивания желто-серых пеплов с линзами вулканического гравия в основании. Эти прослои отвечают отдельным вспышкам активности на фоне общего ослабления вулканических проявлений в период формирования почвы 7, образование которой завершилось около 8 тыс. лет назад.

Залегающий выше почвы 7 комплекс пемзовых пирокластических отложений не имеет отношения к деятельности М. Семячика. Он образован мощными извержениями, сопровождавшими образование кальдеры соседнего Карымского вулкана, и представляет региональный маркирующий горизонт (КРМ), фиксирующийся на всей территории района вплоть до океана. Пемзовая пирокластика перекрывается почвой 6, имеющей возраст около 7,4 тыс. лет. За весь период накопления пемзового материала Карымского центра Мезо-Семячик полностью бездействовал, и этим периодом его покоя закончился цикл МС.

Базальтовые лавовые потоки, связанные с деятельностью Мезо-Семячика, в настоящее время доступны для изучения лишь на его открытом восточном склоне; на периферии вулкана к этому же комплексу при геологическом картировании отнесены окончания потоков, выступающие из-под молодых лав Кайно-Семячика. Все разрезы тefры, вскрытые на этих потоках, оказались идентичными, что, как и для Палео-Семячика, исключило дробное расчленение эффузивов внутри комплекса. В основании разрезов непосредственно на лавах повсеместно залегает почва 7. Все более древние горизонты тefры, фиксирующиеся на потоках Палео-Семячика, здесь отсутствуют, что позволяет четко разделять лавы палео- и мезо-комплексов. На восточном склоне Мезо-Семячика расположены также два побочных эруптивных аппарата: более крупный из них, названный конусом Восточным, излил базальт-андезитовый поток длиной 3 км. Судя по его геологической позиции, прорывом конуса Восточного и завершилась эффузивная деятельность Мезо-Семячика. Общая длительность цикла МС, считая заключительный период покоя, составила около 4,6 тыс. лет.

Следующий крупный комплекс КС соответствует периоду формирования третьего конуса вулкана — *Кайно-Семячика*. От предшествующих конусов Кайно-Семячик отличается наибольшей полнотой и подробностью тefрохронологической "летописи", позволяющей расчленить и датировать его эффузивные образования, а также хорошей обнаженностью околожерловой зоны, вскрытой кратером Троицкого. Приведенный на рис. 4 разрез-развертка скальной кольцевой стенки кратера составлен путем дешифрирования ее круговой фотопанорамы в корреляции с геологией доступных частей разреза и вершины постройки в целом. По составу, по угловым и стратиграфическим несогласиям в прижерловой толще выделяется несколько комплексов вулканизмов, с которыми увязываются пирокластические отложения и потоки у подножия конуса. Развитие вулкана на последнем этапе его деятельности, таким образом, может быть реконструировано наиболее полно.

В сводной стратиграфической колонке отложения комплекса Кайно-Семячика разделяются на две группы — ИКС и ИКС, каждая из которых

соответствует отдельному крупному циклу в жизни вулкана (рис. 3, б). Первая группа отложений — ИКС — отражает этап построения собственно Кайно-конуса. Она состоит из двух ритмов —  $КС_1$  и  $КС_2$ . Отложения тефры первого ритма представлены черными вулканическими песками, часто слабо стратифицированными, с двумя характерными прослоями шлаковых лапилли. После короткого перерыва, отмеченного слабо гумусированной супесью (почва 5<sup>а</sup>), накапливались сравнительно мощные слои серых и желтых вулканических песков, местами окисленных и разложившихся с образованием охристого горизонта.

Лавовая фация первого ритма аккумуляции представлена серией потоков (серия I на рис. 3) двупироксеновых андезито-базальтов, обнажающихся в немногих местах среди более молодых эффузивов. Самый крупный из них выходит на юго-западном склоне Кайно-Семячика. Разрез тефры на потоке (I на рис. 2) "привязывает" его к начальным этапам формирования молодого конуса. Датировка потока приблизительно — он моложе 7,5 тыс. лет. Ряд более мелких обнажений лав этой серии, не сохранивших пирокластического чехла, наблюдается в эрозионных окнах среди более молодых образований и коррелируется с отложениями ритма  $КС_1$  по геологическим данным.

Формирование ритма  $КС_1$  продолжалось около 1700 лет и завершилось примерно 5700 лет назад непродолжительным периодом покоя и образованием хорошо гумусированной почвы 5.

Следующий ритм  $КС_2$  в целом подобен вышеописанному. Он начинается пачкой черных слабостратифицированных вулканических песков, отличаясь от предыдущего ритма отсутствием горизонтов более грубой тефры. Завершается ритм своеобразной пачкой погребенных почв 4, которая разделена на несколько гумусовых горизонтов слоями серых и желтых пеплов, весьма сходных с пеплами верхней части ритма  $КС_1$ .

В лавовой фации накопления ритма  $КС_2$  представлены как терминальными излияниями, так и крупными потоками побочных прорывов. Лавы вершинного кратера обнажены локально на южном склоне Кайно-Семячика и (см. ниже) по южному же краю кратера Троицкого. Они не сохранили почвенно-пирокластического чехла, но их четкое положение в геологическом разрезе — в верхах ритма  $КС_2$  и ниже потоков латеральных прорывов — позволяет приблизительно датировать их временем порядка 5200—5500 лет. Побочные излияния приходятся на время формирования пачки почв 4, т.е. на период существенного ослабления эксплозивной активности, завершающей как ритм  $КС_2$ , так и весь цикл ИКС. Андезито-базальтовый поток побочного конуса Южно-У налегает на нижний гумусовый горизонт этой пачки, что определяет его возраст около 5000 лет (II на рис. 2, 3). Поток конуса Обманувшего (III на рис. 2, 3), тоже андезито-базальтового состава, излился после образования среднего горизонта в пачке почв 4 и имеет возраст около 4600 лет.

Продолжительность формирования ритма  $КС_2$ , как и  $КС_1$ , составила около 1700 лет, а длительность всего цикла ИКС — 3400 лет (7400—4000 лет назад).

В прижерловой толще Кайно-Семячика циклу активности и группе отложений ИКС соответствует первый комплекс вулканитов, показанный

на рис. 4. Его отложения видимой мощностью до 200 м представлены преимущественно грубообломочными тефроидами: агломератами, агглютинатами, шлаками, — с резко подчиненным количеством лав. В частности, отмеченные в ритме  $КС_2$  лавы терминальных эффузий залегают двумя протяженными горизонтами в кровле этого комплекса.

Следующий крупный цикл активности Кайно-Семячика и отвечающие ему отложения группы ИКС отражают определенные качественные изменения в характере вулканических проявлений. Группа ИКС подразделяется на ритмы  $КС_3$ ,  $КС_4$  и  $КС_5$ . Отложения низов ритма  $КС_3$  представлены взрывными брекчиями и материалом пирокластических потоков, а также мощными накоплениями тефры: вулканических бомб, лапилли, нестратифицированных и слабо стратифицированных песков. Многочисленные угли, содержащиеся в отложениях пирокластического потока, позволяют датировать начало взрывной деятельности и извержение потока 4000 лет назад. Период напряженной эксплозивной деятельности продолжался около 1000 лет. Верхняя часть ритма  $КС_3$  (моложе 3000 лет<sup>1</sup>) сложена продуктами более умеренной эксплозивной активности: бурыми супесями с примесью и отдельными горизонтами черных или пестроцветных, грубых и тонких пеплов.

Эффузивы ритма  $КС_3$  представлены наиболее основными в составе Кайно-Семячика потоками пироксен-оливин-плагиоклазовых базальтов. Первый из них (IV, рис. 2, 3) излился из трещины на юго-западном склоне вулкана около 3000 лет назад, в конце периода интенсивной эксплозивной деятельности. Второй поток (V, рис. 2, 3) связан с описываемым ниже лавовым озером в вершинном кратере. Он излился на северный склон постройки, распространившись затем вдоль кальдерного уступа к западу и далее к северу, за пределы кальдеры М. Семячика. Возраст его приблизительно оценивается в 1500–2000 лет.

В околожерловой зоне с отложениями начала ритма  $КС_3$  коррелируется крупнейшая на вулкане деструктивная форма — кратер IV, выработанный эксплозиями в толще пород первого комплекса. Строение его хорошо видно в северо-восточной стенке кратера Троицкого (рис. 4). Древний кратер выстлан пачкой пирокластических и обвальнo-осыпных отложений и заполнен до краев мощным телом лавы базальт-андезитобазальтового состава, представляющим собой застывшее лавовое озеро (комплекс 2 на рис. 4). Тонкослоистый мелкообломочный пирокластический материал комплекса 3, очевидно, соответствует верхней части ритма  $КС_3$ .

В почвенно-пирокластическом чехле ритм  $КС_3$  заканчивается почвой 3, фиксирующей очередной перерыв деятельности М. Семячика. Длительность накопления отложений этого ритма составила 3400 лет, т.е. равна длительности всего предшествующего цикла ИКС.

Ритм  $КС_4$  начинается продуктами сильных эксплозий — вулканическим гравием и лапилли шлака на севере, вулканическими песками на юге и востоке. Верхняя часть ритма представлена тонкослоистой пачкой пестроокрашенных алевритовых пеплов и вулканических песков с существенной

<sup>1</sup> Образец с датой 3000 лет предоставлен Г.Н. Ковалевым.

примесью резургентного материала. Почва 2, венчающая ритм, имеет возраст около 400 лет, а продолжительность формирования ритма, таким образом, составляет около 200 лет.

В прижерловой части ритму  $КС_4$  соответствуют отложения комплекса 4. Пирокластика в его составе аналогична описанной для подножия вулкана: низы комплекса представлены 40-метровой пачкой слоистых шлаков и агломератов, верхняя часть сложена пачкой тонкослоистых пестроцветных пеплов с горизонтами шлаков. Пачки здесь разделены лавовым покровом, облегающим всю вершину и расчленяющимся ниже на склонах на 6 потоков почти одинакового состава андезитов — андезито-базальтов (серия VI на рис. 2, 3). Истоком этой крупнейшей эффузии служило лавовое озеро в удлинненном овальном кратере (V, рис. 4), остаток которого теперь примыкает к кратеру Троицкого с севера.

Последний ритм  $КС_5$  включает отложения взрыва, залегающие в юго-западном секторе подножия вулкана в радиусе 3—3,5 км, и ювенильные шлаки различной крупности — от бомб до вулканических песков. На вершине вулкана этим отложениям коррелятны кратер Троицкого в его современных границах и небольшое количество взрывного глыбово-пеплового материала. Длительность ритма составила около 400 лет, из которых около 300 лет приходится на образование современных почвы и дернины. Они не содержат пеплов М.-Семячика и свидетельствуют о прекращении им выноса твердых продуктов за указанный промежуток времени.

**История развития вулкана Малый-Семячик.** История формирования постройки М. Семячика показана на серии карт—реконструкций рис. 5. Эруптивный аппарат Палео-Семячика заложен на шве кальдеры, у ее северного борта. В процессе роста вулкан скомпенсировал существенную часть кальдерной впадины, а лавовые поля его северного и восточного подножий распространились далеко за пределы кальдеры (рис. 5, а). Он сформировался как типичный базальтовый конус с коэффициентом эксплозивности 60—70%. В заключительный период деятельности Палео-Семячика на его склонах образовалось несколько побочных прорывов, дававших выход магме на низких гипсометрических уровнях. Состав лав эволюционировал до андезитов, поставившихся последним побочным конусом, и до дацитов-андезитов заключительного терминального извержения. С ним связана серия потоков на южном и западном склонах вулкана, а также пачка андезитового агглютината, заполнившего вершинный кратер. Деятельность Палео-Семячика завершилась 12 тыс. лет назад периодом покоя, фиксированного почвой 8.

Мезо-Семячик возник на южном склоне угасшего вулкана, на высоте около 1000 м, частично разрушив его вершину (кратер II на рис. 4). Судя по основному составу тефры инициальных взрывов, новый канал, заложившись всего в 1 км от предыдущего, не был его ответвлением и дренировал более глубокие горизонты магмопроводящей системы. Базальтовый конус Мезо-Семячика сформировался за 4000 лет. В течение цикла МС он перекрыл южную половину Палео-Семячика и почти сnivelировал юго-восточную часть кальдерного уступа (рис. 5, б). Подобно Палео-Семячику, деятельность его на конечных этапах выразилась

образованием побочных прорывов на склоне, с самым крупным из которых — конусом Восточным — связан непрерывно-дифференцированный поток базальт-андезитового состава. Сохранившийся полузасыпанный вершинный кратер Мезо-Семячика, возможно, имеет провальное происхождение, поскольку коррелятивных ему взрывных отложений в разрезе почвенно-пирокластического чехла не установлено. Формирование Мезо-Семячика завершилось периодом ослабления и затем прекращения вулканических проявлений около 3000 лет назад. Период полного покоя продолжался 500–600 лет и включало время формирования почв 7 и 6 и накопления пемзовой пирокластики кальдеры Карымского вулкана.

В начале следующего цикла эруптивный центр сместился далее к юго-западу, и на склоне Мезо-Семячика начал формироваться третий, андезит-базальтовый, конус вулкана — Кайно-Семячик. В сводном разрезе этап построения конуса фиксирован отложениями цикла IКС, который продолжался около 3400 лет. Он состоял из двух отдельных пульсаций преимущественно эксплозивной активности продолжительностью по 1700 лет (ритмы  $КС_1$  и  $КС_2$ ), разделенных периодом покоя. К концу цикла IКС постройка была уже сформирована в близком к современному виде, практически достигнув своей предельной высоты. Об этом свидетельствуют близость кровли первого комплекса прижерловой толщи к современной поверхности молодого конуса и совпадение их форм, а также структурные соотношения с более молодыми комплексами: они показывают, что позднейшие накопления вулканитов лишь компенсировали возникавшие деструктивные формы (кратеры), почти без приращения ранее достигнутого гипсометрического уровня вершины около 1400 м. Кроме того, именно к завершающему цикл периоду ослабления вулканической деятельности приурочены прорывы побочных конусов Южного и Обманувшего. Конус вулкана имел в это время в плане форму неправильного полуовала и гребневидную вершину, которой соответствовало жерло в виде узкого эруптивного рва (рис. 5, в).

Несмотря на достижение Кайно-Семячиком высоты и объема, аналогичных Мезо-Семячику и за сходный же промежуток времени, очередного смещения канала вулкана в начале цикла IКС не последовало, с чем, очевидно, и связаны качественные изменения в характере дальнейшей вулканической деятельности и эволюции постройки. Новый цикл активности при унаследованном положении центра эрупции начался 4000 лет назад беспрецедентно мощной взрывной деятельностью, с излиянием пирокластических потоков и разрушением вершины постройки (кратер IV на рис. 4). Существование качественных изменений в вулканическом процессе можно определить как резкое усиление деструктивной и транспортирующей способности эксплозий при снижении возможностей околожерловой аккумуляции материала, обеспечивающей рост вулканического конуса; или, иными словами, как сдвиг соотношения между созидательной и разрушительной способностью эксплозий в пользу последней.

Последовавший за первыми взрывами почти 1000-летний этап напряженной эксплозивной деятельности запечатлен в разрезах подножий М. Семячика мощными накоплениями тефры ритма  $КС_3$ , не имеющих практически аналогов в прижерловой толще Кайно-Семячика. По виду

мому, мощные эксплозии, постоянно "прочищавшие" вершинный кратер, также значительно ослабили прочность постройки и тем способствовали побочному прорыву лавы, излившейся на юго-западном склоне около 3000 лет назад. Лишь позднее терминальный кратер был заполнен лавовым озером, послужившим истоком эффузии на северном склоне (рис. 5, з). После консолидации озера конус Кайно-Семячика был несколько надстроен отложениями умеренных эксплозий конца ритма КС<sub>3</sub> (комплекс 3 на рис. 4).

После долгого периода покоя деятельность Кайно-Семячика возобновилась 600 лет назад мощными выбросами пирокластики из нового кратера V. У подножия вулкана тефра захоронила почву 3 и уничтожила древесно-кустарниковую растительность в радиусе 4–5 км. На северо-западном склоне конуса отложилась пачка слоистых шлаков около 40 м мощности. Эти накопления выровняли скошенную кромку жерла до горизонтальной, после чего более дегазированный расплав заполнил овальную чашу кратера. Образовавшееся лавовое озеро переливалось на разных участках кратерного гребня и залило вершину почти сплошным покровом лавы, с отходящими от него отдельными потоками на склонах. Деятельность лавового озера завершилась прорывом шлаковой стенки кратера и вытеканием последних потоков на западный склон (рис. 5, д). После консолидации остатков лавы в кратере из жерла в юго-западной его части последовала умеренная эксплозивная деятельность с отложением преимущественно тонкослоистых пестрых пеплов (конец ритма КС<sub>4</sub>).

Последний всплеск активности Кайно-Семячика был чисто эксплозивным. В результате крупного взрыва (около 400 лет назад) и последующих обрушений стенок воронки на фоне постепенно затухавшей эксплозивной деятельности окончательно оформился кратер Троицкого в его современных границах. На протяжении последних трехсот лет активность вулкана выражена термальным озером в кратере Троицкого.

Эволюция состава вулканитов Мало-Семячика в связи с режимом его деятельности. Вариации состава продуктов деятельности М. Семячика на протяжении всей истории его формирования рассматриваются на основе 103 полных силикатных анализов лав (38 анализов) и тефры (65 анализов). Этот материал не вполне равноценен из-за подверженности тонкодисперсного материала тефры влиянию постмагматических и экзогенных факторов — процессов сорбции, гравитационной дифференциации, выщелачивания и т.п. Чтобы исключить или уменьшить это влияние, анализировался предпочтительно крупнообломочный, визуально свежий материал. Чистота тонких пеплов от грубой примеси измененного резургентного материала контролировалась под микроскопом. Для исключения влияния вторичной гидратации, весьма существенной в некоторых пеплах, все анализы пересчитаны на безводный состав.

Здесь рассматриваются вариации содержания кремнезема и суммы щелочей. Содержания остальных окислов в общем согласуются с поведением кремнезема в рамках породных стехиометрических соотношений, свойственных базальт-дацитовый серии Карымской группы вулканов,

в то время как щелочи обнаруживают некоторые отклонения от этих соотношений.

Содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  нанесены справа от стратиграфической колонки против каждого из опробованных горизонтов (рис. 3). Полученная таким образом диаграмма "время — состав" наиболее информативна в части, соответствующей самой полной и детально расчлененной колонке Кайно-Семячика. Здесь видна хорошая сопрягаемость в общих рядах точек составов лав и тефры, с небольшим (на 1–1,5%) систематическим завышением содержания  $\text{SiO}_2$  в кластическом материале (в основном за счет соответствующего обеднения тефры магниезией и известью). Для Палео- и Мезо-Семячика вариации составов тефры и лав не совпадают, что может быть обусловлено рядом причин: 1) как указывалось, для разреза тефры Палео-Семячика нет полной гарантии принадлежности именно ему всей вскрытой тефры; 2) не исключено, что показанная в колонке корреляция "всей тефры со всеми лавами" не точна и тефра соответствует лишь заключительным этапам деятельности древних конусов; 3) при допущении общей правильности корреляции можно предполагать систематическую дифференцированность тефры относительно лав (например, в рамках невыраженных здесь ритмов).

Вследствие отмеченных неопределенностей петрохимическая эволюция Палео-Семячика и Мезо-Семячика обсуждается по анализам слагающих постройки лав и грубых тефроидов. Лавы обеих построек представлены высокоглиноземистыми оливин-анортитовыми базальтами ( $48\text{--}52\% \text{SiO}_2$ ), заметно варьирующими по содержанию этих вкрапленников и, соответственно, глинозема и магниезии. Намечается определенное тяготение наиболее глиноземистых разностей к терминальным кратерам и верхним горизонтам построек, в то время как с побочными прорывами связаны богатые оливином мафические разности базальтовых лав.

Излияния базальтов обоими конусами продолжались почти до конца их формирования. Гомодромная направленность эволюции магматического вещества резко проявляется на заключительных этапах деятельности конусов, на фоне общего затухания активности и длительных перерывов ее перед последними извержениями. Характерной особенностью этих извержений является непрерывная дифференцированность лав, проявленная в единичных потоках (побочные конусы Северный и Восточный) или сериях их (финальные эффузии Палео-Семячика) и показанная на рис. 3 тонкими прямыми линиями. Извержения начинались наиболее кислыми лавами, сменявшимися все более основными: диапазон концентраций  $\text{SiO}_2$  в потоке конуса Северного от 62,5 до 58%, в серии потоков и агглютинате вершинного кратера Палео-Семячика — от 67,5 до 56%, в потоке конуса Восточного — от 60 до 50%. С лавами и пирокластикой этих извержений вынесена масса родственных кристаллических включений ультраосновного-основного состава. Связь кислых—средних расплавов с базальтоидами и сонахождение их перед извержениями в единых непрерывно-дифференцированных магматических колоннах здесь совершенно очевидно, а обилие кристаллических включений и закономерные изменения количества и состава вкрапленников в лавах свидетельствуют о происхож-

дении всего спектра пород за счет кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы.

Петрохимическая эволюция Кайно-Семячика может быть рассмотрена с особенной подробностью на основе его детального сводного разреза, вследствие чего устанавливаемые закономерности приобретают определенное ключевое значение. Эволюция вулканитов здесь обнаруживает еще более четкую и жесткую взаимозависимость с режимом вулканической деятельности, чем это проявлено в комплексах ПС и-МС. Вариационные кривые расчленяются изломами и разрывами на отдельные участки плавного хода, — в полном соответствии с членением комплекса КС на отдельные ритмы. Вариации состава внутри ритмов закономерны и однотипны: относительно кислые вулканиты начала ритмов сменяются в ходе накопления отложений более основными и затем вновь более кислыми.

Антидромные ветви этих кривых, судя по накоплению мощных горизонтов преимущественно крупнообломочной тефры, соответствуют периодам наиболее интенсивной эруптивной деятельности в начале каждого ритма. Гомодромная направленность изменения вещества появляется с ослаблением активности к заключительным этапам формирования ритмов, что хорошо фиксируется по появлению в разрезах все большего количества горизонтов гумусированных супесей и почв. Наблюдается определенная приуроченность терминальных эффузий каждого ритма к максимумам основности на вариационных кривых, отвечающих, очевидно, кульминациям вулканической активности. Из-за невозможности подсчета объемов каждого горизонта тефры внутри постройки нельзя вывести строгую зависимость состава вулканитов от интенсивности расхода магматического вещества, однако уже на этом полуколичественном или качественном уровне можно говорить о проявлении такой фундаментальной зависимости. При постоянном диаметре канала изменение состава будет зависеть, очевидно, от некоторой средней скорости истечения магмы. В этой связи может быть неслучайным совпадение общего покисления вулканитов в Кайно-Семячике (сравнительно с конусами-предшественниками) с началом деятельности соседнего Карымского вулкана, развивавшегося в целом синхронно Кайно-Семячику.

Плавные вариационные линии, описывающие изменения содержания  $\text{SiO}_2$  в породах каждого ритма, в экстраполяциях стыкуются в единую ломаную кривую, характеризующую комплекс КС в целом. Аналогично ведут себя и не показанные здесь отрицательно коррелирующиеся с кремнеземом окислы алюминия, железа, магния, кальция. Поскольку плавные непрерывные вариации большинства петрогенных окислов охватывают все разнообразие составов пород Кайно-Семячика, а изломы и разрывы на общих кривых точно совпадают с перерывами вулканической деятельности, ясно, что прерывность вариационных кривых отражает лишь прерывистый, циклически пульсирующий режим подачи на дневную поверхность непрерывно эволюционирующей магмы. Подобно этой видимой прерывности эволюции вещества от ритма к ритму, плавные "внутриритмовые" вариации его состава могут, очевидно, осложняться прерывностью еще более высокого порядка (возможно, как раз в масштабе разброса точек), отражающей прерывы между отдельными извержениями.

Резкое расхождение с согласованными вариациями всех остальных окислов обнаруживают щелочи в отложениях верхних частей комплекса МС и ритмов  $КС_1 - КС_2$ , характеризующихся гомодромной последовательностью накопления. С появлением этой тенденции щелочи начинают накапливаться вместе с кремнеземом, однако в дальнейшем концентрация их остается на одном уровне или даже снижается, уклоняясь от содержаний, свойственных породам такого уровня кислотности (пунктир на рис. 3) на 1–3%. Нормальное соотношение щелочей с другими окислами восстанавливается лишь в следующем ритме, иногда с запозданием (начало  $КС_3$ ). Эти аномалии могут быть обусловлены высокой подвижностью щелочей как в процессе эксплозивной деятельности (эманационная дифференциация), так и, более вероятно, при диагенезе уже сформировавшихся отложений, в возможной связи с почвообразовательными процессами. Измененность (окисление и обожрение) некоторых из этих пеплов фиксируется вполне определенно. В близких по возрасту лавах побочных прорывов (верхи ритма  $КС_2$ ) тенденция накопления щелочей с увеличением содержания кремнезема сохраняется, однако данных по двум потокам недостаточно для сравнительного анализа.

Эволюция пород Кайно-Семячика в целом не обнаруживает резкой направленности, свойственной предыдущим постройкам, хотя по составам наиболее крупных порций вулканитов устанавливается тенденция гомодромного развития как в циклах  $IKC - IKC$ , так и для всего комплекса  $КС$ .

Установленные закономерности позволяют сделать некоторые общие выводы об условиях и вероятных механизмах петрогенетических процессов. Непрерывность магматической эволюции, проявляющаяся в пульсациях активности самых разных порядков — от единичных извержений (как в заключительных непрерывно-дифференцированных эффузиях обоих древних конусов) до длительных циклов эрупции, отвечающих формированию ритмов, групп и мощных комплексов вулканитов, — свидетельствует о несомненной генетической связи всех разновидностей пород с базальтовой магмой. Взаимозависимость, сопряженность эволюции магмы с режимом вулканической деятельности вполне соответствуют представлениям, что процессы, обеспечивающие разнообразие пород вулкана, развиваются в апикальной части магматической колонны, распространяясь по ней сверху вниз.

Скорость магматической эволюции в общем соизмерима со скоростью продвижения этой колонны к поверхности, опережая ее в периоды затухания активности и отставая от нее в периоды наиболее напряженной вулканической деятельности, когда апикальная "шапка" более кислого расплава выталкивается основной магмой из глубоких горизонтов питающей системы. Широкий диапазон составов в небольших по объему телах непрерывно-дифференцированных вулканитов указывает на значительную крутизну градиента концентраций (составов), возникающую в верхах магматической колонны, — очевидно, в соответствии с резкими градиентами температуры и особенно давления в магме гипабиссальных и приповерхностных глубин. Высокий уровень стояния магмы под М. Семячиком установлен и по геофизическим данным. В этих условиях существенным

фактором ускорения процессов дифференциации магмы может быть ее адиабатическая кристаллизация, усиливаемая дегазацией в периоды слабой взрывной деятельности (верхние части ритмов) и в межэруптивные периоды газо-гидротермальной активности и метаморфизма пород постройки.

Судя по редким включениям плавящихся пород из фундамента вулкана, встречающимся в лавах и пирокластике, процессы ассимиляции не играют существенной роли в петрогенезисе Мезо-Семячика: включения имеют резкие границы с вмещающими лавами весьма однородного сложения, практически не обнаруживая переходов по степени смещения вторичного расплава с ювенильным.

Цикличность вулканизма как проявление авторегуляции вулканических систем. Запечатленная в хроностратиграфической колонке история вулканической деятельности М. Семячика показывает, что она развивается как циклический (ритмический) прерывисто-непрерывный процесс. Цикличность выражается в чередовании периодов усиленной вулканической активности с периодами ее ослабления или полного прекращения, в повторяемости строения и эволюции состава отложений каждого цикла. Представляя по существу эффект определенной регуляции подачи на поверхность непрерывно генерируемой и эволюционирующей глубинной магмы, цикличность разных порядков отражает, очевидно, действие соответственно различных механизмов такой регуляции. Воссоздание истории и хронологии М. Семячика позволяет подойти к анализу природы наиболее четко проявленной крупномасштабной цикличности, в которой длиннопериодные пульсации активности нашли непосредственное отражение в структурных, морфологических и вещественных преобразованиях в ходе формирования вулканической постройки. Выделяющимся четырем таким крупным циклам активности в отложениях вулкана соответствуют комплексы ПС и МС и обе группы комплекса КС – ІКС, ІІКС. Длительность трех последних циклов (МС, ІКС и ІІКС) установлена абсолютным датированием и составляет соответственно 4600, 3400 и 4000 лет.

Первые три цикла – ПС, МС, ІКС – соответствуют этапам образования трех главных конусов массива. Периоды затухания вулканической активности в конце циклов отмечают завершение формирования конусов и предваряют перестройку системы питания вулкана – смещение эруптивного центра со снижением гипсометрического уровня магмовыводящего жерла. Очевидная закономерность этих совпадений позволяет рассматривать вулканизм М. Семячика как прерывисто-непрерывный процесс периодического достижения вулканом определенных пределов роста и развития и преодоления их путем вещественных и структурных преобразований в системе магматического питания.

На достижение предела роста каждый конус М. Семячика “реагировал” побочными прорывами на склонах, а также (Палео-Семячик) раскислением и снижением удельного веса магмы в центральном канале, очевидно, облегчавшим ее подъем к вершинному кратеру во время финальных извержений. С исчерпанием этих последних возможностей деятельность конусов прекращалась. После периода вынужденного покоя

следующий цикл активности начинался смещением канала по трещинной зоне, что и обеспечивало возможность продолжения вулканизма формированием нового конуса рядом с предыдущим.

В истории формирования М. Семячика описанная схема развития повторилась трижды — в циклах ПС, МС и ИКС. Отметим, что достижение предельной высоты Кайно-Семячиком к концу цикла ИКС устанавливается независимо: по вышеописанным соотношениям комплексов прижерловой толщи, которые можно считать прямым свидетельством предельности, и по приуроченности именно к концу цикла ИКС побочных прорывов Южного и Обманувшего.

Существенное изменение установившейся схемы циклического развития вулканизма (рис. 6) произошло по завершении цикла ИКС, когда возможности дальнейшего смещения канала были (времененно?) исчерпаны. Следующий цикл активности ИКС в условиях предельной высоты конуса и стабильного положения центра эрупции начался, как указывалось, исключительно мощной взрывной деятельностью и разрушением вершины постройки. Достигнутое таким способом снижение уровня магмовыводящего жерла создало предпосылки для дальнейшей деятельности вулкана — до реконструкции конуса, достигнутой к концу цикла ИКС (ритмы  $КС_4$  и  $КС_5$  и комплекс 4 прижерловой толщи).

Таким образом, в отличие от первого типа развития вулканизма — путем формирования новых конусов в условиях относительно свободного перемещения канала по трещинной зоне — при фиксированном положении эруптивного центра резко возрастает мощность эксплозий и вулканизм развивается как чередование деструктивных и конструктивных процессов, т.е. путем попеременного разрушения и нового восстановления постройки до предельной высоты. Для Мезо-Семячика и Кайно-Семячика в циклах ИКС и ИКС она одинаково близка к 1400 м.

В обоих случаях по достижении вулканами пределов роста необходимым условием продолжения вулканического процесса оказывается перестройка системы магматического питания. Способами такой перестройки как для одного М. Семячика, так и в масштабе всей Карымской группы вулканов [8] являются либо заложение новых конусов вулканов, т.е. латеральная миграция вулканизма, либо процессы, снижающие вулканический рельеф — взрыв или кальдерообразование. Ясно, что обоими способами достигается одинаковая цель — свободное пространство для роста конусов, новая аккумулятивная емкость, а вулканический процесс в целом неизбежно приобретает пульсационный, циклический характер.

Поскольку главным эффектом обоих указанных способов перестройки магмопроводящей системы является понижение уровня выхода магмы на поверхность, становится ясным, что основу явления предельного роста вулканов составляет наличие определенного предела высоты подъема лавовой колонны. Можно ожидать, что этот предел с определенными допусками будет отражаться в реальной гипсометрии вулканических построек. Двукратное появление лавовых озер в вершинных кратерах Кайно-Семячика в цикле ИКС (см. рис. 4) указывает на действительно близкое (в пределах десятков — первой сотни метров) соответствие максималь-

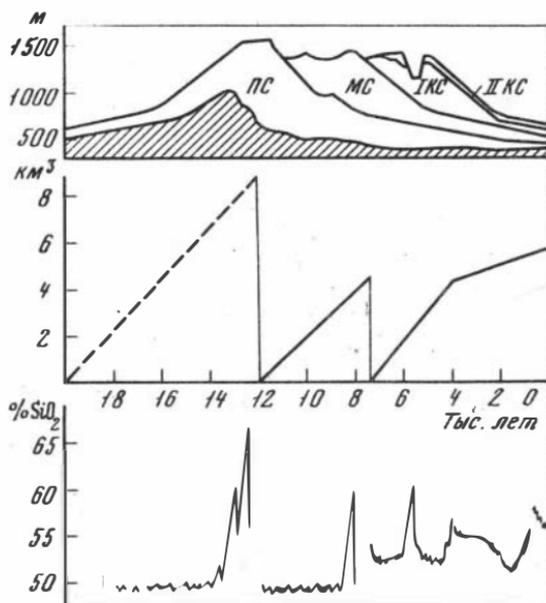


Рис. 6. Схема циклического развития вулкана Малый Семычик

Штриховкой показаны породы основания

ных уровней стояния лавы и абсолютной высоты зрелого вулканического конуса. Некоторое (тоже ограниченное) превышение постройки может быть, очевидно, достигнуто за счет околожерловой аккумуляции продуктов эксплозий, а высота подъема лавы, кроме того, должна варьировать при изменении ее состава и плотности по колонне.

В этом отношении на М. Семычике намечается характерная направленность в изменении уровней подъема к вершинным кратерам лав разного состава: первое из лавовых озер Кайно-Семычика имело почти базальтовый состав и уровень зеркала около 1290 м, второе — состав кислых андезито-базальтов и уровень 1390 м; терминальные дацитовые и андезитовые лавы Палео-Семычика изливались с высоты около 1530 м.

Уже факт длительного, вплоть до консолидации, стояния лавовых озер указывает, что подъем магмы обеспечивается длительно действующими силами. Первичная абсолютная высота стратовулканов Карымской группы, судя по реконструкциям ныне разрушенных построек, за все четвертичное время варьировала в сравнительно узких пределах 1300—1700 м. Это относительное единообразие уровня (подчеркнутое резким отличием высот вулканов соседней Авачинско-Жупановской группы, развивавшейся в иных структурных условиях — до 3500 м) показывает, что отражаемая гипсометрией построек максимальная высота подъема магматических колонн определяется долговременным, постоянно действующим фактором. Среди всех вероятных сил подъема магмы на поверхность таким "постояннодействием" обладает лишь гидростатическое давление, определяющее средний уровень верха мантийных магматических колонн за крупные интервалы времени [11, 12]. Естественным ограничителем максимально возможного поднятия магмы является уровень ее гидростатического равновесия, ограничивающий и возможный предельный рост вулканов.

Таким образом, в качестве универсального регулятора вулканического процесса и причины его длиннопериодной прерывности и цикличности выступает периодически достигаемый вулканами уровень гидростатического равновесия питающей их магмы. Прерывность вулканизма (и цикличность высоких порядков) до достижения пределов роста определяется, очевидно, факторами более локального действия и в целом отражает, по-видимому, то, что скорость глубинной генерации магмы недостаточно велика, чтобы обеспечить непрерывное ее истечение на поверхность даже при минимально допустимых диаметрах каналов.

С изложенных позиций рост вулканов представляет собой диалектически противоречивый процесс "самопогребения" сквозькоровых столбов мантийной магмы, постепенно надстраивающих стенки своих каналов до и несколько выше предельно достижимого магмой уровня. Свойство прерывности, таким образом, внутренне присуще вулканическому процессу и циклический режим его, по существу, представляет проявление механизма авторегуляции вулканических систем, независимо от внешних воздействий.

В развитие основополагающих идей Г.С. Горшкова о сквозькоровом характере вулканизма и индикаторном его значении в познании состояния подкоровых глубин [2, 3] можно сказать, что магма вулканов, сохраняющая в отношении вещества свою существенно мантийную природу и в процессе эволюции на пути к поверхности характером и степенью этой эволюции чутко реагирует на изменение условий проницаемости среды, — особенно с приближением к предельным состояниям гидростатического равновесия магматических систем. Сопряженные и отчасти взаимообусловленные циклические вариации состава и газонасыщенности магмы, кинетики вулканизма, строения магмопроводящей системы и морфологии построек имеют общую направленность к поддержанию вулканического процесса, к обеспечению возможностей его дальнейшего развития. В методологическом отношении это делает целесообразным анализ различных сторон и явлений вулканизма именно с точки зрения "выгодности" их для продолжения вулканизма.

Оценка интенсивности вулканизма Малого Семячика. Пределом высоты вулканов в основном определяются размеры потенциальной аккумулятивной емкости, заполнение которой и составляет геологический эффект вулканизма. При условии постоянства расхода магмы с близкими составом и свойствами размерами этой емкости должна определяться и длительность формирования вулканического конуса и соответствующего цикла активности.

Полученные на М. Семячике данные о реальной длительности формирования двух его молодых конусов за циклы МС, IКС и II КС и подсчеты объемов извергнутого материала позволяют подойти к оценке интенсивности вулканизма через величину средней по циклам скорости вулканической аккумуляции (см. таблицу). Полученные цифры могут быть сравнимы при равенстве или достаточной близости коэффициентов эксплозивности построек, что можно предполагать для конусов М. Семячика в первом приближении<sup>1</sup>. Точность подсчета объемов собственно конусов

<sup>1</sup> Если исходить из реальной обнаженности построек (в целом недостаточной для оценки), эксплозивность Кайно-Семячика выше остальных на 15–20%.

оценивается в  $\pm 5\%$ , для тефры на периферии вулкана она несколько ниже из-за трудностей учета ряда факторов (дальний разнос наиболее тонкого материала, доля его в почвах, уплотнение отложений и т.п.), частично компенсирующих друг друга. Методическое единообразие подсчетов (по картам изопахит) позволяет надеяться, что существенная доля погрешностей будет иметь систематический характер.

**Характеристика активности Малого Семячика по циклам**

Цикл	Длительность, лет	Объем извергнутого материала, км <sup>3</sup>	Интенсивность вулканической аккумуляции, км <sup>3</sup> /1000 лет
IIKS	4000	1,5	0,37
IKC	3400	4,3	1,26
MC	4600	4,4	0,96
PC	?	8,0–10,0	?

Близкими значениями скорости вулканической аккумуляции характеризуются постройки Мезо-Семячика и Кайно-Семячика в цикле IKC, т.е. до момента достижения им пределов роста. Развиваясь в одинаковых условиях — каждый на новом месте и с равным отстоянием от предшествующих конусов — они в среднем, вероятно, показывают некоторую оптимальную величину скорости формирования базальт — андезито-базальтовых конусов в Карымской группе вулканов. Используя среднее

значение  $1,1 \frac{\text{км}^3}{10^3 \text{ лет}}$  и приблизительный (из-за неточности расчета глубины кальдеры) объем Палео-Семячика  $8 - 10 \text{ км}^3$ , можно оценить вероятную длительность его развития величиной порядка 8 тыс. лет, а время заложения — около 20 тыс. лет назад (см. рис. 6).

Существенно меньшую скорость накопления вулканитов показывает Кайно-Семячик в цикле IIKS, и отличие это, по-видимому, говорит о сравнительной эффективности двух описанных способов преобразования питающей системы вулкана. Снижение расхода магматического вещества логично связывать с лишними энергетическими затратами на разрушение постройки и далекий перенос резургентного и ювенильного материала.

В этом отношении, очевидно, более "выгодным" для вулканического процесса был бы переход от эксплозивных форм снижения питающего канала к вулканотектоническим, т.е. к образованию кальдер.

Комплексные геологические и тефрохронологические исследования вулканизма открывают возможности анализа тех его закономерностей, характерное время проявления которых соизмеримо с длительностью развития крупных вулканических сооружений. Предложенные интерпретации первых результатов таких исследований на Камчатке, очевидно, должны быть проверены на непротиворечивость увязки и соподчинение с другими закономерностями вулканических проявлений разных порядков.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Гептнер А.Р.* О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 1, с. 27—39.
2. *Горшков Г.С.* Некоторые вопросы теории вулканоогии. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1958, № 11.
3. *Горшков Г.С.* Явления вулканизма и верхняя мантия. — В кн.: Химия земной коры, т. II. Наука, 1964.
4. *Горшков А.П.* Глубинное строение вулкана Малый Семячик на Камчатке по гравиметрическим данным. — Геология и геофизика, 1973, № 4, с. 103—108.
5. *Гущенко И.И.* Пеплы Северной Камчатки и условия их образования М.: Наука, 1965, с. 143.
6. *Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А.* Почвенно-пирокластический чехол и его значение для тефрохронологии на Камчатке. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 61—72.
7. *Селянгин О.Б.* Карымская группа вулканов. Вулканы Карымский и Малый Семячик. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 105—139.
8. *Селянгин О.Б.* Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977.
9. *Сирин А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968, 169 с.
10. *Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина А.С.* Магматизм юго-восточной Камчатки и его связи с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965.
11. *Федотов С.А.* О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
12. *Федотов С.А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
13. *Nakamura K.* Volcano-Studü of Oshima Volcano. Bulletin of the Eartquake Ressarch Institute University of Tokyo, v. 42, 2964.

## ЭКСТРУЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ НА ВУЛКАНЕ БЕЗЫМЯННОМ В 1965—1974 гг. И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ

**Введение.** Извержение вулкана Безымянного, начавшееся в 1955 г., продолжается до настоящего времени и имеет очень важное значение в познании, а также решений некоторых теоретических и практических вопросов вулканологии. Так, изучение начального периода, особенно пароксизма 1956 г., и его последствий позволило Г.С. Горшкову и Г.Е. Богоявленской впервые получить достаточно полное представление о характере направленных взрывов, их энергии, природе пирокластических образований и впоследствии более объективно подойти к решению вопроса о генезисе подобных отложений на вулкане Катмаи (Аляска), а также выделить особый тип извержения — безымянский, который полностью повторился в 1964 г. на вулкане Шивелуч [4, 5, 7—10, 17].

Последующее изучение извержений и петрологических особенностей продуктов позволило высказать предположение о месте и условиях кристаллизации андезитового расплава, а также механизме поступления его на поверхность [1, 9, 11, 12]. Изучение связей вулканических и сейсмических явлений позволило выработать критерии и предсказать начало некоторых извержений на вулкане Безымянном [6, 18, 20]. Кроме того, характер извержений вулкана показан в работах [2, 3, 13—16].

В данной работе детально описываются динамика извержений, строение и особенности формирования купола Нового в 1965—1974 гг. и показывается геологический эффект за весь период активности вулкана.

**Строение и характер деятельности купола Нового во второй половине 1965 года.** После довольно сильного извержения, наблюдавшегося в марте—апреле 1965 г. [11], вулкан Безымянный почти год находился в сравнительно спокойном состоянии, что позволило неоднократно посетить склоны и вершину купола "Нового" и изучать его строение.

В июле—августе 1965 г. он имел сравнительно правильную форму с несколько усеченной к западу вершиной. Высота купола в среднем достигала 530 м, диаметр основания — 1250 м, диаметр вершины — 650 м, объем — 0,52 км<sup>3</sup>. Склоны его на 1/2, а в отдельных местах на 2/3 были покрыты обломочным чехлом значительной мощности (рис. 1). Экструзивная часть купола нарушениями различной ориентации была разбита на несколько жестких блоков, которые располагались на различной высоте по отношению друг к другу. Восточный блок несколько выпячивался в северо-восточном направлении, южный и юго-западный в виде небольших секторов, ограниченных радиальными разломами, примерно на 20—30 м возвышались над восточным, а западная и северо-западная, наиболее подробленные части купола, были опущены на амплитуду до 50 м по отношению к остальным блокам. Поверхность экструзивной части купола была представлена брекчированными породами и трещиноватыми обелесками различной величины, из которых одни были выжаты в процессе из-

вержения, другие образовались в результате разрушения уже застывших пород.

На вершине пространство между обелисками и брекчированными блоками было покрыто прослоем вулканического песка и пепла мощностью от 0,5 до 1,5 м и, возможно, больше. В западной ее части отмечался взрывной кратер диаметром 100 м и глубиной до 50 м. Плоскость вершины пересекали многочисленные зияющие трещины. Ширина их достигала 0,5–2,0 м, глубина — 1,5–3,5 м и больше. Центральная часть вершины пересекалась рвом, ориентированным в северо-восточном направлении. Ширина его достигала 5–10 м, глубина — 1,5–3,0 м. Из полости рва шло активное выделение газов.

В целом основные нарушения, разбивающие тело купола, на поверхности сколов были представлены трещинными зонами сложного строения. Чаще всего они имели форму клина с расширением в вершинной части купола. В образовании их значительную роль играло внедрение андезитов, особенно в момент наиболее активного состояния вулкана в марте 1965 г. Так, на южном склоне купола трещинная зона северо-западного простирания в виде корытообразного понижения прослеживалась вплоть до вершины купола. Ширина ее в нижней части достигала 30–40 м, в верхней — 100–120 м. Высота бортов, ограничивающих зону, менялась от 5 до 15 м. В стенках их наблюдались прослойки монолитных андезитов и обломочного чехла мощностью от 1 до 5 м. В момент наблюдения дно зоны было засыпано обломочным материалом.

Примерно с середины склона купола (Н = 2400 м) центральная часть понижения прорезалась серией небольших лавовых гребней, которые ближе к вершине объединялись в один более мощный, и последний сливался с лавовой "коронай", представленной брекчированными породами. По обеим сторонам гребня наблюдались глубокие ложбины, которые в пределах вершины переходили в зияющие трещины. На продолжении этого нарушения располагается и взрывной кратер. Такого же типа зона, но менее ярко выраженная, прослеживалась северо-восточнее вышеописанной. В центре нарушения на всем его простирании прослеживался слабо выраженный лавовый гребень, который в верхней части сливался с лавовой "коронай", а в нижней заканчивался свежесформированным лавовым куполом, высотой до 30 м и диаметром основания — 70 м. В средней части склонов и на вершине купола породы были раскалены до красноватого свечения. Из полостей трещин наблюдалось активное выделение газов. Зона субширотного простирания, пересекающая северо-восточную и северную части, была представлена грабенообразным понижением шириной до 3 м в нижних и до 50 м в средних частях склонов. Ориентируясь в субширотном направлении, оно как бы ограничивало активную часть купола с северо-востока. Нарушение имело ступенчатое строение и глубина его менялась от 3 до 10–15 м. На высоте примерно 2600 м над уровнем моря на пересечении вышеописанной зоны с нарушением субмеридионального простирания наблюдалась серия свежесформированных обелисков высотой до 50 м. Одни из них в своей верхней части были разрушены до брекчированных пород, другие имели иглообразную форму с довольно широким основанием (рис. 2).



*Рис. 1.* Купол Новый вулкана Безымянного в июле 1965 г. Фото И.Т. Кирсанова



*Рис. 2.* Северо-восточное нарушение в свежевыжатом обелиском и лавовым потоком. Фото И.Т. Кирсанова

Общим для обелисков являлся их наклон в северо-западном направлении под углом 45—60°. У подножия самого крупного, нижнего обелиска отмечался лавовый поток мощностью от 3 до 5 м, который сплошным покровом прослеживался по склону, примерно до высоты 2000 м над уровнем моря. Кроме того, на участке развития обелисков, а также в центральной части нарушения ниже по склону наблюдались дайкообразные тела протяженностью от 6 до 12 м и мощностью от 1,5 до 4 м. Приурочивались они обычно к сочленению ступеней грабенообразного понижения. Наиболее мощная дайка (до 4 м) занимала центральную часть нарушения и в момент наблюдения в значительной степени была засыпана обломочным материалом. Многие дайки, по-видимому, имели небольшие лавовые потоки, которые в целом не выходили за пределы нарушения и к моменту наблюдения были разрушены.

Схема строения купола Нового показана на рис. 3. В дальнейшем она будет служить основой для изучения изменений купола в результате извержений и подсчета геологического эффекта (рис. 3, 6, 8 см. вкл.).

В момент изучения купола в 1965 г. деятельность его выражалась в неравномерной эмиссии газов, выходы которых приурочивались к вершинной, привершинной частям и трещинным зонам, пересекающим склоны купола. Кроме того, в этот же период на куполе Новом изредка (1—4 толчка за 6—10 часов пребывания на куполе) отмечались землетрясения небольшой силы и слабое дрожание. На склонах его наблюдались довольно частые обвалы с каменными лавинами различной мощности, опускающиеся иногда до самого подножия. Последние факты свидетельствовали о продолжении экструзивного процесса и его последствий (проседание жестких блоков, разрушение купола, в том числе и за счет остывания внедрившихся андезитов).

С середины августа значительно усилилась сейсмическая активность купола: появились плотные рои землетрясений. Последние, по-видимому, указывали на подготовку нового извержения. В сентябре—октябре значительно усилилась эмиссия газов в вершинной части купола. Изредка наблюдались эксплозии с выбросом пепла на небольшую высоту.

Экструзивное извержение купола Нового в 1966—1968 гг. С начала 1966 года извержение купола Нового на вулкане Безымянном заметно активизировалось. При облете вулкана в марте в западной, наиболее разрушенной части купола, на месте эксплозивного кратера было отмечено выжимание новой порции лавы. Выжимающийся блок андезитов в своей нижней части был монолитным, имел сглаженную поверхность, в верхней — расщелился вертикальными трещинами и в виде веера слегка наклонялся к северо-западу. Ю.М. Дубик, посетивший вулкан в апреле этого же года, внедрение этой порции лавы отнес к экструзии жесткого блока на куполе Новом и дал название ему Чинь-Чинь.

В последующее время экструзией была захвачена почти вся западная и южная часть вершины. Выжимающийся блок пород сплошным монолитом возвышался над остальной частью купола. В июле—августе 1966 г. вершина блока была разрушена и завалена крупными глыбами пород. В восточной и юго-западной частях его обломочный чехол прорезался мощными обелисками высотой в 75 и 120 м. Общая площадь верхней

части блока составляла примерно  $0,1 \text{ км}^2$ . В момент наблюдения глыбы и обелиски были нагреты до  $500\text{--}600^\circ\text{C}$ , но уже находились в твердом состоянии. Отдельные глыбы имели сглаженную поверхность с характерными штрихами, что указывало на пластичное состояние лавы в момент внедрения.

В 1967 г. экструзия лав андезитов сместилась в центральную и северную части купола Нового и приобрела явно пластичный характер (рис. 4). Экструзивный блок Чинь-Чинь, по-видимому, в значительной степени был вовлечен в это мощное внедрение пластичной лавы. Западная и юго-западная его части были разрушены и частично просели по вновь образовавшемуся дугообразному разлому субширотного простирания. На поверхности вершины нарушение было представлено широким рвом, который в виде подковы огибал юга и юго-востока вновь формирующийся купол. Наиболее отчетливо нарушение прослеживалось на западном склоне купола Нового, где оно было представлено серией вертикальных зияющих трещин, пересекающих тело экструзии до ее основания и, по-видимому, глубже. Вновь внедряющаяся экструзия Наутилус выжималась под углом  $30\text{--}45^\circ$  на северо-восток, была несколько вытянута в этом же направлении и имела асимметричное строение.

Северные и западные склоны ее были крутыми, осыпными и служили постоянным источником каменных лавин, спускающихся в атрио основного кратера. Южные склоны и сама вершина были сравнительно пологими. Представлены монолитными породами со сглаженной поверхностью, разбитой сложной сетью поперечных и продольных трещин остывания. В нижней части висячего бока экструзии поперечные трещины были сравнительно ровными и прослеживались через всю его поверхность. Выше, в результате давления снизу в момент выжимания лавы на поверхность они приобретали скорлуповатый, а иногда и чешуйчатый характер. В целом же серия параллельных трещин, фиксирующихся на поверхности купола, отражала последовательное внедрение отдельных порций пластичной лавы. В момент наблюдения (август—сентябрь 1967 г.) всего насчитывалось около 15 таких порций, с мощностью от 0,5 до 8,0 м. Размеры основания купола Наутилус в этот же период достигали  $450 \times 600 \text{ м}$  и высота —  $75\text{--}80 \text{ м}$ . Если принять сечение канала в 400 м, то объем каждой порции составлял примерно от 100 тысяч до 1,5 млн  $\text{м}^3$ . Общий же объем выжатого купола в описываемый период достигал  $\sim 0,05 \text{ км}^3$ .

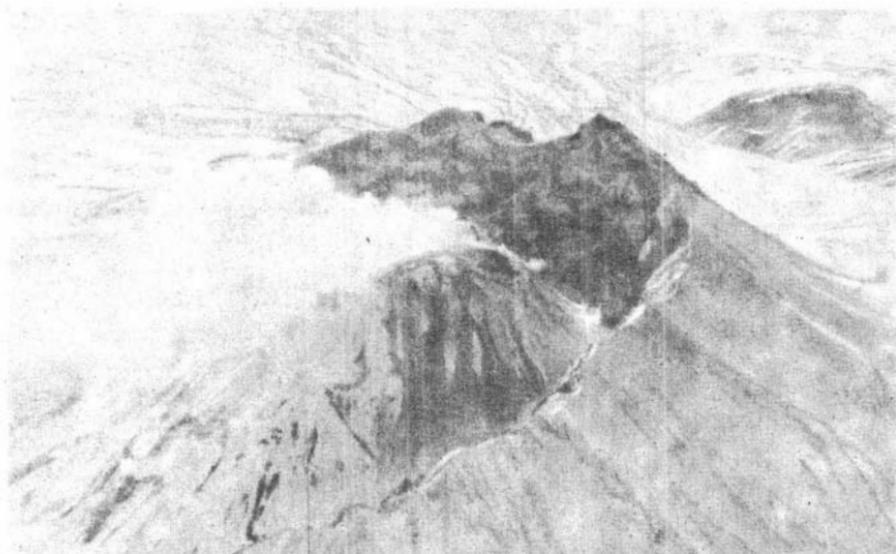
В конце 1967 и начале 1968 г. извержение вулкана Бэзымянного еще более активизировалось, что выразилось в значительном увеличении сейсмической активности и появлении новых центров вулканической деятельности уже на вершине купола Наутилус. При облете вулкана в марте 1968 г. было отмечено, что наряду с общей экструзией купола, в северной и северо-восточной частях его появились два новых центра. Восточный был представлен пологим вздутием небольшого купола, западный — взрывной воронкой диаметром до 50 м с хорошо различимой лавовой пробкой в центре и взрывными отложениями на ее кромках и склонах (рис. 5). Здесь же на склонах купола Нового наблюдались свежие осыпи и следы каменных лавин, которые спускались в атрио кратера. Интересно отметить, что на том же снимке в северо-западном атрио кратера обнару-



*Рис. 4.* Купол Наутилус в июле 1967 г. Фото В. Козева

жен небольшой шлаковый конус, который расположен на продолжении основного нарушения, рассекающего внутрикратерную экструзию на две половины.

К июлю—августу 1968 г. внедрение пластичной лавы андезитов, по-видимому, сосредоточилось в центральной части вершины купола Нового, в результате чего нарушения, рассекающие вершину его, приняли форму радиальных разломов. Западные и юго-западные секторы их значительно расширились. Кроме проседания, наметилось сползание остатков экструзивного блока Чинь-Чинь и юго-восточной части купола Нового. В момент наблюдения амплитуда смещения их достигала примерно 70—80 м. В южной и юго-западной частях купола Нового открылись новые радиальные



*Рис. 5.* Купол Наутилус с эксплозивной воронкой и лавовым вздутием на вершине. Март 1968 г. Фото И.Т. Кирсанова

трещины, по которым также стало наблюдаться опускание новых жестких блоков. Восточный сектор субширотного простираения стал превращаться в грабенообразное понижение. Проседанию на амплитуду от 8 до 25 м здесь подверглись крупные блоки измененных пород и свежие андезиты лавовой "короны" в привершинной части. В целом купол Наутилус значительно увеличился в размерах и занял всю северо-западную, северную и центральную части вершины основной внутрикратерной экстрезии. Высота его достигала 120—150 м, диаметр основания — 600 м.

Вершина купола была неровной и представлена лавами, обелисками и развалами глыб различного размера. Северные, северо-восточные и северо-западные склоны были крутыми, южные (висячий бок купола) — сравнительно пологими ( $45\text{--}50^\circ$ ), с гладкой поверхностью, разбитой продольными и поперечными трещинами, количество которых увеличилось по направлению к вершине. В нижней части купола на сглаженной поверхности наблюдались свежие светлые полосы шириной от 10 до 50 см, прослеживающиеся параллельно рельефу вершины купола Нового. Выше такие же полосы шириной от 5 до 150 см были загрязнены вулканической пылью и просматривались только с близкого расстояния. По границам этих полос наблюдалось заложение поперечных трещин, которые с ростом купола постепенно деформировались, приобретали скорлуповатую и чешуйчатую отдельность. В сочетании с продольными они впоследствии разрушали верхнюю и боковые части экстрезии на отдельные глыбы. Наличие полос различной ширины наглядно показывает неравномерность роста купола и, по-видимому, тесную связь экстрезии пластичной лавы с вулканическим дрожанием. Непосредственно наблюдать динамику этих явлений с определением количественных характеристик и четкой увязкой не удалось в связи с труднодоступностью купола. Судя по характеру сейсмической деятельности, в стадии чисто экстрезивного извержения вулкан продолжал находиться до марта 1969 г. Купол Наутилус значительно увеличил свои размеры и занял большую половину вершины внутрикратерной экстрезии.

**Эксплозивно-экстрезивное извержение купола Нового в 1969—1974 гг.** С марта 1969 г. сейсмический режим извержения заметно изменился. На ст. "Апахончич" стало регистрироваться большое количество землетрясений. Вулканическое дрожание приобрело четкий непрерывно-спазматический характер. Довольно часто стали отмечаться слабые эксплозивные взрывы, которые приурочивались к юго-восточной части вершины купола Нового. При облете вулкана в конце апреля было обнаружено, что активный центр извержения переместился в жесткую южную и юго-восточную части купола Нового и характер его принял несколько иную форму. На сравнительно ровной площадке вершины, в прошлом служившей пунктом наблюдения за ростом экстрезии, а также в верхней части юго-восточного желоба стали открываться многочисленные зияющие трещины, появились довольно широкие провалы, к которым приурочивались активные фумаролы. Наиболее интенсивное выделение газов отмечалось в местах проседания измененных пород. Фумарольная деятельность этого периода перемежалась с редкими газовыми взрывами с выбросом очень небольшого количества пепла, распространение которого не вы-

ходило за пределы купола. Взрывы и, по-видимому, землетрясения (до 15 в месяц) вызывали обильные камнепады. Происходило разрушение северо-восточной, уже застывшей части купола Наутилус, а также юго-восточной на куполе Новом. Обломочный материал скапливался на склонах и в атрио кратера, причем из юго-восточного отдельные лавины стали выходить за его пределы.

В июне этого же года купол Наутилус полностью прекратил свой рост. Плоская вершина его превратилась в нагромождение крупных глыб и обелисков и на больших участках покрылась снегом.

Вновь выжимающийся жесткий блок андезитов был приурочен к южной, наиболее раздробленной части купола "Нового" и имел локальный характер. С северо-востока он ограничивался широким, до 50–60 м, нарушением ступенчатого строения. Глубина его в отдельных участках достигала 40 м. Заложение его произошло в зоне измененных пород с температурой 470–500°С. С севера и северо-запада экструзивный блок ограничивался зияющей трещиной шириной в 20–15 м и глубиной до 50 м. Кроме активного выделения газов, в полости трещины периодически происходили слабые взрывы, которые вызывали довольно сильные обвалы с образованием каменных лавин, спускающихся по юго-восточному желобу.

Экструзивный блок представлял собой хаотическое нагромождение крупных глыб, нагретых до 500–600°С. В самой верхней части его наблюдались два иглообразных обелиска высотой в 7–10 м. Общая высота его в момент наблюдения достигала 30–40 м, диаметр основания – 70 м. Над вершиной блока отмечалось плотное марево. Сейсмическая активность в этот период проявлялась довольно слабо. Всего было зарегистрировано в мае – 4, в июне – 9 землетрясений и несколько коротких периодов вулканического дрожания спазматического характера. По-видимому, извержение этого времени имело небольшую силу, а частые камнепады вызывались взрывами газов.

В июле–августе, затем в сентябре и особенно октябре извержение вулкана заметно активизировалось и приобрело смешанный эксплозивно-эффузивный характер. В юго-восточной части купола "Нового" стали отмечаться взрывы, вначале до 5–8, затем до 15 в сутки. С 8 октября интервал между ними сократился до 1,5 – 3 часов, причем интенсивность их обычно возрастала во второй половине дня. Взрывы сопровождалась выбросом небольшого количества пепла, который вместе с газами поднимался на высоту от 300 до 800 м и в зависимости от ветра изредка выпадал за пределы вулкана. Основная часть обломочного материала спускалась по юго-восточному склону в виде тепло-каменных лавин. Скатывание лавин фиксировалось по густой клубящейся пыли светло-бурой окраски. Высота ее над поверхностью в целом не превышала 50–100 м. В отдельных случаях, вероятно, в местах препятствий на пути лавин, наблюдались мощные завихрения пыли, по форме напоминающие эруптивные тучи при вторичных взрывах.

11 октября при облете вулкана отмечено, что вновь формирующаяся экструзия андезитов заняла почти всю южную и юго-восточную части вершины купола Нового и состояла из двух блоков, разделенных глубоким рвом, который на склоне переходил в юго-восточный желоб. Южный блок

был представлен жесткими монолитами, юго-восточный с поверхности был полностью закрыт хаотическим нагромождением крупных глыб. Высота экструзии в целом уже достигала купола Наутилус. В юго-восточной части купола Нового исчезла лавовая корона, обрамлявшая вершину, и лавовый гребень, разделявший желоб. Последний еще больше расширился и углубился. Вновь выжимающаяся экструзия значительно изменила морфологию вершины купола Нового. В верхней части южного блока хорошо просматривались несколько иглообразных обелисков высотой до 70 м. В подножии обелисков, примерно в центральной части нарушения, разделявшего блоки, в интервале 10—15 мин до 1 час, происходили глухие взрывы с выбросом пепла и каменных лавин, которые спускались с сильным грохотом и прослеживались по клубящейся пепловой взвеси над их поверхностью. Свечение раскаленного материала ни на растущей экструзии, ни в лавинах не наблюдалось.

Обломочный материал каменных лавин, образующихся в результате разрушения купола Нового и экструзии Октябрь, сначала отлагался в виде нескольких продольных и дугообразных валов, затем при более сильных взрывах валы соединялись в общую лавину и попадали в глубокий желоб у подножия купола, образуя единое русло с четко выраженными бортами высотой от 1,0 до 1,5—2,0 м. Борты были сложены отсортированным крупноглыбовым материалом с диаметром обломков до 3 м. В верхней части желоба русло имело ширину 7—8 м, в средней до перегиба в рельефе (район останцов старого вулкана) оно расширялось до 50—70 м.

Поток здесь выходил за пределы желоба и на его поверхности отмечалось до 4—5 бортовых валов меньшей высоты, сложенных уже слабосортированными обломками с диаметром от 0,7 до 1,5 м. Валы ограничивали русла второго порядка, причем более старые выглядели в виде стариц, новое, по которому в момент наблюдения шли лавины, имело ширину 5—7 м и прослеживалось до подножия купола Октябрь. У перегиба в рельефе все они сливались в единый поток, который ниже, на сравнительно выровненной поверхности, вновь разделялся на несколько языков, перекрывающих друг друга. Поверхность потока здесь имела более мягкие формы. Мелкие неровности были засыпаны пеплом. В целом же он представлял собой сложное переплетение различных порций более мелкого обломочного материала. Строение потока в различных его частях наглядно показано в разрезах на рис. 6. В момент наблюдения наибольший интерес представляли его русла. Они были сложены в основном вулканическим песком и пеплом, в которых более крупные обломки (до 0,7 метров в поперечнике) находились как бы во взвешенном состоянии.

При малейшем нарушении сплошности потока (провал ноги, падение обломка) материал начинал "течь", причем на ровном месте в виде узкого языка он проходил расстояние в 1,5—2 м, при уклоне поверхности в  $2-3^\circ$  — 3—4 м. При этом вместе с мелкой массой плыли и крупные обломки. В результате этого в руслах отчетливо видны микроволны. Кроме того, поверхность потока осложнена многочисленными (10—15 штук на  $1 \text{ м}^2$ ) воронками, образовавшимися, по-видимому, за счет выделившихся газов. Диаметр каждой воронки колебался в пределах от 1 до 5 см.

Образование таких воронок за счет газов в какой-то степени доказывалось наличием возгонов темно-зеленого и зеленого цвета на поверхности камней, присыпанных пеплом. Последний в одних случаях был весь пропитан возгонами и имел влажное состояние, в других только с поверхности. Таким образом, при наличии значительного количества газов в первые моменты формирования потока обломочную массу его можно отнести к твердой эмульсии, имеющей большую подвижность.

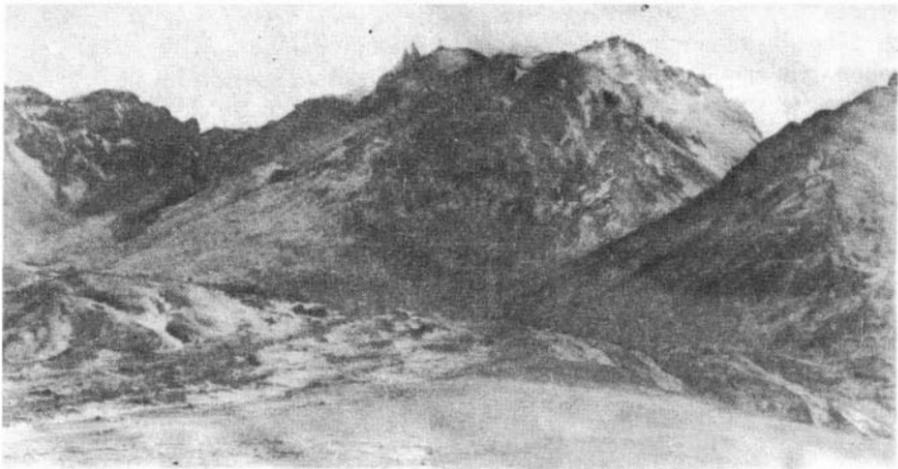
В момент наблюдения в нижней и средней частях по простиранию поток обломочного материала был прогрет на поверхности до  $20-25^{\circ}$ , на глубине  $15-20$  см — до  $65-70^{\circ}$ С. Мощность потока в верхней и средней частях (глубина желоба неизвестна) равнялась примерно  $5-6$  м. В нижней она менялась от  $1,5$  до  $3,0$  м. Общая площадь его составляла  $0,085$  км<sup>2</sup>, объем —  $0,0004$  км<sup>3</sup>.

Наиболее активно извержение проявлялось в ночь с 24 на 25 октября. Примерно в 19 часов вечера до сейсморазведочного пункта, расположенного в  $10$  км от вулкана, донесся сильный грохот взрыва. Над юго-восточной частью вершины купола Нового появилась плотная эруптивная туча, которая поднялась на высоту до  $0,8-1,0$  км и стала смещаться к востоку, северо-востоку. Склоны купола быстро заволочило пепловой пылью, основная масса которой двигалась в том же направлении. Гул взрывов различной силы слышался почти всю ночь. Утром в районе лагеря было обнаружено большое количество пепла и чувствовался запах сернистых газов. Кроме этого участка, выпадение пепла было отмечено на с/ст "Апахончич", северо-восточном склоне Ключевского вулкана и западных отрогах хребта Кумроч. Общая площадь распространения его составляла примерно  $2500$  км<sup>2</sup>, объем —  $0,01$  км<sup>3</sup>.

При облете вулкана 26–28 октября было отмечено, что в результате ночного пароксизма оказалась вырванной значительная часть вершины и юго-восточного склона купола Нового. Сильно обнажилось подножие экструзии Октябрь (рис. 6). Обломочный материал узким потоком с небольшими ответвлениями выше перегиба и перехлестом в сторону сопки Зиминной прошел расстояние в  $5,5$  км (рис. 7). Юго-восточный желоб и подножие купола Нового были совершенно свободны от пирокластического материала. По-видимому, в момент наибольшей активности лавины шли огромной массой, и весь материал, отложенный раньше в этих местах, был снесен в более низкие части склона вулкана.

Эксплозии различного характера, но в целом меньшей силы, по сравнению с октябрьским извержением, наблюдались до конца года. Некоторые из них сопровождалась скатыванием обломочного материала на юго-восточные склоны вулкана, что хорошо было видно с с/ст "Апахончич".

В 1970 г. экструзия жесткого блока продолжалась. До марта режим извержения имел сравнительно спокойный характер. Сейсмическая станция "Апахончич" периодически регистрировала слабые землетрясения и непрерывно-спазматическое дрожание. В начале марта над вулканом вновь стали отмечаться взрывы газов с пеплом и каменными лавинами на юго-восточном склоне. Высота подъема газов над вершиной менялась от  $200$  до  $700$  и изредка до  $1000$  м. Значительно увеличилось коли-



*Рис. 7.* Купол Новый вулкана Безымянного после небольшого пароксизма в октябре 1969 г.

В левой части видны обелиски экструзии Октябрь. Фото А.М. Рожкова

чество и частота землетрясений и почти совершенно исчезло вулканическое дрожание. В таком режиме вулкан находился до конца месяца. В начале апреля над вулканом наблюдались только газовые струи различной мощности, на с/ст "Апахончич" регистрировалось интенсивное вулканическое дрожание, которое свидетельствовало о продолжении экструзивного процесса.

Примерно с 10 апреля и до второй половины мая на вулкане вновь наступило затишье. При облете его вершины в конце апреля было отмечено, что экструзия Октябрь уже заняла всю южную и частично восточную части купола Нового. Восточная ее часть выжималась монолитным блоком, западная представляла собой хаотическое нагромождение крупных глыб и обелисков. Высота блока в целом значительно превышала купол Наутилус и даже борта основного кратера вулкана. На сочленении его с предыдущими порциями андезитов отмечались широкие провалы, из полостей которых наблюдалось интенсивное выделение газов.

Новое кратковременное усиление активности вулкана было отмечено во второй половине мая, а более продолжительная активизация стала проявляться с сентября. Как и в предыдущие периоды, она выражалась взрывами небольшой силы с выбросом пепла и скатыванием раскаленных лавин на склоны купола. К концу года выжимающийся жесткий блок Октябрь приобрел скорлуповатое строение с монолитными иглообразными обелисками в центральной части. Высота блока достигала 150 м, диаметр основания — 300 м.

В 1971–72 гг. экструзия жесткого блока продолжалась, при этом, как и в прежние годы, наибольшая активность проявлялась в марте–апреле.

В 1971 г. блок Октябрь занял всю восточную, а в 1972 г. — юго-восточную части вершины купола Нового. Вновь выжимающийся блок был представлен светло-серыми, сильно трещиноватыми андезитами и возвышался над остальной частью вершины примерно на 200—250 м. Выдавливание жестких блоков постоянно сопровождалось землетрясениями и скатыванием каменных лавин в восточное подножие купола.

В 1973 г. извержение вулкана значительно активизировалось. В мае купол "Новый" был разбит на 4 жестких блока, при этом западный относился к стабильной части экструзии и был засыпан крупноглыбовым материалом, юго-восточный, центральный и северо-восточный — к активно выжимающимся (рис. 8). Блоки разделялись широкими зонами дробления субмеридиональной и субширотной ориентировок. Наиболее четко эти зоны были выражены в западной и центральной частях купола. К первой из них приурочивалась активная фумарольная деятельность, вторая служила желобом для спуска каменного материала на восточные склоны и подножие купола. Кроме каменных лавин, выжимание жестких блоков андезитов сопровождалось небольшими эксплозиями с образованием пирокластических потоков. Один из них, прижимаясь к северной стенке старого кратера, спустился на расстояние 3,5—4 км. Второй был менее мощным. Покрыв центральную часть восточного склона, он не вышел за пределы кратера (см. рис. 8). При посещении вулкана в июле Г.Е. Богоявленской было отмечено, что строение купола "Нового" осталось прежним. Субмеридиональная зона дробления, ранее четко выраженная в западной части вершины, была почти полностью засыпана глыбами. Наиболее активно выжимался центральный блок. В верхней его части отмечалось постоянное свечение пород и отсюда же шли обильные камнепады и периодически спускались небольшие каменные лавины.

В 1974 г. выжимание центрального блока продолжалось. Высота его над западной частью вершины купола "Нового" достигала 300 м. Общая высота значительно превышала 3100 м над уровнем моря. Юго-восточная часть купола была полностью уничтожена и превращена в осыпь, северо-восточная — осталась в виде небольшой скорлупы. Экструзия жестких блоков продолжалась до 1976 года.

В 1976 г. в центральной части вершины купола "Нового" вновь стала выжиматься пластичная андезитовая лава.

**Геологический эффект извержений вулкана Безымянного с 1955 по 1975 г.** После 20-летнего периода деятельности в извержениях вулкана Безымянного выделяются три основных этапа и некоторая цикличность в формировании купола Нового.

*Первый этап — начало извержения (октябрь 1955 — март 1956 г.).* В конце октября сильными взрывами вулканского типа был разрушен западный участок вершины вулкана и образован кратер диаметром до 350 м. В ноябре была разрушена почти вся верхняя часть постройки вулкана. На вершине его образовался кратер, вытянутый в широтном направлении, с диаметром до 1000 м и небольшой глубины. В январе 1956 г. в западной и юго-восточной частях дна кратера активно действовали две газовые бокки, в центральной и восточной — выжималась жесткая экструзия. Кроме того, в восточном борту кратера примерно

на 100 м вверх был приподнят и отодвинут к востоку оставшийся блок старого купола. Все это указывало на активную подготовку вулкана к пароксизму. В целом за 5 месяцев извержения, кроме образования кратеров, перемещения отдельных блоков постройки, взрывами было выброшено и рассеяно на значительной площади около  $0,5 \text{ км}^3$  вулканического песка и пепла.

*Второй этап — пароксизм извержения (30 марта 1956 г.).* Мощными взрывами была разрушена значительная часть постройки вулкана, и на его вершине образовался крупный кратер, вытянутый и открытый в восточном направлении. Размеры кратера в верхней части достигали  $2,8 \times 1,7 \text{ км}$ , в нижней —  $1,3 \times 1,1 \text{ км}$ , а глубина с запада на восток менялась от 800 до 300 м. Общая высота вулкана уменьшилась с 3085 до 2900 м над уровнем моря. В момент образования кратера направленным взрывом было выброшено около  $0,8 \text{ км}^3$  резургентного и  $0,2 \text{ км}^3$  ювенильного материала, который покрыл площадь в  $500 \text{ км}^2$ . Эруптивная туча, нагруженная пеплом, объемом в  $0,4 \text{ км}^3$ , поднявшись на 40 км, рассеяла его на очень большой площади. На заключительном этапе пароксизма восточные склоны вулкана были покрыты многочисленными потоками пирокластического материала, объем которого достиг  $1,0 \text{ км}^3$ . Кроме того, грязевым потоком, прошедшим со склонов вулкана до русла р. Камчатки, вынесено до  $0,5 \text{ км}^3$  обломочного материала в виде грязи. Общий объем выброшенного материала в период пароксизма составил около  $3 \text{ км}^3$ .

*Третий этап — формирование внутрикратерной экстррузии купола "Нового"* (с марта 1956 г. и до настоящего времени). За этот период в формировании купола "Нового" также наметилась некоторая цикличность с характерными особенностями в каждом цикле.

Первый цикл экстррузии купола Нового наблюдался с 1956 по 1965 г. В начальные моменты он характеризовался спокойным выдавливанием жестких блоков андезита, причем вначале в восточном, северо-восточном, затем — южном и западном, северо-западном секторах дна кратера. К 1959—1960 гг. экстррузия андезитов заняла почти все дно кратера, приобрела монолитное строение и куполообразную форму. Высота купола к этому времени достигла 470 м, диаметр основания — 900 м и диаметр вершины — 600 м. Выдавливание жестких блоков андезита стало отмечаться по всему сечению канала и постоянно сопровождалось сейсмическими явлениями, а также эксплозиями различной силы и характера. По-видимому, внутрикратерная экстррузия купола Нового достигла критических размеров, и рост ее начал компенсироваться извержениями типа Мерапи.

В проявлении наиболее активных стадий извержений появилась некоторая закономерность. Обычно извержения происходили весной, реже — летом и осенью. В эти периоды, наряду с выдавливанием жестких блоков купола, в наиболее подробленных участках вершины отмечались взрывы с выбросом газов и обломочного материала. Эруптивные столбы, иногда тучи, поднимались на высоту от 0,8 до 5—8 км. Пепел и вулканический песок выпадали на площади от 100 до  $2500 \text{ км}^2$ . Мощность прослоев пепла достигала 0,1 см. Более крупные обломки, в виде раскаленных каменных лавин и пирокластических потоков скатывались вниз по склонам, постепенно наращивая обломочный чехол купола, а за его пределами

образуя покровы пирокластического материала различной мощности. Такого типа извержения проявились наиболее ярко в апреле 1960 г., марте 1961 г., мае 1962 г., июне 1963 г., июле—сентябре 1964 г., марте 1965 г. Обычно они предвлялись и сопровождались землетрясениями и вулканическим дрожанием, а начинались мощными выбросами пепла, затем сменялись фазой пирокластических потоков и заканчивались ослабевающим скатыванием и раскаленных, и холодных каменных лавин.

Переход в спокойное состояние купола наблюдался в течение 1—2 месяцев, иногда больше. С окончанием извержения постепенно ослабевала и фумарольная деятельность, иногда до полного исчезновения выхода газов. С 1961 г. после каждого извержения стали отмечаться значительные изменения в строении купола. Центральная его часть часто разбивалась на несколько жестких блоков со следами вертикальных и горизонтальных подвижек. На вершине иногда можно было видеть 2—3 лавовые короны с характерными трещинами остывания. В наиболее подробленных участках купола отмечались взрывные кратеры и эруптивные рвы различной протяженности. В 1965 г., наряду с жесткими блоками и взрывным материалом, на поверхности купола стала появляться менее вязкая пластичная лава андезитов. Этот момент можно считать началом второго цикла в формировании экструзии купола Нового.

Второй цикл в формировании экструзии купола Нового наблюдался с 1965 по 1975 г.

Первые порции пластичной лавы андезитов были выжаты в мартовское извержение 1965 г. Они составляли небольшой объем и были представлены дайкообразными телами, небольшими куполами и лавовыми потоками. Выжимание пластичной лавы происходило через зоны дробления, ограничивающие жесткие блоки, или радиальные разломы, хорошо развитые в теле купола.

В 1966 г. пластичная лава андезитов в виде монолитного блока Чинь-Чинь стала выдавливаться в северо-западной части вершины на месте взрывного кратера. В начале года площадь основания блока достигла  $0,08 \text{ км}^2$ , высота — 75 м. К августу этого же года она заняла почти всю западную и северо-западную части вершины, приобрела форму пологого купола с основанием  $0,1 \text{ км}^2$  и высотой — 60 м. По юго-восточным и северо-восточным границам купола стали закладываться зоны растяжения с проседанием отдельных участков вершины до 30—50 м.

В 1967—1968 гг. экструзия Наутилус захватила всю северную, затем центральную части вершины купола Нового, приобрела форму эллипса, вытянутого в широтном направлении. Основание его в 1967 г. достигало  $0,2 \text{ км}^2$ , высота 120 м, в 1968 г.  $0,4 \text{ км}^2$  и 150 м соответственно. В результате внедрения значительной порции лавы произошло довольно сильное дробление и раздвигание купола. По нарушениям субширотного, субмеридионального и северо-восточного простирания купол Новый преобразовался в 3 крупных блока: северный, вновь выжимающийся, Наутилус; восточный, юго-восточный — оставшаяся часть жестких блоков, выжатых в 1965 г. и раньше; западный, юго-западный, который вовлекался в активное проседание. Сюда же был полностью захвачен и блок Чинь-Чинь. К августу 1968 г. амплитуда проседания блока достигла 70—120 м. В



*Рис. 9.* Вулкано-тектонические нарушения, рассекающие тело купола Нового при внедрении пластичной лавы андезитов

*а* — начало формирования экстрוזии Наutilus. Июль 1967 г. На переднем плане хорошо виден характер дробления купола Нового; *б* — конец формирования экстрוזии Наutilus. Октябрь 1968 г. В плане хорошо виден характер нарушений, разделяющих тело купола Нового на отдельные блоки

октябре этого же года проседание стало перемещаться в центральную часть вершины. Поверхность восточного, юго-восточного блока подверглась дроблению. В то же время грабенообразные нарушения, отмечавшиеся на склонах, почти полностью исчезли. Все это указывало на активное проявление вулканотектонических процессов при формировании внутрикратерной экструзии (рис. 9, а, б).

Внедрение экструзии пластичных лав постоянно сопровождалось землетрясениями и непрерывным вулканическим дрожанием. В 1969 г. активность их значительно увеличилась, причем вулканическое дрожание приобрело спазматический характер. В это же время произошло перемещение центра экструзии в юго-восточную часть купола "Нового", и вновь начали выжиматься жесткие блоки андезитов, сопровождаемая эксплозиями различной силы и характера. Наиболее активное эксплозивно-экструзивное извержение с выбросом пепла и образованием пирокластических потоков наблюдалось в сентябре—октябре 1969 г. В этот период было выжато около  $0,1 \text{ км}^3$  жестких блоков андезита и выброшено  $0,02 \text{ км}^3$  обломочного материала. С 1970 по 1975 г. извержение Безымянного продолжалось. Экструзия жестких блоков захватила почти всю юго-восточную и восточную части вершины, высота которой увеличилась больше чем на 300 м. Рост купола происходил спокойно и постоянно, сопровождался скатыванием по юго-восточным склонам раскаленных каменных лавин и пирокластических потоков. В результате в этом секторе увеличилась площадь и мощность агломератовой мантии.

Таким образом, почти 20-летний период деятельности вулкана Безымянного характеризовался неравномерным во времени и различным по характеру уровнем активности; экструзивно-эксплозивная деятельность первого десятилетия сменилась спокойным выдавливанием новой порции менее вязкой лавы, которое, в свою очередь, в 1969 г. перешло в выжимание жестких экструзивных блоков, а судя по аэровизуальным наблюдениям, с 1976 г. вновь появилась пластичная лава. Кроме того, в формировании внутрикратерной экструзии вулкана Безымянного в этот период можно отметить следующие основные особенности (таблица).

В первые десять лет, наряду с существованием отдельных наиболее активных центров, происходило неравномерное выжимание жестких блоков, захватывающих все тело купола "Нового". К 1965 г. последний, по видимому, достиг "предельных" размеров ( $0,51 \text{ км}^3$ ), и извержение обрело локальный характер. Начиная с 1966 г. в изверженном материале появились пластичные лавы андезитов, которые стали выдавливаться по ослабленным зонам и разломам уже в жестком теле экструзии. Локальное выжимание пластичных лав, наблюдавшееся до 1968 г., постоянно сопровождалось раздвиганием основного тела купола и наращиванием его агломератовой мантии. По сравнению с 1965 г. диаметр его основания увеличился на 100 м, вершины — на 150 м, высота — на 100 м, объем — на  $0,23 \text{ км}^3$ .

С 1969 по 1975 г., несмотря на смену характера извержения, локальность поступления материала сохранилась, только центры его сосредоточились в основном в восточной и юго-восточной частях купола. Сложное формирование внутрикратерной экструзии вулкана Безымянного от-

Годы извержения	Диаметр основания купола (усред.) в км	Диаметр вершины купола в км	Высота купола в км (усред.)	Объем купола и его прирост в год, км <sup>3</sup>	Объем пепла и облом. м-ла в км <sup>3</sup>	Объем изверженного материала, км <sup>3</sup>	Масса выжженных пород купола в 10 <sup>7</sup> тонн
1956	0,65	0,23	0,32	0,06	—	0,06	13,2
1957	0,75	0,35	0,35	$\frac{0,11^*}{0,05}$		0,11	24,2
1958	0,85	0,37	0,40	$\frac{0,15}{0,04}$	0,002	0,152	33,0
1959	0,88	0,40	0,45	$\frac{0,18}{0,03}$	0,002	0,184	39,6
1960	0,90	0,60	0,47	$\frac{0,26}{0,08}$	0,002	0,226	57,2
1961	0,90	0,60	0,48	$\frac{0,27}{0,01}$	0,02	0,296	59,4
1963	1,10	0,60	0,49	$\frac{0,35}{0,08}$	0,005	0,381	77,0
1965	1,30	0,65	0,53	$\frac{0,51}{0,16}$	0,03	0,571	112,2
1966	1,33	0,67	0,56	$\frac{0,56}{0,05}$	—	0,621	123,0
1967	1,35	0,70	0,60	$\frac{0,64}{0,08}$	—	0,701	140,8
1968	1,40	0,75	0,63	$\frac{0,74}{0,10}$	—	0,801	162,8
1969	1,43	0,80	0,65	$\frac{0,80}{0,06}$	0,02	0,881	176,0
1970	1,45	0,82	0,68	$\frac{0,87}{0,07}$	0,005	0,956	191,0
1973	1,45	0,82	0,80	$\frac{1,02}{0,15}$	0,01	1,116	224,4

\* В числителе общий объем купола Нового, в знаменателе — прирост экструзии за год.

Прочерк — пирокластический материал отсутствует; н.д. — нет данных.

Масса всего и взве- женного материала, $10^7$ тонн	Тепло, $10^3$ ккал	Тепло- вая энергия, $10^{24}$ эрг	Коли- чест- во зем- летря- сений	Энергия земле- трясений, $10^{15}$ эрг.	Время вулка- ниче- ского дрожа- ния в час	Энергия вулкани- ческого дрожа- ния, $10^{15}$ эрг	Сейсм. энер- гии, $10^{15}$ эрг
13,2	3,4	1,2	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
24,2	6,3	2,1	"	"	"	"	"
33,4	8,7	2,9	"	"	"	"	"
40,0	10,4	3,5	"	"	"	"	"
58,4	15,2	5,1	"	"	"	"	"
64,2	16,7	5,6	"	"	"	"	"
82,7	21,5	7,3	"	"	"	"	"
123,3	32,1	10,9	111	4,3	103,5	18,3	22,6
134,1	34,9	118	34	0,54	47,5	1,0	1,54
151,9	39,5	13,4	134	13,8	252	1,2	15,0
173,9	45,2	15,3	162	18,1	1074	13,8	31,9
190,7	49,6	168	298	9248,6	3158	105,2	9353
206,6	53,7	18,2	222	52,4	43,6	3,5	55,9
240,0	62,4	21,1					

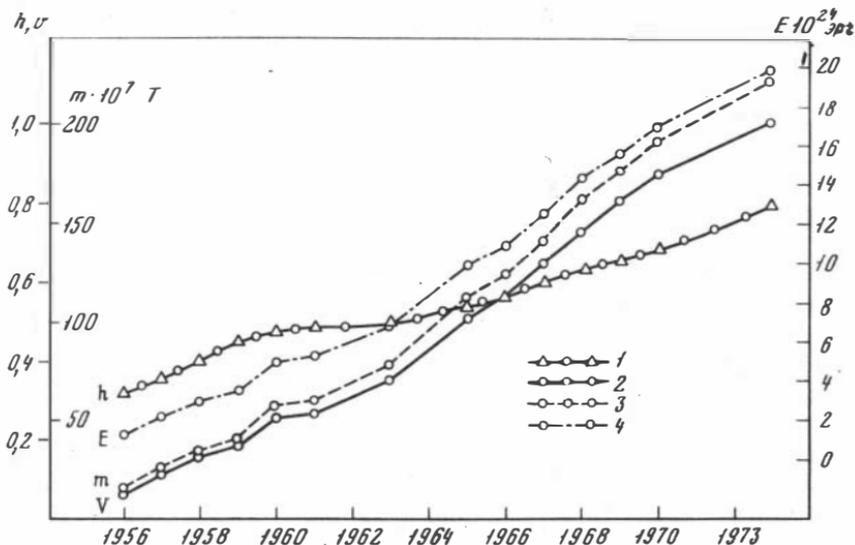


Рис. 10. График роста высоты ( $h$ ), объема ( $V$ ), массы ( $m$ ) и энергии ( $E$ ) при формировании экструзии купола Нового во времени

ражено на схемах ее строения и разрезах (см. рис. 3,6,8). Объем купола Нового, его высота, масса изверженного материала, тепловая энергия и их годовой прирост до 1973 г. показаны в таблице и на рис. 10. Анализ материала, приведенного на графике, показывает, что несмотря на кажущийся неравномерный рост экструзии, увеличение ее объема и высоты происходило постепенно. К 1973 году эти величины достигли соответственно  $1,0 \text{ км}^3$  и  $800 \text{ м}$ . Средний годовой прирост изверженного материала составлял  $0,07 \text{ км}^3$ .

#### ПИТЕРАТУРА

1. Богоявленская Г.Е., Дубик Ю.М., Кирсанов И.Т. Кристаллизация андезитов в верхних частях вулканического канала. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, 161–162.
2. Борисова В.Н., Борисов О.Г. Наблюдения в кратере вулкана Безымянного летом 1960 г. — Бюлл. вулканолог. ст., 1962, № 32, с. 14–19.
3. Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974, с. 3–200.
4. Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной. — Бюлл. вулканолог. ст., 1957, № 26, с. 19–72.
5. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Сопка Безымянная в 1956–58 гг. — Бюлл. вулканолог. ст., 1961, № 31, с. 17–22.
6. Горшков Г.С. О связи вулканических и сейсмических явлений при извержении в. Безымянного (1955–56 гг.). — Бюлл. вулканолог. ст., 1961, № 31, с. 32–37.
7. Горшков Г.С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 31–38.
8. Горшков Г.С. Направленные вулканические взрывы. — Геология и геофизика, 1963, № 12.
9. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения. М.: Наука, 1965, с. 3–170.

10. Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 3—37.
11. Дубик Ю.М., Меняйлов И.А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 38—70.
12. Дубик Ю.М., Волынец О.Н. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза. — Бюлл. вулканолог. ст., 1972, № 48.
13. Кирсанов И.Т., Студеникин Б.Ф., Рожков А.М., Чирков А.М., Кирсанова Т.П., Марков И.А. Новый этап извержения вулкана Безымянного. — Бюлл. вулканолог. ст., 1971, № 47, с. 8—14.
14. Кирсанов И.Т., Студеникин Б.Ф. Динамика экструзивного извержения вулкана Безымянного в 1965—68 гг. — Бюлл. вулканолог. ст., 1971, № 47, с. 15—22.
15. Мархинин Е.К., Башарина Л.А., Борисов О.Г., Борисова В.Н., Пугач В.Б., Тиммербаева К.М., Токарев П.И. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и в. Шивелуч в 1958—59 гг. — Бюлл. вулканолог. ст., 1961, № 31, с. 3—16.
16. Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б., Дубик Ю.М. Извержение в. Безымянного весной 1961 г. — Бюлл. вулканолог. ст., 1963, № 34.
17. Пийл Б.И., Мархинин Е.К. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 года. — Бюлл. вулканолог. ст., 1965, № 39.
18. Токарев П.И., Борисова В.Н. Извержение в. Безымянного в апреле 1960 г. — Бюлл. вулканолог. ст., 1961, № 31, с. 23—27.
19. Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966.
20. Токарев П.И. Вулканические землетрясения и прогноз извержений. — В кн.: Современный вулканизм, т. I, М.: Наука, 1966, с. 46—48.

## О МЕХАНИЗМЕ ФРЕАТИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Как ни странно, хотя паровые (или фреатические) извержения и происходят часто, но они плохо изучены или даже просто игнорируются многими учеными, интересующимися вулканической деятельностью. Особенно ярко это положение проявилось при недавних извержениях в Суфриер на о-ве Гваделупа в Карибском море в июле—декабре 1976 г., когда почти все ученые, запрошенные французскими властями, ошибочно определили природу явления и решительно выражали мнение, что эти взрывы были магматического или фреато-магматического происхождения, полагая, (как следствие), что в ближайшем будущем здесь следует ожидать наиболее опасные палящие тучи типа Пеле.

Этот ужасный прогноз повторялся с августа по октябрь, несмотря на то, что правильный диагноз был поставлен сразу же после первого извержения 8 июля [1]. Поэтому стоит кратко обсудить, что же в настоящее время известно об этом типе вулканической деятельности, и дополнить некоторыми наблюдениями, сделанными на вулкане Суфриер.

Фреатические извержения характеризуются более или менее сильными выбросами пара, образующегося из поверхностных или приповерхностных вод. Этот пар несет много кластического материала (в виде пыли, песка и обломков), но ни капли свежей магмы.

Как указывает само название (phreatic — по-гречески означает родник, водоем, колодец), фреатическая деятельность тесно связана с зеркалом грунтовых вод. На самом деле в процесс фреатического извержения могут также вовлекаться и артезианские водоносные горизонты.

Во всем мире были зарегистрированы сотни фреатических извержений, и очень может быть, что значительное число их ошибочно принималось за "нормальные" магматические извержения.

Многие фреатические извержения влекли за собой значительные разрушения и (или) жертвы, как например, Папандаян в 1772 и 1923—1925 гг., Бутак Петараган в 1928 и 1939, Пематанг Бата в 1933 и Диенг в 1944 (все в Индонезии), Бандай в 1888 г. в Японии, Ротомахана в 1886 г. и Ваймангу в 1900 г. в Новой Зеландии. Любопытно, что большинство зарегистрированных фреатических извержений произошло в Индонезии (где их природа давно была выяснена голландскими вулканологами), в Японии, и в меньших количествах в Новой Зеландии, на Малых Антильских островах, в Италии (геотермальные поля Лардерелло) [2], в Греции (о-ва Милос и Нисирос) [3, 4] и в Африке на Данакильской соляной равнине в депрессии Афар [5, 6]. Фреатические извержения почти не описаны в Америке (кроме Йеллоустонского геотермального поля и кратера вулкана Поас в Коста-Рике), на Алеутских островах, на Камчатке, Курилах. Было бы интересно выяснить, действительно ли фреатическая деятельность отсутствует в некоторых вулканических районах — и если так, то почему? Или это результат каких-либо ошибок?

Как бы то ни было, вулканологи должны учитывать, что фреатические извержения — важный аспект вулканической деятельности.

Фреатические извержения происходят, когда давление подземного пара превышает лито-гидростатическое давление. Для объяснения того, как определенный объем горячей грунтовой воды мгновенно переходит в пар высокого давления, может быть предложено несколько моделей:

- 1) постепенное повышение изотерм из-за подъема магмы;
- 2) постепенное повышение изотерм из-за прогрессивного падения проницаемости среды, вызванного деятельностью фумарол, сольфатар или гидротермальной активностью [7];
- 3) понижение гидростатического давления из-за уменьшения мощности водоносного горизонта [8, 9];
- 4) внезапный перегрев водяного пара, заключенного в прежде непроницаемых высоконагретых породах водоупора при новообразовании в них зияющих трещин;
- 5) перегрев воды из-за новообразованных глубоких разломов, позволяющих глубинным водам с высокой температурой (например, 300°), подниматься и смешиваться с водами водоносного горизонта;
- 6) внезапное падение лито-гидростатического давления из-за открытия зияющих трещин выше водоносного горизонта.

Яркий пример извержений первого типа—извержение вулкана Таравера в Новой Зеландии в 1886 г.: в то время, как в северо-западной части системы трещин общей длиной несколько километров изливалась свежая лава, в юго-восточной ее части и, возможно, также вне ее происходили мощные выбросы пара, разбрасывая вокруг обломки более или менее гидротермально измененных пород. Кажется очевидным, что внезапный перегрев грунтовых вод был вызван подъемом расплавленной магмы, которая излилась в северной части разлома Таравера, но не достигла поверхности в районе Ротомохана. Тем не менее, там происходил достаточно быстрый подъем изотерм и, соответственно, воды водоносного горизонта вскипали, превращаясь в пар высокого давления.

Примером извержений второго типа является хорошо описанное еще в 1282 г. извержение пара вблизи Вольтерры, в Тоскане. Это извержение, так же как и все фреатические извержения, произошедшие более или менее недавно на геотермальных полях Лардерелло, следует связывать, по мнению Дж. Маринелли, с изменениями мощности и пористости относительно непроницаемого чехла, перекрывающего водоносный горизонт. Проницаемость этого чехла уменьшается со временем и в конечном счете препятствует сколько-нибудь существенному (конвективному.—Прим. переводчика) потоку тепла к поверхности. Температура в пласте, подстилающем непроницаемый чехол, растет, и в конце концов вода может вскипеть, превращаясь в пар такого давления, которое способно вызвать фреатические извержения.

Многие фреатические кратеры, наблюдаемые на греческом острове Милос, образовались, по-видимому, в результате такого "самозапечатающегося" процесса.

Третий тип фреатических извержений (вызванных понижением уровня грунтовых вод), хотя и возможен теоретически, пока еще не описан.

Четвертый тип может быть связан с "эксплозиями" 1958 г. на большом потухшем вулкане Кальдейра на о-ве Файял (Азорские о-ва). Вслед за продолжавшимся девять месяцев рядом с кратером Капелиньюш мощным подводным извержением здесь возник грабенообразный провал длиной около 20 км, с ярко выраженной системой параллельных нормальных сбросов. Осевые разломы были зияющими. Они поглотили воды маленького озера, находившегося в кальдере Кальдейры. Сравнительно большой объем воды достиг нагретых докрасна пород, залегающих, возможно, на глубине всего нескольких сот метров, и моментально испарился; последовали два взрыва, которые раздробили в пыль трахитовые породы, слагающие стенки трещин, и покрыли весь остров светлым "пеплом", терроризировав все население.

Такой же процесс может произойти из-за дренирования части запасов подземного водоносного горизонта через новообразовавшийся разлом в нижележащие породы, имеющие температуру выше точки кипения воды при данном лито-гидростатическом давлении.

Среди извержений, произошедших, вероятно, по этой причине, можно назвать некоторые мощные извержения Нисироса в Эгейском море, Диенга на Центральной Яве, Пематанг Бата на Суматре.

Фреатические извержения пятого типа могут также происходить в результате раскрытия трещин в подстилающем водоупоре, но в этом случае, по мнению Дж. Маринелли [4], пар высокого давления образуется не из-за поглощения воды нижележащими нагретыми породами, а под действием очень горячих флюидов из более глубоких зон, попадающих в водоносный горизонт и нагревающих его вплоть до образования пара.

Последняя категория включает те фреатические извержения, при которых образование газовой фазы с давлением, достаточным для того, чтобы преодолеть механическое сопротивление и литостатическое давление вышележащих толщ, происходит не из-за повышения температуры, а из-за падения литостатического давления. Это может произойти в результате раскрытия трещин на поверхности земли, из-за оползней или вследствие эрозии, особенно быстрой в тех глубоко измененных породах, которые часто преобладают в разрезе фумарольных полей на склонах вулканов многих островных дуг, как это произошло, к примеру, в 1954 г. на вулкане Бандай.

Возможно, читатели уже заметили, что выше по отношению к фреатическим извержениям никогда не применялся термин "эксплозия", а только "извержение". По определению под эксплозией (взрывом) подразумевается процесс, приводящий к образованию газов высокого давления в течение крайне малого отрезка времени. Фреатические извержения не отвечают этому требованию, поскольку процесс происходит не моментально, а продолжается от нескольких минут до нескольких дней. Кроме настоящих механических эксплозий, таких, как в Низиросе, Диенге и др., при многих фреатических извержениях действительно выбрасываются большие или меньшие объемы потенциального пара под относительно высоким давлением. Автору представилась исключительная возможность наблюдать такое извержение от начала до конца с близкого расстояния 30 августа 1976 г. на вершине вулкана Суффриер.

Перед началом извержения кратер, известный под названием "Puits Tarissan", имеющий около 12 м в поперечнике и расположенный приблизительно посредине главной трещины, рассекающей пополам старую вулканическую постройку, был наполнен так называемым "паром", представлявшим собой туман из капель жидкой воды, медленно выделявшийся из трещины. Этот процесс длился со времени предыдущего извержения, произошедшего 8 дней назад. Внезапно со свистом очень высокого тона сквозь этот туман прорвалась вертикальная струя настоящего сухого пара со скоростью, оцениваемой от 100 до 200 м/сек. Эта струя на глазах расширялась и через 40 с она превратилась в толстую колонну пара от 12 до 15 м в диаметре. Еще через полминуты или немного более пар стал темно-серым из-за "пепла" и кусков пород, и еще через 10 или 15 с стали падать обломки. Высокая скорость струи пара позволяла ей нести действительно значительный груз обломков пород, от крайне мелкой пыли до блоков в несколько метров в поперечнике.

Извержение продолжалось 13 минут. Обломки пород перестали выпадать внезапно, а мелкая пыль продолжала выноситься остаточным паром еще довольно долго.

Во время всего извержения земля непрерывно заметно дрожала. Это могло быть вызвано, по крайней мере, двумя причинами — быстро движущимся потоком тяжело нагруженного пара по эруптивным каналам и обильным выпадением обломков, средний вес которых превышал 1 кг, а многие весили более тонны. Этот ливень покрыл площадь около 300 м в поперечнике. Все эти блоки были сложены исключительно древними породами, одни из которых были гидротермально изменены, а другие — нет, но среди них не было ни единой частички свежего материала, хотя некоторые неопытные вулканологи и отмечали очень высокое содержание свежего стекла в выброшенном пепле. Автор не заметил ни единого кусочка свежей лавы, и, по данным трех разных независимых лабораторий — Лос Аламос в США, Гиф во Франции и Пиза в Италии [10] — свежая лава там действительно отсутствует.

Расширение струи с течением времени наводит на мысль, что процесс начинается в тот момент, когда давление пара в испаряющемся объеме воды, находящемся на глубине, увеличивается до такой степени, что превышает гидростатическое давление. Тогда тонкая струя пара проникает снизу вверх сквозь растрескавшиеся сложным образом слои пород и водные системы, лежащие выше "парового резервуара". Скорость этой ведущей нитевидной струи увеличивается по мере того, как достигаются все более низкие уровни гидростатического давления, и максимум достигается, когда пар в конце концов выбрасывается в атмосферу. После этого основной объем воды, достаточно разогретой, чтобы достичь давления выпуска, следует за первичной струей в зоне, ограничиваемой разломами.

Как только скорость струи внутри вулканической постройки станет достаточно велика, со стенок каналов отрываются частички пород — сначала глинистые частицы, потом лапилли из ранее отложенных пепловых прослоев, а в конце концов и крупные обломки старых лавовых потоков или куполов. Масса блоков зависит от скорости течения пара,

а сама эта скорость есть сложная функция как температуры, так и первоначального давления; первоначальное давление, в свою очередь, зависит от температуры и начальной глубины.

Резонно предположить, что как продолжительность, так и сила этого типа извержений зависят от объема перегретой воды, от ее температуры и от лито-гидростатического давления. Подолжительность извержения соответственно пропорциональна глубине залегания исходного объема воды.

Извержение сразу же прекращается в тот момент, когда давление в месте образования пара падает ниже гидростатического давления: кипение прекращается, а воды из окружающего водоносного горизонта немедленно заполняют эруптивные каналы. Однако пар — сухой либо влажный — продолжает выходить из отверстия, правда, с меньшей скоростью. Этот "конечный пар", который может выделяться за период от нескольких часов до нескольких дней, вероятно, образуется в результате испарения в верхних частях водоносного горизонта, нагретых как колонной перегретого пара, так и горячими породами, доставленными сюда с глубины в интенсивную фазу извержения [8].

Разумеется, не все фреатические извержения начинаются более или менее постепенно, как это наблюдалось на Суфриере. При наличии совершенно непроницаемого покрова наиболее вероятно начало извержения в виде эксплозивного выброса. Тем не менее, недопустимо называть его "фреатическим взрывом", потому что, несмотря на силу выброса, само явление не носит моментальный характер.

Напротив, продолжительность его весьма значительна, за первичным выбросом следует выброс пара высокого давления, который может длиться несколько часов или даже дней. Такие явления наблюдались на Травере и на некоторых геотермальных полях. Затронутый процесс далеко не является взрывом химического типа, будучи связанным с простым механическим истощением газовой фазы, и подобен истечению воздуха при взрывном типе извержений. Не относясь к этому типу, фреатическое извержение Суфриера не может принадлежать и ни к одному из первых трех вышеперечисленных типов. Можно выбирать лишь между раскрытием трещин выше или ниже водоносного горизонта. В первом случае резкое падение лито-гидростатического давления приводит к вскипанию воды. Во втором случае испарение происходит либо в результате поглощения воды раскаленными докрасна нижележащими породами, либо вследствие внедрения очень горячих флюидов из глубин в водоносный горизонт.

Автор глубоко признателен профессору Дж. Маринелли за подробное обсуждение статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Tasiéff H.* Rapport officiel, 23 juillet 1976, unpublished, 1976.
2. *Marinelli G.* Some geological data of the geothermal areas of Tuskany. — *Bull. Volc.*, 1969, v. 33.
3. *Gorceix H.* Étude des fumerolles de Nisyros, etc. — Paris, *Ann. chim. phys.*, 1874, v. 2.

4. *Fytikas M., Marinelli G.* Geology and geothermics of the Island of Milos. Preprint Int. Congress on Thermal waters, geothermal energy and volcanism of the Mediterranean area, Athens, 1976, 1975.
5. *Bellavita G.* I Giacimenti potassici di Dallil 9 18 Ingenieré, 1931, v. 5.
6. *Marinelli G.* La province géothermique de la depression Danakil. — Ann. mines, 1971, N 5.
7. *Facca G.C., Tonati F.* The self seating geothermal field. — Bull. Volc., 1967, v. 30.
8. *Gogiel J.* Le régime thermique de l'eau souterraine. — Ann. mines, 1953, v. 10.
9. *Gogiel J.* La Géothermie. Paris, Doin éd., 1975.
10. *Marinelli G.* Sur la "cendre" projetée par la Soufriere (Guadeloupe) en août 1976. — C. r. Acad. sci. Paris, Ser. D.T., 283, 1976.

## КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА В ПРОЦЕССЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Советскими вулканологами установлен факт изменения степени кристалличности продуктов извержения в ходе эруптивного процесса [1–5]. Изменение вещественного состава минералов, их размеров и количества во время извержения разными исследователями объясняется неоднозначно.

Так, Б.И. Пийп и С.И. Набоко изменение состава и количества вкрапленников при извержениях терминального и побочных кратеров Ключевского вулкана объясняют кристаллизационно-гравитационной дифференциацией; В.И. Влодавец — термодиффузией, а В.А. Ермаков предлагает эманационную дифференциацию или дифференциацию базальтового расплава в условиях транспорта [6].

Дифференциация в базальтовых лавовых озерах, глубинных магматических камерах и в некоторых других случаях подтверждается химическим составом пород, экспериментальными исследованиями и не вызывает сомнения. Однако ее роль в вулканическом неравновесном процессе, видимо, крайне ограничена.

Почти всеми авторами признается ведущая роль газовой фазы в процессе кристаллизации расплава, поэтому они приводят состав лав и количественно-минералогическое изменение их в ходе извержения.

Вулканологическими и петрографическими исследованиями автора на извержениях вулканов Алайд и Тятя установлено, что первые порции расплава, участвующие в побочных извержениях, обладают высоким газосодержанием. (Газосодержание — весовая доля летучих в свободной фазе, газонасыщенность — весовая доля растворенных летучих.) Высокое содержание летучих, выделившихся в свободную фазу из расплава, находит свое отражение в мощных эруптивных выбросах начала извержения. Температура магматической системы, богатой летучими, не просто понижается по мере приближения расплава к поверхности, а падает с сильно возрастающей скоростью [7]. За счет интенсивного расширения и отделения летучих в свободную фазу происходит "переохлаждение" расплава с образованием стекловатых разностей вулканитов (афировые породы, гиалопилитовые структуры).

Повышенное газосодержание расплава приводит к образованию равновесных минеральных фаз амфибола и биотита. В частности, согласно экспериментальным данным Йодера и Тилли [8], повышение давления  $H_2O$  в расплаве влечет за собой снижение температуры кристаллизации силикатного ликвидуса, тем самым сужается интервал кристаллизации базальта — появляются более низкотемпературные минеральные фазы и сокращаются интервалы устойчивости оливина, пироксена, плагиоклаза. Спокойное выделение летучих на фоне медленного подъема расплава по колонне приводит постепенно к практически полной дегазации расплава. Температурный режим кристаллизации поддерживается постоянным притоком флюида из более глубоких частей магматического канала.

Расширяется временной интервал кристаллизации оливинов, пироксенов, особенно плагиоклазов. И если вкрапленники второй (промежуточной) генерации рассматриваются как микролиты основной массы первых порций расплава, то наблюдается уменьшение степени кристалличности основной массы в конечных порциях с последовательным увеличением количества вкрапленников и их размеров. А алигофирные структуры первых порций сменяются серийно-порфирированными и порфирированными [9]. Все эти изменения в породах хорошо согласуются с постепенным ослаблением эксплозивной активности извержения [9]. При побочных извержениях вулканов Алаид и Тятя, несмотря на резкие различия по порциям количественно-минералогического состава пород (от 2% вкрапленников до 30% – соответственно), степени кристалличности, структур и текстур, химический состав в целом остается постоянным, что указывает, в свою очередь, на отсутствие кристаллизационной дифференциации.

Как справедливо отмечает А.А. Важеевская, объяснить разнообразие степени кристалличности пород различными условиями наземной кристаллизации не представляется возможным [10]. Хотя ни у кого не вызывает сомнений тот факт, что степень раскристаллизации основной массы не зависит от количества вкрапленников в породе, и это еще раз свидетельствует об образовании микролитов на поверхности *in situ*. Очень часто афирные базальты, содержащие 2% вкрапленников, имеют одну и ту же структуру основной массы, что и порфирированные. В то же время обнаруживается четкая зависимость строения основной массы пород от ее местонахождения в лавовом потоке [10, 11]. Согласно нашим наблюдениям, в пределах одного лавового потока строение основной массы пород в некоторых случаях меняется следующим образом: центральная часть содержит максимальные количества микролитов и они, как правило, имеют большие размеры, чем в корке того же потока. Такое различие в структуре основной массы пород характерно только для жидких порций потока, тогда как в разрезе крупнолыбового лавового потока такой закономерности не обнаружено.

При извержении Новых Толбачинских вулканов автор наблюдал явление фреатического взрыва на лавовом потоке. Жидкий лавовый поток базальта мощностью 80 см почти мгновенно перекрыл водоем диаметром 15 м и глубиной 2 м. В результате взрыва были выброшены куски лавы. На некоторых из них, главным образом монолитных, с поверхности была отчетливо видна зона закалки толщиной от 4 до 6 мм. Под микроскопом при одном никеле четко выделяется граница между двумя зонами: коркой закалки с прозрачным бесцветным стеклом и гиалопилитовой структурой основной массы и внутренней частью, представляющей собой в основной массе бурое стекло с криптокристаллической структурой, характерной для всего лавового потока в целом. Количество и размеры вкрапленников одни и те же. Длиннотаблитчатая форма лейст плагиоклаза в корке дает возможность предполагать, что кристаллизация происходила в расплаве с большой вязкостью. Других отличий мы не обнаружили, хотя трудно придумать лучшей степени закалки лавы в наземных условиях.

В литературе [10] встречается сравнение двух генетически разных образований бомба — лава. При этом часто наблюдаемые различия в структурах основной массы бомба — лава — гиалопилитовая и интерсертальная соответственно — объясняются высокой скоростью охлаждения бомб во время полета и медленным остыванием лавового потока. Но максимально возможное охлаждение расплава, а следовательно и увеличение вязкости, наступает не в момент полета бомб в воздухе, а когда происходит отделение газа из расплава в свободную фазу и его расширение за счет изменения давления. Согласно расчетам Грейтона, газонасыщенность расплава влияет на его температуру, вязкость и скорость подъема в самых верхних частях канала, где все изменения заканчиваются [7].

Мы полагаем, что расплав, из которого затем образовались бомба и лава, находился в верхней части магматического канала. Здесь существуют определенные РТ условия, контролирующие кристаллизацию расплава. Освобождение и расширение газа за счет изменения давления так охлаждает расплав, что мы видим при извержении одновременный выброс несветящегося (холодного) пеплового ювенильного материала из взрывного жерла одновременно со спокойным излиянием раскаленного лавового потока из бокки у подошвы склонов конуса. Происходит перераспределение магмы в вулканическом канале ниже уровня ее вскипания на расплав с высоким газосодержанием, который дегазируя, "переохлаждаясь", поступает на поверхность в виде пепла, шлака и бомб, и газонасыщенный недегазированный "горячий" расплав. Он поступает на поверхность в виде лавовых потоков. Бомбы вследствие этого содержат в основной массе больший процент стекла, чем лава. Как известно, в более вязком расплаве скорость образования центров кристаллизации преобладает над скоростью роста кристаллов, что и обуславливает наблюдаемые различия.

Таким образом, изучение продуктов извержения вулканов Алаид и Тятя дает некоторые представления о характере кристаллизации базальтового расплава при побочных извержениях. Надо полагать, что базальтовый расплав поднимался и достигал поверхности безкристаллической фазы, или с незначительным ее количеством. До извержения расплав находился в равновесном состоянии из-за концентрации флюида за счет его миграции снизу, что препятствовало интенсивной кристаллизации [3].

Прорыв магматического расплава на поверхность, сопровождающийся выбросом в первый этап извержения огромного количества газосодержащего переохлажденного ювенильного материала, приводит систему в неравновесное состояние. Расширение газа способствует потере тепла и понижению температуры расплава ниже солидуса. Магма поступает на поверхность с 2—5% вкрапленников. Ослабление эксплозивной активности извержения указывает на снижение газосодержания в расплаве. Это приводит к медленному продвижению расплава от уровня вскипания магмы с температурой, близкой к солидусу. Такие условия благоприятны для роста кристаллов. Последняя порция лавового потока на Алаиде в эффузивную стадию извержения имеет 30% вкрапленников. Увеличение кристалличности пород происходит, главным образом, за счет увеличения размеров и количества кристаллов плагиоклаза. Аналогичная картина наблюдалась при побочном извержении вулкана Тятя в 1973 г. и Ключевского в 1974 г.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Токарев П.И., Широков В.П., Меняйлов И.А., Чирков А.М., Волынец О.Н., Дубик Ю.М., Вергасова Л.П., Пономарев Г.П. Извержение вулкана Алайд в 1972 году. — Бюлл. вулканолог. ст., 1974, № 50. М.: Наука, с. 64—80.
2. Кирсанов И.Т., Вajeевская А.А. Извержение кратеров Пийпа в 1966 г. и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Недра, 1971, с. 157—160.
3. Дубик Ю.М., Волынец О.Н. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза. — Бюлл. вулканолог. ст., 1972, № 48, М.: Наука, с. 64—70.
4. Богоявленаская Г.Е. Зависимость характера кристаллизации вулканических пород от механизма извержения. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 171.
5. Хренов А.П. Газонасыщенность как фактор кристаллизации магматических расплавов и динамики извержений. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 172.
6. Ермаков В.А. О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов. — Бюлл. вулканолог. ст., 1975, № 50, М.: Наука, с. 19—31.
7. Грейтон Л.К. Предположение о вулканическом тепле. М.: ИЛ, 1949, 166 с.
8. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965, 245 с.
9. Хренов А.П. Сравнительная характеристика продуктов вулканической деятельности в зависимости от динамики извержения. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения орогенных поясов. Владивосток, 1976, с. 135.
10. Вajeевская А.А. Два типа базальтов на Камчатке. — Бюлл. вулканол. ст., 1976, № 52, М.: Наука, с. 127—134.
11. P. Mukherjee. Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India, 1970, 42, No. 1, pp. 45—51.

## ЭВОЛЮЦИЯ БАЗАЛЬТОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

**Введение.** Ключевская сопка относится к одному из наиболее активных вулканов Камчатки, входит в состав одноименной Ключевской группы и располагается в ее северном и северо-восточном секторах. Изучение вулкана, особенно его извержений, проводится с тридцатых годов нашего столетия, в основном с 1935 г. с момента организации у его подножия Ключевской вулканостанции. Структурное положение, строение, характер извержений и петрология продуктов наиболее полно изложены в работах [1–5, 11–14]. По представлениям указанных выше исследователей Ключевская сопка располагается на лавово-пирокластическом основании нижнечетвертичного возраста и является типичным стратовулканом базальт-андезито-базальтового состава.

В структурном отношении вулкан находится в зоне сочленения Центрального поднятия с Хапичинской компенсационной впадиной. Он же попадает в зону глубинного разлома субмеридионального простирания, прослеживающегося от Толбачинского массива на юге до Харчинских гор на севере группы. Конус вулкана с вершинным кратером и многочисленными побочными образованиями формируется с голоцена по настоящее время. Питание вулкана осуществляется по магмоводу сечением в 2 км из общего магматического очага линзовидного строения, находящегося на глубине 50–80 км. Расплав в магматическом очаге имеет сложное строение, в связи с чем терминальный, субтерминальные и побочные кратеры, расположенные на склонах конуса выше 1000 м над уровнем моря, поставляют на поверхность более кислые базальты, а кратеры подножия – основные их разности. Кроме того, наблюдаются некоторые изменения в минеральном составе пород в зависимости от высоты вывода лавы на поверхность, а также в начальную и конечную стадии извержений. В первом случае в базальтах, кроме плагиоклаза, кристаллизуются гиперстен и более железистые разности оливина и клинопироксена, во втором – гиперстен отсутствует, оливин становится более магнезиальным, а клинопироксен обогащается волластонитовой молекулой.

В последние годы детальными геологическими и вулканологическими исследованиями получены некоторые дополнительные материалы по строению, особенностям извержений, петрологии и геохимии продуктов вулкана. Часть из них уже рассматривалась в работах [5, 7–10]. В данной статье сделана попытка уточнить некоторые детали строения вулкана и проследить эволюцию состава базальтов в процессе его формирования.

**Геолого-геоморфологическое строение вулкана.** Ключевская сопка представляет собой типичный стратовулкан, гигантский конус которого поднимается на высоту 4850 м над уровнем моря и имеет асимметричное строение. В южном, западном и северо-западном секторах он сложно сочленяется с образованиями вулканов Камень, Ближняя Плоская и шлако-

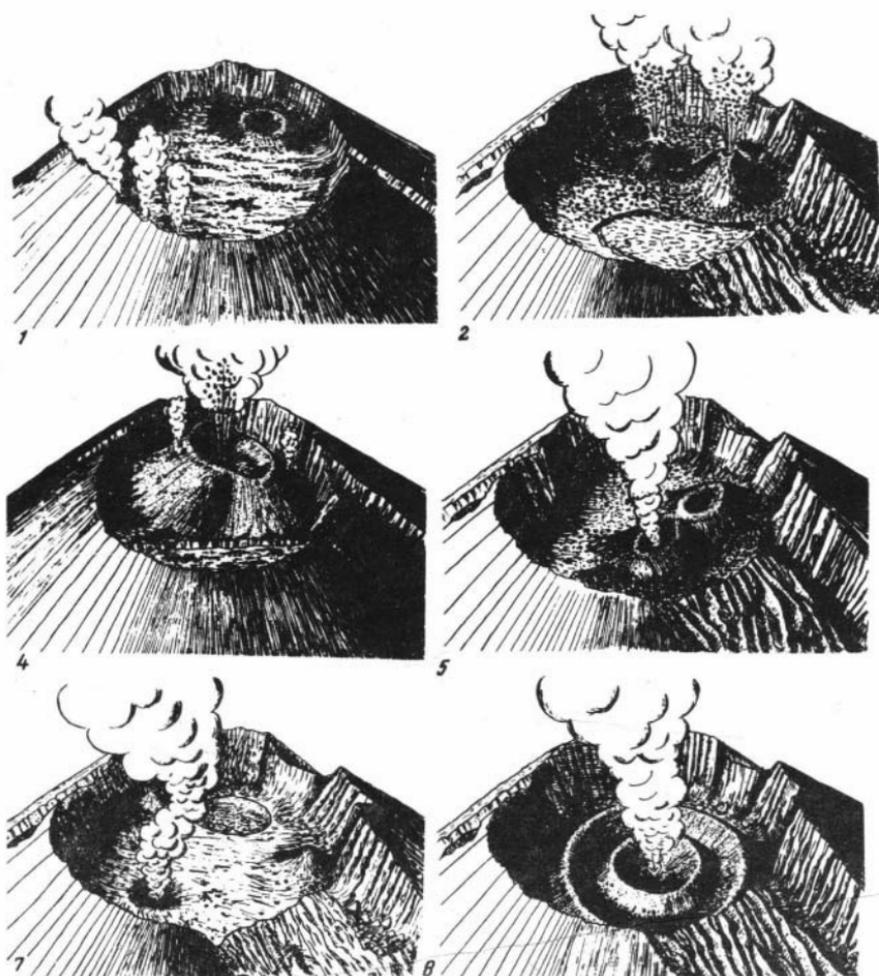
вых конусов северо-восточной трещинной зоны. В северном и восточном секторах склоны конуса прослеживаются на расстоянии 30–45 км, вплоть до уездов рек р. Камчатки, а также Большой и Сухой Хапицы.

*Терминальный кратер вулкана.* Вершина конуса Ключевского вулкана обрамлена кратером диаметром 650–700 м и глубиной 550–600 м. В связи с частыми извержениями различного характера и силы, полость кратера периодически меняла свою морфологию и глубину (рис. 1). Она приобретала то чашеобразную ( $H = 150\text{--}200\text{ м}$ ), то воронкообразную ( $H = 400\text{--}600\text{ м}$ ) форму. С 1964 г. кратер приобрел телескопическое строение, причем в первые годы наблюдений в его полости имелись две, а с 1967 г. — три воронки, вложенные друг в друга (рис. 2). Каждая воронка фиксировалась крутым уступом, а верхняя ее часть обрамлялась небольшими террасовидными площадками, представляющими остатки дна кратера, существовавшего до образования воронок.

На дне кратера постоянно наблюдались зияющие газовые и лавовые бокки диаметром от 10 до 50–100 м, небольшие лавовые потоки и шлаковые конуса различных размеров. Иногда их основания почти полностью перекрывали дно, а вершины выходили за пределы кратера. Кроме того, дно кратера часто разбивалось зияющими трещинами различной ориентировки. Верхние кромки основного кратера разбиты многочисленными нарушениями вулканотектонического происхождения и имеют зубчатое строение с перепадом высот от 20 до 150 м. В стенках кратера наблюдается переслаивание лав и обломочного материала с преимущественным преобладанием последнего (30–70%). В северо-западном и юго-восточном секторах кратера поверхность стенок осложнена вертикальными дайками, штокообразными телами и действующими бокками. В 1974 г. дайкообразные тела в кратере фиксировали постепенное уменьшение лавовыводящего жерла к концу извержения [6].

В последнее время в кратере чаще всего происходят взрывные извержения с выбросами обломочного материала на склоны и ближайшие окрестности вулкана. Общая площадь, покрываемая пеплом при каждом извержении, варьирует от 100–200 до 5–10 тыс. км<sup>2</sup> с объемами от 0,001 до 0,5 км<sup>3</sup>. Иногда обломочный материал почти полностью заполняет кратер и в виде мощных пирокластических потоков скатывается на склоны по северному и северо-западному вулканотектоническим желобам. Чисто лавовый материал обычно не выходит за пределы кратера, хотя на северном склоне вулкана (русло р. Сопочной, высота 1000–1200 м над уровнем моря) В.И. Влодавцем отмечался лавовый поток, излившийся из вершины кратера в 1821 г. [1]. В целом для извержений вулкана характерна цикличность с периодами покоя продолжительностью в  $5 \pm 1$  год. Последнее извержение наблюдалось в 1973–1974 гг. и было предсказано на основании анализа характера извержений во времени.

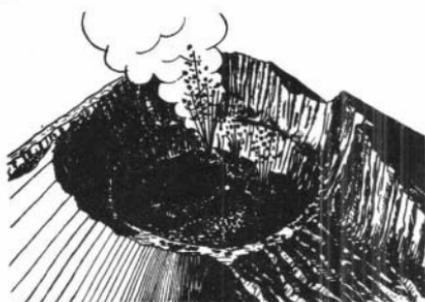
От вершины до высоты ~ 2500 м над уровнем моря склоны конуса покрыты почти сплошным панцирем льда и фирна, переслаивающимися с обломочным материалом, выбрасываемым из кратера. Отдельные языки ледников ("Сопочный", "Влодавца", "Открытый", "Шмидта" и др.) спускаются до высоты 1500 м и ниже. В концевых частях ледников довольно часто можно видеть многочисленные валы современных морен.



*Субтерминальные кратеры и эруптивные трещины вулкана.* Примерно на этой же высоте склоны конуса изрезаны барранкосами, а в западном, северо-западном, северном и юго-восточном секторах осложнены глубокими желобами, расширяющимися к вершине. По отношению к последней они имеют радиальную ориентировку и, постепенно сужаясь, прослеживаются до высоты 2700, 2500 м над уровнем моря. В самой верхней своей части ( $H = 4850-4500$  м) желоба ограничены крутыми уступами, а полости их представлены зонами дробления, прорезаны многочисленными дайками и осложнены шлаковыми конусами, воронками взрыва и частично сохранившимися лавовыми потоками (см. рис. 2). Наличие кратеров и эруптивных трещин указывает на то, что сами желоба периодически являются активными центрами извержений, и образование их тесно связано с вулcano-тектоническими процессами, проявляющимися в верхней части конуса вулкана. Из недавних извержений, приурочен-



3



6



9

Рис. 1. Изменение морфологии кратера вулкана Ключевского в процессе извержений с 1936 по 1966 г. 1 — кратер в 1936 г. (по В.И. Влодавцу); 2 — кратер в 1937 г. (по А.А. Меньйлову); 3 — кратер в 1951 г. (по Г.С. Горшкову); 4 — кратер в 1961 г. (по Е.К. Мархинину); 5 — кратер в 1962 г. (по А.П. Горшкову и др.); 6 — кратер в 1963 г. (по И.А. Меньйлову); 7 — кратер в 1964 г. (по В.А. Ермакову); 8 — кратер в сентябре 1966 г. (по И.Т. Кирсанову); 9 — кратер в июне 1966 г. (по И.Т. Кирсанову)

ных к желобам, можно отметить внедрение дайки и излияние лавового потока в 1926 г. в центральной части юго-западного нарушения, образование конуса Радист в 1937 г. в нижней части северо-западного желоба и образование нескольких воронок взрыва в верхней части западного желоба в 1974 г. В это же время на участке сочленения с желобом в стенках центрального кратера произошло значительное проседание блоков пород. Кроме того, в связи с большой крутизной склонов и подробностью пород в развитии желобов значительную,

хотя и вторичную роль играют процессы эрозии, а также выпаживающее действие пирокластического материала, выбрасываемого из кратера, и ледников, широко развитых в этой части конуса. Последнему явлению Б.И. Пийп придавал основное значение, и описанные выше желоба относил к образованиям типа "шарра", что не соответствует действительности [9].

С высоты 2500 до 500 м и ниже склоны конуса и его основания перекрыты обломочным чехлом различной мощности (0,5–50 м) и происхождения, прорезаны руслами сухих рек, осложнены многочисленными разновозрастными побочными (латеральными) кратерами. Лавовые потоки последних часто перекрывают отложения обломочного чехла, сложно переслаиваются между собой, а также с лавами и пирокластическим материалом терминальных и субтерминальных извержений. Отдельные языки их спускаются ниже, перекрывая более древние породы основания.

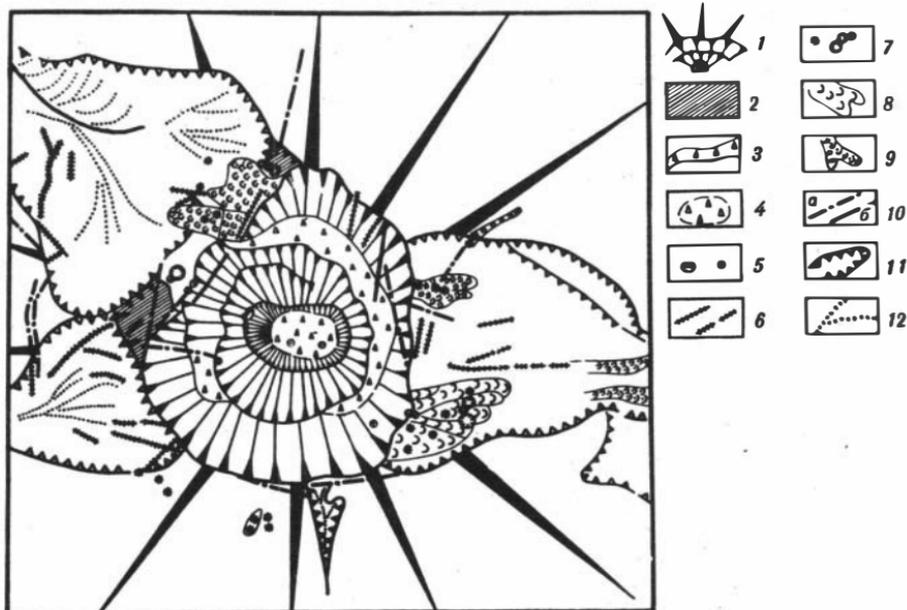


Рис. 2. Строение терминального кратера в 1968 г., местоположение и характер субтерминальных образований

1 — верхняя часть конуса и воронки кратера; 2 — остатки старого кратера; 3 — террасовидные площадки; 4 — дно кратера, засыпанное обломками лав; 5 — газовые бокки; 6 — дайки; 7 — шлаковые конусы и воронки взрыва; 8—9 — лавовые потоки разного возраста; 10 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — вулканотектонические желоба; 12 — тальвеги

Обломочный чехол представлен вулканогенно-пролювиальными образованиями. В разрезах бортов сухих рек здесь можно проследить сложное переслаивание пепла, вулканического песка и более грубообломочной пироклаستيку с прослоями делювия, пролювия, флювиогляциальными образованиями. Ниже в разрезах склонов вулкана изредка отмечаются остатки морен различного возраста и прослойки почвенно-пирокластического материала. Кроме того, здесь широко развиты отложения лахаров, конусов выноса и аллювия.

Мощность обломочного чехла варьирует от первых метров в верхних до 15—20 м в средних и 50—80 м в нижних частях склонов. При этом наибольшее скопление обломочного материала отмечается в нижних частях вулканотектонических желобов и на их продолжении, а также на восточных и юго-восточных склонах вулкана, обращенных к Хапичинской компенсационной впадине.

*Побочные кратеры вулкана.* На рис. 3 показана схема Ключевского вулкана со всеми его побочными проявлениями. Из анализа схемы хорошо видно, что в развитии вулкана побочные кратеры играли очень большую роль (рис. 3, 5 см. вкл.).

В виде одиночных шлаковых конусов, воронок взрыва или цепочек их и скоплений они повсеместно распространены на склонах в пределах вы-

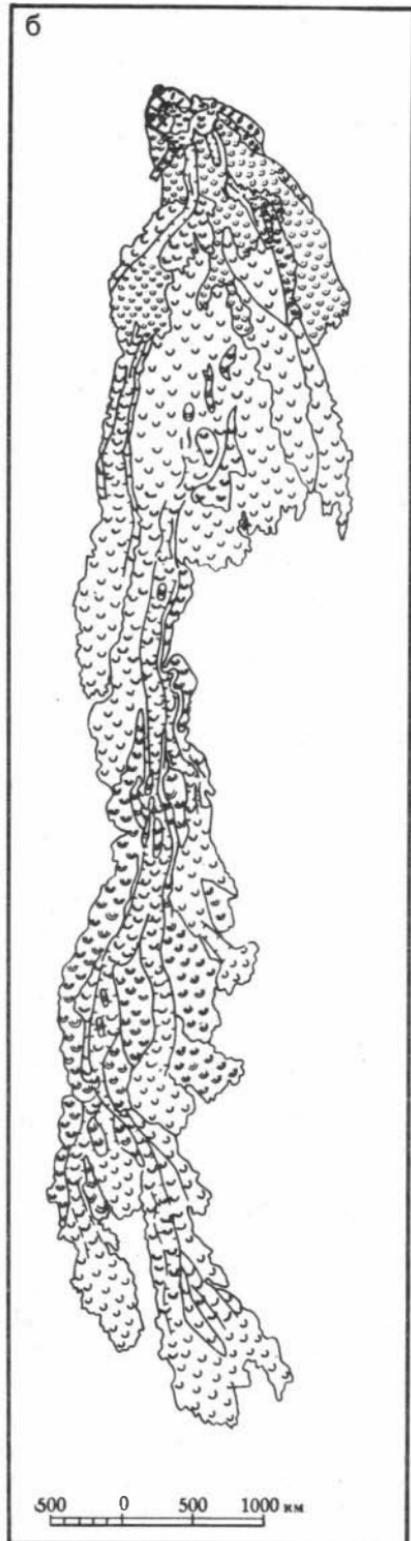
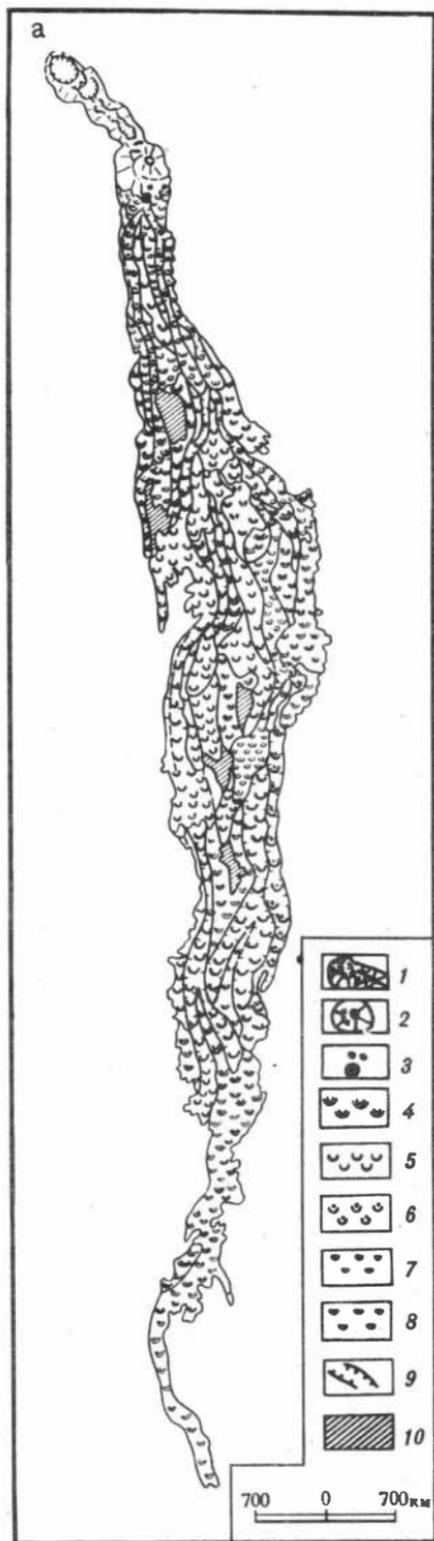
сот от 2000 до 500 м. Сохранность более ранних образований самая различная. Одни из них полностью разрушены, "затоплены" обломочным материалом склонов и перекрыты лавами более древних извержений. Другие имеют хорошо сохранившуюся форму и четко выражены в рельефе. В настоящее время их всего насчитывается около 100, причем свыше 30 образовалось в последние 40 лет. Наибольшее скопление побочных кратеров наблюдается в северо-восточном, восточном и юго-восточном секторах. Располагаются они, в основном, на продолжении вулканотектонических желобов, четко выраженных в верхней части конуса. В структурно-тектоническом плане они попадают в зоны радиальных разломов, пересекающих постройку вулкана. В северо-восточном секторе радиальный разлом сложно сочленяется с нарушениями северо-восточной трещинной зоны, и часть кратеров, в том числе Киргурич, Туйла, Биокось, возможно, относится к образованиям этой зоны, а не к Ключевскому вулкану.

Прорыв датированных извержений наблюдался почти во всех вышеперечисленных секторах вулкана и на самой различной гипсометрической высоте конуса. В северо-восточном секторе в 1932 г. образовались кратеры Киргурич, Туйла и Биокось, высота 500–600 м; в 1953 г. — кратер Белянкина, высота 1300–1500 м и в 1966 г. — кратер Пийпа, высота 1800–2100 м.; в восточном секторе: в 1938 г. — кратеры Билюкай, Козей, высота 950–1800 м; в 1951 г. — кратер Былинкиной, высота 900 м; в юго-восточном секторе: в 1945 г. — кратеры Юбилейного прорыва, высота 1000–1300 м; в 1946 г. — кратер Апахончич, высота 1500–1700 м; в 1956 г. — кратеры Крыжановского и Вернадского, высота 1300–1400 м.

Основная масса их прорывалась по радиальным трещинам различной протяженности (0,5–8 км), причем значительная часть кратеров (Юбилейный прорыв, Былинкиной, Белянкина, Крыжановского и Вернадского) располагались на уже ранее заложенных нарушениях или их продолжении. Этот факт еще более наглядно подчеркивает приуроченность побочных образований к зонам радиальных разломов, формирующихся на Ключевском вулкане.

Извержение побочных кратеров в верхней части трещины прорыва обычно имело эксплозивный характер, а в нижней — существенно эффузивный. В результате извержения полость трещины заполнилась дайкой, а на поверхности склона образовалась цепочка эксплозивных воронок, иногда с лавовыми штоками на дне, шлаковый конус с небольшими лавовыми куполами в подножии и лавовые потоки различной ширины (0,3–5 км) и протяженности (1–16 км).

Извержения обычно происходили неравномерно, иногда в несколько фаз, различных по силе и характеру, что свидетельствовало о пульсационном поступлении материала на поверхность. Это явление хорошо отражается в морфологии шлаковых конусов и особенно лавовых потоков. В последних часто фиксируются отдельные порции лав, различные по пространственности, строению, а иногда и по составу. В целом они частично или полностью перекрывают друг друга и вместе с обломочным материалом придают потоку слоисто-линзовидное строение. Все это хорошо проявилось во всех датированных побочных образованиях и особенно отчетливо в кратерах Билюкай, Юбилейного прорыва и Пийпа (рис. 4).



Из вышеописанного видно, что формирование вулкана до настоящего времени происходит в результате терминальных, субтерминальных и побочных (латеральных) извержений. Слабая расчлененность склонов и массовое проявление побочных образований в средних и нижних частях конуса несколько затрудняют проведение строгой реконструкции строения и эволюции состава продуктов, особенно первых этапов развития вулкана. Тем не менее, детальное изучение морфологии склонов конуса, разрезов пород, обнажающихся в бортах сухих рек, и анализ обломков, выбрасываемых эксплозивными воронками побочных извержений, позволяют условно выделить 3 этапа в формировании постройки Ключевского вулкана.

В морфологии склонов конуса и его основания наблюдается несколько ступеней, прослеживающихся на определенных гипсометрических уровнях (200–300, 500–800 и 1500–2000 м над уровнем моря). Наиболее четко они выражены в северо-восточном и восточном секторах склонов и слабо прослеживаются в юго-восточном. В последнем случае выравнивание склонов, по-видимому, связано с активным опусканием Хапичинской впадины в период формирования вулкана. Начало каждой ступени фиксируется уступом высотой в 5–30 и 50 м или перегибом склона, где в отдельных местах обнажаются лавовые и лавово-пирокластические образования различного характера. Последние, вероятно, отражают этапность в развитии вулкана и позволяют проследить эволюцию состава его продуктов во времени.

От урезов рек Камчатки и Хапицы до высоты 200–500 м, иногда выше, прослеживаются породы основания вулкана, которые представлены лавово-пирокластическими образованиями. В нижней части разрезов здесь отмечаются обычно микроплагиофировые базальты, несколько обогащенные клинопироксеном. Выше наблюдается переслаивание лав и пирокластиков мезоплагиофирового облика. Состав пород андезито-базальтовый. Из минералов отмечаются, в основном, крупные кристаллы плагиоклаза, реже гиперстен и еще реже встречаются оливин и клинопироксен. С высоты 300–500 м над уровнем моря прослеживаются породы 2-й ступени. Они относятся к самым древним образованиям северо-восточной трещинной зоны. В нижней части разреза они представлены лавами мегаплагиофирового облика андезито-базальтового состава. Выше наблюдается переслаивание их с мезоплагиофировыми разностями, причем в самой верхней части преобладают последние, и состав приближается к базальтам ( $\text{SiO}_2$  53–54%). Из минералов здесь отмечается плагиоклаз, реже клинопироксен, оливин и гиперстен. Иногда в породе наблюдаются крупные выделения магнетита. По химическому составу, как и породы основания, они



Рис. 4. Строение лавовых потоков побочных кратеров Пийпа (1966 г.) (а) и Билюкая (1938 г.) (б)

1 — цепочка эксплозивных воронок на трещине прорыва побочных кратеров Пийпа; 2 — шлаковые конусы на трещинах прорыва побочных кратеров Пийпа и Билюкая; 3 — лавовые бокки в подножии шлаковых конусов; 4–8 — лавы отдельных порций, формирующих лавовые потоки; 9 — русла лавовых потоков; 10 — незакрытые участки склонов вулкана

относятся к субщелочным базальтам и андезитобазальтам. Породы нижней части разреза северо-восточной трещинной зоны относятся к нижнечетвертичному возрасту (1200 тыс. лет  $\pm$  300 тыс. лет, калий-аргоновый метод, ВСЕГЕИ). Выше по разрезу в русле р. Киргурич наблюдается сложное переслаивание их и пород Ключевского вулкана с образованиями морены верхнеплейстоценового возраста.

В уступах 3-й ступени (высота 500–800 м) породы основания перекрываются лавово-пирокластическими образованиями микроплагиофирового облика, условно относящимися к породам первого этапа развития Ключевского вулкана. В нижней части разреза вскрывается прослой **туфобрекчий** мощностью 14–20 м, выше наблюдается переслаивание их с **лавовыми** потоками мощностью в 2–5 м каждый. Облик лав преимущественно микроплагиофировый, состав базальтовый, андезито-базальтовый. Интересно, что в этих разностях пород вверх по разрезу наблюдаются **постепенные** переходы от существенно плагиоклазовых до плагиоклазовых с большим количеством темноцветных минералов и преобладанием клинопироксена. Последние сначала появляются в виде микролитов в основной массе, затем оформляются до вкрапленников, обычных для разностей пород, слагающих Ключевский вулкан. Соответственно меняется и состав до типичных высокоглиноземистых базальтов ( $Al_2O_3$  – 17–18%,  $MgO$  – 4–5% и  $SiO_2$  – 50–53%).

Породы такого же типа встречаются в отдельных выходах на восточном и юго-восточном склонах, а также в обломках вмещающих пород, выброшенных эксплозивными жерлами побочных кратеров Пийпа (1966 г., высота 2100 м). Они же отмечаются в обломках моренных образований, обнажающихся в средней части восточного склона и относящихся к верхнечетвертичному оледенению. Кроме того, в разрезах русла р. Киргурич наблюдается сложное переслаивание пород первого этапа Ключевского вулкана с образованиями морен верхнечетвертичного возраста и породами трещинной зоны. Все это позволяет автору начало развития Ключевского вулкана отнести к верхнему плейстоцену.

Породы второго этапа прослеживаются от тыловой части третьей ступени до высоты 2000–2500 м над уровнем моря, т.е. вплоть до перегиба к современному конусу вулкана. К этому этапу условно относятся породы “древних” шлаковых конусов и синхронных им лав центрального кратера. В целом для этих образований характерно преобладание магнезиальных разностей базальтов. Они распространены почти повсеместно, но вскрыты слабо. В разрезах русел сухих рек отмечается верхняя их часть. Наблюдается переслаивание магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов с преобладанием первых. Они же встречались и в обломках, выброшенных побочными кратерами Пийпа (H = 2100 м). В минеральном составе здесь наблюдается резкое увеличение оливина, клинопироксена до 12–19%, уменьшение плагиоклаза и почти полное исчезновение гиперстена.

Образования последнего, 3-го этапа полностью слагают современный конус и прослеживаются от высоты 2000–2500 м до 4850 м. Кроме того, сюда же относятся лавы недавних и датированных извержений побочных кратеров, большая часть которых рассредоточена на поверхности четвер-

той ступени, и только некоторые (Туйла, Биокось и др.) спускаются до высот 500—600 м. Здесь широко развиты и вулканогенно-пролювиальные образования, которые почти сплошным чехлом покрывают склоны вулкана. Породы этого этапа представлены преимущественно высокоглиноземистыми базальтами, для которых характерно повышенное содержание плагиоклаза и нормальное — оливина, клинопироксена. Предыдущие исследователи относили их к плагиобазальтам. Некоторые побочные кратеры (Киргурич, Туйла, Биокось — 1932 г.) поставляли на поверхность только магнезиальные базальты, Билюкай (1938 г.) — плагиоклазовые и в небольшом количестве магнезиальные, прорыв Пийпа (1966 г.) — высокоглиноземистые и промежуточные разности по составу. Таким образом, формирование Ключевского вулкана происходило в три этапа с выводом на поверхность материала различного состава. Эти различия более четко обнаруживаются при анализе химизма, распределения некоторых микрокомпонентов и петрологии продуктов извержений. Общая схема строения и распространения пород по этапам показана на рис. 5. Карта схематична и представляет собой первую попытку расчленения пород на Ключевском вулкане по этапам его деятельности.

**Эволюция состава базальтов в процессе формирования вулкана.** Для изучения эволюции состава базальтов на Ключевском вулкане было дополнительно проанализировано около 70 образцов пород, которые охватывали все выделенные этапы и разности базальтов. Кроме того, в этих же образцах получено содержание некоторых микрокомпонентов и проведены оптические исследования основных породообразующих минералов. По средним содержаниям окислов, микрокомпонентов и основных составляющих минералов проведено сравнение пород по времени извержений. Такое сравнение проведено в датированных образованиях центрального и побочных кратеров, а также в процессе одного извержения. В последнем случае прослежено изменение кристаллической фазы в процессе извержения и проведения увязки с динамикой извержения.

На графиках сравнения средних содержаний основных окислов по этапам наблюдается понижение содержаний кремнезема, глинозема, щелочей и резкое повышение содержаний суммарного железа, магния, кальция от пород основания к породам 1-го цикла формирования Ключевского вулкана. В то же время от 2-го к 3-му циклу наблюдается обратная картина. Наблюдается корреляция кремнезема, глинозема, окислов магния и щелочей, V, Cr, Co, Cu, Ba, Sr, Rb и Li (рис. 6).

При сравнении состава породообразующих минералов в той же последовательности отмечается повышение основности плагиоклаза, магнезиальности оливина, волластонита и понижение железистости в них же, а также магнезиальности в ромбических пироксенах. Изменение состава микролитов в этих же минералах полностью отражает картину изменения вкрапленников.

При сравнении содержаний этих же окислов, микрокомпонентов и состава минералов в продуктах датированных извержений отмечается:

1. Почти полное совпадение составов базальтов вершинного и побочных кратеров.

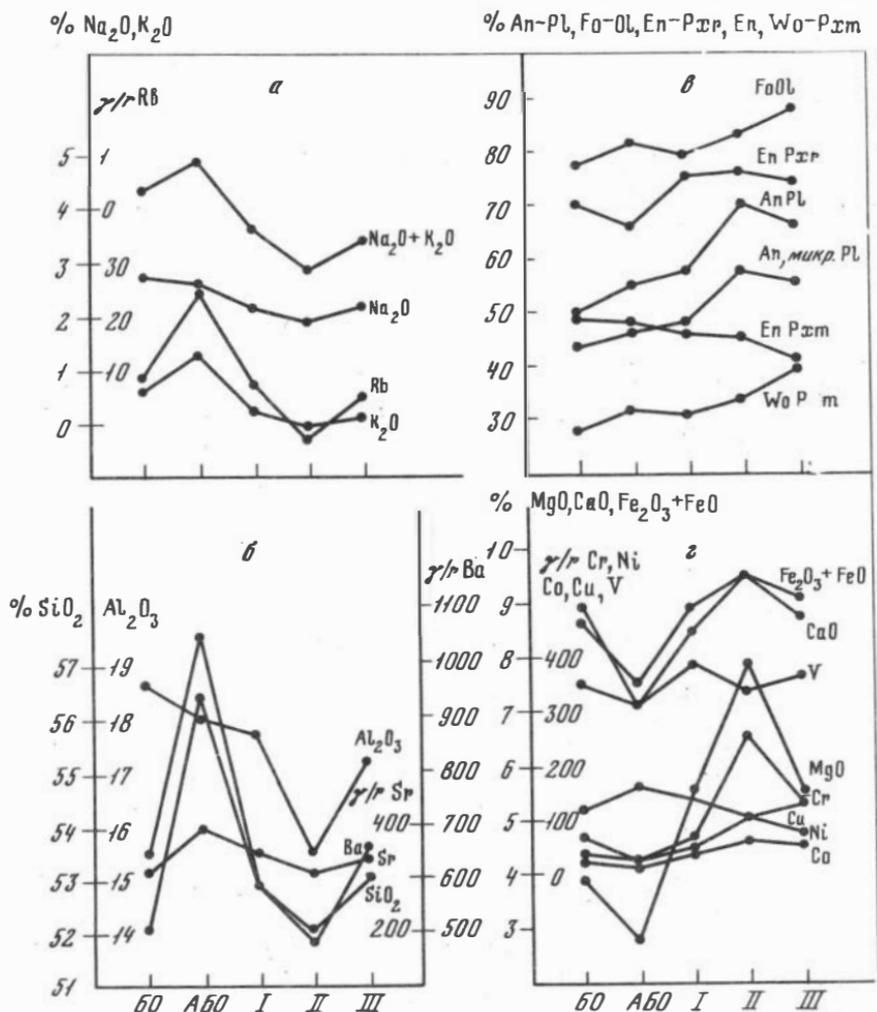


Рис. 6. Изменение средних содержаний окислов, некоторых микрокомпонентов (а, б, г) и состава минералов (в) в базальтах при формировании вулкана Ключевско-го

60 — базальты основания вулкана; А60 — андезито-базальты основания вулкана; I—III — этапы формирования вулкана; An—Pl — анортит во вкрапленниках плагиоклаза; An микр. — Pl — анортит в микролитах плагиоклаза; Fo—Ol — форстерит оливина; En—Pxr — энстатит ромбического пироксена; En, Wo—Pxm — энстатит и воластонит моноклинного пироксена.

2. Заметное повышение содержаний кремнезема, глинозема, щелочей и понижение содержаний окислов кальция и магния во времени с 1932 по 1966 г., заметная корреляция Cr и Ni с Mg и V, Ba и Sr с Al и Si (рис. 7).

3. Понижение основности плагиоклаза и магнезиальности ромбического пироксена.

В продуктах одного извержения на примере побочных кратеров Пийпа проведено сравнение среднего состава окислов, минералов и количества

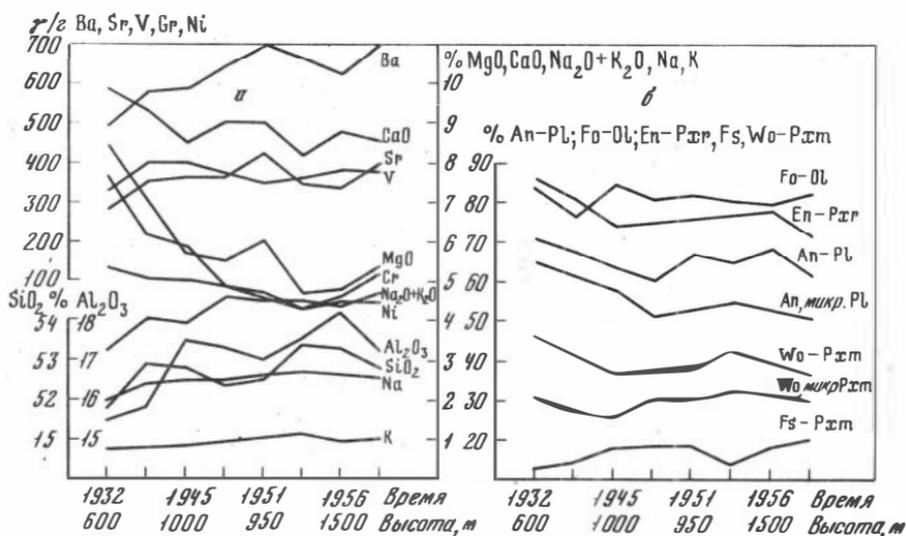


Рис. 7. Изменение средних содержаний окислов, некоторых микрокомпонентов (а) и состава минералов (б) в датированных базальтах побочных кратеров,  $An_{вкр} Pl$  — анортит во вкрапленниках,  $An_{микр} Pl$  — анортит в микролитах плагиоклаза;  $Fo-Ol$  — форстерит оливина,  $En-Pxr$  — энстатит ромбического пироксена;  $Fs, Wo-Pxm$  — ферросилит, волластонит вкрапленников и микролитов моноклинового пироксена

кристаллической фазы с высотой отдельных центров на склоне, динамикой и временем извержения.

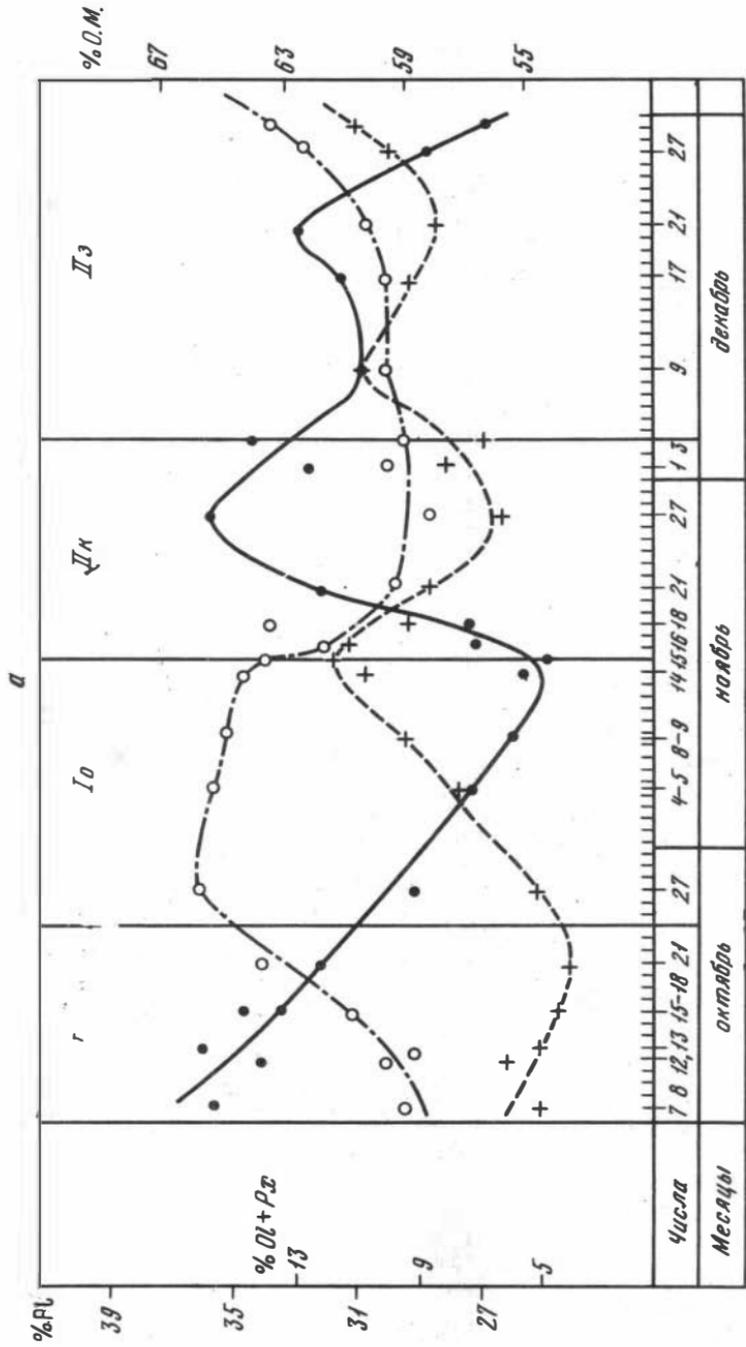
При сравнении с высотой положения центров никаких изменений в химизме пород не наблюдается, кроме того, что в обломках эксплозивных воронок отмечается большее количество крупных кристаллов клинопироксена и плагиоклаза, а микролиты гиперстена почти полностью вытесняют из основной массы микролиты плагиоклаза.

Наиболее четкие изменения отмечаются в связи с динамикой и временем извержения (рис. 8).

В фазы ослабления и затухания наблюдается понижение содержаний  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и, наоборот, возрастание содержаний  $MgO$ ,  $CaO$  и  $\Sigma FeO$ ,  $Fe_2O_3$ . В кристаллической фазе при этом отмечается резкое возрастание количества вкрапленников плагиоклаза (23–36%) и темноцветных минералов (3–10%).

В кульминационные фазы извержений, наоборот, отмечается резкое сокращение кристаллической фазы и увеличение основной массы. При этом температура кристаллизации клинопироксена по расплавленным включениям меняется в процессе извержения от 1060 до 1290°C, плагиоклаза — от 1090 до 1250°C.

Все вышеперечисленные примеры указывают на сложность вулканического процесса, при котором кристаллизация и дифференциация базальтового расплава происходит в магматическом очаге и лавоподводящем канале, особенно в его верхней части. В последнем случае значительную



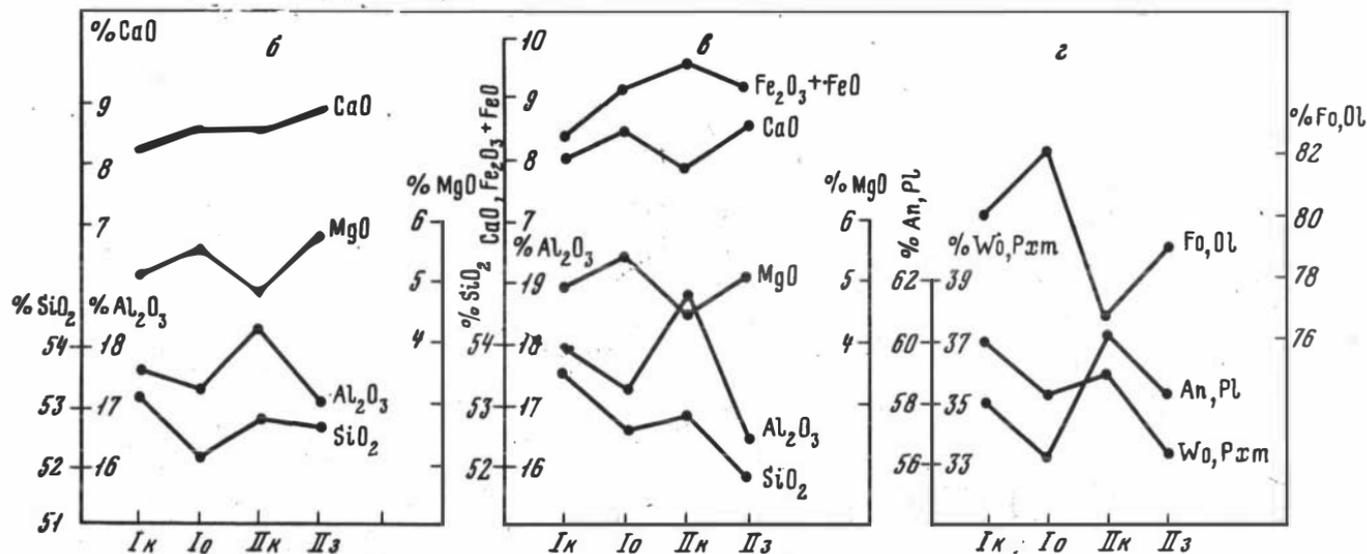


Рис. 8. Изменение количества минералов (а), их среднего состава (з) и среднего содержания окислов (б, в) в базальтах побочных кратеров Пийпа со временем и в связи с динамикой извержения

б — по фазам извержения всех побочных кратеров, в — по шлаковому конусу; Iк — фаза кульминации извержения; Io — фаза ослабления извержения; IIк — фаза кульминации извержения; IIIз — фаза затухания извержения; ● — основная масса (о. м.) базальтов; ○ — вкрапленники плагиоклаза; + — вкрапленники темноцветных минералов

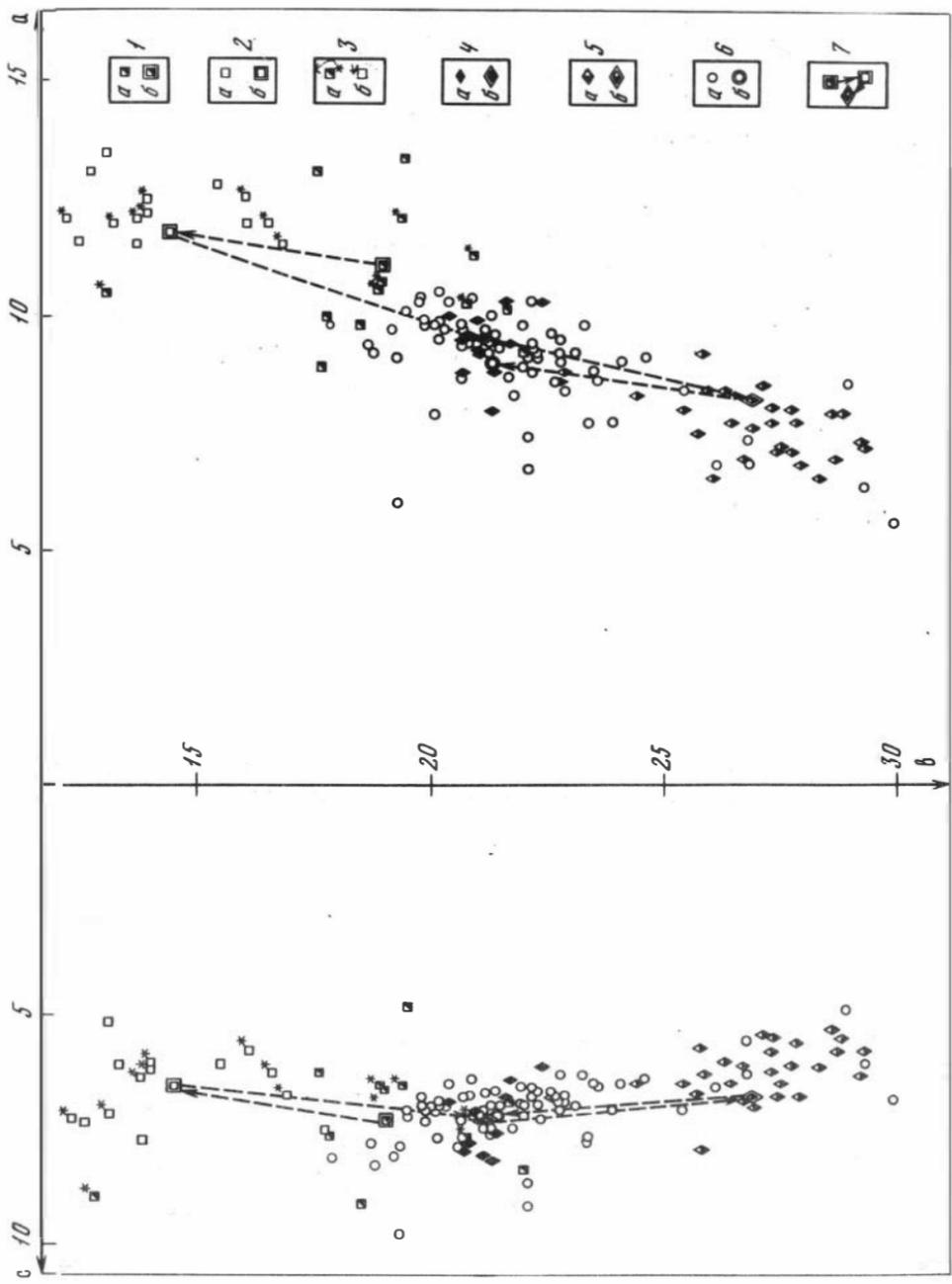


Рис. 9. Диаграмма химического состава базальтов, андезито-базальтов вулкана Ключевского и его основания

1, 2 — базальты, андезито-базальты основания Ключевской группы вулканов (а) и их средний состав (б); 3 — базальты (а), андезито-базальты (б) основания, залегающие непосредственно под породами Ключевского вулкана; 4 — базальты древней постройки вулкана (а) и их средний состав (б); 5 — базальты древних шлаковых конусов (а) и их средний состав (б); 6 — базальты современного конуса, датированных извержений побочных кратеров (а) и их средний состав (б); 7 — пунктирные линии со стрелками показывают эволюцию базальтов вулкана Ключевского во времени

роль играют газонасыщенность и характер отделения газовой фазы из расплава. Быстрое отделение ее из расплава, по-видимому, иногда создает условия для избирательного роста крупных кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, что часто наблюдается в шлаках и туфах более древних образований Камчатки. И наоборот, в жидкой лаве, богатой растворенными газами, создаются условия для кристаллизации микролитов гиперстена, который полностью вытесняет микролиты плагиоклаза.

Нанесение результатов химических анализов базальтов и андезито-базальтов Ключевского вулкана на диаграмму А.Н. Заварицкого показало (рис. 9), что центральное поле занимают высокоглиноземистые базальты 1-го и 3-го этапов и составляют основную массу фигуративных точек. В нижнем поле сосредоточены магнезиальные базальты 2-го этапа, а в верхнем — мезо- и мегаплагиофировые андезито-базальты фундамента. Из этого можно заключить, что высокоглиноземистые базальты представляют собой исходные магмы, выплавляемые из мантии, две другие разновидности являются ее дифференциатами, при этом высокомагнезиальные разновидности образовались в магматическую стадию, в глубинном очаге вулкана, а субщелочные и промежуточные — в его канале или промежуточном очаге уже в процессе извержений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Влодавцев В.И. Ключевская группа вулканов. Тр. Камчатской вулканолог. ст., 1940, вып. 1.
2. Влодавцев В.И. Ключевской вулкан, Землеведение. т. I(XI). М. 1940.
3. Влодавцев В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки. — Бюлл. вулканолог. ст., 1957, № 25.
4. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. ДАН СССР, 1956, 106, № 4.
5. Ермаков В.А., Кирсанов И.Т. Ключевская группа вулканов. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 75–103.
6. Иванов Б.В., Марков И.А., Чирков А.М. Состояние вулканов Камчатки и Курильских островов в 1974 г. — Бюлл. вулканолог. ст., 1976, № 52, с. 145–152.
7. Кирсанов И.Т., Важеевская А.А. Извержение кратеров Пийпа и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 157–160.
8. Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П., Штейнберг Г.С. Некоторые закономерности извержений Ключевского вулкана. — Бюлл. вулканолог. ст., 1973, № 49.

9. *Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Марков И.А.* Главный и лобочные кратеры Ключевского вулкана в 1966–68 гг. — Бюлл. вулканолог. ст., 1970, № 46, с. 33–41.
10. *Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т.* Геохимия базальтов Ключевского вулкана. — Геохимия, 1974, № 6, с. 875–883.
11. *Меняйлов А.А.* Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937–38 гг. (Тр. лав. вулканолог. и Камч. вулканолог. ст., 1947, № 4).
12. *Набоко С.И.* Извержение Билюкая побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. (Тр. лаб. вулканолог. и Камч. вулканолог. ст., 1947, № 5).
13. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–45 гг. и в прошлом. (Тр. лаб. вулканолог., 1956, № 11, с. 3–309).
14. *Пийп Б.И.* Особенности извержений Ключевской сопки. (Тр. лаб. вулканолог., 1958, вып. 13, с. 99–119).

## ОСОБЕННОСТИ АРЕАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ

Ареальный вулканизм является частью молодого базальтового этапа вулканизма, проявившегося в той или иной степени по всей Камчатке. Время проявления — верхнечетвертичный и современный периоды.

Наибольшие площади его развития находятся в Срединном хребте [1], где ареальный вулканизм встречается как самостоятельно, так и в ассоциации с крупными вулканами, распространяясь от междуречья Большой Кимитиной и Быстрой Кобыревской на юге до района озер Глубокого и Междусопочного на севере. Общая площадь ареального вулканизма в Срединном хребте, по данным Н.Н. Кожемяки, — 3500 км<sup>2</sup>, количество построек 1000 штук, объем изверженного материала 300 км<sup>3</sup>.

Камчатская депрессия также является местом интенсивного развития ареального вулканизма [2, 3]. Его районы здесь имеют вытянутые в СВ направлении очертания и обычно примыкают к крупным вулканам центрального типа с кальдерами (вулканы Плоский и Плоский Толбачик). Общая площадь, занятая ареальными образованиями, составляет 3600 км<sup>2</sup>.

В Восточной зоне Камчатки в совершенно других тектонических условиях ареальный вулканизм проявился в виде отдельных шлаковых конусов, по долинам рек Авача и Паратунка, а также в районе пади Костанан, описанных А.Е. Святловским в 1956 г. Единичные шлаковые конуса встречаются на побережье Тихого океана, южнее устья р. Камчатки. Но в целом таких конусов немного, объем излившегося материала много меньше, чем в остальных зонах.

Ареальный вулканизм Южно-Камчатской зоны по своей интенсивности сопоставим с зоной Срединного хребта. Здесь он проявлен от широты долин рек Паратунки и Плотниковой на севере до мыса Лопатки на юге. Максимальное его развитие приурочено к центральной части зоны, где он располагается полосой, вытянутой в северо-восточном направлении. Ширина зоны колеблется от 30 до 70 км, длина до 120—150 км. Площадь, занятая мелкими ареальными формами, по данным Н.Н. Кожемяки, составляет 1200 км<sup>2</sup>, объем базальтов — 150 км<sup>3</sup>.

При общем рассмотрении очевидно большое сходство ареального вулканизма по всей Камчатке. Во всех районах продукты его — лавы базальтового состава. Формы проявления — небольшие моногенные вулканы, время их возникновения одинаковое. Кроме того, все районы ареального вулканизма связаны с единой системой сколов, имеющий сдвиговую природу [4].

Более детальное изучение показало, что на фоне кажущегося однообразия обнаруживаются также некоторые отличия, связанные с различными структурными положениями зон.

Неодинаковые тектонические условия зон явились, в первую очередь, причиной различных ассоциаций в областях проявления ареального вулканизма.

В Срединном хребте, области уже в значительной степени консолидированной, базальтовый этап вулканизма, включая в себя и ареальный вулканизм, отделен от первого этапа временным интервалом [1]. Подобное проявление базальтов характерно для областей перехода от геосинклинального режима к платформенному, что мы, по-видимому, и наблюдаем в Срединном хребте Камчатки.

Район Камчатской депрессии является уже значительно более сложным и служит типичным примером сосуществования двух выделенных на примере Срединного хребта этапов вулканизма в одном районе. Здесь, наряду с дифференцированными вулканами, имеющими сложное строение, заканчивающими свою деятельность, как правило, образованием экзотрихий (первый этап), существуют почти недифференцированные базальтовые вулканы и шлаковые конуса ареального типа, относящиеся по всем признакам ко второму этапу вулканической деятельности. Он начался позже первого и продолжается на его фоне до настоящего времени.

Для Восточной вулканической зоны Камчатки, наименее спокойной в тектоническом отношении, второй (базальтовый) этап вулканизма уже не является характерным. Ареальный вулканизм здесь является лишь отголоском мощных проявлений базальтов в других зонах. В этой области резко преобладают сложные дифференцированные вулканы, сопоставляемые с развитыми в нижне- и среднечетвертичное время в Срединном хребте вулканами первого этапа. Ареальные же образования весьма незначительны и по объему изверженного материала значительно уступают другим регионам Камчатки.

Особенностью ареального вулканизма Южно-Камчатской зоны является его тесная ассоциация с кислым вулканизмом. Одновременно и на одной и той же территории наблюдаются как базальтовый ареальный вулканизм, так и выбросы кислых пемз и игнимбитов, которые в отдельных случаях перекрывают молодые базальтовые потоки. В кратерах встречено большое количество обломков липаритов, вынесенных, по-видимому, из глубины вместе со шлаками базальтов. Все это свидетельствует об одновременности основного и кислого вулканизма на юге Камчатки. По-видимому, мы сталкиваемся здесь со случаем проявления разноэтажного вулканизма. Подобные примеры неоднократно описываются в литературе для других вулканических областей.

Разнообразие форм проявления ареального вулканизма во многом зависит от масштаба его проявления, поэтому наибольшее количество различных форм мы встречаем в Южно-Камчатской зоне и Срединном хребте, т.е. на участках максимальной интенсивности. Для всех зон характерно наличие шлаковых конусов с лавовыми потоками или без них, но в Срединном хребте и Южно-Камчатской зоне развиты, кроме того, и лавовые конуса, и отдельные самостоятельные лавовые потоки. В зоне Срединного хребта встречаются также трещинные излияния, сформировавшие лавовые покровы.

Несколько различается также и морфология лавовых потоков. Так, в зоне Срединного хребта были встречены глыбовые потоки большой мощности (50 м), не имеющие аналогов в других районах. В то же время лишь для Ключевского дола характерны очень жидкие потоки канатных лав.

Таблица 1

Статистические параметры распределения состава вкрапленников оливина в базальтах ареальных зон Камчатки \*

Район	Среднее арифметич., $\bar{X}$	Дисперсия, $\bar{S}^2$	Стандартн. отклонение, $\bar{S}$	Число замеров, $n$	Оценка асимметрии, $S_k$	Оценка эксцесса, $E_k$	Оценка отклонения от нормального закона		Закон распределения
							$ S_k - \sigma S_k $	$\left  \frac{E_k}{\sigma E_k} \right $	
Срединный хребет	-87	31,84	5,64	150	0,24	0,28	1,26	-0,74	Нормальный
Толбачинская ареальная зона	-87,5	7,36	2,71	39	0,4	-0,56	1	-0,72	Нормальный
Прорыв Пийпа	-87,8	22,4	4,7	54	-0,04	0,39	-0,19	0,56	Нормальный
Ареальная зона юга Камчатки	-88,6	-	-	24	-	-	-	-	

\* Прочерк — не определялось.

Таблица 2

Средние углы оптических осей  $2V$  в моноклинных пироксенах ареальных базальтов различных зон Камчатки

Район	$2V$	Количество замеров	Район	$2V$	Количество замеров
Срединный хребет	56	20	Прорыв Пийпа	54	30
Южная зона	56	5	Восточная зона	54	12
Толбачинская зона	56	15			

Состав продуктов ареального вулканизма различных зон при общем рассмотрении весьма близок. Выделяемые среди них два самостоятельных типа базальтов (высокоглиноземистый и толеитовый) [5] распространены как в Восточной зоне, так и в зоне Камчатской депрессии и Срединном хребте. Наблюдающиеся петрографические различия относятся к базальтам разных типов, а в пределах одного типа базальты различных районов обнаруживают большое сходство. Строение основной массы совершенно аналогично и зависит от формы нахождения образца (центральная или краевая часть потока, бомбы). Главными породообразующими минералами вкрапленников являются: оливин, плагиоклаз и пироксен — в высокоглиноземистых базальтах и оливин и пироксен — в базальтах толеитовой серии.

Общим признаком толеитовых базальтов всех зон является раннее выделение пироксена из расплава и его существенная роль во вкрапленниках. В то же время характерной особенностью высокоглиноземистых базальтов, общей для всех районов, является то, что несмотря на небольшое нормативное содержание оливина, а в некоторых случаях и отсутствие такового, во вкрапленниках модального состава оливин резко преобладает над пироксеном. Количество его составляет около 6%. Эта цифра была получена нами для ареальных базальтов различных зон. Такое же содержание дает К.М. Тимербаева для базальтов М. Удины [6]. Для микроплагиофировых лав района в. Плоского по данным А.Н. Сирина [2] колебание в содержании оливина составляет от 5 до 8%. При детальном изучении потока побочного кратера Ключевского в 1966 г. нами было получено, что содержание вкрапленников оливина варьирует от 3,5 до 7,7%, т.е. в среднем 6%.

Результаты наших замеров углов оптических осей оливинов, обработанные методом математической статистики, приводятся в таблице (табл. 1). Закон распределения во всех случаях нормальный. Характерно то, что средние значения  $2V$  для оливинов чрезвычайно близки и составляют величину от  $-87$  до  $-88,5^\circ$ , что соответствует 16–19% содержания фаялитовой молекулы. Для Восточной зоны мы не имели достаточно замеров для подсчета среднего арифметического, однако по данным О.Н. Волынца, среднее арифметическое из имеющихся определений угла оптических осей оливина составляет  $-87,5^\circ$ . Несколько иные по составу оливина ареальные базальты Южно-Камчатской зоны, где среднее арифметическое определено как  $-88,8^\circ$ , т.е. отличаются от остальных определений примерно на  $1^\circ$ , что несколько превышает точность измерений. Таким образом, за исключением Южного района, состав вкрапленников оливина в ареальных базальтах чрезвычайно сходен, расхождение не превышает точности измерения.

Большое сходство обнаруживается также и в составе вкрапленников пироксена. Во всех описываемых зонах в ареальных базальтах преобладает моноклинный пироксен, ромбический редок и встречается в виде единичных зерен. Как показывает сравнение средних углов  $2V$  моноклинных пироксенов (табл. 2), в различных районах величины  $2V$  весьма близки и составляют  $54-56^\circ$ . Наблюдающееся отличие в  $2'$  не превышает разницы в составе, имеющейся в пироксенах одного лавового потока (Прорыв Пийпа) [17].

Для сравнения состава плагиоклаза нами использовались результаты наших замеров зональным методом, обработанные методом математической статистики. Результаты сведены в таблицу (табл. 3). Закон распределения составов плагиоклазов в базальтах выбранных районов нормальный. Наиболее близкие средние значения наблюдаются в лавах Среднего хребта и лавовом потоке Прорыва Пийпа. Для этих плагиоклазов не характерна зональность, состав довольно стабилен и близок к нормативному (№ 57–58). Максимальное отличие обнаруживают средние номера плагиоклаза Толбачинской и Южной ареальных зон. Как правило, это зональные плагиоклазы с резкой сменой состава в пределах одного кристалла. Ядра основные, содержание анортитовой составляющей достигает

Т а б л и ц а 3

Статистические параметры распределения составов вкрапленников плагиоклаза в базальтах аркальных зон Камчатки

Район	Среднее арифметическое, $\bar{X}$	Дисперсия, $\bar{S}^2$	Стандартное отклонение, $\bar{S}$	Число за- меров, $n$	Оценка отклонения от нор- мального закона		Закон рас- пределения	Примечание
					$ S_k/\sigma_k $	$ E_k/\sigma E_k $		
Срединный хребет	58	109,34	10,45	346	0,62	4,31	Нормальный	Валовый состав
Южная зона	64	292,04	17,08	94	-0,42	3,90	Нормальный	Валовый состав
	58	64,91	8,05	24	0,03	5,74	Нормальный	Край кристалла
Толбачинская зона	70	85,25	9,23	36	—	—	Нормальный	Валовый состав
Прорыв Пийпа	57	99,17	9,95	124	0,20	8,71	Нормальный	Лавовый поток Валовый состав
	62	22,44	4,79	53	0,19	1,46	Нормальный	Бомбы Валовый состав

90–100%. Интересно, что краевые каемки зонального плагиоклаза Южной зоны имеют средний состав, сходный с таковым в плагиоклазах Срединного хребта и близкий к нормативному. Во всех приводимых примерах, за исключением Южной зоны, дисперсия довольно постоянна. Большую дисперсию плагиоклаза Южной зоны следует отнести за счет значительного разнообразия номеров плагиоклаза, что связано с их зональностью.

Образование плагиоклаза, по-видимому, происходит в более поверхностных условиях, чем цветных минералов. На примере лавового потока Прорыва Пийпа мы видим, что в канале за время извержения было образовано 5–10% вкрапленников плагиоклаза. Можно предполагать, что и подавляющее большинство кристаллов плагиоклаза также формируется вблизи поверхности. Таким образом, именно плагиоклаз является наиболее чувствительным минералом к смене условий кристаллизации в верхней части коры. Отсюда при сравнительном постоянстве состава цветных минералов в ареальных базальтах различных зон Камчатки мы наблюдаем различие в составе и характере выделения плагиоклазов. Срединный хребет как область наиболее стабильная в тектоническом отношении характеризуется незначительным разнообразием состава по сравнению с другими районами. Кроме того, модальный состав плагиоклаза близок к нормативному, что обычно встречается среди интрузивных пород, где условия кристаллизации спокойные. О спокойных условиях кристаллизации свидетельствует также редкость зональных кристаллов в ареальных базальтах Срединного хребта. Образование плагиоклаза в базальтах Толбачинской ареальной зоны по соседству с действующими вулканами шло уже в значительно менее стабильных условиях. Следствием этого стало преобладание зональных вкрапленников над незональными, колебания в составе, а также увеличение среднего значения номера плагиоклаза. Это же, по-видимому, повлияло и на более аноксидный состав плагиоклаза в базальтах шлаковых конусов юга Камчатки и на преобладание здесь зональных вкрапленников. Очевидно, тектоническая обстановка в пределах Южной зоны значительно менее стабильна, чем в Срединном хребте.

Большое сходство ареальных базальтов различных зон обнаруживается в химическом составе. В таблице 4 приводятся моды содержаний породообразующих окислов по зонам. Полученные цифры для каждого окисла весьма сходны. Поскольку толеитовые базальты составляют небольшой процент среди имеющихся образцов, моды отражают в основном состав высокоглиноземистых базальтов и для различных зон весьма близки. Но даже несмотря на это обстоятельство, полученные моды для различных зон весьма близки. Небольшое отличие обнаруживает Восточная зона в содержании щелочей. Так, максимум для  $\text{Na}_2\text{O}$  составляет в базальтах Восточной зоны – 2,5–3,0%, а для  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,5–1,5%, в то время как для остальных зон – 3,0–3,5% –  $\text{Na}_2\text{O}$  и 1,0–1,5% для  $\text{K}_2\text{O}$ . Содержание  $\text{TiO}_2$  несколько повышено в Срединном хребте (мода 1,5–2,0%).

Некоторые характерные величины для базальтов различных ареальных зон Камчатки обработаны статистическими методами и вычисленные средние значения по зонам приводятся в таблице (табл. 5). Большое сходство обнаруживают средние значения индекса затвердевания Куно в различных зонах. Значения  $\text{alkal}$  тоже довольно стабильны.

Таблица 4

Моды основных породообразующих окислов в базальтах ареальных зон Камчатки

Окислы	Срединный хребет	Восточная зона	Ключевской доп	Южная зона
SiO <sub>2</sub>	51	50–51	51–52	51–52
TiO <sub>2</sub>	1,5–2	1–1,5	1–1,5	1–1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18–19	16–18	16–19	17–18
FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8–9	9–10	9–11	9–10
MgO	6–7	5–6	5–6	5–6
CaO	9–10	8–9	9–10	9–10
Na <sub>2</sub> O	3–3,5	2,5–3	3–3,5	3–3,5
K <sub>2</sub> O	1–1,5	0,5–1,5	1–1,5	1–1,5

Таблица 5

Некоторые характерные величины ареальных базальтов различных зон Камчатки ( $\bar{X}$  – среднее значение)

Район	Индекс Ритмана $\sigma = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$	Индекс затвердевания $SJ = \frac{MgO \cdot 100}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + \frac{MgO \cdot 100}{+ Na_2O + K_2O}}$	alkal = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + + K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	$\bar{X}$ $\frac{K_2O}{Na_2O}$
Срединный хребет	2,9	31,8	21,50	0,47
Восточная зона	1,6	31,8	21,9	0,39
Южная зона	2,2	31,3	21,9	0,38
Камчатская депрессия	2,9	31,6	21,6	0,43

Средние значения индекса Ритмана близки для Срединного хребта и Камчатской депрессии (2,9), минимальны для Восточной зоны (1,8) и имеют промежуточное значение (2,2) для Южной зоны. Поскольку индекс Ритмана характеризует щелочность серии, то можно считать, что ареальные базальты Южной зоны по содержанию щелочей являются промежуточными между наиболее щелочными базальтами Срединного хребта и наименее щелочными – Восточной зоны.

Средние значения  $\bar{X}$ , вычисленные для отношения K<sub>2</sub>O / Na<sub>2</sub>O, показывают различие между Срединным хребтом и Камчатской депрессией, с одной стороны, и Восточной зоной и югом – с другой. В Восточной и Южной зонах содержание K<sub>2</sub>O в породах меньше.

Для сравнения щелочности пород различных зон Камчатки наиболее показательным является график SJ-щелочи, т.к. он позволяет сравни-

вать породы, находящиеся на одной стадии фракционирования. Подобные графики были построены нами для продуктов ареального вулканизма каждой зоны в отдельности и полученные средние линии для разных зон сведены на одну диаграмму для толеитов (рис. 1) и высокоглиноземистых базальтов (рис. 2).

При рассмотрении диаграммы зависимости щелочей от SJ для высокоглиноземистых базальтов обнаруживается, что некоторым исключением является линия зависимости в ареальных базальтах южной зоны, которая занимает секущее положение по отношению к трем другим зонам. Что же касается ареальных базальтов Срединного хребта, Ключевского дола и Восточной зоны, то на графике хорошо видно, что при индексе затвердевания 35—37 высокоглиноземистые базальты указанных зон имеют одинаковое содержание щелочей. В дальнейшем даже на самой ранней стадии фракционирования возрастание щелочности пород в различных структурных зонах происходит по-разному. Максимальная скорость накопления щелочей наблюдается в высокоглиноземистых базальтах Срединного хребта, более низкая — в Камчатской депрессии и минимальная — в ареальных базальтах Восточной зоны.

Подобная же закономерность прослеживается и в базальтах толеитового типа. Одинаковая щелочность наблюдается при индексе затвердевания 37—39. При этом в более основных разностях, возможно, будет наблюдаться обратная зависимость в распределении щелочей, на что указывает соотношение линий в базальтах Срединного хребта и Ключевского дола при индексе затвердевания свыше 40.

Аномальное поведение щелочей по мере уменьшения индекса затвердевания в ареальных базальтах Южной зоны, а именно, отсутствие обогащения щелочами при раскислении пород в пределах группы базальтов, противоречит законам дифференциации. Для объяснения этого факта необходимо привлекать другие процессы, возможно, частичную ассимиляцию базальтами некоторого количества пород кислого состава.

Таким образом, мнение Г.С.Горшкова [8] об изменении щелочности пород Камчатки с запада на восток вполне подтверждается, однако такое различие получается вследствие различной скорости накопления щелочей в процессе фракционирования при одинаковом первичном составе базальтов. Последняя закономерность была отмечена ранее Э.Н. Эрлихом [9] на примере дифференцированных вулканов различных зон и связывалась с их морфологией. Так, по мнению Э.Н. Эрлиха, повышенная скорость накопления щелочей вообще характерна для вулканов щитового типа, а поскольку они развиты преимущественно в районе Срединного хребта, то этим и объясняется повышенная щелочность лав Срединного хребта по сравнению с зонами, где преобладают стратовулканы. Поскольку мы сравниваем одинаковые формы проявления вулканизма, а именно, ареальные образования, полученную особенность, очевидно, следует связывать с более глубинными процессами. Каковы бы ни были причины более ускоренного накопления щелочей в зоне Срединного хребта по сравнению с Восточной зоной, важен тот факт, что существует область SJ, при которой щелочность базальтов Западной и Восточной зон одинакова, из чего

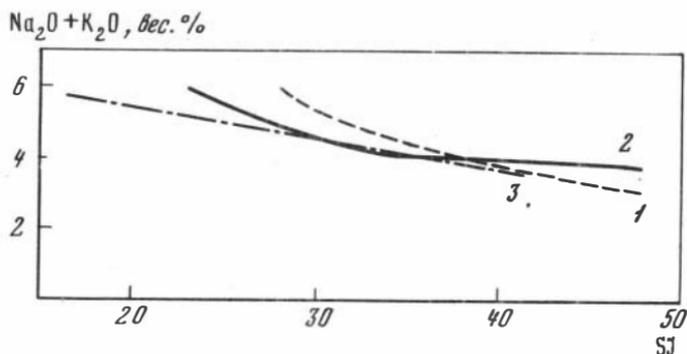


Рис. 1. Соотношение SJ-щелочи для ареальных базальтов толеитового типа  
 1 — зона Срединного хребта; 2 — Камчатская депрессия; 3 — Восточная зона;  
 sj — индекс затвердевания (см. табл.5)

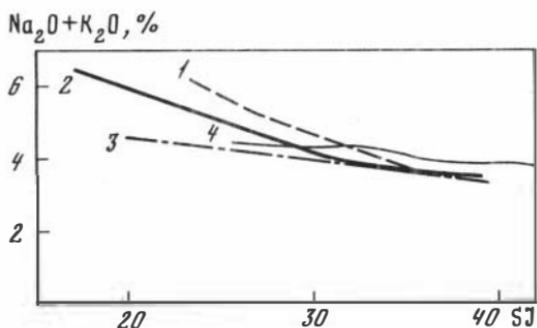


Рис. 2. Соотношение SJ-щелочи для ареальных базальтов высокоглиноземистого типа  
 1 — зона Срединного хребта; 2 — Камчатская депрессия; 3 — Восточная зона;  
 4 — Южная зона

следует, что в зоне генерации их существовали, по-видимому, одинаковые условия плавления.

Все вышеизложенное позволяет более подробно остановиться на проблеме генерации базальтовой магмы и, в частности, на проблеме глубины ее образования. В настоящее время часть петрологов связывает зону магнеобразования с сейсмофокальной зоной [10]. При этом в результате частичного плавления перидотита мантии образуются при низком давлении — толеитовая магма, при промежуточном давлении — высокоглиноземистая, а при высоком — щелочная оливиново-базальтовая магма. А так как зоны генерации, по мнению Куно, совпадают с очагами землетрясений, расположенными в фокальной плоскости, то глубины зон генерации должны составлять для толеитов около 100 км, для высокоглиноземистых базальтов — 100–200 км и для щелочных оливиновых базальтов — более 200 км.

В качестве возражения против такой точки зрения может служить распространенность толеитовых базальтов на Камчатке, встречаемых среди

продуктов ареального вулканизма не только в пределах Восточной вулканической зоны, но также и в районах Камчатской депрессии и Срединного хребта [51]. Кроме того, толеиты не являются единственными встречаемыми базальтами в Восточной вулканической зоне. Часть ареальных базальтов представлена здесь высокоглиноземистым типом, что уже позволяет предполагать возможность образования высокоглиноземистых базальтов на глубинах не более 100 км (глубина сейсмофокальной зоны под Восточным вулканическим поясом). Если при этом учесть, что для всех ареальных базальтов Камчатки существует область SJ, при которой совпадает содержание в них щелочей, то очевидно, что зона генерации во всяком случае какой-то части базальтов под Срединным хребтом и Восточно-вулканической зоной должна находиться в одинаковых P–T условиях, т.е., очевидно, на одной глубине. Поскольку пересечение сейсмофокальной зоны зоной магмообразования маловероятно, логичнее всего предположить, что область генерации базальтовой магмы под Камчаткой не совпадает с сейсмофокальной зоной и находится на глубине не более 100 км.

Согласно последним экспериментальным данным [11], область выплавления базальтов находится не глубже 100 км, причем расплавы, образующиеся на глубинах 80–90 км, имеют пикритовый состав. При этом наиболее вероятная область существования расплава состава оливинового толеита имеет глубину от 30 до 60 км.

Такие же цифры получены на основании экспериментов, проводимых при разном давлении Гринем и Рингвудом [12, стр. 199], которые считают, что "высокоглиноземистые оливиновые толеиты могут возникать в результате непосредственного плавления и выделения магмы из первичного перидотита мантии при условии, что глубина отделения магмы от остатка, состоящего из оливина и ромбического пироксена, составляет около 30 км".

Непосредственное изучение очагов под базальтовыми вулканами сейсмическими методами показало наличие магматических очагов, которые, вероятно, можно рассматривать как области магмообразования, на глубинах 50–60 км под Ключевским вулканом [13] и 45–60 км под вулканом Килауза на острове Гавайи. Из обзора сейсмологических работ последних лет, проведенного А.И. Фарберовым [14], можно сделать вывод о существовании аномальных зон, лежащих непосредственно под действующими вулканами Камчатки и простирающихся до глубин 60–80 км.

Как показало сравнение ареального вулканизма в пределах Камчатки, имеются некоторые различия между зонами, в масштабах и формах его проявления, что, по-видимому, связано с их структурными особенностями. В то же время очевидно, что по всей Камчатке в голоцене и верхнечетвертичном периоде проявился один тип базальтового вулканизма. Состав продуктов как петрографический, так и петрохимический для различных зон Камчатки в общем сходен, а для отдельных разностей базальтов совершенно идентичен, что позволяет предположить для них одинаковые глубины генерации. Это возможно лишь в случае несовпадения под всей Камчаткой области генерации базальтов с сейсмофокальной зоной.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важевская А.А., Огородова А.С.* Вулканы и чет-вертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972, 190 с.
2. *Сирин А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968, 196 с.
3. *Ермаков В.А., Важевская А.А.* Вулканы Острый и Плоский Толбачик. Бюлл. вулканолог. ст., 1976, № 49, М.: Наука, с. 43–54.
4. *Таракановский А.А.* Некоторые особенности тектоники районов ареального вулканизма Камчатки. Материалы II конф. молодых ученых и специалистов Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1972, с. 37–41.
5. *Важевская А.А.* Два типа базальтов на Камчатке. Бюлл. вулканол. ст., 1976, № 52, М.: Наука, с. 127–135.
6. *Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967, 207 с.
7. *Важевская А.А.* Распределение цветных минералов в канале побочного конуса Ключевского вулкана в 1966 г. Бюлл. вулканолог. ст., 1972, № 48, М.: Наука.
8. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967, 287 с.
9. *Эрлих Э.Н.* Пути дифференциации магмы вулканов мантийного питания и типичные случаи отклонения от них — В кн.: Петрология кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966, с. 239–252.
10. *Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М.: Мир, 1970 с. 249–262.
11. *Хитаров Н.И., Пугин В.А.* Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 250–272.
12. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132–227.
13. *Горшков Г.С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, **106**, № 4, с. 703–705.
14. *Фарберов А.И.* Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974, 87 с.

## СООТНОШЕНИЕ АРЕАЛЬНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПОВ ВУЛКАНИЗМА

Термин "ареальный вулканизм" широко используется в геологической литературе. Тем не менее, до сих пор не дано четкого определения этому явлению, что позволяет различное его толкование, зачастую весьма спорное. Первоначально он был предложен Р. Дэли [1] для кислых экструзий, беспорядочно разбросанных на определенной площади. В дальнейшем А. Штюбель [2] использовал термин "ареальный вулканизм" при описании небольших шлаковых конусов провинции Овернь. Г. Тиррель [3], считая термин "ареальный вулканизм" неудачным и неопределенным, предложил свой — "многовыходной вулканизм". Появление двух, близких по смысловой нагрузке определений привело к их смешиванию. Так, нередко написание: ареальный (многовыходной) вулканизм (например, [4]). Некоторые исследователи "многовыходность" стали считать как основной признак ареального вулканизма [2].

Попытка В.И. Влодавца [6] выделить главные признаки, которые определяют и разделяют ареальный и многовыходной вулканизм, на наш взгляд, не внесла полной ясности, так как выделенные им признаки в достаточной степени близки или могут трактоваться широко. В сущности разделение вулканизма на ареальный и многовыходной довольно искусственно, так как первоначально оба термина определяли одно и то же явление, характеризуя большое количество малых, близко расположенных моногенных вулканов, лавовые потоки которых сливаются, образуя большие лавовые плато. Поэтому термин "ареальный вулканизм" может быть применен для широкого круга вулканических явлений, по существующим классификациям выделяемых в самостоятельные типы.

Под это определение попадают, например, многочисленные, большей частью небольшие по размерам вулканические центры, широко распространенные по склонам стратовулканов. Такие конусы, носящие самые различные названия — адвентивные, паразитические, побочные — выделяются в самостоятельный тип и, как считается, самым непосредственным образом связаны с центральным вулканом. Формирование таких вулканических центров может в одних случаях протекать одновременно с деятельностью центрального конуса или продолжать ее, в других случаях они образуются вне видимой связи с извержением главного вулкана. В последнем случае говорят об эксцентрических ареальных кратерах или конусах. Такое разделение сделано, например, для Ключевского вулкана [7, 8]. Выделение эксцентрических адвентивных и эксцентрических ареальных конусов достаточно условно и опирается на гипотетические представления о существовании или отсутствии связи между подводящими каналами вулканов, причем главным (или одним из главных) аргументом побочности выступает близость к центральному вулкану.

А.А. Важеевская [9] отмечала, что ареальный вулканизм представляет разновидность трещинного (еще один самостоятельный тип). Такое заключение было сделано на основе анализа многочисленных лавовых и

шлаковых конусов Срединного хребта Камчатки. Она пишет (стр. 67) : "Нередко трещинные излияния, сформировавшие обширные лавовые равнины, предшествовали образованию серии шлаковых конусов с самостоятельными потоками, причем подводным каналом как для излияния лав, так и для мелких вулканических аппаратов служила одна и та же трещина". Для многих районов Срединного хребта характерны переходные формы между мелкими вулканическими проявлениями и крупными щитовыми вулканами. В сущности ареальный вулканизм Срединного хребта отличается от типично трещинного вулканизма Исландии лишь масштабами трещин.

Гавайские щитовые вулканы можно рассматривать как своеобразное проявление ареального вулканизма. Стирис и Кларк [10] предполагали, что Мауна-Лоа представляет сложную постройку из системы нагромождающихся один на другой щитовых вулканов сравнительно небольших размеров, подобных Килауэ и образующих в целом вулканический кряж. Со щитовыми вулканами тесно связаны трещинные питающие каналы, многочисленные небольшие шлаковые конусы.

Рассмотренные проявления вулканической деятельности (побочные, трещинные, гавайские вулканы) сближает характер подводных вулканических каналов, по которым магматический расплав достигает поверхности. В самом общем случае это сложная сеть трещин, в этом и заключается, на наш взгляд, ареальность данного типа вулканизма. Характер же построек (поверхностное выражение вулканической деятельности) может быть самым разнообразным и зависит: 1) от общей эволюции расплава, поднимающегося из глубин, и 2) от внешней обстановки, в которую расплав попадает в ходе этой эволюции [11]. В конечном счете тип извержения и постройки, наряду с другими факторами, определяет уровень отделения газовой фазы от расплава, зависящий от температуры расплава и скорости подъема магмы из глубины. Свободный подъем высокотемпературной магмы — гавайский тип, при понижении температуры и затрудненном движении — исландский, умеренные температуры и значительное сопротивление среды (движение расплава медленное) — образование отдельных вулканических центров.

#### **Ареальный вулканизм**

- I. Гавайский тип — образование крупных щитовых вулканов путем слияния более мелких с одновременным широким развитием трещинного вулканизма.
- II. Исландский тип — многочисленные небольшие щитовые вулканы, трещинный вулканизм.
- III Камчатский тип — многочисленные, обычно моногенные вулканические центры, распределенные по площади.
- IV. Тип Этны — побочные вулканические центры.

Естественно, что между выделенными типами могут быть переходы. Все выделенные типы ареального вулканизма объединяет определение Заварицкого [12, стр. 688] : "Ареальный характер извержений указывает на то, что в областях его развития существуют в земной коре такие механические условия ее состояния, что здесь возникшие трещины, которыми облегчается достижение магмой поверхности Земли, затем зак-

рываются, возникают новые трещины и т.д. Эти разломы не обладают постоянством, и в областях ареального вулканизма можно предполагать целые их системы, как бы раздробленные области на целый ряд блоков, разъединенных разломами, сменяющим один другими”.

Кроме вышеперечисленных типов ареального вулканизма, связанных с начальной базальтовой фазой вулканизма, можно выделить кислый ареальный вулканизм заключительной стадии вулканического цикла. Сюда входит ареальный вулканизм, связанный с кальдерами и крупными кольцевыми вулкано-тектоническими депрессиями.

В основании крупных центральных вулканов Камчатки залегают толщи платобазальтов, весьма схожие с базальтовыми плато современных ареальных районов [13]. В самих ареальных зонах не часто, но встречаются переходы от типично ареальных конусов к типично центральным (например, вулкан Анаун в Срединном хребте). Сама Ключевская сопка рассматривается некоторыми исследователями [13] как выродившийся ареальный центр. Создается впечатление, что в самих ареальных зонах создаются условия для стабилизации подводящего вулканического канала, с последующим образованием долгоживущего вулкана центрального типа, т.е. ход развития вулканизма идет по пути: ареальный вулканизм — центральный вулканизм (вместе с ареальным типа Этны) — кальдерный вулканизм (завершается кислым ареальным вулканизмом), т.е. ареальный вулканизм проявляется на всех этапах вулканического цикла.

Районы современного ареального вулканизма на Камчатке территориально связаны с Срединным хребтом, Центральной Камчатской депрессией и южной частью полуострова (рис. 1). Практически во всех районах имеются или центральные вулканы, или кальдерные, или те и другие вместе. Поэтому, не останавливаясь подробно на описании тектонических структур районов, общих для всех вулканов [4], приведем основные, наиболее, на наш взгляд, характерные, полученные при анализе геофизических материалов (гравиметрия, магнитное поле, данные ГСЗ и МТЗ). При интерпретации гравиметрических данных была построена схема основных разломов Камчатки [15] (см. рис. 1), которая находится в хорошем согласии с имеющимися геологическими данными. Некоторые несоответствия в положении границ блоков вызваны усреднением поля силы тяжести, неперпендикулярностью контактов или некоторыми погрешностями интерпретации, которые в каждом отдельном случае могут быть учтены при необходимости. Основная особенность всех выделенных разрывов заключается в том, что: 1) все они закономерно и тесно связаны пространственно друг с другом и 2) с ними связано большинство вулканических центров. Полученная система разломов (модель разрывной тектоники Камчатки) весьма схожа с известной тектонической моделью Муди и Хилла [16] сдвигающей системы. Отнесение выделенных разломов к сдвигам (точнее к разрывам, движения по которым идут с горизонтальной составляющей) находит свое подтверждение в данных сейсмологии — для Камчатки отмечается ничтожная роль землетрясений, при которых движения чисто вертикальны [17–20].

Проведение работ по методу ГСЗ позволило составить корреляционные зависимости между полем силы тяжести и границами земной коры (рис. 2)

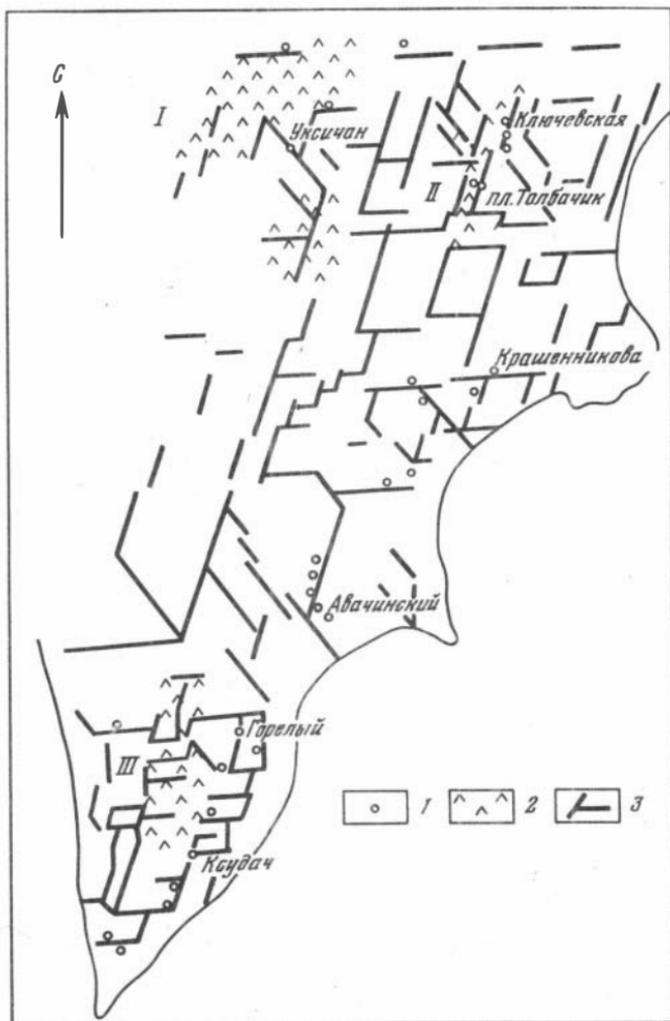


Рис. 1. Ареальные районы Камчатки и схема разрывов по геофизическим данным  
 I — район Срединного хребта; II — район Центрально-Камчатской депрессии;  
 III — юг Камчатки  
 1 — вулканы; 2 — районы ареального вулканизма; 3 — разрывы

[14]. Полученные результаты позволили оценить мощности основных слоев коры, амплитуду синклиналичных структур, сделать выводы о мощности земной коры в целом. На рис. 2 обращает на себя внимание несколько аномальное положение вулканов Ключевской группы относительно рельефа "мелового" фундамента. Однако здесь следует заметить, что отнесение выделенной границы к меловому фундаменту является формальным и основано только на скоростных и плотностных свойствах среды (для мелового фундамента принимался скачок плотностей, характерный для перехода меловые отложения — вышележащие толщи).

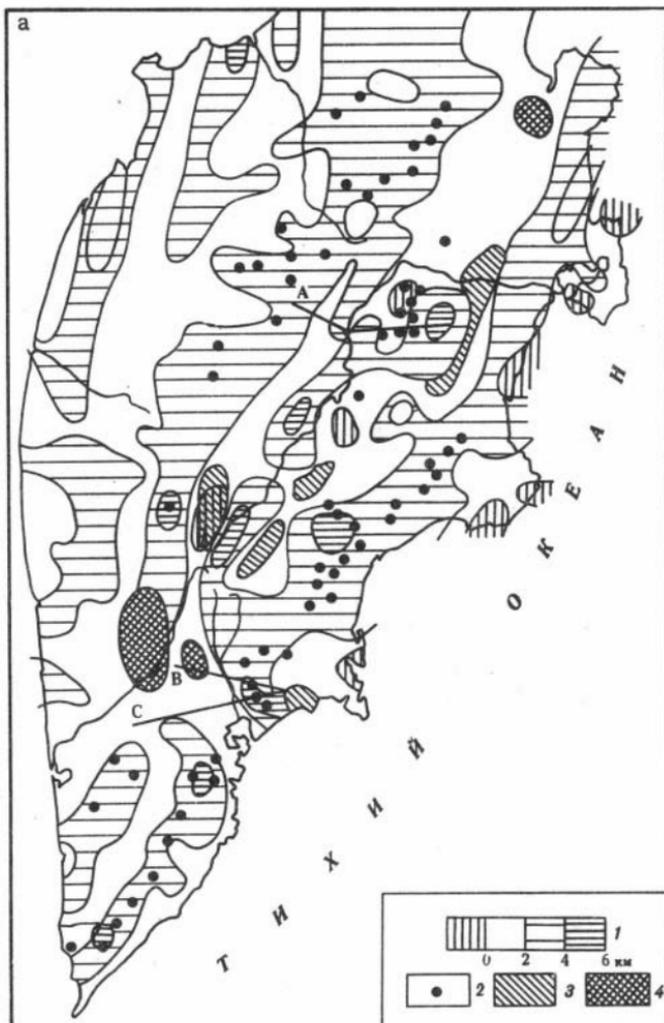


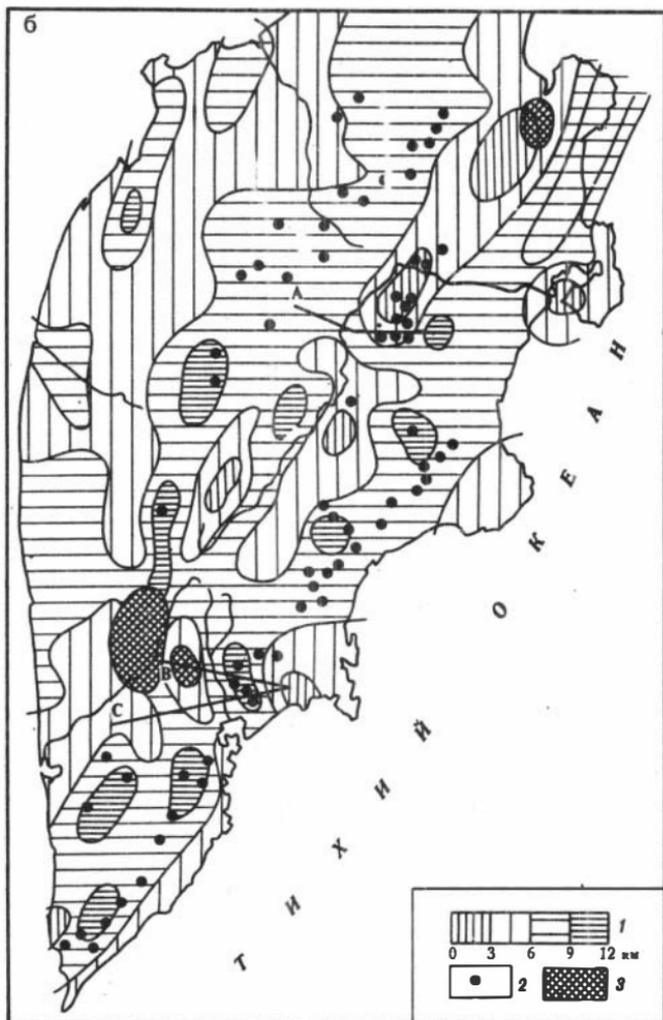
Рис. 2. Рельеф мелового (а) и кристаллического (б) фундаментов

а: 1 — шкала глубин в километрах от уровня моря; 2 — вулканы; 3 — выходы меловых пород; 4 — выходы кристаллического фундамента на поверхность (3 и 4 — по геологическим данным)

б: 1 — шкала глубин; 2 — вулканы; 3 — выходы кристаллического фундамента на поверхность (по геологическим данным); А, В, С — профили ГСЗ

исключено поэтому, что истинная граница мелового фундамента залегает ниже, и вся Ключевская группа вулканов располагается в единой синклинальной структуре, что согласуется с данными МТЗ [14].

До проведения ГСЗ мощность земной коры на территории Камчатки могла быть оценена только методом количественного анализа гравитационных данных. Однако, если качественно характер гравитационного поля достаточно хорошо отражает основные особенности строения земной



коры, то в количественном отношении связь между структурой коры и величиной аномалии силы тяжести не всегда однозначна, и точность получаемых результатов относительно невелика. Из общих закономерностей строения земной коры Камчатки отмечались следующие [20] :

- 1) наибольшая мощность коры (до 40 км) приходится на Срединный хребет с максимальными глубинами в пределах вулканической зоны;
- 2) минимальная глубина до поверхности  $M$  (до 25 км) — в пределах Южной Камчатки;
- 3) в сторону океана и Охотского моря мощность земной коры постепенно уменьшается, причем наиболее резко в сторону океана.

Два последних положения основаны на том, что в пределах Восточной Камчатки и на юге полуострова региональное поле силы тяжести ано-

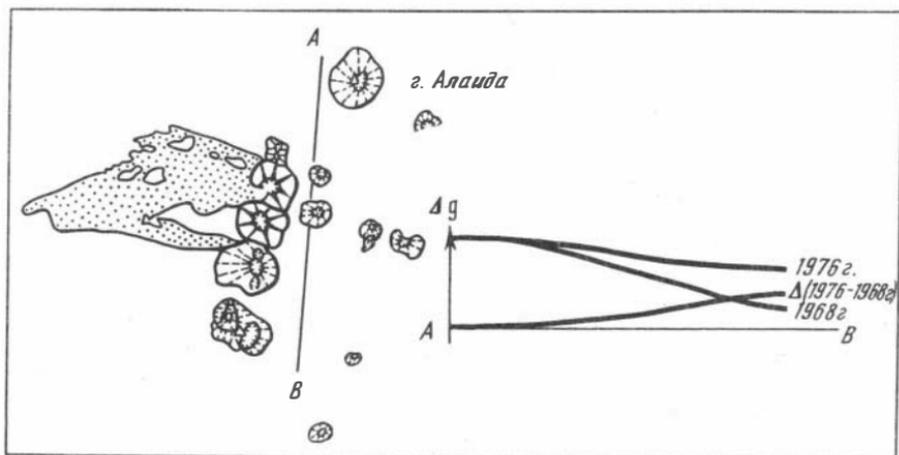


Рис. 3. Характер изменения поля силы тяжести в районе извержения 1975 г. за период 1968—1976 гг.

мально высокоградиентное (сам максимум аномалии расположен в Тихом океане вблизи берега). Покажем, что аномалия на Восточной Камчатке может быть обусловлена не только рельефом поверхности  $M$ . Вдоль Тихоокеанского побережья Камчатки расположена область выхода фокальной зоны на поверхность, в районе восточных полуостровов Камчатки зона непосредственно выходит на сушу. Детальные исследования фокального слоя сейсмологическим методом [21] выявили в ней повышенные скорости сейсмических волн по сравнению с областями над и под фокальной зоной, а значит и повышенную (до  $0,1 \text{ г/см}^3$ ) плотность. Ширина фокального слоя по сейсмологическим данным [22] до 70 км, угол наклона  $50^\circ$ , нижняя граница повышенных скоростей 100 км.

Теоретические кривые поля силы тяжести от модели с названными параметрами сравнивались с усредненным полем. Весьма хорошее совпадение получено при избыточной плотности от  $0,06$  до  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Исключение береговой аномалии принципиально изменяет картину рельефа поверхности  $M$  — практически для всей Камчатки мощность коры лежит в пределах 30—35 км, градиенты изменения мощности невелики. Вероятно, можно считать, что рельеф поверхности  $M$  симметричен относительно Срединного хребта. Косвенное подтверждение этому дают сейсмологические наблюдения — использование стандартного сейсмического разреза приводило бы к существенным ошибкам в определении гипоцентров для сейсмических станций, мощность земной коры в районе которых сильно отличается от средней, чего не наблюдается.

В итоге мы приходим к выводу, что вулканизм Камчатки контролируется совершенно одинаковыми структурами как верхов коры, так и всей земной коры в целом. Поэтому отличия одного типа вулканизма от другого следует искать на уровне причинности более высокого порядка. В этом отношении, на наш взгляд, перспективным является сравнение строения вулканических аппаратов различного типа.

При работах на кальдерах и центральных вулканах Камчатки [23–25] практически во всех случаях по характеру геофизических полей сделано заключение о существовании периферических магматических очагов. Что касается вулканов ареального типа, то нами не было встречено ни одного случая связи конусов с аномальными полями силы тяжести. Специально выполненные пересечения цепочек ареальных конусов практически не дали никаких результатов. В силу этого мы считаем, что ареальные вулканические аппараты представляют собой простые дайкообразные тела малой мощности, возможно, сливающиеся в глубоких горизонтах коры.

Мы уже говорили, что в некоторых редких случаях внутри ареальных зон существуют нормальные стратовулканы. Тем самым допускается (предполагается), что в самой ареальной зоне создаются условия для формирования периферического магматического очага. Такое заключение подтверждено извержением 1975–1976 гг. на Толбачинском долу. В районе будущего извержения в 1968 г. была проведена гравиметрическая съемка, которая была повторена в 1976 г. В области Северных конусов прорыва зафиксирована довольно значительная разностная аномалия поля силы тяжести (рис. 3), которая может быть объяснена только привнесением некоторой избыточной массы, сформировавшей пластовое тело. Судя по характеру аномалии, линейные размеры такого объекта близки к размерам периферических очагов. Таким образом, получено доказательство принципиальной возможности формирования вулканических аппаратов центральных вулканов в самой ареальной зоне.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Daly R.* The nature of volcanic action. — Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 1911, N 3, v. 47. Цит [11].
2. *Stübel A.* Ein Wort über Sitz der vulkanischen Kräfte. Leipzig, 1901. Цит. по [11].
3. *Tyrell G.W.* Flood basalts and fissure eruption. — Bull. volcanol., 1973, t. XV. Цит. по [11].
4. *Святловский А.Е.* Структурная вулканология. М.: Недра, 1971. 231 с.
5. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 190 с.
6. *Влодавец В.И.* Об ареальном и многовыходном вулканизме. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, с. 94–97.
7. *Пуйп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. — Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 2, 309 с.
8. *Сирин А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968. 196 с.
9. *Важеевская А.А.* К вопросу об ареальном вулканизме Камчатки. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, т. 1, с. 66–68.
10. *Stearns H.T., Clark W.O., Meinzer O.E.* Geology and water resources of the Kau District, Hawaii. Water Supply Paper US Geol. Surv., 1925, No. 616, p. 40–47.
11. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971, т. I, 479 с.
12. *Заварицкий А.Н.* Избранные труды, т. 4, М.: Изд-во АН СССР, 1963, 727 с.
13. Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1974, 438 с.
14. *Зубин М.И., Смирнов В.С., Таракановский А.А.* Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской

- группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и геодинамика, М.: Наука, 1977, с. 136—144.
15. *Таракановский А.А.* Некоторые особенности тектоники районов ареального вулканизма Камчатки. Материалы II конференции молодых ученых и специалистов Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Камч. отд. Дальневост. книжн. изд-ва, 1972, с. 37—41.
  16. *Муди Дж.Д., Хилл М.Дж.* Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960, с. 91—111.
  17. *Кондорская Н.В., Ландырева И.С.* Особенности сейсмичности Камчатской области по данным наблюдений сети стационарных сейсмических станций. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 20.
  18. *Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шувалов А.С.* Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967, 222 с.
  19. *Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д.* Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным. Геология и геофизика, 1976, № 1, с. 70—85.
  20. *Зубин М.И., Таракановский А.А.* Строение земной коры и некоторые аспекты вулканизма Восточной Камчатки. Тезисы доклада. Материалы к 3-му Всесоюз. вулканолог. совещ., Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969, с. 14—15.
  21. *Кузин И.П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974, 132 с.
  22. *Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М.* Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965—1968 гг.). — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974, с. 35—46.
  23. *Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н.* Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 55—66.
  24. *Steinberg G.S., Zubin M.I.* Geological Structure of the Avachinsky Group of Volcanoes According to the Geophysical Data. Bull. V. t. XXVIII, 1965, p. 1—8.
  25. *Штейнберг Г.С., Балеста С.Т., Зубин М.И., Таракановский А.А.* Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. — Тр. II Всесоюз. вулканолог. совещ., т. 3, М.: Наука, 1966, с. 49—56.

## ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТСКИХ ВУЛКАНОВ УКСИЧАН, КРАШЕНИННИКОВА И МАЛЫЙ СЕМЯЧИК

Кольцевые структуры различного типа и генезиса в последнее время привлекают внимание многих исследователей. Собран большой геологический материал, свидетельствующий о широком распространении этих структур как в областях развития древнего магматизма, так и в современных вулканических поясах [7]. Изучение кальдер и вулканотектонических депрессий показало, что они возникают после длительного периода деятельности вулкана и отмечают важный момент его эволюции [11, 13]. Образование кальдер и сопутствующие явления, видимо, связаны с завершением определенного этапа развития глубинного вулканического процесса, выражающимся на поверхности в смене характера деятельности вулкана.

В данной статье предпринята попытка выявить наиболее общие, доступные измерению количественные характеристики, отражающие последовательные стадии изменения во времени вулканической деятельности и самого вулкана как целого. В качестве таких характеристик используются тепловая мощность  $W$  и удельная тепловая мощность вулкана  $\bar{W}$ .

Вулкан рассматривается как система с диссипативной структурой, возникающая и сохраняющаяся благодаря потоку вещества и энергии из внешней среды [3]. Эта система состоит из корневой зоны, в которой осуществляется перенос тепла и массы из глубин Земли на поверхность, и вулканической постройки, образующейся как конечный результат глубинного процесса.

Любой физический процесс может быть описан некоторым набором характерных параметров, определяющим масштаб явления [12]. Такими параметрами могут быть время, размеры элементов системы или их масса. Характерные параметры ограничивают область существования явлений одного класса, являются выражением их качественной определенности. Так например, характерное время — это время, за которое в системе происходят существенные, качественные изменения. В этом смысле понятие "характерный параметр" является частным выражением философской категории "мера", определяющей тот предел, за которым количественные изменения влекут за собой качественные [2].

Интервалы изменения характерных параметров обусловлены физическими законами, поэтому, зная только порядок величин, можно делать более или менее строгие предположения о механизме процесса. Геологическое изучение строения вулкана в зависимости от детальности позволяет выделить вулканические комплексы, которые будут рассматриваться как элементарные, и оценить их характерные размеры, массу, время образования. Переходя затем к таким величинам, как тепловая

мощность вулкана  $W = \frac{H \cdot m}{t}$  и его удельная тепловая мощность  $\bar{W} = \frac{H \cdot m}{tS}$ , где  $H$ ,  $m$  и  $t$  — соответственно теплосодержание, масса и время

образования изверженного материала, а  $S$  — площадь теплового питания вулкана, можно сделать некоторые выводы о динамике глубинного процесса.

В работах Г.Н. Ковалева и Ю.Б. Слезина было показано, что несмотря на колебания тепловой мощности современных вулканов в пределах 2–3 порядков, величина их удельной тепловой мощности практически одинакова, постоянна в интервале времени порядка  $10^4$  лет и в среднем составляет  $10^3 \frac{\text{ккал}}{\text{км}^2 \text{сек}}$ . Близкие значения удельной тепловой мощ-

ности были получены для современных гидротермальных систем [1, 4]. В связи с этим Г.Н. Ковалев предположил, что эта величина характеризует предельную плотность потока энергии, генерируемого в области питания вулкана [5].

Сравнение энергетических характеристик последовательных стадий развития вулканов, прошедших длительный путь эволюции, позволило получить новые данные. Были изучены три конкретных вулкана, проведена реконструкция истории их развития и выделены основные этапы формирования. Выбор объектов определялся следующими соображениями. Исследуемые вулканы должны быть достаточно сложными, полигенными образованиями, завершившими или завершающими свою деятельность. Для того чтобы достаточно полно изучить их внутреннее строение и уверенно оценить объемы и время образования изверженного материала, необходимо сочетание хорошей обнаженности и сохранности вулканической постройки. Этим условиям удовлетворяют четвертичные вулканы Камчатки и, в частности, Уксичан, Крашенинникова и Мезо-Семячик. Эволюция их деятельности за последние полмиллиона лет прошла через стадии щитового вулкана, кальдерообразования и различных форм посткальдерной активности.

Вулкан Уксичан (Срединный хребет) представляет собой крупную щитовую постройку, ограниченную системой кольцевых и радиальных разломов, которые в плане ломаной линией очерчивают неправильную окружность диаметром около 50 км. Угол склонов вулкана не превышает  $2-6^\circ$ , относительная высота 1000 м. В центральной части вулкана имеется кальдера диаметром около 12 км, внутри которой локализуется серия экстрезивных тел. К трещинам растяжения на склонах щитовой постройки приурочены посткальдерные базальтовые стратовулканы и моногенные вулканические конусы (рис. 1).

Эволюция деятельности вулкана охватывает ряд последовательных стадий [9]. В древне-среднечетвертичное время происходят мощные лавовые извержения, формирующие постройку щитового вулкана общим объемом около  $300 \text{ км}^3$ . Состав продуктов излияний изменяется вверх по разрезу от андезито-базальтов до трахидацитов. В конце среднечетвертичного времени образуется кальдера и внедряются экстрезивные биотитовые трахидациты ( $40 \text{ км}^3$ ). Для посткальдерной активности вулкана характерно образование верхнечетвертичных базальтовых стратовулканов ( $80 \text{ км}^3$ ) и голоценовых моногенных вулканических конусов ( $10 \text{ км}^3$ ), располагающихся цепочками вдоль трещин растяжения щитовой постройки.

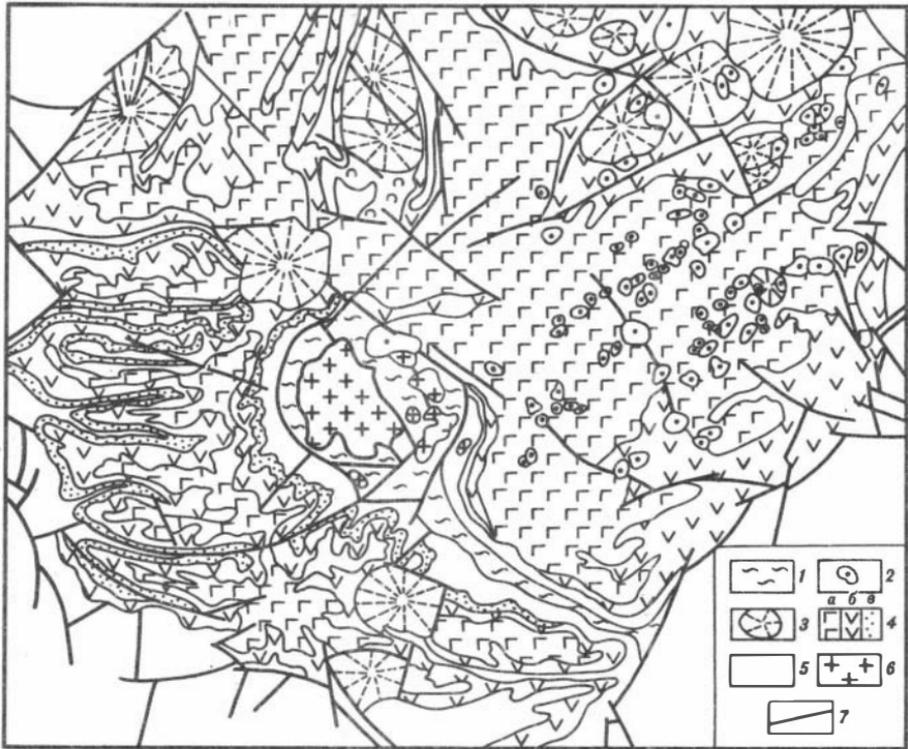


Рис. 1. Геолого-петрографическая схема вулкана Укичан

1 — голоценовые аллювиальные пески; 2 — верхнечетвертично-современные моногенные вулканические конусы; 3 — верхне-четвертичные стратовулканы; базальты; 4 — ниже-среднечетвертичные отложения щитовой постройки: а — верхняя толща, базальты, трахидациты, б — средняя толща, андезиты и андезитобазальты, в — нижняя толща, андезитобазальты, базальты; 5 — фундамент вулкана, алнейская серия; 6 — экструзии трахидацитов; 7 — разломы

Современный облик вулкана Крашенинникова (Восточный вулканический пояс) определяется наличием останцов древней щитовой постройки, кальдеры, с расположенным в ней центральным стратовулканом и трещинной зоны северо-восточного простираения, в пределах которой локализованы проявления посткальдерного многовыходного вулканизма (рис. 2).

Формирование щитовой постройки началось, вероятно, в середине раннего плейстоцена. Продукты извержений представлены лавами с подчиненным количеством пирокластики. Состав лав вверх по разрезу изменяется от базальтов до андезитов. Судя по углу склонов вулкана, максимальная высота постройки могла достигать 1–1,5 км при диаметре основания около 10 км (объем 200–250 км<sup>3</sup>). В среднем плейстоцене после мощного эксплозивного извержения образовалась кальдера диаметром около 10 км. Объем выброшенных пемз по подсчетам Ю.М. Дубика составляет 6 км<sup>3</sup>.

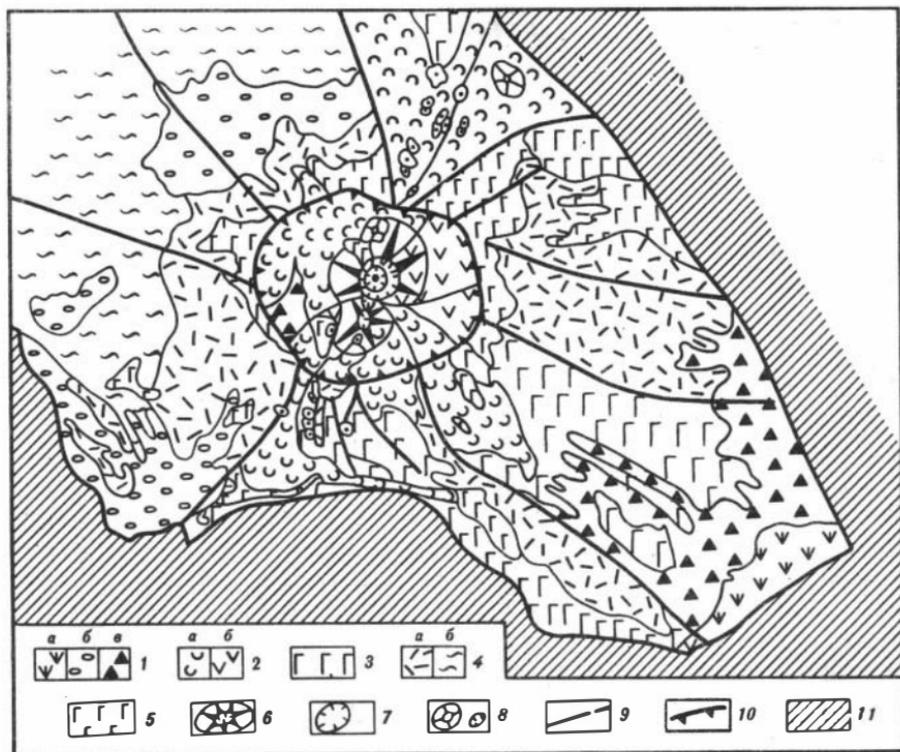


Рис. 2. Геолого-петрографическая схема вулкана Крашенинникова

1 — голоценовые: а — озерно-морские, б — ледниковые, в — пролювиальные отложения; 2 — голоценовые: а — базальты, б — андезиты; 3 — верхнечетвертичные базальты; 4 — среднечетвертичные: а — пемзы, б — игнимбриты; 5 — нижнечетвертичные базальты и андезито-базальты; 6 — центральный стратовулкан; 7 — кратеры; 8 — вулканические конусы; 9 — разломы; 10 — уступ кальдеры; 11 — смежные вулканические постройки

Верхнеплейстоценовая и голоценовая вулканическая деятельность сосредоточилась в пределах кальдеры и секториальных грабенов на склонах щитовой постройки. В это время происходили излияния преимущественно базальтовых лав и выбросы шлакового материала, в результате которых были образованы сдвоенный конус центрального стратовулкана и серия моногенных вулканических конусов. Общий объем продуктов извержений посткальдерного этапа не превышает  $30 \text{ км}^3$ .

Вулкан М. Семячик (Восточный хребт Камчаки) расположен в обширной Карымско-Семячикской депрессии, приюченной к сводовой части Жупановской кольцевой структуры [8]. Развитие вулкана началось с излияний базальтовой лавы. Во второй половине нижнего плейстоцена была образована щитовая постройка, расположенная на фундаменте более древних платобазальтов. Объем постройки по приблизительным подсчетам достигал  $200\text{--}250 \text{ км}^3$ . В среднем плейстоцене в результате геологически одновременного образования кальдеры М. Семя-

чика и кальдер двух смежных вулканов произошло формирование Карымско-Семячической депрессии. Связанные с ней пирокластические выбросы образовали мощный комплекс пемзово-игнимбритовых отложений объемом до  $200 \text{ км}^3$ .

В верхнем плейстоцене внутри кальдеры вырос конус стратовулкана, сложенный потоками базальтов и андезито-базальтов. Развитие вулкана завершилось выбросом пемзово-пирокластического материала объемом около  $6 \text{ км}^3$  и новым кальдерообразованием. В голоцене формируется молодой конус вулкана М. Семячик ( $15 \text{ км}^3$ ), расположенный внутри кальдеры на останцах верхнеплейстоценового стратовулкана. Современная деятельность вулкана связана с горячим озером в вершинном кратере Троицкого [10].

Таким образом, эволюция вулканов Уксичан, Крашенинникова и М. Семячик в основных чертах соответствует общему ходу развития вулканизма Камчатки. Кальдерообразование, сопровождающееся извержением больших масс кислого материала в виде пирокластических выбросов или выжимания экструзивных куполов, разделяет два крупных этапа формирования вулканов. В докальдерную стадию продукты лавовых излияний с подчиненным количеством пирокластики образуют щитовую постройку. Посткальдерная вулканическая деятельность характеризуется развитием стратовулканов и моногенных вулканических конусов в кальдере или на склонах щитовой постройки.

Суммарную тепловую энергию, вынесенную на поверхность Земли продуктами извержений каждого этапа, можно подсчитать по формуле Хедервари [14]:

$$Q = V \rho (T_c + \beta),$$

где  $V$ —объем изверженного материала,  $\rho$ —его средняя плотность,  $T$ —температура,  $C$ —удельная теплоемкость,  $\beta$ —скрытая теплота плавления. Наибольшую трудность представляет определение объема. Ошибки здесь могут достигать десятков процентов. Применение палеовулканических реконструкций позволяет существенно сузить интервал величин. Ошибки за счет теплоемкости и температуры значительно меньше, поэтому для удобства расчетов использовалась упрощенная формула:

$$Q = H \cdot V \rho,$$

где  $H$  — суммарное теплосодержание изверженного материала.

Величина тепловой мощности рассчитывалась как отношение суммарной тепловой энергии к длительности этапа  $W = Q/t$ .

Для измерения интервала времени использовались данные о возрасте вулканов Камчатки [6, 13]. Площадь теплового питания вулкана в формуле удельной тепловой мощности  $\bar{W} = Q/st$  принималась равной площади кальдеры. При этом предполагалось, что размеры кальдеры приблизительно соответствуют размерам глубинного очага, питающего вулкан. Следует подчеркнуть, что на данном этапе исследования стояла задача определения прежде всего порядка величин, поэтому ошибки в измерении, даже если они достигают 50 или 100%, не могут существенно повлиять на окончательные выводы. Результаты расчетов приведены в таблице:

Вулканы	Этапы развития	Длительность этапа $T$ , $10^4$ лет	Суммарная энергия $Q$ , $10^{16}$ ккал	Тепловая мощность, $W, 10^4 \frac{\text{ккал}}{\text{сек}}$		Удельная тепловая мощность, $W \frac{\text{ккал}}{\text{км}^3 \text{сек}}$	
				пределы	средняя	пределы	средняя
Укси-чан	$Q_I^2$	35–23	30	2,8–4,2		250–370	
	$Q_{II}$	15–9	4	0,9–1,4	2,8	80–120	250
	$Q_{III-IV}$	5	9	5,8		510	
Крашенникова	$Q_I^2 - Q_{III}^1$	48–36	23	1,5–2,0		200–270	
	$Q_{III-IV}$	2	3	4,8	1,7	640	230
Малый Семячич	$Q_I^2$	35–23	23	2,1–3,2		230–360	
	$Q_{II}$	15–9	5	1,0–1,8	2,3	110–200	260
	$Q_{III}$	4	6,4	5,2		580	
	$Q_{IV}$	1,7	1,5	2,8		560	

Из таблицы видно, что наибольшее значение удельной тепловой мощности характерно для посткальдерной верхнечетвертичной и современной вулканической деятельности. Минимальные величины соответствуют извержениям кислого материала в период кальдерообразования. Вероятно, это связано с тем, что в этот период происходит образование периферического магматического очага и значительная часть тепла, поступающего из глубин Земли, используется на нагревание и плавление пород под вулканом.

Баланс тепла в области переноса можно представить в следующем виде:

$$q = q_{\text{изв}} + \Phi_{(q)}$$

где  $q$  — тепловой поток, генерируемый в области питания вулкана;  $q_{\text{изв}}$  — поток тепла, поступающий на поверхность с вулканическими продуктами;  $\Phi_{(q)}$  — диссипативная функция, выражающая любые потери тепла на пути переноса.

В докальдерную стадию развития вулкана большая часть переносимой энергии, вероятно, рассеивается за счет нестационарной теплопроводности и плавления пород в промежуточных и периферических магматических очагах. Этим, видимо, и объясняются более низкие значения удельной тепловой мощности на первом этапе развития вулкана по сравнению с посткальдерной вулканической деятельностью. Образование периферического очага завершает процесс формирования корневой зоны вулкана.

на. Потери тепла на плавление пород значительно уменьшаются. Процесс теплопроводности вследствие прогрева пород в области переноса и установления постоянных градиентов температуры приближается к стационарному. В этих условиях, несмотря на уменьшение масштабов вулканических проявлений, мощность потока тепла, выносимого на поверхность, увеличивается.

Средняя величина удельной тепловой мощности за все время жизни вулкана оказывается в 4–5 раз меньше предельной мощности теплового потока— $10^3$  ккал/км<sup>2</sup> сек. Интересно, что для вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия) были получены величины удельной тепловой мощности того же порядка, что и для вулканов Уксичан, Крашенинникова и Малого Семячика [4]. В этом случае расчет проводился за период в  $10^6$ , а не  $10^4$  лет, как это было сделано Г.Н. Ковалевым. Разность между предельной и средней удельной тепловой мощностью вулканов, видимо, связана с диссипативным членом в формуле баланса тепла. Она максимальна в начальной стадии развития вулкана до кальдерообразования и минимальна в период завершения вулканической деятельности.

Что касается механизма движения энергии в глубинном вулканическом процессе, то возможные варианты ограничиваются выбором носителя, способного обеспечить необходимую плотность энергии. На каком-то этапе это может быть свободная конвекция в магматическом канале, но в основе процесса, вероятно, лежит поток диссоциированных летучих из мантии, претерпевающих превращения с экзотермическим эффектом [10]. В результате анализа энергетических характеристик вулканов можно сделать следующие выводы.

Вулканы Уксичан, Малый Семячик и Крашенинникова характеризуются приблизительно одинаковыми величинами удельной тепловой мощности на сходных этапах своего развития. Эта величина минимальна в докальдерную стадию развития вулкана, максимальна в период посткальдерной вулканической деятельности и в целом значительно меньше предельного потока энергии, выносимой на поверхность при извержениях современных вулканов. Вероятно, часть теплового потока, генерируемого в области питания вулкана, рассеивается нестационарной теплопроводностью и используется на нагрев и плавление пород в корневой зоне вулкана. Образование кальдеры, связанное с деятельностью периферического магматического очага, происходит в период завершения формирования корневой зоны вулкана. В дальнейшем потери тепла в области переноса уменьшаются и процесс теплопереноса приближается к стационарному. Удельная тепловая мощность вулканов достигает наибольших значений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях. — В кн.: Современный вулканизм, т. 1. М.: Наука, 1966.
2. Большая советская энциклопедия, т. 16. М.: Советская энциклопедия, 1974.

3. *Гленсдорф П., Пригожин И.* Термодинамическая теория структуры, утичности и флуктуации. М.: Мир, 1973.
4. *Ковалев Г.Н.* К вопросу об энергетике активного вулканизма. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
5. *Коналев Г.Н., Слезин Ю.Б.* О возможном механизме накопления энергии извержений в вулкане. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
6. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Супержицкий Л.Д., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Егорова И.А., Лупкина Е.Г.* Возраст вулканов Курило-Камчатской вулканической области. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
7. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973.
8. *Селянгин О.Б.* Карымская группа вулканов. Вулканы Карымский и Малый Семячик. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974.
9. *Скороходов В.Н.* Некоторые особенности эволюции четвертичного вулкана Уксичан (Срединный хребет Камчатки). — В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976.
10. *Слезин Ю.Б., Ковалев Г.Н., Гребзды Э.И., Чеглецова С.А.* Об активности вулкана Малый Семячик. — Бюлл. вулканолог. ст., 1971, № 47.
11. *Федорченко В.И., Шилов В.Н.* Некоторые особенности четвертичных вулканов Курильских островов и их связь с глубинными процессами. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
12. *Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафиг К., Файф У.* Земля. Введение в общую геологию, т. 1. Мир, 1974.
13. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
14. *Hedervari P.* On the energy and magnitude of volcanic eruption. — Bull. Volcanol. v. 25, Napoli, 1963.

## ВИХРЕВАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА И НЕКОТОРЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ ПРИМЕНЕНИЯ

В настоящее время большинством исследователей принята развивавшаяся Г.С. Горшковым [1, 2] точка зрения о мантийном питании вулканов. Этот вывод базируется, с одной стороны, на эффекте экранирования сейсмических волн магматическими очагами, а с другой — на результатах петрохимических, петрологических, геохимических исследований и, в частности, на соотношении изотопов стронция в вулканических породах.

Вулканы, по образному выражению знаменитого немецкого естествоиспытателя Александра Гумбольдта “предохранительные клапаны Земли”, являются поверхностным отражением глубинных процессов, происшедших и происходящих в мантии Земли. Поскольку прямое изучение глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии сейчас невозможно, вулканы остаются пока одним из основных источников информации о глубинах Земли. Эта информация собирается главным образом при анализе вулканических пород, но она может быть существенно дополнена за счет установления закономерностей пространственного размещения вулканов. Подобная попытка предпринята автором и в настоящей работе.

Второй путь весьма перспективен, так как имеется разнообразный картографический материал, аэро- и космические снимки всей поверхности Земли, на которых вулканические формы видны прекрасно. Известное ограничение, правда, накладывает недолговечность существования выраженных в рельефе вулканических образований: в условиях орогенных областей они сохраняются не дольше 1—2 млн. лет, а в благоприятных платформенных обстановках не более 15—20 млн. лет. Однако появившиеся в последние годы детальные гипсометрические, геоморфологические и геологические карты океанов, где общее количество сохранившихся вулканических форм в десятки и сотни раз больше, чем на суше, позволяют опустить эту границу, по крайней мере, до 100 млн. лет. А космические съемки Луны, Марса, Меркурия, где имеются вулканические образования с возрастом в 3—4 млрд. лет, дают возможность наблюдать закономерности их размещения, строения и развития, начиная с ранних стадий эволюции планет земного типа. С поправками на специфические условия Земли полученные данные могут быть использованы и при изучении земного докембрийского вулканизма.

Анализируя структурное положение вулканических областей, Г.С. Горшков [3] пришел к выводу, по-видимому, наиболее правильному на современном этапе — о тесной взаимосвязи вулканизма и плитовой тектоники.

Подобная концепция лежит и в основе разработанной в качественном виде вихревой вулканической гипотезы. С другой стороны, предлагаемая гипотеза является, в известной мере, развитием идей Ли Сы-Гуана [4], высказанных им в работе о вихревых структурах Северо-Западного Китая.

О наличии в верхних оболочках Земли спиральных вихрей с вертикальной осью вращения (циклонического и антициклонального типов). Изучение гипсометрических, геоморфологических, геологических карт и космических снимков позволило автору выявить характерную спиральную ориентировку в расположении вулканических островов и поднятий и зон разрывных тектонических нарушений в пределах различных участков Северного и Южного полушарий Земли (рис. 1, см. вкл.). При этом часть спиралей закручена по часовой стрелке, а часть — против. Высказано предположение, что наблюдаемые на поверхности структуры являются отражением глубинных спиральных вихрей циклонического и антициклонального типов (по аналогии с похожими образованиями в атмосфере), приуроченных к астеносфере Земли. Поперечник вихревых структур варьирует от нескольких сот км до 4500–5000 км.

Изучение морфологии вихревых структур показало, что спиральные вихри твердой оболочки Земли, как обычные циклоны и антициклоны, были подвижными и субстационарными. Примером относительно небольшого, активного в настоящее время подвижного вихря антициклонального типа служит Гавайский, приуроченный к юго-восточной оконечности Гавайского вулканического хребта (рис. 2). Центральная часть вихря, по-видимому, совпадает с местоположением гигантского (объем 50–60 тыс. км<sup>3</sup>) вулканического сооружения — острова-вулкана Гавайи. Средняя скорость поступления магматического материала за последние 150 лет оценивается в 0,11 км<sup>3</sup>/год или в  $0,28 \times 10^9$  т/год [5]. Однако по данным С. Тораринссона [6] по Исландии, поверхности литосферы достигает не более 1/4 выплавленного базальта. Таким образом, количество базальтового вещества, выплавленного в зоне Гавайского вихря, составляет, вероятно, не менее  $(1,1–1,2) \times 10^9$  в год, а его средняя многолетняя тепловая мощность >60 млн. квт. Во время сильных извержений суммарная мощность вулкана нередко превышала 1 млрд. квт. С внешней стороны закрученная против часовой стрелки цепочка молодых вулканов о-вов Гавайи, Мауи и других окружена так же ориентированным валом, а еще дальше — понижением. Судя по следам вихря на поверхности дна океана, его поперечник равен 800–1000 км.

Поступательное движение Гавайского вихря происходило с СЗ на ЮВ. Пройденный путь трассируется вулканическими островами Гавайского хребта длиной около 2400 км, а породы наиболее древних островов на СЗ имеют возраст 15–16 млн. лет [7, 8]: Таким образом, средняя скорость перемещения вихря за этот отрезок времени составляла 15 см/год. Но она была весьма непостоянной, о чем свидетельствует групповое распределение островов-вулканов, и могла достигать в некоторые интервалы времени намного большей величины. В настоящее время активная часть центральной части вихря испытывает опускание (о-в Гавайи — 4,8 мм/год, о-в Мауи — 1,7 мм/год). Граница активной зоны, вероятно, проходит сейчас через о-в Молокаи, который стабилен. Все остальные острова испытывают поднятие. Моделью Гавайского спирального вихря может служитьхождение воронкообразного вихря по поверхности воды.

Аналогичные вихри, по-видимому, располагаются сейчас под вулкано-тектоническими депрессиями Тоба (на о-ве Суматра) и Таупо-Роторуа

(Северный остров Новой Зеландии), где в четвертичное время отмечались самые крупные на земном шаре извержения кислого пирокластического материала: более  $2000 \text{ км}^3$  в первом случае и  $\approx 8000 \text{ км}^3$  — во втором (в сумме).

Разница в составе изверженного материала, вероятно, объясняется неодинаковым строением литосферных плит над вихрями: в первом случае океаническая плита, в двух других — окраины материковых плит.

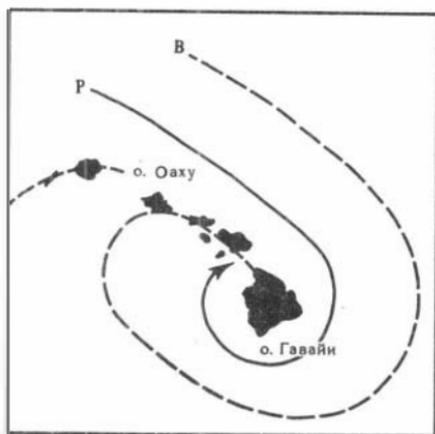


Рис. 2. Схема активной части Гавайского "антициклонального" вихря

$P$  — ось рва  $B$  — ось валлообразного поднятия (пунктир)

Следы других подвижных вихрей антициклонального типа видны в районе о-вов Фиджи (рис. 3), южной части архипелага Соломоновых островов (Тихий океан), Южных Сандвичевых и Малых Антильских островов (Атлантический океан). Их поперечники колеблются от 600 до 2000 км.

Субстационарные "антициклональные" вихри располагаются в районе Бермудского вулканогенного поднятия, Азорских островов и островов Зеленого Мыса, моря Банда, южных частях Охотского и Берингова морей, на Камчатке и во многих других местах.

По своей сути и механизму образования спиральные вихри антициклонального типа — астеносферные мальстремы, гигантские воронки, пронизывающие верхние оболочки земного шара. Для фанерозойского отрезка истории развития Земли, по мнению автора, возможно предполагать три главные причины, приводящие к возникновению этого типа вихрей.

1. Поддвижение океанических участков плит в месте сочленения их с материковыми (периферия Тихого океана и др.). Образование здесь нисходящих вихрей обусловлено резким возрастанием нагрузки на астеносферный слой при поддвижении плит. В этой ситуации должно происходить выжимание базальтовых жидкостей с уровней астеносферы, расположенных непосредственно ниже подошвы литосферы [9]. А под влиянием вращения Земли выдавленная жидкость начинает движение по спирали, приводя к зарождению нисходящего вихря.

Возникновение антициклональных вихрей может служить одной из причин широкого распространения в переходных зонах глубоководных

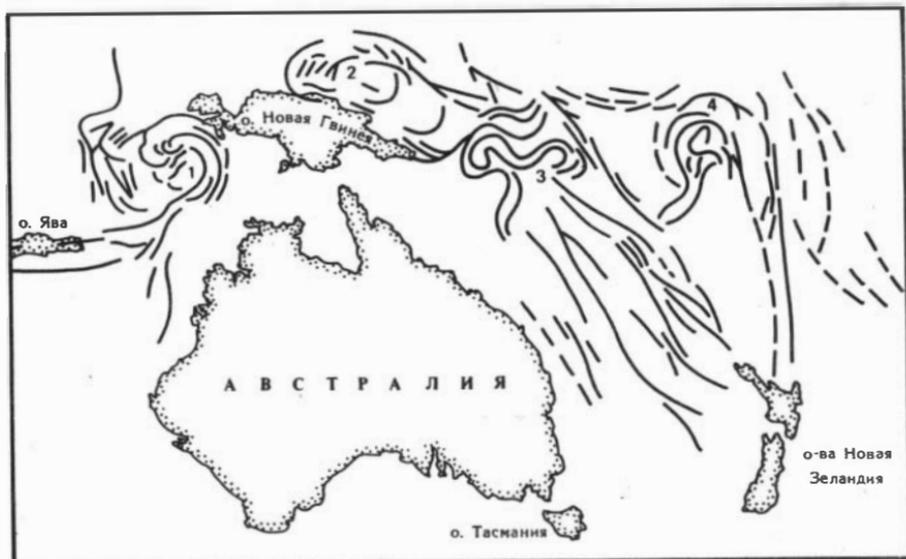


Рис. 3. Схема антициклональных вихрей по северному периметру Австралии

1 — Восточно-Индонезийский; 2 — Ново-Гвинейский; 3 — Соломоновых островов; 4 — островов Фиджи

впадин окраинных морей с повышенным региональным тепловым потоком (типа Южно-Охотской котловины) и существования аномально падающих участков зона Беньюффа. Последние можно рассматривать в качестве крутопадающих глубинных сколов, отграничивающих тело вихря от неподвижной части литосферы, или сколов, разделяющих зоны сжатия и разряджения в пределах самого вихря. Таким образом, получают объяснение различные наклон и ориентировка фрагментов зоны Беньюффа в пределах аномальных зон (районы Зондской дуги к востоку от о. Тимор, юго-западная часть Ново-Британской островной дуги и др.). Падение и ориентировка сколов должны удовлетворять здесь лишь одному условию: они должны круто падать к центру того вихря, с которым связано их образование.

Вполне вероятно, что эпицентр одного из таких вихрей располагается сейчас в районе залива Сагами (восточное побережье о-ва Хонсю, Япония), где происходит сочленение Японской и Идзу-Бонинской островных дуг. Геодезические работы 1884—1896 и 1924—1925 гг. показали [4], что залив Сагами служит центром горизонтального вращения антициклонального типа (рис. 4). Угол вращения равен в среднем  $3 \times 10^{-5}$  радиана. После катастрофического землетрясения 1923 г. здесь измерены горизонтальные перемещения вдоль линии сдвига от 5—9 до 12,5 фута.

В Японии, насколько можно судить по анализу горизонтальной деформации суши по результатам около 300 триангуляционных пунктов I класса, проведенному Т. Харада [10], хорошо выражены следы еще по крайней мере двух вихревых структур (рис. 5). Эпицентры их находятся, по-видимому, к юго-востоку от о-ва Сикоку и к востоку от северной оконечности о-ва Хонсю.

Рис. 4. Схема горизонтальных движений в районе зал. Сагами (Япония). По С. Фудживара и др. (из работы Ли Сы-Гуана [4]). Направление и длина стрелок в условном масштабе характеризуют горизонтальные перемещения разных участков за период с 1899 по 1924 г.

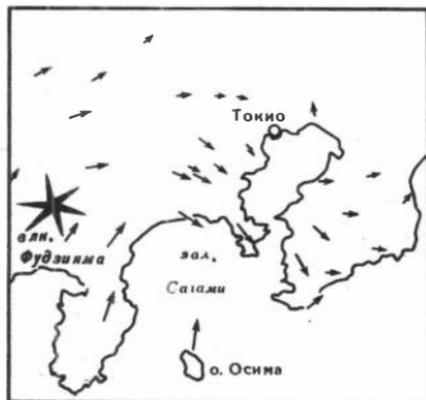
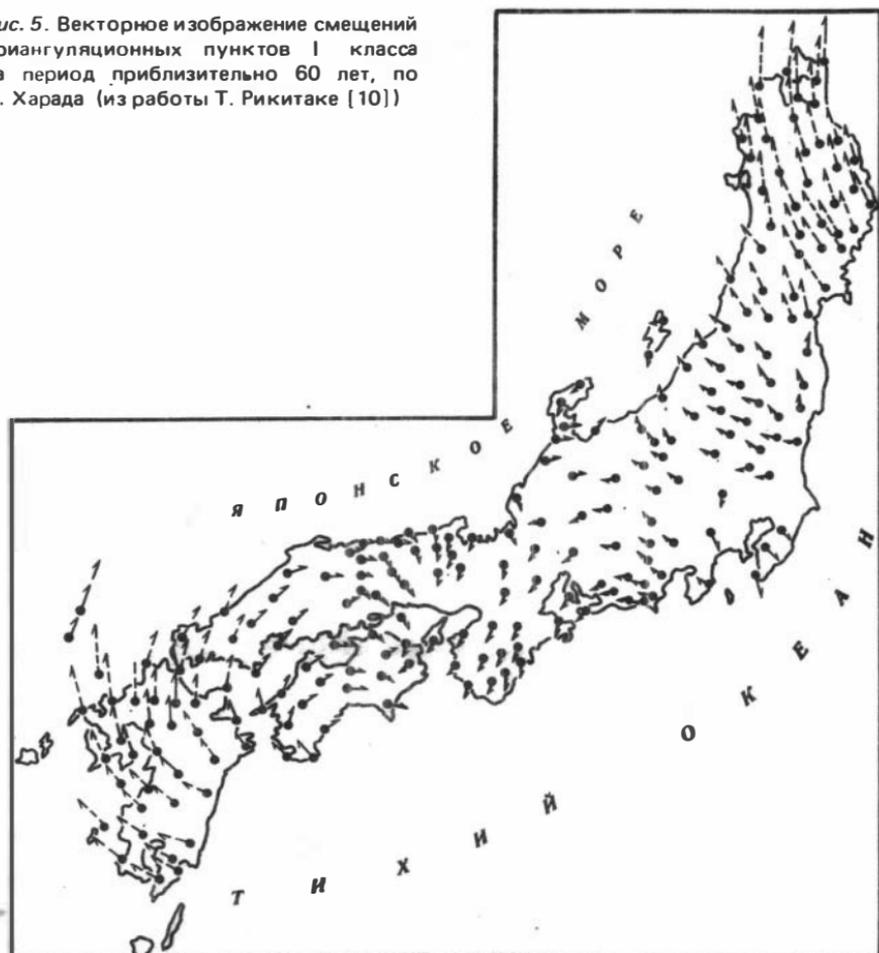


Рис. 5. Векторное изображение смещений триангуляционных пунктов I класса за период приблизительно 60 лет, по Т. Харада (из работы Т. Рикитакэ [10])



II. Горизонтальное смещение друг относительно друга блоков земной коры (включая литосферные плиты). Этот случай подробно рассмотрен в работе Ли Сы-Гуана [4]. Легко увязываются с нисходящими вихрями переходных зон и обнаруженные в последние годы глубоко в мантии гигантские фрагменты "холодных" океанических плит (р-ны Алеутских островов, о-вов Новой Земли, Памира и т.д.). Наличие последних, вероятно, обусловлено прекращением активности вихря по какой-либо причине на одной из ранних стадий его развития. Возможно также, что вращение вихрей является причиной самых глубоких землетрясений в переходных зонах.

III. Вне переходных зон главная причина возникновения нисходящих спиральных вихрей – большая нагрузка отдельных участков литосферы тяжелым изверженным магматическим материалом базальтового состава. Дело в том, что при кристаллизации базальтовой расплава его плотность увеличивается: например, для диабазовой разности базальта примерно на 8,6% [11]. В пределах сильно нагруженных сверху тяжелым базальтовым веществом участков литосферы возникают условия гравитационной неустойчивости. Как и в первом случае, выжатая из астеносферы под действием дополнительной нагрузки базальтовая жидкость приходит во вращение, приводя к возникновению спирального вихря. Для наглядности этот способ возникновения антициклональных нисходящих вихрей в астеносфере возможно сравнить с образованием в обычных условиях подобного же вихря при погружении в любую жидкость тел с плотностью большей, чем у самой жидкости (пример – тонущий корабль).

Нисходящие вихри, включающие твердые нерасплавленные фрагменты литосферы, по-видимому, как бы ввинчиваются в астеносферу наподобие гигантских буравов. Если такое предположение верно, то возникающие силы трения должны быть намного меньше, чем при обычном поддвигании плит. Таким образом, может быть снято одно из главных возражений против плитовой тектоники.

Возникновение в верхних оболочках Земли, с одной стороны, типичных вихрей, как в жидкости или газе, а с другой – образование в них трещин раскола, как в твердых телах, объясняется двойственной природой вещества мантии. Как показано О.Г. Сорохтиным [9], при длительных процессах (порядка  $10^5 \div 10^6$  лет) вещество мантии ведет себя как очень вязкая жидкость, а при более коротких во времени нагрузках, как твердое тело. То же, по-видимому, можно предположить и в отношении литосферы, когда ее вязкость в результате дополнительного разогрева при зарождении вихря переходит порог пластичности, равный в среднем  $10^{22}$  пуаз [12].

Спиральные вихри циклонического типа приурочены к зонам восходящих конвективных потоков, трассируемых на поверхности земного шара системой срединно-океанических хребтов и рифтовых областей. Возникновение отдельных вихрей обусловлено, по-видимому, двумя главными причинами: 1) различной интенсивностью и скоростью подачи глубинного вещества наверх и 2) неодинаковым возрастом отдельных участков глобальной системы срединно-океанических хребтов и генетически родственных им структур.

“Действующие циклонические” вихри в настоящее время располагаются в районе Исландии, Эфиопии (область Афар), в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (р-н островов Пасхи и Сала-и-Гомес) и в других местах. В первых двух районах наблюдается закрутка вихрей против часовой стрелки, что характерно для “циклонических” вихрей Северного полушария. Это легко обнаруживается по ориентировке выраженных в рельефе зон трещинных извержений и разрывных тектонических и вулканотектонических нарушений [13]. В последнем районе, расположенном в Южном полушарии, закрутка вихря по часовой стрелке видна по соответствующей ориентировке цепочек вулканов (рис. 6).

В Исландии оказалось возможным прямо измерить угол поворота вихря за последние несколько десятков тысяч лет. В южной части Исландии (район ледника Ватна-Йокудль) на космическом снимке, сделанном со спутника ERTS-1, хорошо видно, что линии трещинных извержений верхнеплейстоценового возраста, обработанные ледником, имеют простирание ССВ 25–27°, а для линий последнециклоновых трещинных извержений характерно простирание ССВ 18–20° (рис. 7). Таким образом, угол поворота составляет здесь 7°.

В районе Йеллоустонского Национального парка найдены геофизические доказательства существования “циклонического” вихря. По данным Г. Итона, Р. Кристиансена и др. [14], комплексное исследование района показало присутствие частично расплавленного батолитоподобного тела, прослеживающегося в верхней мантии до глубины порядка 100 км. На поверхности наблюдается прекрасно выраженная, громадная (85x x55 км) вулканотектоническая депрессия, с которой были связаны очень мощные (до 900 км<sup>3</sup> за один цикл) выбросы пирокластического материала.

Не исключено, что крупная (1200–1500 км в поперечнике) вихревая структура (система структур?) циклонического типа находится на юго-западе США, на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. Возможно, что с ней ассоциируются излияния огромных объемов базальтов Плато Колумбии (350 тыс. км<sup>3</sup>) и выброс более 200 тыс. км<sup>3</sup> кислой пирокластике района Большого Бассейна. Вращением этой структуры против часовой стрелки объясняется и характер горизонтальных подвижек по знаменитому разлому Сан-Андреас: движение американской плиты в юго-восточном направлении и тихоокеанской — в северо-западном.

Наиболее крупными из выраженных на поверхности Земли вихревых структур являются, по-видимому, Восточно-Африканская и Южно-Азиатская, расположенные в приэкваториальной зоне (рис. 8).

Западный вихрь прекрасно виден не только на опубликованной карте рельефа дна Индийского океана и его обрамления [15]. По его внешнему периметру проходит гигантская зона нарушения, трассируемая в Индийском океане подводным Аравийско-Индийским хребтом и зоной растяжения дна Аденского залива, а на территории суши — системой африканских рифтов от южной оконечности Красного моря до Мозамбикского пролива. Вращение вихря происходило против часовой стрелки, что указывает на его нисходящий, антициклональный характер. Однако в его пределах

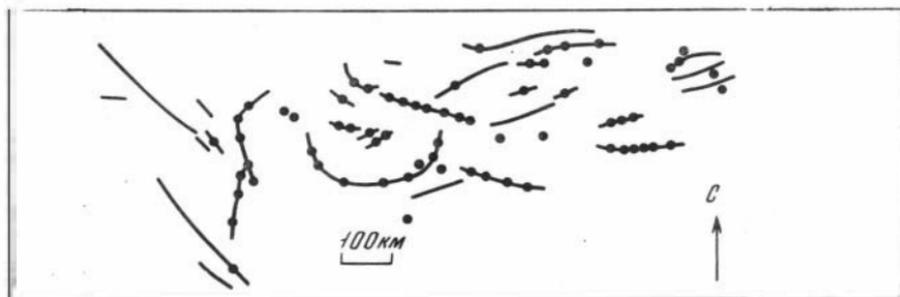


Рис. 6. Схема распространения вулканических хребтов (толстые линии) и вулканов (точки) района островов Пасхи и Сала-и-Гомес

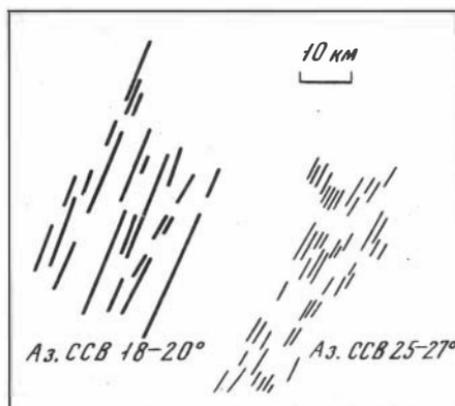


Рис. 7. Ориентировка доледниковых (тонкие линии) и послеледниковых зон трещинных извержений в южной Исландии (по космическому снимку с ERTS-1, сделанному 31 января 1973 г.)

выделяется множество более мелких вихревых структур циклонического и антициклонального типов, вращающихся в разные стороны в зависимости от своего типа и положения в Южном или Северном полушариях.

Приуроченность к одному вихрю континентальной Восточно-Африканской рифтовой системы и океанического Аравийско-Индийского хребта может указывать и на единство их происхождения.

Восточный вихрь имеет в настоящее время четкие границы лишь с южной, западной и отчасти северной сторон. Здесь естественными его границами служит сложно построенная Индонезийская дуга, а в Юго-Восточной части азиатского материка — зона выходов вулканогенных пород мелового и кайнозойского возраста, прослеживаемая от Бенгальского залива до устья р. Янцзы, а также многочисленные разрывные нарушения [16]. Вращение вихря происходило по часовой стрелке. Но здесь, как и на западе, имеется большое количество разнообразных локальных вихрей, вращавшихся и продолжающих вращаться и по, и против часовой стрелки. Взаимодействием этих вихрей и объясняется чрезвычайно сложная геоморфология и геология данной области. Усложнение строения частично, по-видимому, обусловлено еще и тем, что здесь происходит сочленение плит Индийского и Тихого океанов, а также материковых плит Австралии, Азии и Индии.

Нахождение на отдельных участках срединно-океанических хребтов нескольких самостоятельных, возникших в разное время и вращающихся

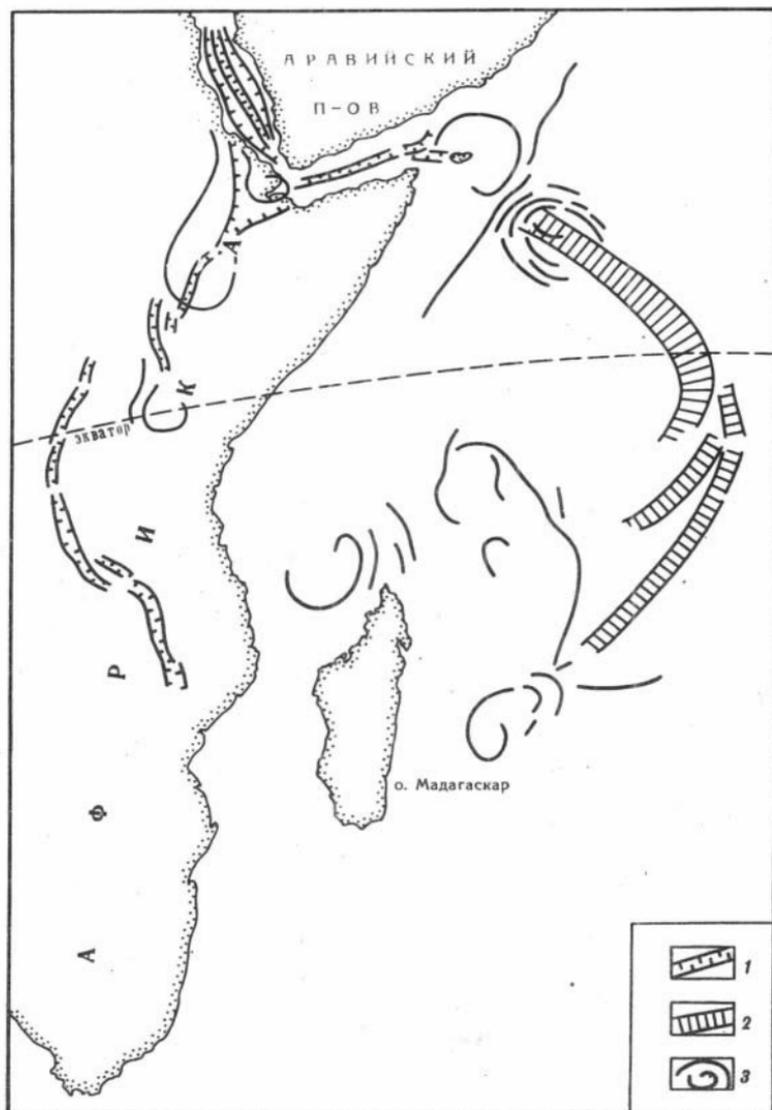


Рис. 8. Принципиальная схема Восточно-Африканской структуры

1 – рифтовые зоны, Красного моря и Аденского залива; 2 – Аравийско-Индийский срединно-океанический хребет; 3 – фрагменты локальных вихревых структур

ся с разной скоростью циклонических вихрей, вероятно, одна из главных причин появления трансформных разломов, образование которых легко объяснить взаимодействием вращающихся в одном направлении вихрей (рис. 9). В зависимости от разницы в скорости вращения циклонических вихрей морфология и длина трансформных разломов будет также разной. С противоположной закруткой циклонических вихрей в Северном

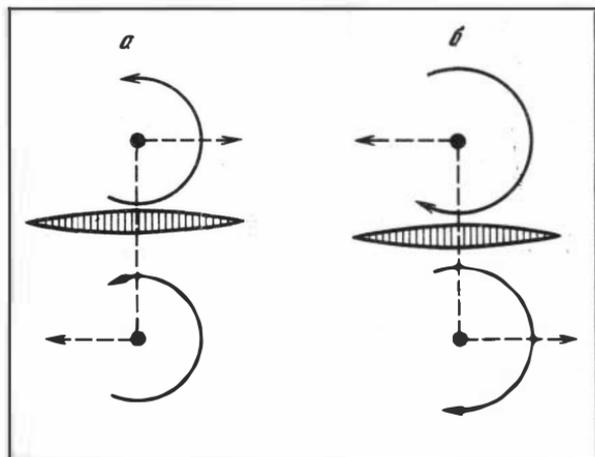


Рис. 9. Принципиальная схема образования зон трансформных разломов (заштрихованы) в срединно-океанических хребтах в Северном (а) и Южном (б) полушариях при взаимодействии циклональных вихрей

и Южном полушариях естественно связать общее S-образное простираание Атлантического срединно-океанического хребта и его резкий изгиб в экваториальной зоне. Кроме того, возникновению и развитию трансформных разломов весьма благоприятствует одновременное сосуществование рядом расположенных, но вращающихся в разные стороны циклонических и антициклональных вихрей. Пространственными комбинациями в расположении вихрей обоих типов можно объяснить образование многих известных в настоящее время зон трансформных разломов.

Помимо отчетливо выраженных в рельефе региональных вихревых структур вероятно образование и глобальных структур, проявляющихся на поверхности не столь явно.

Принципиальная возможность возникновения подобных вихрей обусловлена вращением Земли вокруг своей оси, а также предполагаемым существованием в верхней мантии конвективных движений, связанных с плотностной дифференциацией вещества, наличие которой показано расчетами Е.В. Артюшкова [17, 18] и О.Г. Сорохтина [9]. В соответствии с теорией плотностной дифференциации, в случае одной конвективной ячейки и при двухъячейстой конвективной структуре подразумевается горизонтальное течение вещества в астеносфере. Однако по закону Кориолиса всякое тело, движущееся горизонтально на поверхности Земли (по-видимому, будет правильно добавить, и в астеносфере), независимо от направления движения, отклоняется в Северном полушарии вправо, в Южном — влево, вследствие вращения Земли с запада на восток. В зоне восходящих конвективных потоков из-за оттока вещества мантии к земной поверхности давление должно падать, в результате чего создаются условия для образования вихрей циклонического типа, вращающихся в Южном полушарии по часовой стрелке, а в Северном — против. Наоборот, в зоне нисходящих конвективных потоков относительный рост давления способствует возникновению вихрей антициклонального типа, вращающихся в Северном полушарии по часовой стрелке, а в Южном — против.

В случае одной конвективной ячейки должны существовать два сопряженных между собой глобальных вихря: "циклонический" в зоне восходящих потоков вещества в мантии и "антициклональный" в зоне нисходящих потоков; в случае двух ячеек — две пары таких вихрей.

Наиболее благоприятна для возникновения обоих типов вихрей астеносфера, так как ее вязкость ( $\approx 10^{19} - 10^{21}$  пуаз), по современным представлениям, на несколько порядков меньше по сравнению с таковой вышележащей литосферы ( $\approx 10^{24} - 10^{25}$  пуаз) и более низких горизонтов мантии ( $\approx 10^{24} - 10^{26}$  пуаз).

В настоящее время имеется несколько моделей вещества верхней мантии [19, 20 и др.]. Однако при любой модели ее плавление приводит, как это показано В.В. Белоусовым [21, 22], к выделению огромных масс базальтовой магмы и образованию астенолитов — обособленных тел базальтового расплава, имеющих меньшую плотность по сравнению с материалом астеносферы, и поэтому обладающих тенденцией к подъему.

Согласно экспериментам Х. Рамберга [23] по моделированию образования куполовидных поднятий в условиях инверсии плотностей, при подъеме легкого материала (для астеносферы базальтового астенолита), когда на его пути встречается непроницаемый слой (литосфера), происходит растекание материала в стороны. Растекание вызывает растяжение и утонение вышележащего слоя. Однако в условиях быстро вращающейся Земли подъем вещества к поверхности должен проходить, в соответствии с законом Кориолиса, по восходящей расширяющейся кверху спирали.

Часть кинетической энергии образовавшихся спиральных вихрей, благодаря внутреннему трению, которое возникает при вязком течении вещества астеносферы, переходит в тепловую, нагревая и частично расплавляя надастеносферный слой (литосферу). Результатом является снижение общей вязкости литосферы до величины, близкой к таковой в астеносфере. Поэтому с астеносферой в движение вовлекается и расположенный над ней участок литосферы. В итоге спиральный астеносферный вихрь становится выраженным в рельефе. Расплавленный магматический материал подается по ослабленным зонам (зоны разряжения в вихревой структуре) на поверхность, формируя спиралеобразные в плане цепочки вулканов и вулканических поднятий. В пределах океанических акваторий "изваянные в камне" следы подобных вихрей могут сохраняться на протяжении многих десятков миллионов лет (наиболее древние из них имеют возраст до 90—100 млн. лет).

Принципиальные гипотетические схемы циклонического вихря зоны восходящих конвективных потоков для разных участков земной поверхности показаны на рис. 10.

Морфоструктурным выражением на поверхности Земли активного восходящего вихря является свод. Возникновение его предопределено разуплотнением мантии в результате интенсивного выноса оттуда глубинного вещества и увеличения объема литосферы за счет ее нагрева и частичного расплавления. Однако морфология конкретных сводов и характер вулканизма в их пределах будут, по-видимому, зависеть от типа, строения и возраста литосферных плит над зоной восходящих конвективных по-

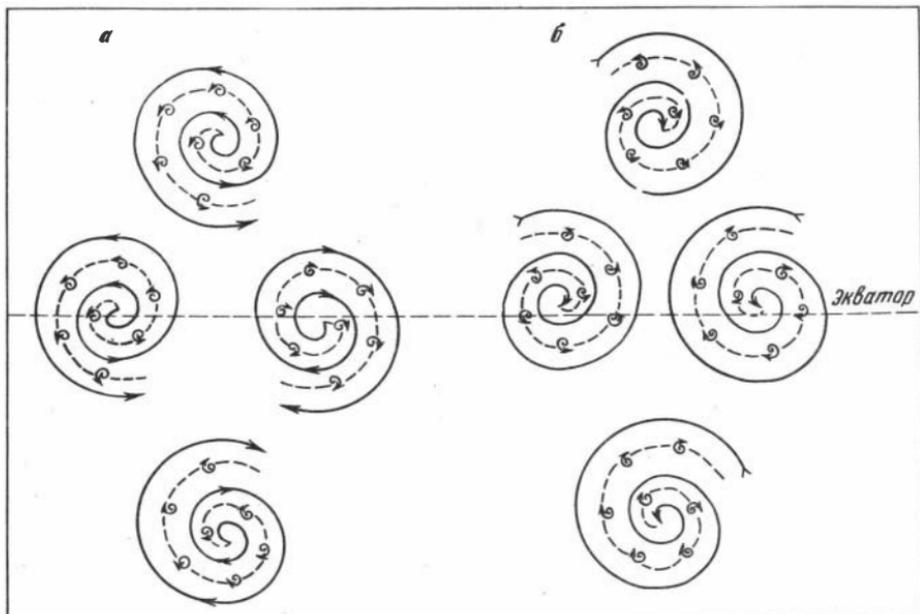


Рис. 10. Принципиальные схемы спиральных вихрей разных участков земной поверхности.

*а* — схемы вихрей циклонического типа; *б* — антициклонального. Стрелки показывают направление вращения

токов мантийного вещества. Здесь теоретически возможны три главных случая, когда возникновение свода происходит на месте: 1) древней материковой плиты, 2) молодой платформы и 3) океанической плиты.

В первом случае (Гондванский свод, см. ниже) земная кора "мертвая" и жесткая. Поэтому вещество коры практически активно не участвует в магматическом процессе. Рост свода сопровождается многочисленными расколами коры. В кульминационные моменты происходят катастрофические фреатические вулканические взрывы без значительного выброса ювенильного пирокластического материала. В зонах глубинных расколов имеет место интенсивный основной вулканизм — излияния выплавленных из астеносферы базальтов.

В случае возникновения свода на месте молодой платформы, где кора более пластичная и содержит какое-то количество сохранившего свою активность магматического вещества, внедрившегося ранее, должен проявляться очень мощный кислый и основной вулканизм. Причем последний возможен как за счет ювенильного вещества, выплавленного из астеносферы, так и за счет вновь активизированного магматического вещества коры. Вероятно, этот случай характеризуют отдельные участки Тихоокеанского подвижного пояса.

В третьем случае (Поднятие Дарвина в Тихом Океана, по Г.У. Менарду) эксплозивный вулканизм имеет, по-видимому, подчиненное положение, а главная роль принадлежит массовым базальтовым излияниям на дне

океанов. Образуется огромное количество крупных подводных базальтовых вулканов и островов-вулканов.

По В.В. Белоусову [21, 22], скопление остаточных продуктов в астеносфере в пределах участка, откуда отделился астенолит, приводит к образованию более тяжелого по сравнению со средней плотностью вещества астеносферы-антиастенолита. В связи с этим антиастенолит должен погружаться вниз, приводя к возникновению в астеносфере прогиба. Естественно предположить, что опускание антиастенолита приведет к образованию спирального антициклонального вихря. В свою очередь, вращение верхнего циклонического и нижнего антициклонального вихрей в противоположном направлении через какое-то время должно вызвать ослабление, а затем и прекращение деятельности восходящих конвективных потоков мантийного вещества. Следствием этого будет прекращение роста свода, его разрушение и, вероятно, некоторое опускание.

В течение активной стадии деятельности антициклонального вихря в зоне нисходящих конвективных потоков, наоборот, происходит, по видимому, общее опускание земной коры. А выплавленный материал в результате вращения вихря подается на поверхность по зонам растяжения вихревой структуры, приводя к мощному вулканизму (Сибирская трапповая провинция). В отличие от ранее рассмотренного случая, тормозящее действие на работу антициклонального вихря оказывают вторичные циклонические вихри зон растяжения (см. рис. 10,б), тогда как опускание антиастенолита должно стимулировать его деятельность. Не исключено, что последним объясняется большая продолжительность вулканизма в пределах зон нисходящих потоков. Следами вторичных циклонических вихрей, вероятно, можно считать недавно описанные [24] в Тунгусской синеклизе крупные (до 100 км и более в поперечнике) кольцевые дайки траппового комплекса, имеющие в плане близкие к спиральным очертания. После прекращения активной работы вихря земная кора этого участка начинает интенсивно подниматься и размываться.

В силу происходящих на Земле процессов часть механической, тепловой, химической и других видов энергии, связанной с вращением вихрей всех типов, должна перейти в электрическую. В итоге вихрь становится как бы своеобразным электрическим генератором, в котором роль ротора играет сам вращающийся вихрь, а роль статора — окружающие участки астеносферы и литосферы. При этом верхняя часть ротора располагается в литосфере, а нижняя — в астеносфере, чем и определяется их разное значение в процессе выработки, распределения и накопления электричества в верхних оболочках Земли. В результате работы восходящих и нисходящих вихрей — генераторов Северного полушария теоретически должен возникать ток одного направления (условно положительного), а вихрей — генераторов Южного полушария — противоположного (условно отрицательного). Поскольку на уровне астеносферы, благодаря ее электропроводности, все генераторы "включены" в единую глобальную электрическую цепь, общее направление электрического поля в астеносфере определяется разностью суммарной мощности вихрей — генераторов Северного и Южного полушарий. При большей мощности генераторов Северного

полушария должен возникать ток одного направления, а Южного — другого. При равенстве мощностей этих генераторов обусловленный их работой электрический потенциал в астеносфере должен быть равен нулю.

В соответствии с направлением электрического тока в астеносфере, по-видимому, ориентируется и магнитное поле Земли. При отсутствии электрического потенциала в астеносфере обусловленное астеносферным электричеством магнитное поле вообще должно исчезнуть. Соответственно, при уменьшении или увеличении электрического заряда астеносферы интенсивность магнитного поля Земли также уменьшается или увеличивается.

Равенство суммарной мощности генераторов, вырабатывающих "положительное" и "отрицательное" электричество, по-видимому, не может продолжаться в течение длительного отрезка времени вследствие большой инерционности процессов, происходящих в астеносфере. Поэтому, по логике событий, сам момент обращения магнитного поля Земли должен быть очень коротким (вероятно, тысячи—десятки тысяч лет).

Изложенные выше предположения хорошо согласуются с данными, полученными при изучении характера магнитного поля Земли в прошлые геологические эпохи.

В отличие от астеносферы, генераторы, работающие в литосфере, не объединены в единую электрическую цепь, поскольку литосфера и особенно ее верхние горизонты плохо проводят электричество. Поэтому связанные с "работой этих генераторов" электрические и магнитные поля должны иметь локальный характер.

Накоплению больших количеств электричества в районе литосферных генераторов, по-видимому, препятствует циркуляция в атмосфере и гидросфере. Дело в том, что места, где расположены сейчас работающие генераторы, служат районами зарождения большого количества циклонов как обычных, так и тропических, а также морских течений (например, Гольфстрима над генератором антициклонального типа в районе Бермудского вулканического поднятия). Зарождаясь над генератором, циклоны получают соответствующий электрический заряд и рассеивают его в атмосфере. Таким образом, они как бы играют для генераторов роль своеобразных дымовых труб, удаляющих накопленные электрические заряды и равномерно распределяющих их по всей атмосфере. Аналогичную задачу выполняют, по всей видимости, и морские течения.

Логично предположить, что благодаря электрическому заряду траектории движения циклонов определяются не только полями давлений и температур и особенностями строения рельефа земной поверхности, но также характером электрического и магнитного полей Земли. Не исключено даже, что обусловленные вращением астено-литосферных вихрей локальные гравитационные, электрические и магнитные поля вообще являются одной из главных причин зарождения циклонов. Если это так, то становится очевидной связь атмосферных явлений и пульсаций солнечной активности.

Еще одним следствием, вытекающим из предполагаемого существования астеносферных вихрей, является новый подход к решению проблемы происхождения кимберлитовых трубок и алмазов в них. По мне-

нию автора, кимберлитовые трубки могли возникнуть в результате мощного электрического пробоя верхних горизонтов земной коры при "коротком замыкании" электрических систем астеносферы и ионосферы.

Механизм подобного явления можно представить следующим образом: 1) внедрение по ослабленным зонам астеносферного вещества в верхние горизонты коры; 2) катастрофические взрывные вулканические извержения, ионизация атмосферы; 3) пробой в создавшейся ситуации верхних горизонтов земной коры и атмосферы; 4) преобразование в возникшем при электрическом разряде плазменном шнуре вещества астеносферы и вмещающих пород с образованием алмазов из ювенильного  $\text{CO}_2$  (или углерода в другой форме). *P* и *T* условия в плазменном шнуре, судя по современным наблюдениям за этим явлением, вполне достаточны для образования любого из высокотемпературных и высокобарических минералов, встречающихся в кимберлитовых трубках, в том числе и алмазов ( $1500^\circ\text{C}$ , 50 кбар).

Благоприятные условия для возникновения подобных пробоев существовали, вероятно, в кульминационные моменты эпох вулканической деятельности в пермо-карбоне (в интервалах 300–280 и 250–240 млн. лет назад), в меловую эпоху (120–115 и 90–85 млн. лет назад), на границе палеогена и неогена (30–25 млн. лет назад).

На протяжении фанерозоя вулканические проявления в пермо-карбоне, по-видимому, отличались максимальной интенсивностью. Возможно, это объясняется существованием в то время одноячейстой конвективной системы, характеризующейся, по расчетам О.Г. Сорохтина [9], резко повышенным (72% всей энергии конвективного процесса) выделением энергии в астеносфере, по сравнению с двухъячейстой, когда до 64% энергии приходится на нижнюю мантию.

Предполагается, что зона восходящих потоков мантийного вещества была приурочена к матерiku Гондваны, который по данным одной из последних реконструкций [25], располагался в высоких широтах Южного полушария, а нисходящих — к северной части материка Лавразии в Северном полушарии. Под Гондваной возник циклонический вихрь, а под Лавразией — антициклональный, вращавшиеся по часовой стрелке.

Под воздействием восходящего мантийного вещества и частичного плавления литосферы за счет выделения тепла при вращении вихря материк Гондваны испытал сводовое поднятие, которое сейчас хорошо доказано [26, 27 и др.]. В кульминационную стадию воздымания свода произошла серия катастрофических вулканических взрывов, способствовавших расколу Гондваны на несколько частей. Следы этих взрывов следует, по-видимому, считать мощную (до 1000 м) толщу (или часть ее) так называемых тиллитов или древних ледниковых отложений, которые по своим признакам больше напоминают типичные взрывные отложения [28]. Судя по датировкам тиллитов [29, 30], первая серия взрывов имела место 290–300, а вторая 240–250 млн. лет назад.

Одним из чрезвычайно характерных признаков толщи тиллитов, указывающих на ее взрывную природу, является, например, нахождение в ней так называемых импактитных форм алмазов, происхождение которых объяснялось падением гигантских метеоритов. Однако, по мнению

автора, алмазы в тиллитах имеют скорее земное происхождение, чем космическое, и возникли в соответствии с механизмом, рассмотренным выше. Хотя образование импактитных алмазов, не связанных с тиллитами, в результате взрывов при падении крупных метеоритов вообще и не отрицается (например, импактитные алмазы, обнаруженные в окрестностях Аризонского метеоритного кратера и т.д.). Надо, по-видимому, только различать алмазы вулканического и невулканического происхождения.

Относя пермо-карбоновые тиллиты к отложениям катастрофических вулканических взрывов и учитывая, что они содержат алмазы, можно считать перспективными для поисков алмазов и более древние толщи тиллитов. Интерес в этом отношении представляют позднедокембрийские тиллиты западной части Европейской территории СССР, изученные Н.М. Чумаковым [31], и сопредельные районы (на предмет поисков россыпных месторождений).

Вращением древнего Гондванского циклонического вихря по часовой стрелке возможно объяснить и "разбегание" после взрывов "осколков" Гондваны: Африки, Австралии, Южной Америки, Индии. В связи с тем, что Антарктида оказалась в центре вихря, она практически не переместилась по горизонтали, так и оставшись в околополярной области Южного полушария. Вращением вихря хорошо объясняется также и аппроксимация древних зон расколов, ограничивавших Антарктиду, логарифмической спиралью, рассчитанной О.Г. Сорохтиным [9].

В зоне нисходящих потоков мантийного вещества одновременно происходило формирование траппов Сибири. Наиболее интенсивная фаза траппового магматизма имела место в интервалах 250—215 млн. лет назад, а образование кимберлитовых трубок произошло 240—250 млн. лет назад: связующая масса кимберлитовых трубок имеет возраст 246 и 248 млн. лет [32].

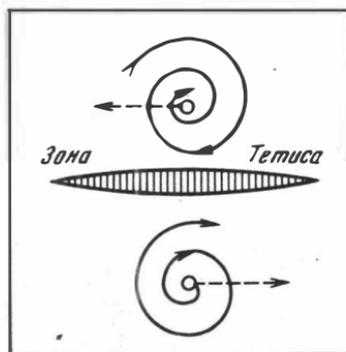
По данным изучения трапповой формации Восточной Сибири [33], первые фазы ее формирования сопровождались исключительно сильным эксплозивным вулканизмом, распространенным на огромных площадях. Ионизация атмосферы и внедрение в верхние горизонты коры глубинного вещества — проводника астеносферного электричества — создали благоприятные условия для серии коротких замыканий между электрическими системами астеносферы и ионосферы, а тем самым для возникновения кимберлитовых трубок и алмазов в них.

Современное местонахождение кимберлитовых трубок на периферии трапповой провинции Восточной Сибири или даже за пределами видимого распространения траппов объясняется общим поднятием Восточной Сибири после ослабления и прекращения траппового магматизма и вулканизма. Об этом, в частности, свидетельствует выход на дневную поверхность многочисленных внедрившихся на глубине силлов. В результате значительного (порядка нескольких километров) денудационного среза кимберлитовые трубки были уничтожены до самого основания, сохранившись лишь в пределах наименее поднятых участков.

Подобный вывод хорошо согласуется с предполагаемым характером вертикальных тектонических движений в зоне нисходящего антицикло-

нального вихря на разных стадиях его развития. На ранних стадиях литосфера в области такого вихря испытывает интенсивное опускание (по аналогии с современным Гавайским антициклональным вихрем). После прохождения вихря (для подвижного его подтипа) или прекращения его деятельности (для стационарного подтипа) литосфера должна испытать поднятие для восстановления изостазии. По закону взаимодействия вихрей (рис. 11) два вихря, равные по абсолютной величине и знаку интенсивности, вращаются вокруг оси, проходящей через середину расстояний между ними. Интенсивность нисходящего и восходящего вихрей

Рис. 11. Принципиальная схема взаимодействия "циклонического" (Гондванского) — внизу — и "антициклонального" — вверху — вихрей в верхнем карбоне — нижней перми



можно вполне считать одинаковой, так как они связаны с одной и той же конвективной ячейкой. В таком случае где-то в экваториальной зоне (примерно вдоль зоны Тетиса) должен был образоваться глобальный супер-сдвиг субширотного простирания. Такова, по-видимому, причина разделения материка Пангеи на Гондвану и Лавразию и активизации геосинклинального режима в зоне Тетиса.

В зонах растяжения, приуроченных к этому супер-сдвигу, происходит мощный вулканизм и формирование срединно-океанического хребта. В связи с подъемом мантийного вещества в пределах срединно-океанического хребта возникает множество локальных восходящих циклонических спиральных вихрей.

Взаимодействие локальных вихрей с ранее существовавшими глобальными нисходящими и восходящими вихрями приводит к появлению все новых и новых зон глубинных расколов, а следовательно, к образованию все большего количества новых локальных конвективных ячеек и их систем. В итоге литосфера раскалывается на множество перемещающихся друг относительно друга фрагментов — теперешних крупных и мелких материковых и океанических плит.

Вынос глубинного мантийного вещества через сложную и протяженную систему глубинных расколов привел к ослаблению, а затем и прекращению деятельности глобальной конвективной ячейки. Судя по датировкам возраста траппов Восточной Сибири [32], это произошло около 200 млн. лет назад.

Последовавшая вслед за этим эпоха была временем формирования новых участков океанического дна и активного перемещения литосфер-

ных плит. Около 200 млн. лет назад произошли массовые базальтовые излияния на восточном побережье США (базальты серии Ньюарк) и возникли два крупных рифта, что привело впоследствии к образованию первичных бассейнов Атлантического и Индийского океанов [25]. В конце юры ( $\approx 135$  млн. лет назад) начала формироваться новая рифтовая трещина, разделившая Южную Америку и Африку.

Другим важнейшим геологическим следствием сопряженной работы зон нисходящих и восходящих потоков конвективной ячейки пермокарбонического возраста является, по-видимому, ее влияние на ход складкообразовательных процессов. Общее тангенциальное сжатие земной коры при росте гигантского Гондванского поднятия вполне могло привести к замыканию герцинских геосинклинальных прогибов и складчатости конца карбона — начала перми.

Смещение зоны антициклонального вихря в западном направлении привело, по-видимому, к возникновению герцинид Урала. Вероятно, что с этим также связана вытянутая в широтном направлении область распространения сибирских траппов [34]. Заключительные фазы герцинской и начальные фазы мезозойской складчатости (например, индосинийскую или раннекиммерийскую конца триаса) возможно объяснить сводовым воздыманием (в связи с предложенным выше механизмом) области сибирской трапповой провинции после прекращения здесь деятельности нисходящего вихревого потока около 200 млн. лет назад. На это, в частности, указывает широкое распространение областей герцинской и раннемезозойской складчатости по периферии предполагаемого свода [35].

В течение мезозойского этапа кимберлитобразования система конвективных потоков была, по-видимому, уже намного более сложной по сравнению с предыдущим этапом. По всей вероятности, наряду с главной одноячейистой (?) структурой конвекции в мантии Земли существовало большое количество локальных конвективных ячеек, связанных с возникновением системы срединно-океанических хребтов и движением плит. Можно предполагать, что зона восходящих конвективных потоков была приурочена к огромному (4000x10000 км) Поднятию Дарвина в Тихом океане, выделенному Г.У. Менардом [36], а центр парной ей зоны нисходящих конвективных потоков находился на противоположной стороне земного шара (координаты вероятного центра  $40^\circ$  ю.ш.,  $20^\circ$  в.д.). Над зоной нисходящих конвективных потоков была в то время переместившаяся сейчас на северо-восток южная часть Африки, где сосредоточены кимберлитовые трубки мезозойского возраста. По определениям относительного и абсолютного возраста кимберлитов [27, 37], выделяются два интервала кимберлитобразования: 120–115 и 90–85 млн. лет назад. Интересно, что оба эти интервала совпадают с кульминационными моментами роста Поднятия Дарвина, с которым связывается самая обширная меловая трансгрессия эпиконтинентальных морей. В частности, по данным П.Э. Дэмона [38], два максимума площадей эпиконтинентальных морей наблюдались в туроне (85–90 млн. лет назад) и альбе (115 млн. лет назад).

Предполагаемый механизм образования кимберлитовых трубок Африки такой же, как и Восточной Сибири.

Вполне вероятно, что этапы воздымания Поднятия Дарвина также завершались гигантскими взрывами, однако взрывные отложения, если они были, находятся теперь глубоко на дне океана. Возможно, что они будут здесь вскрыты при подводном бурении. Что касается массовых базальтовых излияний после таких взрывов, то несомненными их следами могут служить так называемый второй слой океанической коры и многочисленные подводные вулканы.

При возникновении в зоне нисходящих потоков мантийного вещества вихря, закрученного против часовой стрелки, а в зоне восходящих потоков вихря с вращением по часовой стрелке, должно было происходить поступательное движение вихрей в северном направлении, что и наблюдалось в реальной обстановке, так как по данным всех реконструкций Африканская, Индийская и Австралийская плиты перемещались в это время на север.

Сопряженно с этапами формирования Поднятия Дарвина происходило и развитие Тихоокеанского подвижного пояса на периферии Тихого океана. В хорошем согласии, например, находится этапность развития геосинклинальных зон мезозойской складчатости на территории Северо-Востока СССР и запада Северной Америки. Так, фазы складчатости на границе верхней юры и нижнего мела, нижнего и верхнего мела в точности соответствуют этапам роста Поднятия Дарвина. Возникновение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, происходившее по новым данным магаданских геологов и палеовулканологов (В.Ф. Белый и др.), в течение очень короткого времени (конец среднего альба — первая половина сеномана), является, по-видимому, реакцией на быстрое растяжение, которое должно было последовать в результате опускания Поднятия Дарвина после первой кульминационной фазы развития.

Однако наибольшие последствия для формирования главных черт современного геологического строения и рельефа подвижного пояса периферии и дна Тихого океана имели распад и опускание Поднятия Дарвина после второй кульминационной фазы его развития. Вероятно, именно тогда произошло заложение близкой к современной системы глубинных разломов и активизировался процесс поддвигания океанической плиты под материковую в западном секторе периферии Тихого океана, что в итоге привело к возникновению здесь характерной системы островных дуг и родственных им тектонических систем. В свою очередь, поддвигание плит способствовало появлению в переходной зоне локальных нисходящих вихрей (возможная причина образования глубоководных впадин окраинных морей — Охотского, Берингова, Японского и др.). Так, анализ новейших геофизических и геологических данных показал, что впадина Японского моря возникла 70–100 млн. лет назад [39].

Опускание центральной части Поднятия Дарвина также сопровождалось возникновением нисходящих спиральных вихрей. "Отлитые в камне" следы этих вихрей (вулканические поднятия островов Кука, Лайн, Маршалловых, вулканическое нагорье Маркус—Неккер) окружают в настоящее время Центральную котловину Тихого океана.

В глобальном плане опускание и разрушение Поднятия Дарвина явилось, по-видимому, причиной общего растяжения литосферы и сопровож-

дающих его массовых базальтовых излияний в интервале от 65–70 до 55 млн. лет назад, происходивших по всему земному шару (траппы Декана, Арктической трапповой провинции, базальтовые излияния в Австралии, Африке, на Аравийском полуострове и т.д.). Но особенно мощное оживление вулканической деятельности, приведшее к резкому возрастанию скорости спрединга и перемещения плит [40, 25] и др., имело место в пределах срединно-океанических хребтов. Вполне вероятно, что повышенная скорость разрастания дна океана вызвала сжатие и замыкание существовавших в то время геосинклинальных прогибов (ларамийская фаза складчатости Северной Америки и одновозрастные ей фазы складчатости других областей земного шара, проявившиеся в самом конце мела — начале палеогена).

Юго-западный сектор Тихоокеанского подвижного тектонического пояса приобрел важнейшие особенности своего геологического строения и морфологии под влиянием системы нисходящих вихрей, наблюдающихся по периметру Австралийской плиты (рис. 3). Здесь можно выделить, по крайней мере, четыре таких вихря: Восточно-Индонезийский (между островами Калимантан, Новая Гвинея и северо-западной окраиной Австралийской плиты), Ново-Гвинейский (к северо-востоку от о. Новая Гвинея), вихри Соломоновых островов и островов Фиджи. Все они закручены против часовой стрелки. Первые два из них являлись субстационарными, а два других были подвижными и перемещались с юга на север. С местоположением и развитием названных вихрей, возникших при движении в северном направлении Австралийской плиты, согласуются главные черты геологии и тектоники этого региона, рельеф, размещение вулканов и строение отдельных участков фокальных зон.

Преобразование литосферы южной части Восточного полушария тесно связано с работой двух огромных спиральных нисходящих вихрей, активных в конце мезозоя и в кайнозое, — Восточно-Африканского и Южно-Азиатского (см. выше). Оба они расположены в приэкваториальной области.

Взаимодействие вращавшихся в противоположных направлениях западного и восточного вихрей послужило, вероятно, причиной быстрого движения на север Индийской плиты: она как бы выдавливалась в северном направлении двумя "валками"-вихрями (рис. 12).

В свою очередь, быстрое перемещение Индии на север и ее столкновение с Евразийской плитой привело, как это показали Дж. Паккэм и Д. Фалви [41], к существенной перестройке земной коры и на севере Восточного полушария: замыканию в месте сочленения геосинклинальных прогибов зоны Тетиса, возникновению Гималаев, интенсивному воздыманию Памира, Тянь-Шаня, Тибета и других, расположенных к северу горных сооружений. Вполне вероятно, что именно столкновение Евразийской и Индийской плит послужило причиной частичной перестройки переходной зоны северо-западного сектора тихоокеанского подвижного пояса. Во всяком случае, этим можно объяснить резкое усиление эксплозивного вулканизма непосредственно после столкновения, формирование современной системы островных дуг и родственных им структур, возникновение глубоководных впадин окраинных морей

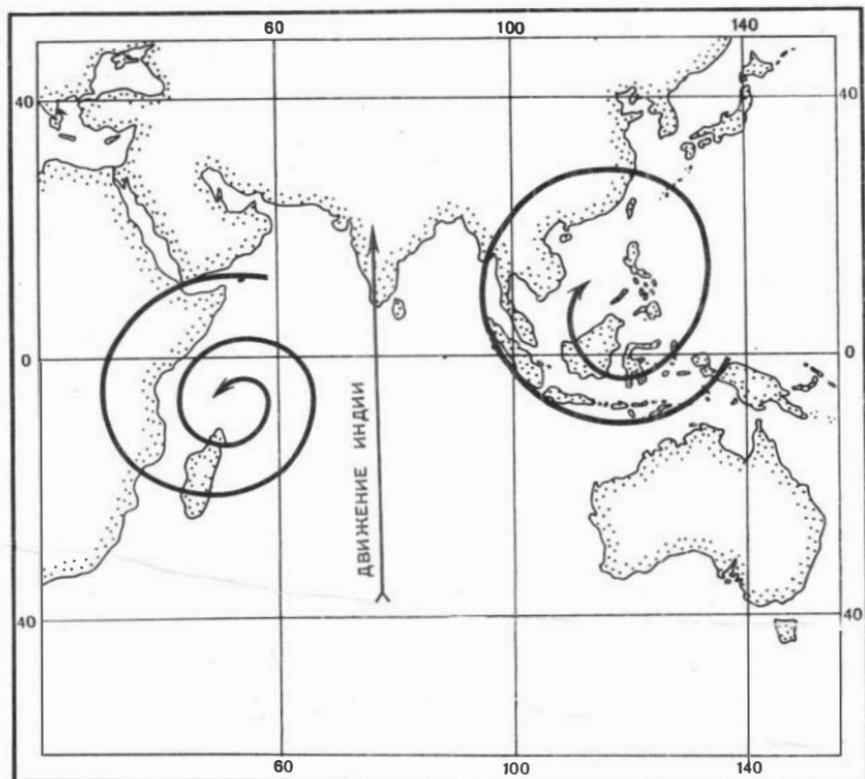


Рис. 12. Принципиальная схема взаимодействия Восточно-Африканского (слева) и Южно-Азиатского (справа) вихрей в мезо-кайнозое

(Японского, Охотского и др.). Зарождение перечисленных структур и интенсификация вулканической деятельности явились, по-видимому, следствием активизации в переходной зоне нисходящих астеносферных вихрей.

Не исключено также, что с продвижением на север своеобразной волны астеносферного вещества, возникшей при столкновении Индии и Евразии, связано формирование Байкальской рифтовой области и проявление там и в Монголии кайнозойского вулканизма. Вполне вероятно, что следствием этой же причины является высокая сейсмичность Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.

Как и на ранних стадиях эволюции Земли, деятельность астеносферных вихрей приводила к появлению новых участков материковой коры. На протяжении рассматриваемого временного интервала главными областями генерации материковой коры, по-видимому, служили зоны поддвигания океанических плит под материковые. Механизм подобного процесса можно показать на примере Курило-Камчатской области.

В масштабе времени  $10^6 \div 10^8$  лет Камчатку и другие родственные ей структуры переходных зон возможно представить в виде гигантских

очень вязких потоков коро-мантийного вещества, медленно расползающихся от глубинных разломов на стыке океанических и материковых плит. Их подводющие каналы — зоны разуплотнения в мантии. Направленные движения, в соответствии с общим наклоном подстилающей поверхности: от более высоких материковых плит на более низкие океанические (средний перепад высот не менее 5–6 км). Перед фронтом потока под действием его нагрузки имеет место неупругая деформация океанической плиты, результатом чего является появление глубоководного желоба.

В принципе, почти то же самое происходило на платформах при образовании там ледниковых щитов, как это показано Е.В. Артюшковым [42]. Однако относительно небольшая нагрузка под действием льда (мощность во фронтальной части не более 1 км) не приводила к возникновению неупругих деформаций в коре. При продвижении гораздо более мощного (10–15 км) и плотного (средняя плотность не менее 2,5–2,7 г/см<sup>3</sup>) коро-мантийного потока должны создаваться дополнительные нагрузки в несколько десятков раз большие (вероятно, 2500–3500 кг/см<sup>2</sup>).

Возникновение рассматриваемого коро-мантийного “потока”, по-видимому, произошло в конце мела, когда после распада и разрушения Поднятия Дарвина активизировался процесс поддвигания Тихоокеанской плиты под Евразийскую, а в местах сочленения плит образовались глубинные расколы литосферы. Над одним из таких расколов и начал формироваться Курило-Камчатский поток.

Для наглядности, движение потока коро-мантийного вещества возможно сравнить с движением мощного потока вязкой лавы. Однако в соответствии с иными масштабами времени должны применяться другие мерки для оценки явлений и другие законы для их объяснения. Дело в том, что при тех средних температурах и вязкости, которые характерны для морфоструктуры Камчатки (асимметричный Курило-Камчатский хребет) до глубин 10–15 км, обычные лавовые потоки в нашем масштабе времени (годы—десятки лет) практически не движутся.

Правда, средняя вязкость пород, слагающих современную морфоструктуру Курило-Камчатского хребта, по-видимому, намного меньше по сравнению со средними оценками вязкости литосферы, так как наблюдается повышенный в 1,5–2 раза региональный тепловой поток, повышенный температурный градиент, а в коре имеется значительное количество сильно нагретого (местами расплавленного?) магматического пластичного материала. Все это позволяет предполагать, что здесь в целом превзойден предел пластичности пород, и поэтому коро-мантийное вещество оказалось способным течь как очень вязкая жидкость при установившейся нормальной скорости поступления глубинного материала.

Хорошо известно, что при движении обычных лавовых потоков их фронтальная часть всегда растрескивается, там наблюдаются многочисленные обвалы глыб лавы. То же самое происходит и во фронтальной части коро-мантийного потока. Только вместо глыб здесь отваливаются и с большой скоростью перемещаются вниз гигантские чешуи объемом в десятки и сотни квадратных километров, вызывая цунами, а еще более крупные чешуи оседают под действием гравитации. За последними воз-

никают дугообразные в плане зоны растяжения, распространяющиеся в глубину на сотни и тысячи метров. Ширина зон прямо не измерена. Однако ее возможно оценить, по-видимому, в сотни метров. Обычно по этим нарушениям закладываются долины рек и ручьев (ширина до 1,5–2 км) или возникают грабены шириной до 15÷20 км (южная часть Центральной Камчатской депрессии). На суше, как это установлено автором, зоны растяжения контролируют расположение вулканических сооружений. Совместная деятельность процессов обваливания и медленного отседания привела к образованию с океанической стороны Камчатки громадных дугообразных заливов — Камчатского, Кроноцкого, Авачинского и разделяющих их “перемычек” — полуостровов Камчатского мыса, Кроноцкого, Шипунского.

Расползанию Курило-Камчатского “супер-потока” весьма, по-видимому, способствует растяжение литосферы в центральной части Курило-Камчатского хребта в связи со значительной его высотой: относительная высота западного склона хребта над дном омывающих его морей —  $3 \div 5$  км, восточного над дном Курило-Камчатского желоба —  $10 \div 12$  км. Исследованиями Е.В. Артюшкова [43] показано, что в литосфере под хребтами с относительной высотой всего в 3 км возникает напряжение растяжения до  $2000 \text{ кг/см}^2$ .

Растяжение, с другой стороны, приводит к внедрению здесь новых порций глубинного материала, дальнейшему росту высоты хребта и, соответственно, к новому усилению процесса растяжения. И так вплоть до достижения изостатического равновесия в этой области.

С описанным процессом прекрасно согласуются и характерные профили сейсмоактивного блока, построенные А.А. Гусевым и Л.С. Шумиловой, а также распределение в этом блоке очагов землетрясений. В восточной части сейсмоактивного блока очаги неглубоких землетрясений обусловлены неравномерным движением камчатского супер-потока по поверхности океанической плиты за счет деформаций как самого потока, так и подстилающей плиты. В находящейся к западу более глубоко расположенной части сейсмоактивного блока землетрясения, по-видимому, связаны с деформациями при поддвигании океанической плиты под материковую, а в самой литосфере с неравномерным поступлением глубинного материала в зоне растяжения.

По своей природе коро-мантийный поток является смесью пород образованной материковой коры над глубинным разломом, вещества, выплавляемого из погружающейся океанической плиты, и ювенильного материала, поднявшегося из астеносферы. При перекрытии подобным потоком океанической плиты возникает, в грубом приближении, двухслойная литосфера: внизу океаническая плита вместе с перекрывающим ее осадочным чехлом морских отложений. Из под коро-мантийного потока, по-видимому, и формируются позднее верхние горизонты континентальной коры.

С момента своего возникновения (вероятно, в конце верхнего мела  $\approx 70$  млн. лет назад) фронтальная часть коро-мантийного потока продвинулась в сторону океана на расстояние около 200 км. Таким образом, средняя скорость его движения составляла 0,3 см/год. Однако можно предполагать, что эта скорость была резко неравномерной.

При прекращении продвижения потока в океан его фронтальная часть и глубоководный желоб погребаются продуктами разрушения расположенных выше уровня моря участков молодой платформы. В дальнейшем здесь накапливаются очень мощные толщи отложений.

Следует отметить, что образование новых участков континентальной коры может происходить и при деятельности наиболее активных восходящих вихрей в зонах срединно-океанических хребтов, как это наблюдается, по-видимому, в районе Исландии. Свидетельством идущей здесь континентализации коры могут служить проявления достаточно мощного кислого эксплозивного вулканизма и большое количество мелких интрузивных тел грано-диоритового и диоритового состава, обнаруженных исландскими геологами. По существу, идущий в кайнозойе в Исландии процесс образования континентальной коры, вероятно, близок к такому древних эпох развития Земли (с учетом, конечно, поправки на другую интенсивность этого процесса и иной состав верхней мантии).

Типичных кимберлитов кайнозойского возраста до сих пор не обнаружено. Однако локальные катастрофические вулканические взрывы, соизмеримые по силе с более древними и, возможно, сопровождавшиеся электрическими пробоями и "короткими замыканиями" электрических систем астеносферы и ионосферы, по-видимому, все же происходили. Одним из примеров такого рода скорее всего является открытая недавно [44] крупная (поперечник 70—80 км) Попигайская структура. В.Л.Масайтис связывает ее происхождение с очень сильным взрывом в результате падения гигантского метеорита. Но приведенные им материалы и алмазность ассоциирующих со структурой отложений вполне позволяют предположить ее образование и по предложенной выше схеме, т.е. катастрофический вулканический взрыв, внедрение по ослабленной зоне глубинного вещества, электрический пробой верхних горизонтов коры, приведший к возникновению в плазменном шнуре алмазов.

Отсутствие типичных кимберлитов на поверхности возможно объяснить малым денудационным срезом структуры вследствие ее молодости: предполагается, что она возникла всего 25—30 млн. лет назад. Если это так, то кимберлиты должны быть встречены при бурении на некоторой глубине в пределах дна структуры. Дело в том, что кимберлитовые трубки Восточной Сибири и Африки являются скорее всего лишь выведенными на дневную поверхность остатками каналов, вдоль которых внедрялось глубинное вещество, частично преобразованное в результате прохождения через него мощного электрического разряда. Располагавшиеся выше взрывные вулканические образования (кратер и взрывные отложения) за столь долгий отрезок времени могли быть полностью уничтожены процессами денудации.

К родственным структурам, по-видимому, следует относить и знаменитый Нордлингенский Гигант с диаметром дна 20—25 км, находящийся в пределах Рейнского вулканического свода. Он имеет примерно тот же возраст, что и Попигайская структура, и достаточно сходное с ней строение.

Следует отметить, что образование названных структур относится ко времени самого мощного в кайнозойе глобального этапа эксплозивного вулканизма.

Объяснение с позиций вихревой гипотезы некоторых различий земного и лунного вулканизма. В основу данного раздела положена концепция о формировании лунной поверхности за счет преобладающей вулканической деятельности и предположение (по аналогии с Землей) о наличии конвекции на Луне. В настоящее время имеется достаточно оснований, чтобы заключить, что большая часть лунных кратеров и лунные моря имеют вулканическое происхождение. Это заключение основывается на следующих данных.

1. Относительно малая (не более 5–6 км) амплитуда опускания дна заполненных лавой кратеров и морей относительно бортов. Это подтверждается сохранившимися в морях участками древнего горного рельефа (Прямой хребет, Тенериф, Шпицберген, р-н к югу от Архимеда и др.) и отдельными вершинами (Пико, Питон), близкими по характеру к наблюдаемым вне морей.

2. Присутствием на дне морей и кратеров нескольких (2–4) перекрывающих друг друга лавовых покровов существенно различного возраста.

3. Телескопическим строением некоторых крупных структур (Море Восточное, Море Москвы и другие) и линейным расположением многих кратеров.

4. Присутствием на периферии некоторых кольцевых структур отложенных направленных взрывов, аналогичных тем, которые наблюдались в районе кратера Циолковский.

5. Возрастанием концентрации вторичных кратеров в пределах относительно молодых образований (внутрикратерные лавы, лавы морей и взрывные отложения) сравнительно с более древними горными районами [46].

Вулканические аппараты, с которыми связаны массовые излияния лав, как правило, не сохранились. Мы можем только предполагать, что преобладали извержения трещинного типа. Косвенным указанием на это является наличие трещин огромной протяженности, содержащих лаву, застывшую на некоторой глубине от поверхности (долина Шретера, некоторые части Альпийской долины и т.д.). В настоящее время расположение подобного рода трещин фиксируется линейными цепочками невысоких, пологих валов на дне кратеров и морей, сложенных последними порциями излившейся лавы. В некоторых случаях (кратер Циолковского и др.) отчетливо видно [45], что наиболее молодые излияния связаны с центральными горками кратеров, на склоне которых наблюдаются остатки крупных лавовых потоков. Вполне возможно, что часть лавы изливалась через кольцевые трещины на внешних и внутренних склонах поднятий. Реликты лавовых равнин хорошо видны в понижениях между подобными структурами. Можно заключить, что вулканические проявления дна лунных морей аналогичны районам массовых базальтовых излияний в океанах и площадях развития траппов. Такой же вывод следует, по-видимому, сделать и в отношении лавовых равнин на дне крупных и средних по размерам кратеров.

В целом механизм форм формирования лунных морей и кратеров с лавовым дном представляется в следующем виде: 1) подъем к лунной поверхности выплавленного на глубине базальтового расплава; 2) образо-

вание и разрушение возникшего над этим участком свода; 3) заполнение созданной полости дегазированным базальтовым расплавом. Периферическая часть свода остается выраженной в рельефе в виде асимметричного (крутого с внутренней стороны и более пологого с внешней стороны) кольцевого вала-хребта. При этом часто происходит моделировка внутреннего склона вала за счет отседания по дугообразным разломам крупных чешуй — причина наблюдавшейся характерной террасированности внутренних склонов цирков и кратеров. Некоторые кратеры (Коперник, Тихо, Аристарх, Птолемей, и др.), вероятно, идентичны кальдерам типа Кракатау: поверхностное проседание, связанное с гигантскими выбросами ювенильного пирокластического материала.

Вулканическая активность отмечается также в пределах горных массивов, разделяющих описанные отрицательные структуры. В пределах этих массивов вулканизм был приурочен к понижениям рельефа. Однако общая площадь лавовых равнин здесь сравнительно мала, она не превышает 5–10% от общей площади горных массивов.

Другие формы вулканического происхождения — вторичные кратеры и конусы — образовались в результате быстрой дегазации покровов лавы и ювенильной пирокластики. К сожалению, в настоящее время нет четких критериев для отделения такого рода вулканических форм от метеоритных. И соответственно, процент метеоритных форм среди них не может быть установлен.

В отличие от Земли, положительные вулканические формы на Луне развиты мало и представлены сравнительно небольшим количеством типов. Наиболее обычны образования, близкие к лавовым и экструзивным куполам и массивам. Последние часто представляют собой несколько слившихся экструзивных куполов. Для их поверхности характерна специфическая “черепаховая” структура. Менее развиты формы, близкие к мелким щитовым вулканам и лавовым конусам. Типичные для Земли существенно пирокластические стратовулканы на фотографиях лунной поверхности встречаются очень редко (к ним условно отнесены конические горки с кратером на вершине).

По степени сохранности рельефа и взаимоотношениям все вулканические образования подразделяются на три или четыре комплекса различного возраста, связанные с отдельными стадиями вулканизма. Первые стадии характеризовались преобладающим развитием эффузивной деятельности. В течение последующих стадий, кроме того, имело место мощный эксплозивный вулканизм. Особенно он был типичен для последних стадий развития молодых кратеров Тихо, Коперник, Птолемей, Циолковский.

Древнейшие вулканические формы рельефа приурочены к материковым участкам и представлены разнообразными по морфологии и размерам, но обычно сильно измененными кратерами, а также талассоидами диаметром до 400–500 км, к днищам которых приурочены так называемые светлые моря. Судя по взаимоотношениям сильно разрушенных кратеров и талассоидов, последние моложе. Возраст материковых анортозитов и базальтов колеблется от  $3,3 \div 3,4$  до  $4,1$  млрд.лет, но главным образом равен  $3,7 \div 3,9$  млрд.лет, а базальтов Пра-Моря Дождей  $3,8-4,0$  млрд.лет

[47]. Относительно равномерное распределение материковых кратеров материковых областей и отсутствие обширных морских пространств свидетельствует о повсеместной и достаточно близкой по характеру проявления вулканической деятельности на всей поверхности планеты.

Следующая стадия развития вулканизма характеризуется массовыми базальтовыми излияниями, сформировавшими дно темных, более молодых лунных морей. В меньшей мере базальтовый вулканизм проявился на материках: на дне некоторых старых кратеров, а также в понижениях древнего рельефа. Новому этапу излияния нередко предшествовали катастрофические взрывы (Море Восточное, кратер Циолковского и др.). Взрывные отложения выбрасывались на сотни и тысячи километров. При этом наряду с древними породами извергался и свежий ювенильный пирокластический материал [46]. Возраст базальтов темных лунных морей 3,0–3,8 млрд. лет, но главным образом — 3,2–3,6 млрд. лет [47]. Из этого следует, что в целом возраст базальтов темных морей заметно меньше, чем пород материковых участков.

Таким образом, вулканические образования Земли и Луны имеют много общих черт. Это проявляется прежде всего в том, что многие лунные вулканические формы являются аналогами земных. Для вулканизма обеих планет характерна ярко выраженная стадийность и направленность процессов. Специфичность лунных вулканических форм во многом объясняется влиянием таких общеизвестных факторов, как вакуум и меньшая (примерно в 6 раз) сила тяжести.

Первым и очевидным следствием вакуума на поверхности Луны является интенсивное вспенивание вулканических пород, полная потеря летучей фазы. Это приводит к очень большой пористости и пемзоподобному облику пород. Нужно иметь в виду, что одновременно с поступлением на поверхность масс глубинного вещества дегазация происходит не только вследствие обычных процессов поверхностного истечения летучих на поверхности потоков. Уменьшение мощности поверхностной корки вдоль потока и образование трещин при кристаллизации должно приводить к внезапному прорыву к поверхности больших газовых пузырей из внутренних частей слоя.

Этот прорыв может иметь характер вторичных эксплозий, иногда наблюдаемых на пирокластических потоках земных вулканов. Следствием такого процесса будет образование вторичных кратеров на поверхности того или иного слоя. Подтверждением того, что подобный процесс имеет место, является увеличение числа вторичных кратеров, которое отмечается на отложениях направленных взрывов кратера Циолковского, по сравнению с их количеством на отложениях более древних [46]. Такие аномалии нельзя объяснить метеоритной бомбардировкой, при которой число кратеров на единицу поверхности пропорционально возрасту отложений. Интересно, что в этом районе число вторичных кратеров меняется для молодых отложений различных типов: в пределах предположительно базальтовых потоков их число невелико, а на газонасыщенных отложениях направленных взрывов — гораздо больше.

Совместным действием вакуума и малой силы тяжести обусловлен разлет на огромные расстояния (сотни—тысячи км) взрывных отложений и

ювенильной пирокластики, слабое развитие (возможно даже отсутствие) многоактных вулканических форм типа земных стратовулканов, образование более крупных, чем на Земле, взрывных кратеров при одной и той же энергии взрывов и т.д.

Однако имеется ряд общих особенностей вулканических процессов, которые нельзя объяснить влиянием упомянутых факторов. К ним относятся: 1) преимущественное развитие лунных морей на видимой стороне Луны (их площадь на видимой стороне 30%, а на обратной всего 3% от общей площади поверхности на той и другой стороне соответственно); 2) ярко выраженная телескопированность строения многих морей, талассоидов и крупнейших кратеров; 3) относительно равномерное распределение по поверхности Луны наиболее древних вулканических образований и преобладающее развитие самых молодых форм на видимой стороне Луны. Это прежде всего относится к молодым кратерам взрывного происхождения.

Однако все особенности лунного вулканизма возможно объяснить слабым развитием (или отсутствием) на Луне вихревых структур. Возникновение последних здесь было затруднено в связи с быстрым уменьшением скорости вращения Луны по мере приближения к современной эпохе. Уменьшение скорости вращения способствовало стабилизации местоположения восходящих и нисходящих зон конвективных ячеек как в случае одноячейстой, так и двухъячейстой структуры конвекции. В итоге около  $3,5 \div 3,0$  млрд. лет назад зона восходящих конвективных потоков (при одной конвективной ячейке) оказалась приуроченной к приэкваториальной зоне видимого полушария Луны и с тех пор при перестройках конвективной структуры практически не меняла своего положения. Над фиксированной зоной восходящих конвективных потоков возникли огромные площади морских пространств: Океан Бурь, Море Дождей, Море Облаков, Море Холода и др.

В случае двух конвективных ячеек зоны восходящих и нисходящих потоков смещались на другие участки лунной поверхности. Однако и здесь они каждый раз возобновлялись, по-видимому, в одних и тех же местах. Такими местами, вероятно, были Море Восточное и Море Москвы.

После опускания области конвекции под сформированную первичную литосферу Луны из-за отсутствия вихревых структур горизонтальные движения на поверхности прекратились. Следовательно, при смене конвективных циклов каждый раз над зонами восходящих и нисходящих конвективных потоков оказывались одни и те же участки лунной литосферы. В результате здесь каждый раз возобновлялись сходные процессы вулканической деятельности, но с течением времени уменьшающиеся по интенсивности вследствие погружения области конвекции. Морфологическим выражением этого, по-видимому, и являются телескопированные структуры на лунной поверхности. Максимальное количество циклов наблюдается в Море Восточном — 4 (?), в Море Москвы — 3, в пределах других структур (Море Гумбольда, Море Южное, талассоиды Королев, Кибальчич, Шредингер, Пуанкаре, кратер Циолковского) —  $2 \div 3$ . Для всех них характерно последовательное уменьшение размеров возникающих молодых структур. Образование наиболее молодых форм сопровожда-

лось катастрофическими взрывами и выбросами огромных масс ювенильной пирокластики. Достаточно отметить, что при таких взрывах суммарная мощность взрывных и пирокластических толщ измеряется многими сотнями метров. Так, по данным американских исследователей (программа "Аполлон") мощность подобных толщ в окрестностях кратера Циолковского достигает во фронтальной части 500 м.

Локализацией центров зон восходящих и нисходящих конвективных потоков, возможно, объясняется и расположение только на видимой стороне Луны всех крупнейших молодых взрывных кратеров. К тому же большинство из них находится в пределах достаточно узкого по долготе сектора (около  $37^\circ$ ): Анаксагор —  $10^\circ$  з.д., Тихо —  $11^\circ$  з.д., Коперник —  $20^\circ$  з.д., Кеплер —  $38^\circ$  з.д., Аристарх —  $47^\circ$  з.д. Вполне вероятно, что на протяжении последних фаз эволюции Луны в этом секторе располагалась зона восходящих конвективных потоков (случай одной конвективной ячейки). На местонахождение зон восходящих потоков в случае двух конвективных ячеек могут, по-видимому, указывать симметрично расположенные кратеры Штернберг (центр  $17^\circ$  с.ш.,  $115^\circ$  з.д.) и Джордано-Бруно (центр  $37^\circ$  с.ш.,  $102^\circ$  в.д.).

Стабильное положение центров зон восходящих и нисходящих конвективных потоков, вполне вероятно, объясняет и обнаруженное исследованиями по программе "Аполлон" смещение в направлении поверхности видимой стороны Луны ее ядра, т.к. согласно гипотетической оценке О.Г. Сорохтина [9] (стр. 57), для Земли "... избыточные напряжения в веществе мантийных выступов — корней нисходящих течений могут достигать значений порядка  $10^{10}$  дин/см<sup>2</sup>". На Луне подобные избыточные напряжения в зоне нисходящих потоков несомненно меньше, но постоянное действие этого фактора на протяжении миллиардов лет могло привести к заметному смещению ядра в сторону центра зоны восходящих конвективных потоков.

Наконец, отсутствие активных вихревых структур на Луне, по-видимому, является главной причиной ее чрезвычайно слабого магнитного поля, как это установлено советскими и американскими исследователями.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, 106, № 4.
2. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
3. Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
4. Ли Сы-Гуан. Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1958.
5. Swanson D.A. Magma supply at Kilauea volcano, 1952—1971. — Science, 1972, v. 175, N 4078.
6. Тораринссон С. Срединная зона Исландии. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970.
7. McDougall I. Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 75, 1965, n 2.
8. McDougall I., Swanson D.A. Potassium-argon ages of lavas from the Hawi and Pololu volcanic series, Kohala volcano, Hawaii. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, 1972, n 12.

9. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974.
10. *Ракитаке Т.* Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
11. *Скиннер Б.Дж.* Тепловое расширение. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
12. *Ушаков С.А., Красс М.С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972.
13. *Barberi F., Giglia G., Marinelli G., Santacroce R., TasiEFF H., Varet J.* Carte geologique de la depression des Danakil, 1970.
14. *Eaton G.P., Christiansen R.L., Iyer H.M., Pitt A.M.* Magma Beneath Yellowstone National Park. — Science, v. 188, N 4190, 1975.
15. Геолого-географический атлас Индийского океана. М.: Изд-во АН СССР, ГУК, 1977.
16. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса. Л.: Недра, 1970.
17. *Артюшков Е.В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9.
18. *Артюшков Е.В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 5.
19. *Дмитриев Л.В.* К вопросу о происхождении ультраосновных пород Индоокеанского хребта. — Геохимия, 1969, № 10.
20. *Рингвуд А.Э.* Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
21. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966.
22. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.
23. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970.
24. *Блазовицкая М.Н.* Крупные кольцевые дайки Тунгусской синеклизы и юго-запада Сибирской платформы. — Сов. геология, 1971, № 6.
25. *Диц Р., Холдеч Дж.* Распад Пангеи. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
26. Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
27. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника, т. 1. М.: Недра, 1971.
28. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельеф. — В кн.: Эндогенное рельефообразование, М.: Наука, 1976.
29. *Фурмарье П.* Проблемы дрейфа континентов. М.: Мир, 1971.
30. *Тарлинг Д., Тарлинг М.* Движущиеся материки. М.: Мир, 1973.
31. *Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени доктора геол.—мин. наук. М., 1975.
32. *Лурье М.Л.* Позднепалеозойские-раннемезозойские магматические породы Сибирской платформы. — В кн.: Геохронология СССР. М.: Недра, 1974.
33. *Масайтис В.Л.* Базитовые магматические формации Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
34. *Макаренко Г.Ф.* Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане. Вестник МГУ, Геология, 1974, № 6.
35. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966.
36. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: ИЛ, 1966.
37. *Allsopp H.L., Barret D.R.* Rb-Sr age determinations of South African Kimberlite pipes. — Phys. and Chem. Earth, 1975, v. 9.
38. *Дэмон П.Э.* Калий-аргоновый метод датирования изверженных и метаморфических пород и его применение к изучению горных массивов Провинции Бассейнов и Хребтов на территории штатов Аризона и Сонора. — В кн.: Радиометрическое датирование. М.: Атомиздат, 1973.
39. *Ковылин В.М., Строев П.А.* К проблеме образования впадины Японского моря (по геофизическим данным). — В кн.: Палеонтология и морская геология. М.: Наука, 1976.
40. *Кулон Ж.* Разрастание океанского дна и дрейф материков. Л.: Недра, 1973.
41. *Паккем Дж., Фальви Д.* Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.

42. *Артюшков Е.В.* Изостатическое равновесие земной коры. – Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, № 1.
43. *Артюшков Е.В.* Горизонтальные напряжения в изостатически уравновешенной литосфере. – ДАН СССР, 1975, 201, № 1.
44. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Попигайский метеоритный кратер. – Сов. геология, 1971, № 6.
45. *Горшков Г.С., Мелекесцев И.В., Штейнберг Г.С., Эрлих Э.Н.* О строении кратера Циолковский. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 2.
46. *Рускол Е.Л.* Происхождение Луны. М.: Наука, 1975.
47. *Iriyama J.* Origin of Lunar Mountains and Maria Inferred from the age data of their rocks. – Bull. Volcanological Soc. Japan, v. 19, 1974.

## **БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ И СВЯЗЬ С НЕЙ ВУЛКАНИЗМА ВЕРХНЕНЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА**

Проявление наземного вулканизма верхнеэоцен-четвертичного возраста, а также современных и палеогидротермальных систем, связанных с ним, контролируется некоторыми типами региональных и локальных разрывных структур, формирование которых определяется общими тектоническими закономерностями развития данной территории в постмиоценовое время [2, 4–6, 26].

Известные тектонические схемы этого района строились, главным образом, для целей регионального анализа структурной неоген-четвертичной эволюции Курило-Камчатского региона [5, 6, 14, 23, 26]. Известные построения Э.Н. Эрлиха [26] по структурному контролю четвертичного вулканизма на Камчатке расходятся с нашими полевыми наблюдениями в зоне сочленения Южной и Центральной Камчатки.

Учитывая эти обстоятельства, авторы настоящего сообщения попытались выявить морфологию проницаемых трещинных структур на Южной Камчатке и в зоне ее сочленения с Центральной Камчаткой, а также характер современных тектонических движений. Такая работа представляет интерес в двух отношениях: 1) в молодом орогене, сформировавшемся на продолжении островной дуги, можно установить характер наложения современного вулканизма на более древние структуры, 2) можно с большой детальностью проследить структурный контроль в размещении гидротермальных систем. Поэтому нами проанализированы геологические данные для указанной территории, отдешифрованы ее космические и аэрофотоснимки, проведен анализ известных сейсмических данных. Выявленные при таком анализе закономерности были проверены геологическим картированием и пересечением характерных структурных элементов в восточной части зоны сочленения Южной и Центральной Камчатки, где имеются достаточно полные разрезы верхнеэоценных и четвертичных вулканогенно-осадочных пород, а также можно непосредственно в сплошных обнажениях проследить их по вертикали на 1000–1500 м.

**Методические предпосылки построения структурной схемы Южной Камчатки.** В основе любой геологической схемы лежат некие общие методологические предпосылки. Наша работа строилась, исходя из следующих положений: 1) для постинверсионного этапа развития геосинклиналей характерны **блоковые движения**, причем нередко размеры и морфология блоков верхней коры существенно зависят от размеров и формы гранитоидных плутонов [3, 11, 15]; 2) характер динамики локальных движений в земной коре определяется взаимодействием плит в верхней мантии над астеносферой [3, 15]. При этом региональные закономерности блоковых движений определяются движениями более крупных плит, корни которых лежат на глубинах до нескольких сот км от поверхности земли.

В конкретном структурном анализе развития вулканизма интермальных систем использовалась концепция последовательных стационарных состояний систем. Так, в качестве первого приближения геодинамика тектонических процессов в конкретном регионе может быть представлена как последовательность квазистационарных состояний, в которых действующие силы взаимно уравновешены при данной реализации деформаций в тектоносфере. При этом будем считать, что переходы из одного напряженного состояния в другое, в рамках геологической шкалы времени проходят "мгновенно", т.е. период релаксации при разрядке напряжений в системе мал в сравнении с последующим этапом их накопления. Тогда анализ конкретных структур в регионе практически не зависит от того, какая модель глобальной тектоники исповедуется исследователем, а построения удобно проводить на основе подхода, ранее развитого Г.Л. Поспеловым [16, 17]

Коротко основные постулаты его можно охарактеризовать так. Тектоносфера Земли (и земная кора как ее верхняя часть) характеризуется наличием напряженных состояний в различных ее объемах. Действующие силы при этом в таких объемах взаимно дифференциально и интегрально уравновешиваются главным образом через систему перекрестно-линейных деформаций. Следовательно, должны существовать системы структур, общие для тех объемов тектоносферы, которые взаимно уравновешиваются для данной системы действующих сил. При этом по отношению к одним типам напряженных состояний тектоносфера ведет себя как практически изотропная среда, а по отношению к другим — как типично анизотропная. В результате появляются разрывные деформации различных порядков двух принципиально различных по морфологии типов: а) сквозные сетчато-трещинные зоны, накладывающиеся на все типы существовавших до этого структур (геотектоническая решетка), б) структурно-обусловленные нарушения, которые или следуют границам ранее образовавшихся геотектонических элементов земной коры, или зависят от их геометрии и размеров.

Среди таких структур обычно имеются глубинные разломы (которые являются координационными тектоническими зонами), образующиеся как результат ориентационной дифференциации общих геотектонических напряжений с выборочным развитием зон максимальных сколовых и разрывных нарушений. Такие зоны во многом определяют характерные геотектонические черты конкретных регионов, проявление в них магматизма и некоторых типов регионального метаморфизма. С развитием "геотектонической решетки" связано формирование глыбово-чешуйчатых зон, тогда как со структурно-обусловленными нарушениями — весьма различных по морфологии локальных и региональных блоков в земной коре.

В основе структурного анализа развития современных и палеовулканических процессов и деятельности связанных с ними гидротермальных систем лежат следующие постулаты, суммирующие обширный опыт изучения вулканизма [8, 9, 12, 13]

1. Площади излияния лав достаточно точно в региональном плане трассируют проницаемые зоны растяжения в земной коре и верхней мантии.

Обычно такие зоны относят к категории глубинных разломов. Следовательно, те площади региона, где накопилось больше всего вулканических продуктов, а проявления вулканизма развивались многократно, являются в нем наиболее магмопроницаемыми. Они могут поэтому относиться к наиболее важным региональным структурным элементам — координационные зоны по Г.Л. Поспелову [18, 19].

2. Размещение гидротермальных систем в вулканически активных районах контролируется зонами трещиноватости, которые являются элементами крупных разрывных нарушений, с которыми связано формирование надразломных грабенов. Тепловое питание этих систем связано с разломами, пересекающими кристаллический фундамент, на котором залегают рыхлые вулканогенно-осадочные толщи [10, 27]. Хотя по глубине проникновения в недра и горизонтальной протяженности такие разломы могут быть иного порядка (ранга), чем магмоконтролирующие, но это несомненно крупные разрывные нарушения.

Следовательно, по размещению вулканогенных пород и дополнительным геологическим данным, а также геофизическим материалам, можно достаточно надежно реставрировать пространственное положение и конфигурацию проницаемых разломных зон для времени образования этих вулканогенных пород. Данное положение является фундаментальным для последующих построений.

**Существующие представления о структуре Южной Камчатки и характере ее сочленения с Центральной Камчаткой.** Уже из беглого сопоставления опубликованных в последние годы структурных схем Центральной и Южной Камчатки [5, 14, 15, 23, 24, 26] очевидны существующие разночтения в истолковании известной о ней геологической и геофизической информации. По-видимому, наиболее правдоподобной из них является схема коллектива авторов из КТГУ [23], у которых были сосредоточены самые полные геологические сведения. В дальнейшем она используется нами как основа для собственных построений. На территории Южной Камчатки выделяются четыре неоген-четвертичные структурно-фациальные зоны: 1) Южно-Камчатский антиклинорий, 2) восточная оконечность Западно-Камчатского синклинория, 3) северная оконечность Гольгинского прогиба, 4) Начикинская депрессия.

Большую часть территории Южной Камчатки занимает южная часть Восточного вулканического пояса Камчатки, образования которого накладываются на указанные геотектонические элементы. Авторы данной схемы не обсуждают в деталях характер сочленения структур Южной Камчатки и Курильских островов. На этот счет известны следующие высказывания. Согласно М.С. Маркову [14], Южно-Камчатский антиклинорий относится к структурам Большой Курильской гряды и рассматривается совместно с ними. По мнению Э.Н. Эрлиха [26], структуры Курильских островов заканчиваются на полуострове в 50 км к северу от мыса Лопатка по грабену, контролирующему подражение широтного Камбально-Кошелёвского ряда вулканов. Зона сопряжения структур Южной и Центральной Камчатки обычно проводится по южной границе горстовых поднятий Ганальского хребта и оконечности Срединного массива [2, 5, 26]. Западная часть полуострова считается однородной в геотектоническом смысле

структурой, в том виде, как она была выделена М.Г. Власовым [5]. Для наших построений существенно отметить имеющиеся истолкования тектонических позиций неоген-четвертичных вулканов. Обычно [3, 4, 12, 20] считается что вулканы трассируют выходы на поверхность земли глубинных разломов весьма большой протяженности. Для вулканов Большой Курильской гряды при ближайшем рассмотрении [21] не обнаружилось какой-либо геометрической закономерности. Они, по мнению К.Ф. Сергеева, располагаются скорее всего на зонах растяжения и глубокой проницаемости, но не контролируются крупными разломами или какими-то другими элементами структуры довулканического неогенового фундамента островов Курильской гряды.

Учитывая все перечисленное, нетрудно видеть, что в толковании неоген-четвертичных структур Южной Камчатки (и подобных им образований) еще много неясностей. Здесь выявлены, по-видимому, основные структурные мотивы, которые достаточны для региональных ретроспективных построений, тогда как для более локальных задач необходимы построения специализированных структурных картосхем, как, вероятно, возможны и иные интерпретации наблюдаемых геологических соотношений с позиций геодинамики.

**Основные особенности блокового строения Южной Камчатки и ее положение в структуре островной дуги.** Как справедливо отмечено многими исследователями тектоники Камчатки [2, 5, 6, 23, 26], современной ее структуре характерно блоковое сложение верхней коры. Такая картина четко устанавливается и для южной части полуострова. На рис. 1 показана морфология и наиболее характерные элементы внутренней структуры выделенных блоков, которые разделены зонами грабенов. Внутреннему строению данных блоков характерно чешуйчатое сложение, которое наиболее ясно проявляется в зоне I – III, где дифференцированность тектонических элементов значительно яснее, чем в более южной части полуострова, строение которого аналогично северной части Главной Курильской гряды.

Учитывая это, мы Южную Камчатку подразделяем на два крупных структурных элемента (рис. 2): I – южный, или собственно структурную зону окончания островной Курильской гряды, II – северный, или зону перехода структур Курильской гряды и Камчатского молодого орогена. Все указанные тектонические зоны относятся к категории структурно-обусловленных и контролируют площади развития как плейстоценового, так и голоценового вулканизма (рис. 2). На этой же территории также проявлены элементы геотектонической решетки (рис. 3), которые накладываются на указанные на рис. 1 блоки и ведут себя независимо от их границ, лишь местами совпадая с некоторыми из них. При этом устанавливаются элементы такой решетки высокого и низкого порядков, имеющих свои характерные пространственные параметры.

Сопоставив полученные нами результаты структурного анализа верхней коры Южной Камчатки и зоны ее сочленения с Центральной с данными изучения глубинного строения Камчатки геофизическими методами [23, 24], мы убедились в правильности наших региональных интерпретаций. Действительно, в северо-западной части зона сочленения Южной и Центральной Камчатки проходит по границе, разделяющей изостатически

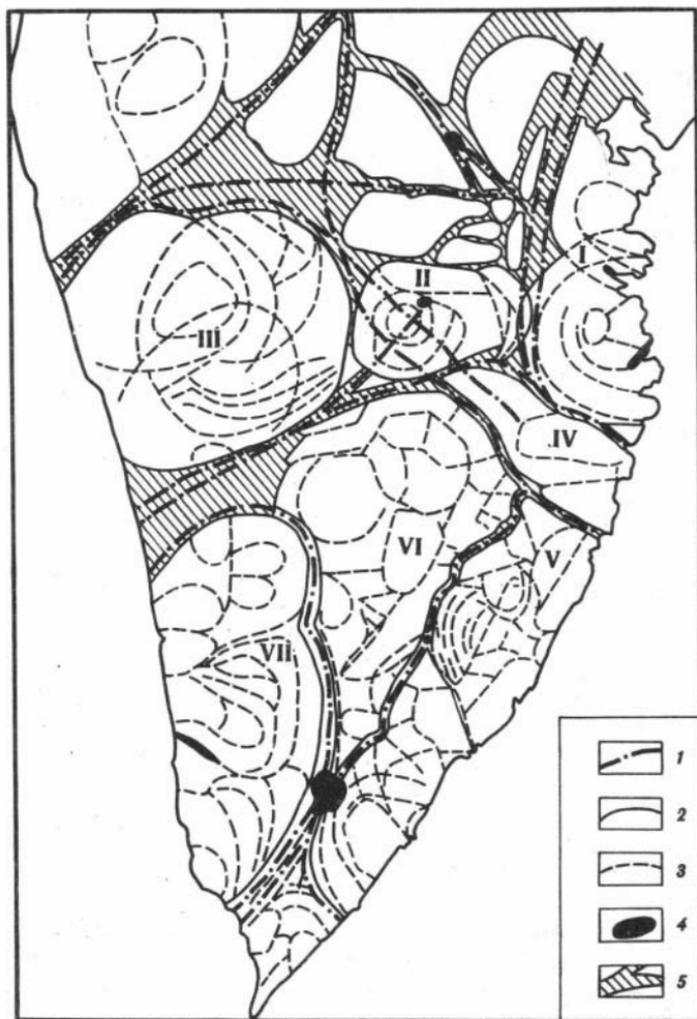


Рис. 1. Морфология и элементы внутренней чешуйчатой структуры "блоков" в верхней земной коре на Южной Камчатке. Блоки I – Мутновско-Виллючинский, II – Толмачевский, III – Ипелькинские, IV – Асачинский, V – Береговой, VI – Центральный, VII – Западный. 1 – разрывные нарушения, разделяющие блоки, 2 – границы блоков, 3 – границы чешуй внутри блоков, 4 – крупные депрессии, заполненные водой, 5 – зоны обрушений между блоками

уравновешенную и неуравновешенную части региона. Восточная граница зоны сочленения с относительно небольшими вариациями указывается единодушно всеми исследователями, рассматривавшими структурное районирование полуострова. Границе выделенного на рис. 2 южнокамчатского элемента отвечает и граница нормальной плотности верхней мантии и повышенной сейсмичности (в последующем разделе статьи этот вопрос разбирается более подробно). Гравитационное и магнитное поля в вер-



Рис. 2. Структурное подразделение Южной Камчатки. Предполагаемые тектонические границы наиболее крупных структурных элементов юга Камчатки

1 — границы структурных элементов, 2 — положение надразломных грабенов и зон повышенной проницаемости верхней коры. I — Южная Камчатка; II — зона перехода структур островной дуги к структурам молодого орогена Центральной Камчатки

хней земной коре здесь также характерны, а границы их повышенных градиентов в пространстве и морфологически достаточно близко совпадают со структурными границами в нашей интерпретации блокового строения Южной Камчатки и характере их сочленения с блоками Центральной Камчатки.

Рассмотрим, каково влияние этой блоковой структуры Южной Камчатки на размещение вулканических пород и характер разрывных нарушений, контролирующих проявления вулканизма.

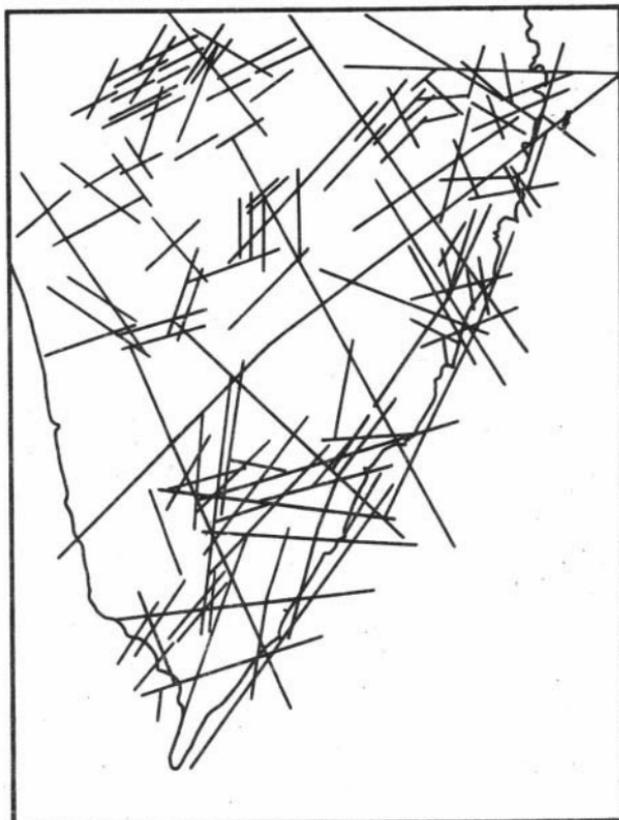


Рис. 3. "Геотектоническая решетка" современных разломов Южной Камчатки (зона I, рис. 2), отстроенная на основе дешифрирования космических снимков

**Пространственная эволюция разрывных структур, контролирующих наземный верхнеоген-четвертичный вулканизм на Южной Камчатке.** Анализ современных геологических и геофизических данных позволил [23] дать общую характеристику тектоники Камчатки: 1) существующая система продольных и поперечных разломов накладывается на линейно-складчатую структуру Камчатки, обуславливая ее складчато-блоковую тектонику; 2) в настоящее время на Камчатке имеется единый структурный план складчатой системы полуострова, который скорее всего унаследован по отношению к структурам первого порядка, среди которых координационной является Срединный хребет. Эти выводы могут быть исходными для дальнейших построений. Но для наших целей существеннее скорее не тектоническое истолкование истории структурных элементов Камчатского полуострова (хотя и эти аспекты важны), а конкретный анализ эволюции проницаемых зон в коре в пространстве и времени, а также характер контроля таковыми вулканизма и гидротермальных систем.

Мы полагаем, что блоковая структура Южной Камчатки не может быть понята с достаточной полнотой без анализа размещения здесь и в сопря-

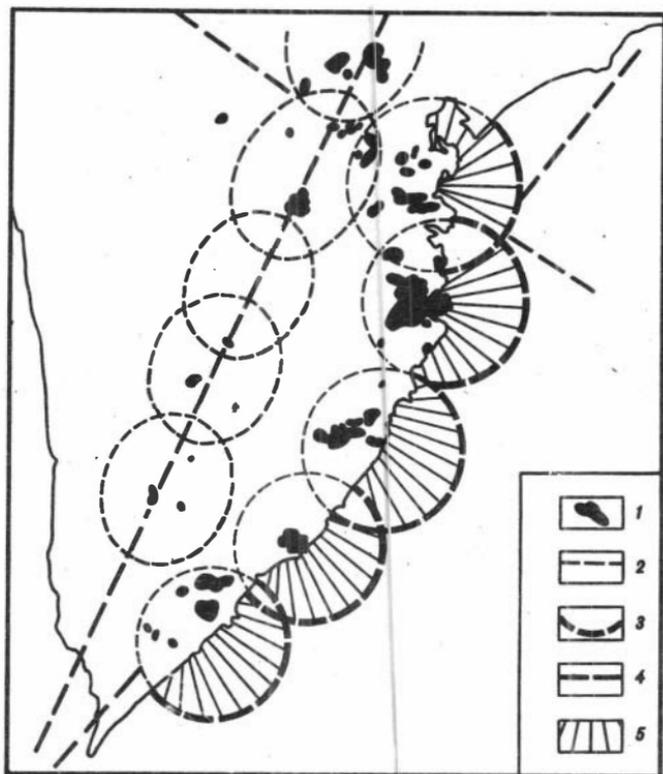


Рис. 4. Предполагаемые зоны "структурного ареала" гранитоидного магматизма на юге Камчатки

1 — выходы гранитоидных пород, 2 — предполагаемые границы купольных поднятий миоценового возраста, связанных с внедрением гранитоидных магм, 3 — возможные границы этих поднятий в зоне обрушения, 4 — осевые зоны глубинных разломов, 5 — участки обрушения в океан прибрежных блоков

женных участках Центральной Камчатки гранитоидных plutонов третичного возраста, знаменующих инверсионный период развития геосинклинальной системы Восточной и Южной Камчатки [5, 15]. На рис. 4 показан структурный ареал гранитоидного магматизма в пределах Южной Камчатки, детали которого определяют размеры и морфологию показанных на рисунке блоков верхней коры. Это те первичные жесткие ядра купольных структур неогеновых отложений, которые определяют характер складчатости на Южной Камчатке. На рис. 5 дан структурный анализ этого ареала магматизма по методике, разработанной Г.Л. Пospelовым [18, 19]. Классификация разломных зон основана на следующих положениях этой методики: 1) структурные координационные зоны глубинных разломов определяют размещение главных масс внедрившихся магм, 2) положение магмоводов определяется скрещением разломов, отвечающих положению главных осей эллипсоида деформаций при данной реализации разрядки напряжений, характеризующих геотектоническую решетку, 3) разломы, определяющие морфологию интрузивов, обычно относят-

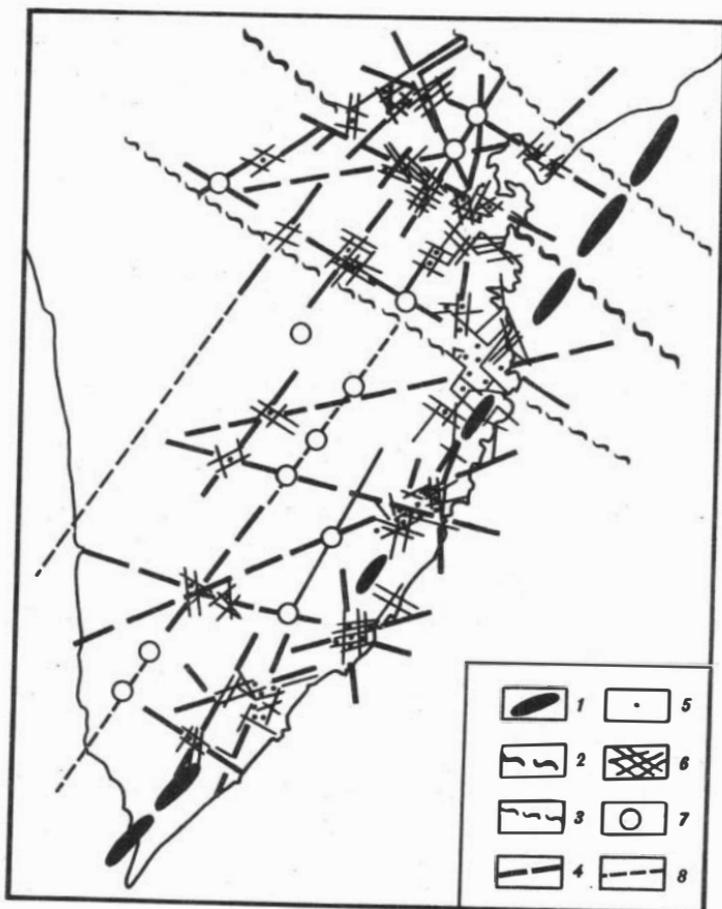


Рис. 5. Возможный характер структурного контроля размещения и морфологии гранитоидных массивов

1 — ось зоны "главного" разлома, 2 — ось зоны наиболее крупного поперечного разлома, 3 — границы зоны поперечного разлома, 4 — разломы, контролирующие положение магмоводов, 5 — "центры" интрузивов на уровне эрозийного среза, 6 — зона максимальной "магматической проницаемости", 7 — возможное положение не вскрытых эрозией плутонов, 8 — предполагаемые разломы

ся к категории структурно-обусловленных более низкого ранга, чем нарушения, контролирующие положение магмоводов. Исходя из этих положений, дана интерпретация разрывной тектоники района на период формирования гранитоидных массивов гипабиссальной магматической фации глубинности. В послеинверсионную стадию зона главного глубинного разлома, контролировавшего размещение гранитоидных массивов, является осью антиклинория, а границы локальных площадей развития крупных интрузивов — границами блоков верхней коры, которые проявлены новейшей тектоникой при воздымании территории. Они являются теми структурными швами, с которыми со времени верхнего неогена связаны

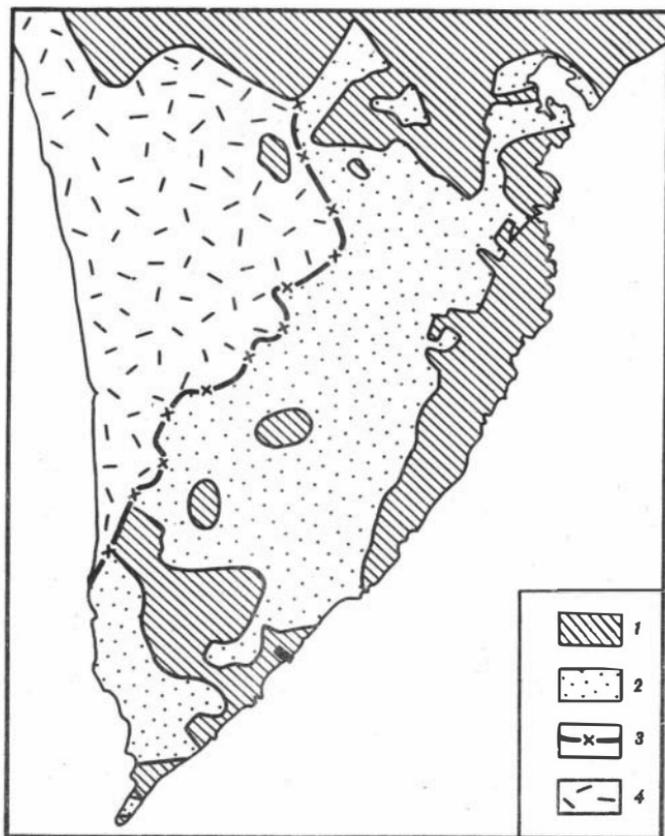


Рис. 6. Схема размещения вулканогенных пород алнейской серии

1 — "амагматические" зоны, 2 — зоны развития вулканизма, 3 — вскрытая эрозией граница алнейской серии, 4 — рыхлые аллювиальные отложения

излияния базальтоидных лав. При этом примерно со среднего плиоцена до голоцена просматривается характерная пространственная эволюция положения проницаемых разломных зон, хотя общий структурный региональный мотив, по-видимому, мало изменился как в отношении простираения основных разрывных структур, так и их ранга.

Обратимся к анализу известных нам геологических материалов. На рис. 6, показано размещение вулканогенных пород алнейской серии верхнемиоцен-плиоценового возраста [2, 5, 23]. Наша структурная интерпретация контроля вулканизма разрывными нарушениями показана на рис. 7, из которого следует, что блоково-чешуйчатая структура верхней коры уже в это время проявилась достаточно отчетливо. В этот период сформировались блоки Южно-Камчатского антиклинория, ясно обозначилась зона широтных разломов южнее Петропавловска, а также крупные дуговые разломы, отвечающие границе собственно южнокамчатского элемента в нашей интерпретации. Обращает на себя внимание встречное положение дуговых разломов приблизительно в области выклинивания

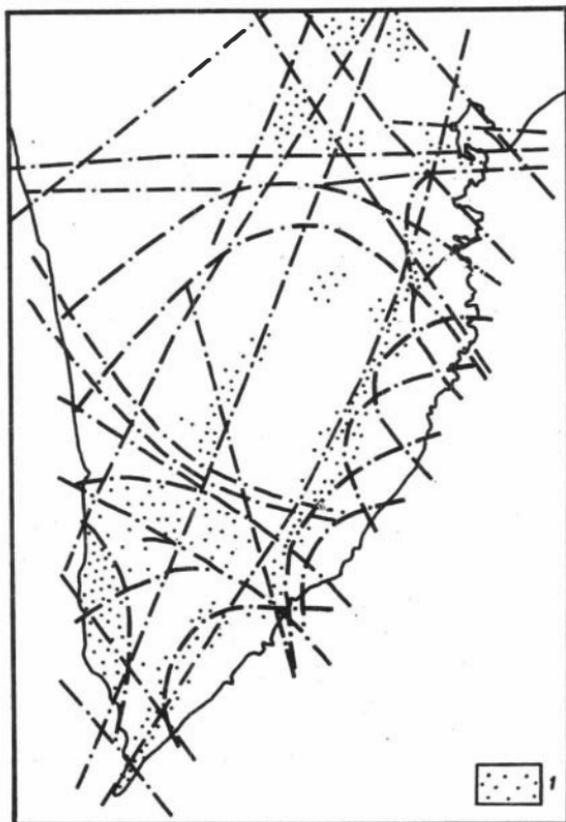


Рис. 7. Возможная конфигурация зон разломов и максимальной проницаемости земной коры "алнейского времени"

1 — предполагаемые зоны максимальной проницаемости земной коры

Гольгинского прогиба. Скорее всего, где-то здесь была в то время область перехода от островной дуги к полуострову (зона максимальной проницаемости коры при излияниях на границе крупных плит в верхней мантии и коре земли). В общем для этого периода тектонического развития Южной Камчатки как молодого орогена характерна слабая контрастность разломных зон, контролирующих вулканизм, вероятно, из-за недостаточной жесткости коры.

При излиянии нижнечетвертичных базальтов и андезито-базальтов (так называемые платобазальты, по Э.Н. Эрлиху [26], см. рис. 8) общая конфигурация зон разломов осталась прежней, однако некоторые из них начали отмирать, а другие — приобретать характер координационных зон (рис. 9). Так, если основные излияния лав алнейской серии были связаны с дуговыми разломами в южной части района и вдоль западного фаса Южно-Камчатского антиклинория, то в нижнечетвертичное время основные излияния проявились уже в области дуговых разломов в северной части района, особенно в участках их пересечения с глубинными

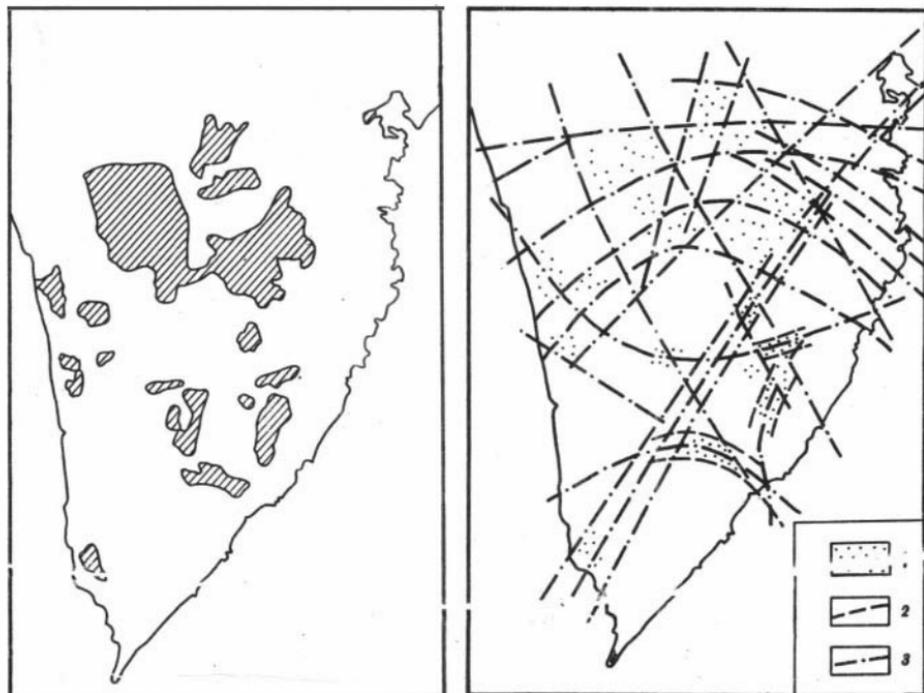


Рис. 8. Схема размещения базальтоидных вулканогенных пород  $Q_{I-II}$

Рис. 9. Возможная конфигурация разломов и зон повышенной проницаемости земной коры для схемы рис. 8

1 — зоны повышенной проницаемости, 2 — краевые зоны глубинных разломов, 3 — оси глубинных разломов

разломами северо-восточного простирания, проходящими между "границами" блоков. При этом наиболее своеобразной оказалась структура Ипелькинского блока, где резко проявилась чешуйчатость, характерная для "шарнирных" участков на границе стыка наиболее крупных блоков коры, испытывающих разнонаправленные перемещения (примерно аналогичная картина сейчас наблюдается в области Малкинского свода или Мутновского блока).

Еще более контрастная картина в структурном контроле вулканизма фиксируется примерно со среднего плейстоцена, когда проходят мощные излияния андезито-дацитовых лав и появляются крупные кальдеры [26]. На рис. 10 показано размещение продуктов этого вулканизма, а на рис. 11 характер его структурного контроля. Ясно, что к этому времени положение зон максимальной проницаемости заметно изменилось в сравнении с предыдущими этапами наземного вулканизма на юге Камчатки. Хотя полоса дуговых разломов на границе собственно южного элемента и выделяемой нами зоны перехода от Южной к Центральной Камчатке еще является координационной, но зона максимальной проницаемости

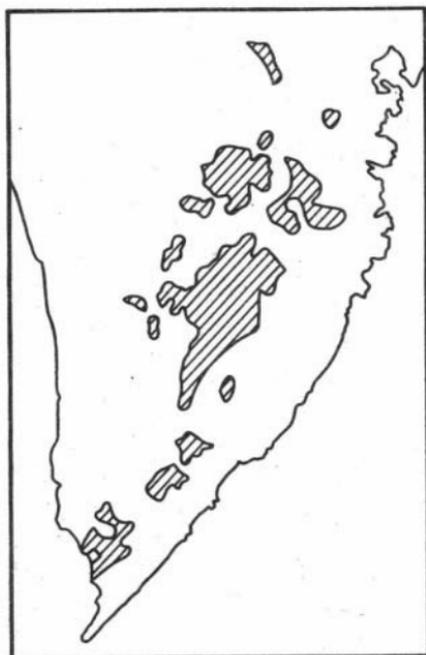


Рис. 10. Схема размещения андезитов, андезито-дацитов и дацитов возраста  $Q_{II-III}$

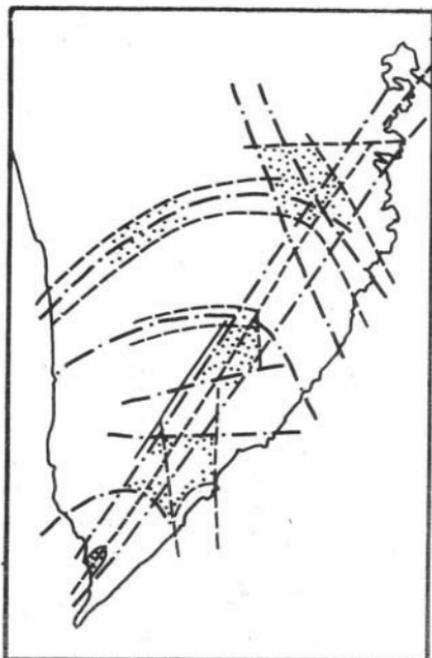


Рис. 11. Предполагаемое положение зон разломов, контролирующих кислый вулканизм на юге Камчатки. Условные обозначения аналогичны рис. 9

теперь сместилась в ее восточную часть, а основные излияния проходят вдоль западного фаса Южно-Камчатского антиклинория.

Голоценовый базальтовый вулканизм еще более оттеняет эту общую для Камчатки тенденцию отмирания северо-восточных разломов в западной части полуострова. Теперь основная масса излияний связана с зоной шва между западным фасом Южно-Камчатского антиклинория и блоками центральной части района (рис. 12). Ареальные излияния базальтов наблюдаются лишь в западной части стыков главного северо-восточного разлома и дуговых разломов на границе сочленения Южной Камчатки и переходной зоны, где проходят также широтные нарушения и разломы северо-западного простирания.

В данный период характерно проявление как кольцевого, так и линксового мотивов в структурном контроле излияний базальтоидных лав на Южной Камчатке (рис. 13).

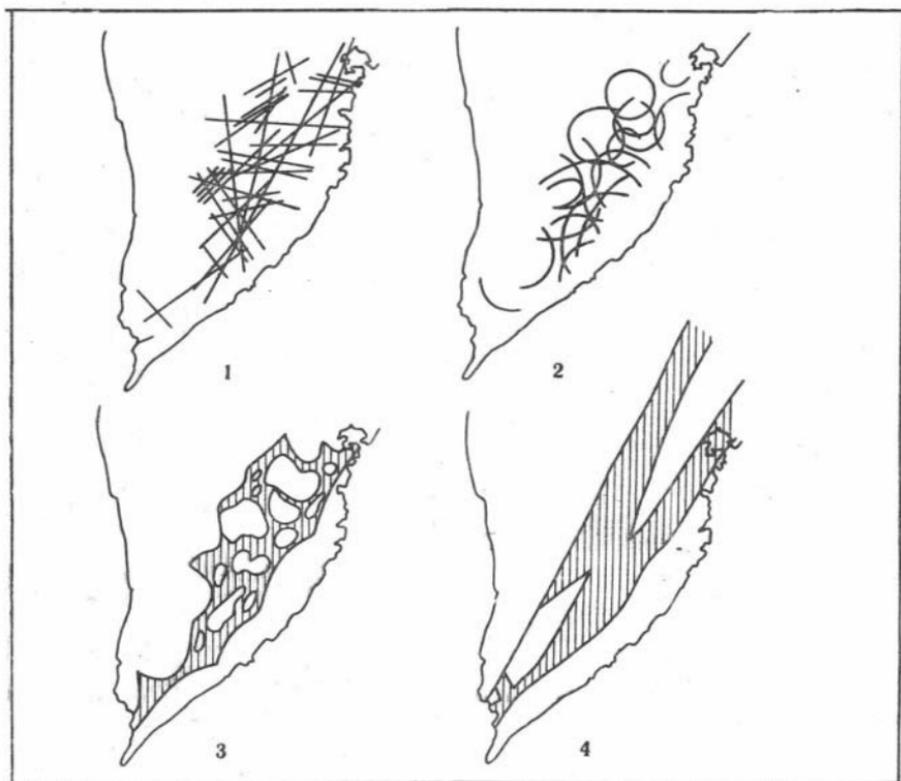
На рис. 14, 15 суммированы данные нашего анализа структурного контроля верхненеоген-четвертичного наземного вулканизма. Из него следует, что на всем его протяжении основной координационной магматической зоной была шовная зона между блоками восточной части полуострова, слагающими Южно-Камчатский антиклинорий, и расположенными на западе блоками, слагающими фундамент восточного склона Западно-

Рис. 12. Схема размещения базальтоидных пород возраста  $Q_{IV}$



Рис. 13. Схема структурного контроля проявления базальтоидов голоценового возраста

1 — линейный "мотив" структурного контроля, 2 — кольцевой "мотив" структурного контроля, 3 — конфигурация зоны интенсивного проявления вулканизма, 4 — морфология зон глубинных разломов, контролирующих базальтоидный вулканизм возраста  $Q_{IV}$



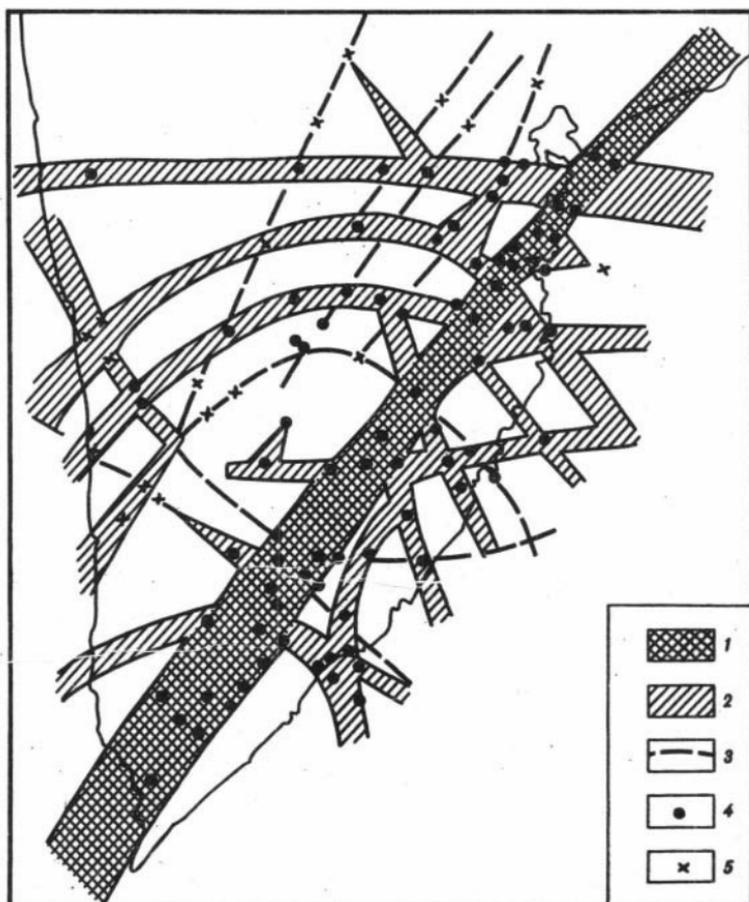


Рис. 14. Схема положения разломов верхненеоген-четвертичного возраста Южной Камчатки

1 — зона главного глубинного разлома, 2 — основные зоны дуговых и линейных разломов, 3 — второстепенные зоны дуговых и линейных разломов, 4 — участки пересечения разломов двух возрастов, 5 — участки пересечения разломов более чем двух возрастов

Камчатского антиклинория. Существенную роль играли также ограничивающие блоки, дуговые разломы в южной и северной части района, а также широтная полоса разломов, проходящая несколько южнее Петропавловска. Поперечные разломы северо-западного простирания уже играли существенную роль в размещении вулканов лишь только там, где они совпадали или с границами блоков, или в участке пересечения с основными разломами северо-восточного простирания. Таким образом, существенная роль северо-западных трансформных разломов в размещении гранитоидных плутонов в нижнем и среднем плиоцене по мере орогенезации района и стабилизации его блоковой структуры неуклонно деградировала, тогда как роль дуговых разломов неуклонно увеличивалась.

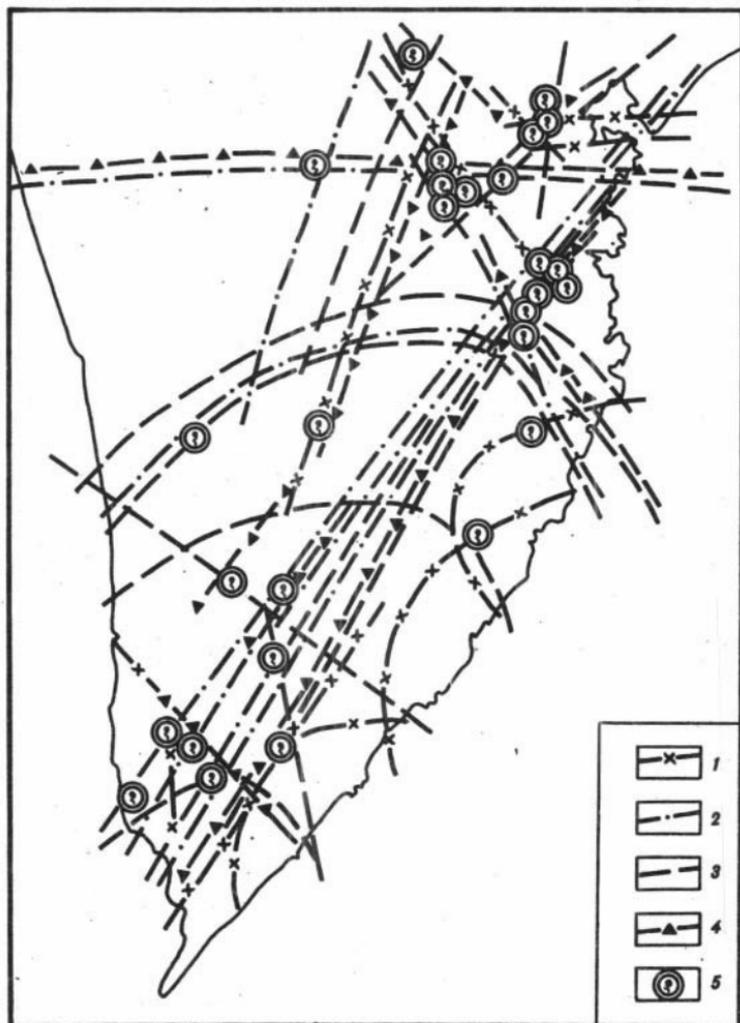


Рис. 15. Структурный контроль размещения современных термальных систем на юге Камчатки

1 — "алнейские" разломы, 2—4 — четвертичные разломы: 2 —  $Q_{I-II}$ ; 3 —  $Q_{II-III}$ ; 4 —  $Q_{III-IV}$ ; 5 — термальные проявления

**Локальные особенности структурного контроля вулканизма.** Очевидно, что любая региональная морфоструктурная картина, построенная на анализе различной по методам получения геофизической, геологической и геоморфологической информации, должна иметь вполне конкретное структурно-геологическое содержание и, если она верно отражает ситуацию, иметь реальные геологические следствия, проверяемые методами геологического картирования в локальных участках, а также материалами изучения современных движений таких блоков.

Учитывая это, мы провели необходимые полевые исследования в восточной части зоны перехода структур Южной Камчатки и сопоставили полученные данные с сейсмологическими. Какие следствия, вытекающие из предлагаемой интерпретации тектоники Южной Камчатки, следовало проверить? К ним мы относим следующие главные предположения:

1) проявления четвертичного вулканизма должны быть характерны границам блоков, как наиболее проницаемым зонам коры, 2) наличие закономерно расположенных в них чешуй или блоков второго и т.п. порядков, фиксирующих закономерности разнонаправленного перемещения масс пород верхней коры, связанных с общим воздыманием Южной Камчатки, 3) определенной временной и пространственной эволюции разрывных нарушений, контролирующих эти перемещения и вулканизм.

На рис. 16 показана составленная нами геологическая схема изученной территории в течение 1974—1976 гг. В отличие от известных ранее материалов подобного рода [1, 2, 5, 7, 20, 23, 26], были уточнены геологические границы, более детально расчленены четвертичные андезито-дацитовые вулканогенные образования, откартированы зоны максимальных извержений алнейской серии, выявлены новые выходы гранитоидов ахотенского комплекса и т.д. На рис. 17 показан установленный характер (в наиболее вскрытой эрозией части данной территории) чешуйчатого строения, а детализация этой картины для Жировского вулкана алнейского возраста показана на рис. 18. На рис. 19 показан структурный контроль развития андезит-дацитового вулканизма, а на рис. 20 — голоценовых базальтоидных извержений.

Анализ этих материалов позволяет считать, что в локальных участках выявленные региональные структурные мотивы контроля вулканизма повторяются вполне отчетливо.

Действительно, уже для размещения вулканогенных пород алнейской серии характерна приуроченность к границам жестких блоков, в ядрах которых размещаются гранитоидные плутоны, — эти излияния фиксируются по границам Ахотенского плутона, а в более локальном отношении по границам штока габбро-диоритов Жировского вулкана (по С.Е. Апрелькову и В.С. Шеймовичу [1]), при этом вулканические постройки в виде воротника облекают локальные выступы ахотенских гранитоидов.

Еще более четко расположение по границам блоков извержений андезито-дацитов и дацитов. При этом излияние лав происходит как по дуговым, так и линейным разломам. Излияния кислых лав сопровождаются локальными типично кальдерными оседаниями (обрушениями), симметричными относительно основных центров извержений. Наиболее поздние извержения дацитовых лав связаны с дуговыми и линейными разломами. При этом разрывные линейные структуры относятся к элементам геотектонической решетки, тогда как дуговые — к структурно-обусловленным тектоническим нарушениям. Голоценовый базальтоидный вулканизм характеризуется теми же особенностями структурного контроля.

Анализ новейших тектонических движений на основе сейсмологической характеристики позволяет с определенными основаниями экстраполировать полученную картину в геологическое прошлое. Естественно, чем

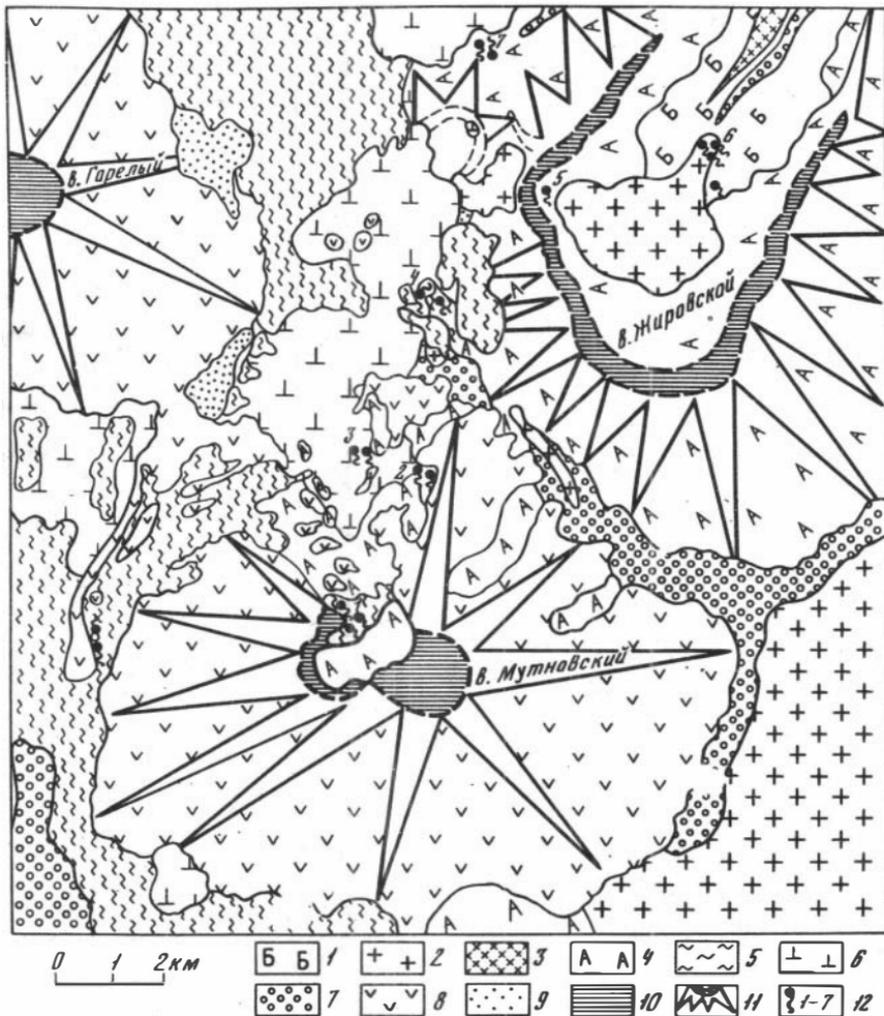


Рис. 16. Геологическая схема Мутновского "блока"

1 — отложения березовской свиты, 2 — гранитоиды ахомтенского комплекса, 3 — субвулканические гранитоиды, возможно, четвертичного возраста ("корневые" части дацитовых экструзий), 4 — вулканические породы алнейской серии, 5 — туфы и лавы дацитов и андезито-дацитов, 6 — экструзия андезитов и андезито-дацитов, 7 — аллювиальные и флювиогляциальные четвертичные отложения, 8 — голоценовые базальтоидные лавы и туфы, 9 — тефра, 10 — зоны максимальных извержений, 11 — вулканические постройки, 12 — горячие источники

меньше отрезок рассматриваемой геологической истории региона, тем они точнее. Но качественно картина должна быть аналогична по крайней мере для периода существования Курило-Камчатского глубоководного желоба. Судя по имеющимся оценкам [21, 23, 25] времени его заложения, можно предполагать, что такая экстраполяция правдоподобна примерно до низов плиоцена — верхов миоцена. Хотя возраст желоба как шовной структуры

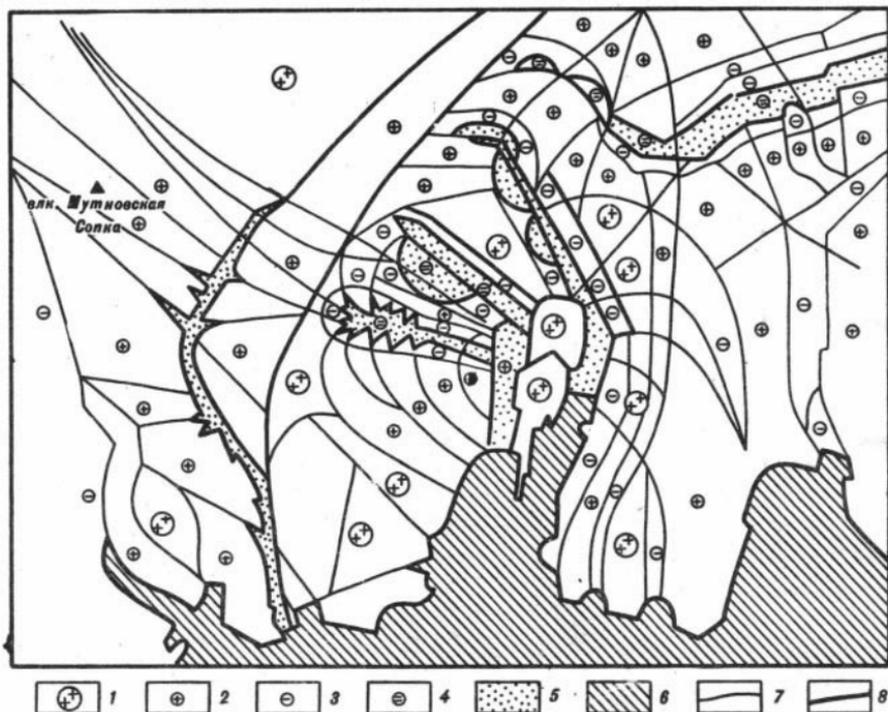


Рис. 17. Схема чешуйчато-блокового строения Мутновского-Виллюйчинского "блока"  
 1 —воздымающиеся элементы, 2 — слабо воздымающиеся элементы, 3 — опускающиеся элементы, 4 — интенсивно опускающиеся элементы, 5 — зоны тектонических оползней и обрушений, 6 — зоны максимальных обрушений, 7 — наиболее крупные разломы, 8 — границы зон интенсивных обрушений

[23], вероятно, более значителен (по конец мелового—начало палеогенового периодов по [3, 15, 23]), структура верхней коры после внедрения гранитоидных плутонов не претерпевала существенных изменений.

Для последующей истории района характерно лишь воздымание горстов и обрушение восточной части Южно-Камчатского антиклинория. Поскольку, судя по анализу распределения вулканитов, тенденции к существенному "проявлению" активности северо-восточных разломов можно отнести примерно к среднему плейстоцену, то и нарисованная выше картина динамики тектонических движений должна наиболее точно характеризовать этот отрезок истории Южной Камчатки. Для времени нижнего плейстоцена-плиоцена она может использоваться как некоторая общая ретроспектива. Во всяком случае с достаточным основанием для стадии молодого ("юного") орогена следует ожидать следующие закономерности: в пределах земной коры здесь существовало несколько блоков размерами от десятков до нескольких сот км. Ниже границы Мохо до глубин порядка 100 км картина качественно аналогична, и лишь где-то на уровне 100—130 км в мантии конфигурация и положение линий меняются.

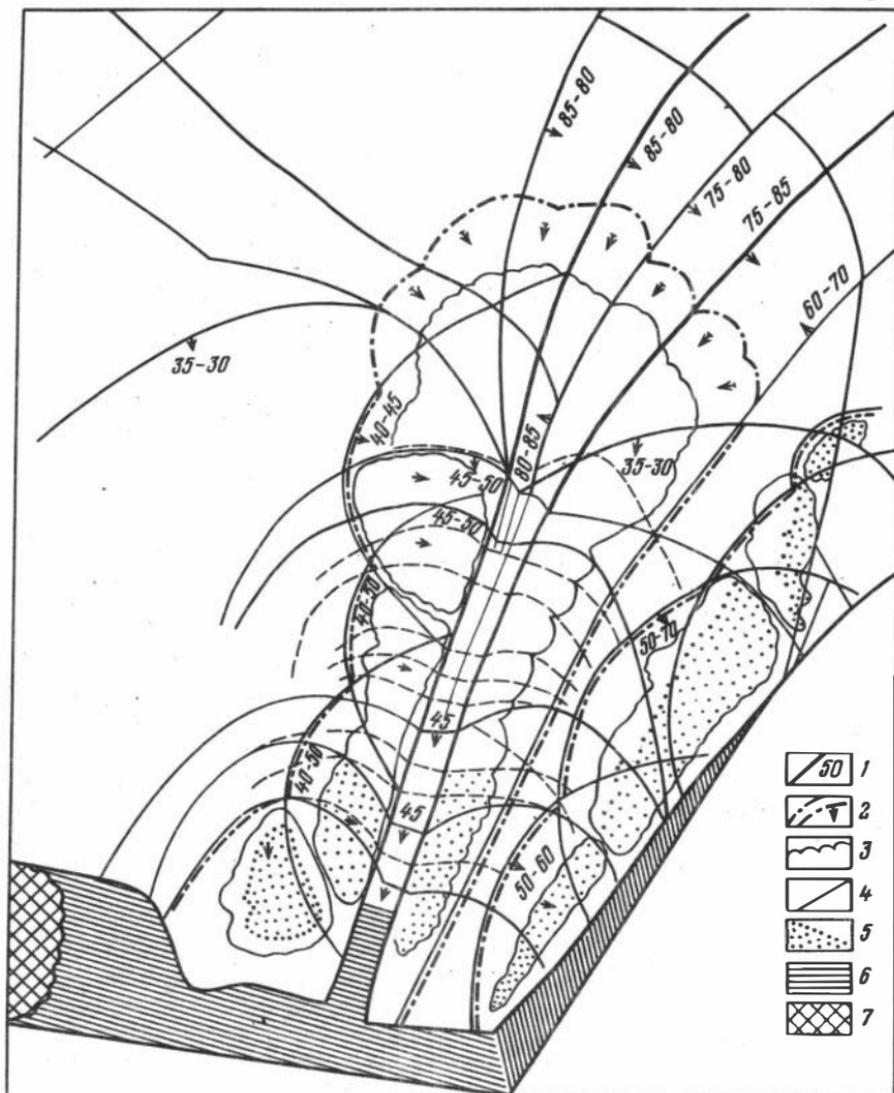


Рис. 18. Схема чешуйчатого строения Жировской вулcano-структуры

1 — разломы и углы падения их плоскостей, 2 — верхние границы отрыва блоков при обрушении, 3 — современные верхние границы оторванных блоков, 4 — разломы, для которых не установлено падение плоскостей разрыва пород, 5 — участки повторных обрушений в крупных блоках, 6 — участки обрушения с мощными рыхлыми отложениями, 7 — зона погружения структуры обрушения в океан

“Горстовая” тектоника в пределах Южной Камчатки и переходной зоны определяется движением в верхней мантии на глубине порядка 100 км довольно крупных “плит” с относительно однородным распределением в них напряжений. С уменьшением глубины размеры “плит” и лежащих на них блоков земной коры уменьшаются. В пределах же верхней земной

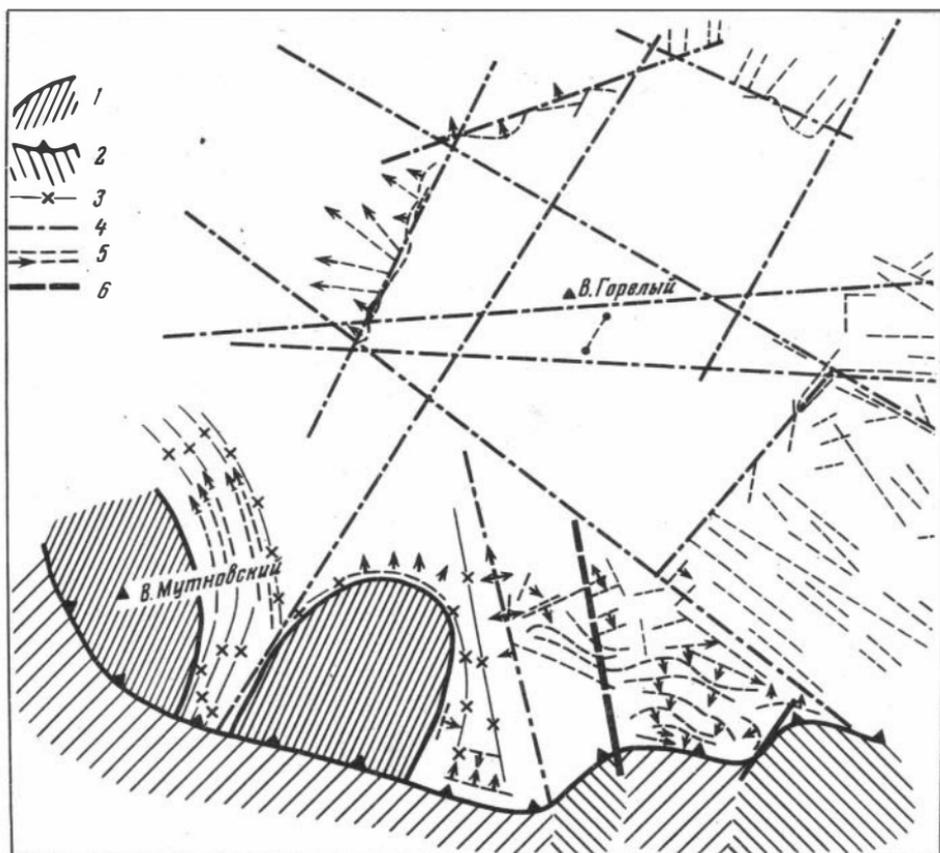


Рис. 19. Структурный контроль извержений дацитов возраста Q<sub>11</sub>—III

1 — зоны экзструзий андезитов, где нет извержений дацитов, 2 — "амагматическая" зона при проявлении кислого вулканизма, 3 — основные дуговые разломы, 4 — крупные линейные разломы, 5 — "мелкие" трещинные излияния и направление течения лав, 6 — прочие разломы

коры размер блоков соизмерим с теми элементами структур, которые выделяются геологическими методами или при дешифрировании космических снимков миллионного и более крупного масштаба. Очевидно, что горизонтальная протяженность таких блоков в 2–3 раза больше их мощности. К границам блоков, являющихся проницаемыми зонами, и приурочены излияния базальтоидных лав.

Подчеркнем, что результаты анализа сейсмологических данных Камчатского региона не противоречат основной идее модели, предложенной Г.Л. Поспеловым.

На основании изучения совокупности ориентировок перемещений плоскостей разрыва в очагах землетрясений  $9 \leq K_{s,1,2}^{\Phi 68} = \lg E < 17$  энергетических классов, возникших за период 1964–1975 гг., по методике О.И. Гу-

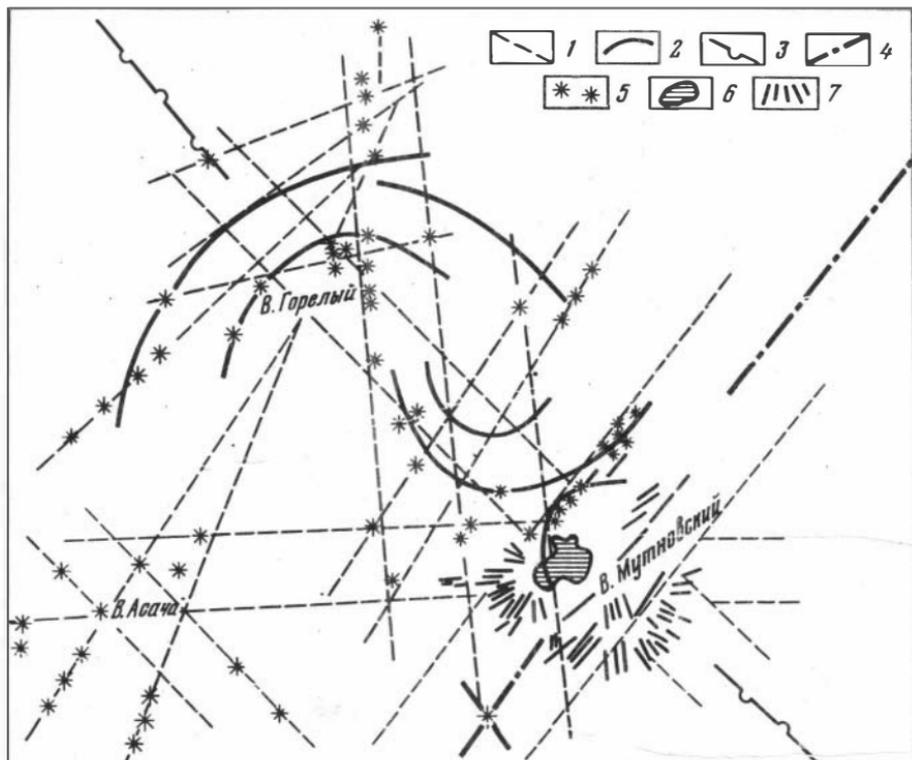


Рис. 20. Структурный контроль излияний верхнечетвертичных базальтоидов

1 — основные линейные разломы, 2 — дуговые разломы, 3 — ось основного северо-западного разлома, 4 — ось основного северо-восточного разлома, 5 — шлаковые конусы и кратеры, 6 — кратер Мутновского вулкана, 7 — дайки, питающие каналы лавовых потоков на Мутновском вулкане

щенко [22], нами решалась обратная задача восстановления напряженного состояния земной коры и верхней мантии Курило-Камчатской зоны. По характеру разрывов в очагах сильных ( $K \geq 12$ ) землетрясений реконструировано региональное поле тектонических напряжений, характеризующее деформации Курило-Камчатского региона в целом. Главные нормальные оси сжатия и растяжения ориентированы в ССЗ—ЮЮВ ( $Az \sigma_3 = 310^\circ$ ) и ЮЮЗ—ССВ ( $Az \sigma_1 = 230^\circ$ ) соответственно. Главная нормальная ось промежуточного напряжения  $\sigma_2$  — близвертикальна [22].

На рис. 21 направление оси регионального сжатия показано двумя большими стрелками. Близгоризонтальная ориентация сил сжатия и растяжения создает поле напряжений, в котором должны "оживать" региональные разрывные нарушения преимущественно сдвигового типа с близвертикальными плоскостями разрыва СВ и СЗ направления, т.е. глубинные разломы или "координационные тектонические зоны" в терминологии Г.Л. Поспелова.

Возникают также оперяющие системы разрывов типа "отрыва", ориентированные вкrest основным системам.

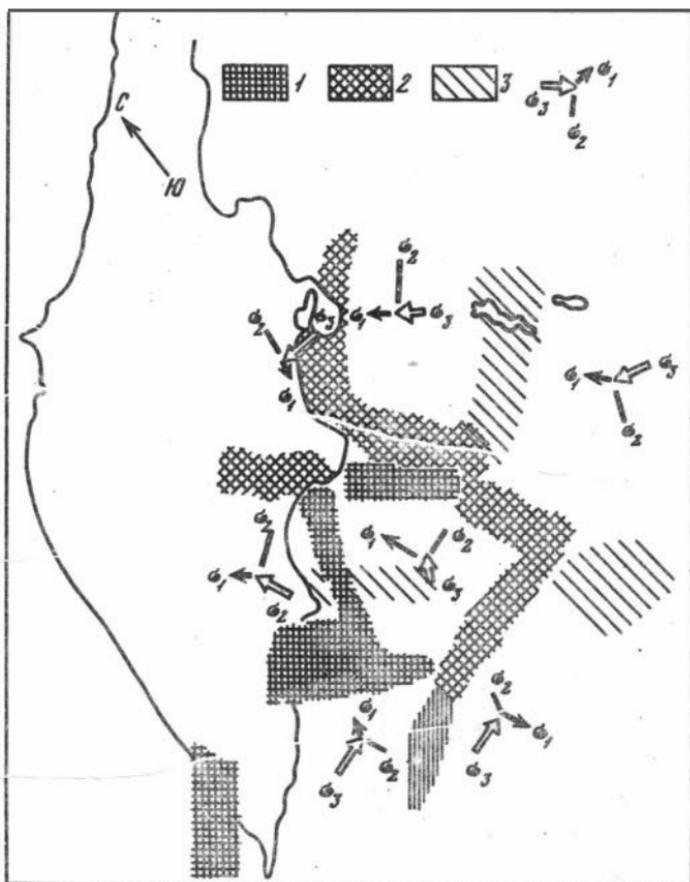


Рис. 21. Схематический структурный план градиентов современного поля напряжений для глубин 0—400 км, реконструированного по сейсмологическим данным  
 1 — зона низких градиентов поля напряжений, 2 — зона средних градиентов поля напряжений, 3 — зоне высоких (максимальных) градиентов поля напряжений, 4 — проекции главных осей тензора напряжений с учетом угла наклона оси с вертикалью

Реконструкция систем локальных напряжений по совокупности механизма очагов слабых землетрясений  $9 \leq K \leq 11$  показывает морфологию блокового строения земной коры и верхней мантии на глубинах от 0 до 400 км. Основные черты строения локальных полей напряжений в выделенных блоках иллюстрирует схема проекций траекторий главных нормальных осей  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  (рис. 21).

Степень различия напряженных состояний каждого блока выражена в величинах градиентов, условно разделяемых на низкие, средние и высокие. Как показывает чертеж, зоны низких и средних градиентов разделяют блоки Центральной Камчатки на широте полуострова Камчатского мыса и Командорских островов. Наиболее близка в этих блоках ориентация главных осей напряжений сжатия ( $\sigma_3$ ) и промежуточного ( $\sigma_2$ ), прости-

рающихся в северо-восточном и близмеридиональном азимутах соответственно. Южной Камчатке свойственны зоны средней и максимальной градиентности, разделяющие блоки с однороднонапряженным состоянием.

**Заключение.** Как следует из изложенного, наша трактовка внутренней структуры Южной Камчатки существенно отличается от построений Э.Н. Эрлиха [26] и некоторых других авторов тем, что нами обосновывается: 1) важная роль дуговых разломов разного ранга, отвечающих зонам сочленения блоков различного порядка в земной коре и верхней мантии Камчатки; 2) чешуйчатая внутренняя структура таких блоков; 3) подчиненная роль поперечных северо-западных разломов в размещении голоценовых вулканов; 4) вулканизм не сопряжен с грабенами, скорее некоторые депрессии Камчатки — продукты кислого или базальтоидного корового вулканизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С.Е., Шеймович В.С.* Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями. — Бюлл. вулканолог. ст., 1964, № 36.
2. *Апрелков С.Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. Геотектоника, 1971, № 2.
3. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.
4. *Боголепов К.В., Чиков Б.М.* Геология дна океанов. М.: Наука, 1968.
5. *Власов Г.М.* Основные черты геологического строения Камчатки и ее районирования. — В кн.: Геология СССР, т. XXXI, ч. 1, М.: Недра, 1964.
6. *Горячев А.В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966.
7. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Флоренский И.В., Хрвмов Н.А.* Геологические условия термопроявлений р. Жировой (Юго-Восточная Камчатка). — Бюлл. вулканолог. ст., 1976, № 52.
8. *Дэли Р.О.* Изверженные породы и глубины земли. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936.
9. *Заварицкий А.Н.* Вулканы Камчатки. — Тр. лаб. вулканолог. СССР, вып. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
10. Изучение и использование геотермальных ресурсов. М.: Мир, 1975.
11. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
12. *Луцкий И.В.* Палеовулканология, т.т. I—II. М.: Наука, 1971.
13. *Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975.
14. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975.
15. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975, 173 с.
16. *Поспелов Г.Л.* О типах механических геологических напряжений и гестектонической решетке. — Изв. восточных филиалов АН СССР, 1957, № 1, с. 14—16.
17. *Поспелов Г.Л.* О некоторых принципах построения "металлогенических карт". — Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1958, вып. 1, с. 16—22.
18. *Поспелов Г.Л.* Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. т. I, кн. I. Геология. М.: Наука, 1958, с. 148—189, 195—261.
19. *Поспелов Г.Л.* Об "очаговой зоне" земной коры, "магматогенной короне Земли", "ареалах магматизма" и "структурных ассоциациях интрузивов". — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 3, с. 19—35.
20. *Святловский А.Б.* Структурная вулканология. М.: Недра, 1971, 220 с.
21. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976, 237 с.

22. *Симбирев И.Б., Симбирева И.Г.* Механизм образования и динамика развития кольцевых магматических комплексов Камчатки. — Бюлл. вулканолог. ст., 1977, вып. 55.
23. Стрoение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976, 336 с.
24. *Туезов И.К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, Новосибирск: Наука, 1975, 214 с.
25. *Шапиро М.Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976, 96 с.
26. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
27. "Geothermics", special issue 2, v. 2, part 2, Pisa, 1970.

## ГЕТЕРОТАКСИТОВЫЕ ЛАВЫ И ПЕМЗЫ

(к проблеме смешения магматических расплавов)

**Введение.** Эвтакситовые (полосчатые) лавы и пемзы являются характерными породами многих (особенно средних и кислых) вулканических комплексов. Группа эвтакситовых вулканитов неоднородна по генезису [1], и среди них может быть выделен особый тип, для которого характерен резко различный химический состав полос в одном образце. Обычно такие образования называются смешанными лавами или пемзами (mixed lavas or pumices), и происхождение их связывается с одновременным извержением расплавов разного состава. Однако термин "смешанные лавы" не совсем точно отражает особенности строения подобных эвтакситовых пород, поскольку само наличие полос разного состава указывает, что при образовании их полного смешения (полной гомогенизации) расплавов не произошло. В связи с изложенным для обозначения эвтакситовых вулканитов с различным химическим составом полос предлагается термин "гетеротакситовые" вулканиты (т.е. полосчатые лавы и пемзы с различным составом полос), который и употребляется в дальнейшем в этой работе.

Петрогенетическое значение гетеротакситовых вулканитов трудно переоценить, поскольку само присутствие их является единственным надежным свидетельством одновременного извержения расплавов разного состава и проявления более или менее продвинутого процесса смешения их. Хотя механизм смешения неоднократно предлагался для объяснения происхождения вулканитов с гетерогенным составом вкрапленников (см., например, [2, 3]), предложенные гипотезы оставались на уровне предположений в связи с отсутствием прямых доказательств смешения.

**Результаты наблюдений.** Несмотря на кажущуюся экзотичность, гетеротакситовые лавы и пемзы распространены значительно более широко, чем это обычно принято думать. Так, на Камчатке они установлены автором на вулканах Хангар, Шивелуч, Авачинский, Узон, Ильинский, Купол, Ю.М. Дубиком на вулкане Ксудач, а К.Н. Рудичем и К.М. Тимербаевой [4] — на вулкане Большая Зимина; на Курильских островах — автором на вулканах Немо и Тао-Русыр (остров Онекотан), Менделеева и Головина (остров Кунашир). Подобные же образования известны и во многих других районах мира. Они описаны в продуктах извержения 1912 г. вулкана Катмаи на Аляске [5, 6], в Калифорнии среди пород вулканического центра Glass Mountain [7] и в продуктах извержения 1915 г. вулкана Лассен-Пик [8], в вулканическом комплексе Gardiner River в Йеллоустонском парке США [9], в пемзовых потоках вулкана Татекеи-яма в Японии [10], среди вулканических пород Исландии [11], в миоценовых вулканитах Закарпатья [12] и т.д.

Гетеротакситовые разности вулканитов на Камчатке и Курилах встречаются в составе экструзий, лавовых потоков, но гораздо чаще в пемзовых и пемзово-пирокластических отложениях. Согласно литературным

данным (см. выше), аналогичная картина наблюдается и для других известных случаев проявления гетеротакситовых вулканитов. Как правило, мощности отдельных полосок невелики — от 1–3 мм до 10–30 мм — и не выдержаны по простиранию. Раздувы, пережимы и выклинивания полос весьма обычны. Часто (особенно в пемзах) полосы гофрированы с образованием сложных плейчатых узоров. На участках максимального перемешивания материал, которого меньше по объему, может разобщаться на отдельные изолированные включения, приобретающие вид уплотненных фьямме в преобладающей массе другого ингредиента смеси (вулканы Купол, Ильинский и др.).

Границы полос разного состава макроскопически всегда четкие, резкие. Однако в шлифах, даже в пределах одного образца наблюдается два типа границ — резкие и постепенные. Последние отличаются появлением на контакте полос зон стекла промежуточного облика. Стекла более основных разностей пород буроватые, стекла более кислых разностей — бесцветные. Промежуточные стекла окрашены в серый или желтый цвет. Мощность зон промежуточных стекол обычно невелика — до 0,1–0,2 мм и лишь в редких случаях достигает 1,0–1,5 мм. На границах полос разного состава (и в случае резких, и в случае постепенных границ) нигде не наблюдалось срезания вкрапленников, выступающих за пределы полос, напротив, флюидальное стекло обтекает их.

Состав полос в изученных гетеротакситовых вулканитах Камчатки и Курил отличается на 2,5–8,5% по содержанию  $\text{SiO}_2$  (табл. 1,2), хотя в других районах известны и более значительные градиенты составов — до 10–11%  $\text{SiO}_2$  в гетеротакситовых лавах Закарпатья [12], до 12–15%  $\text{SiO}_2$  в пемзах вулкана Катмаи [6] и т.д. Соответственно с разницей в содержании  $\text{SiO}_2$  отличаются и содержания других петрогенных, а также редких и малых элементов (табл. 3). В отличающихся по составу полосах гетеротакситовых лав и пемз, как правило, присутствует примесь противоположного ингредиента смеси. Наличие таких примесей отчетливо выявляется при анализе минерального состава гетеротакситовых вулканитов. Примеры: подобного рода анализа были приведены автором ранее при детальном описании гетеротакситовых лав и пемз вулканов Купол и Хангар [16]. Так, наиболее основные разности пемз вулкана Хангар обычно содержат наряду с "собственным" плагиоклазом ( $\text{An}_{65-75}$  — вкрапленники и  $\text{An}_{40-60}$  субфенокристаллы), генерацию более натрового плагиоклаза  $\text{An}_{30-40}$ , отвечающую плагиоклазу липарито-дацитовых пемз, но подвергшуюся интенсивному вторичному плавлению. Это наблюдение дает основание полагать, что сами такие пемзы не представляют "чистую линию" более основного ингредиента смешивавшихся расплавов, а содержат примесь липарито-дацитового материала. В связи с аналогичными причинами кислые ингредиенты многих гетеротакситовых пемз, как это показано в таблице 2, нередко имеют несколько более низкое содержание  $\text{SiO}_2$ , чем преобладающая масса пород в соответствующих пемзово-пирокластических покровах и потоках. Таким образом, начальные составы смешивавшихся расплавов отличались, как правило, более существенно, чем об этом можно заключить из анализов полос в гетеротакситовых вулканитах.

Наиболее обычными сочетаниями пород в гетеротакситовых лавах Камчатки и Курил являются пары: андезит, андезито-дацит-дацит и андезито-базальт-андезит. Более редки пары: андезито-дацит-липарит и базальт-андезит (см. табл. 1—2). Анализ литературного материала показывает, что наряду с обычными для Курило-Камчатского региона сочетаниями — андезит, андезито-дацит-дацит встречаются и пары андезит-липарит [6], базальт-липарит [9]. Как правило, отдельные ингредиенты гетеротакситовых лав близки по составу преобладающим либо широко распространенным типам пород соответствующих вулканов. На вулкане Купол, например, это андезито-дациты и липариты, на вулканах Авачинском и Шивелуч — это андезито-базальты и андезиты, в кальдере Тао—Русыр — андезиты и дациты и т.д.

Разности пород в гетеротакситовых лавах обычно принадлежат к одному петрохимическому семейству и обладают всеми особенностями состава, характерными для лав соответствующих вулканов. Так, в случае вулканов Менделеева и Головнина гетеротакситовые лавы и пемзы, равно как и породы, слагающие постройки вулканов, отличаются крайне низкими содержаниями K, Rb и высокими K/Rb отношениями; в случае вулкана Купол — напротив, максимальными для изученных вулканитов содержаниями K, Rb, Ba (см. табл. 3), а в случае вулкана Шивелуч — повышенной магнезиальностью и содержаниями Ni, Co, Cr (см. табл. 1, и [17]). Значительно реже один из ингредиентов смеси не имеет аналогов среди лав данного вулкана. Так, при сходстве состава светлых (липарито-дацитовых) полос в гетеротакситовых пемзах кальдеры Хангар с составом лав ряда экструзий, известных в пределах кальдеры, состав темных (андезито-дацитовых) полос заметно отличается от близких по кремнекислотности лав вулкана более высокими содержаниями MgO, CaO при меньших содержаниях глинозема, железа и натрия [16]. Аналогично среди лав вулкана Менделеева отсутствуют породы с содержанием SiO<sub>2</sub> 67,5—68,5%, встреченные в составе гетеротакситовых лав в агломератовой мантии главного экструзивного купола этого вулкана.

Обычно гетеротакситовые лавы и пемзы слагают лишь небольшую часть объема вулканических тел, в которых они проявлены, тогда как большая часть таких тел сложена внешне однородными породами. Как правило, в составе таких образований преобладают разности, отвечающие более кислому ингредиенту смеси. Обратная картина наблюдается значительно реже, и среди изученных нами случаев проявления гетеротакситовых лав отмечена лишь для вулканов Менделеева и Ильинского.

Наряду с крайними по составу типами пород, слагающими гетеротакситовые лавы, иногда наблюдаются и более или менее гомогенные разности промежуточного состава. Таковы некоторые контактовые пемзы экструзии на вулкане Купол, а также пемзы вулкана Хангар (см. табл. 2 [16]). В последнем случае породы промежуточного состава распространены даже значительно более широко, чем крайние по составу разности. Промежуточный же состав имеют, по данным микронзондового анализа, и стекла на границе полос разного состава, когда контакт полос не резкий, а постепенный.

В отношении минерального состава полосы в гетеротакситовых вулканитах отличаются друг от друга прежде всего структурой и составом сте-

Таблица 1

Химический состав гетеротакситовых лав и пемз некоторых вулканов Камчатки

№ п.п.	Образец	Вулкан	Геол. позиция гетеротакситовых вулканитов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1	5704/4	Шивелуч	Экструзия	55,84	0,21	15,94	3,96	4,02
2	5704/4с	Камчатка		59,60	0,65	17,36	3,05	2,67
3	718а	Большая Зиминая	Лавовый поток	57,62	0,48	14,85	3,26	4,51
4	718б	Камчатка		64,80	0,31	14,88	2,33	2,50
5	УЗ-2	Кальдера Узон	Пемзовый покров	63,12	0,96	15,30	4,58	1,70
6	УЗ-1	Камчатка		71,32	0,55	13,44	1,72	0,86
7		Кальдера Ксудач	Пемзовый покров	60,06	0,51	16,29	4,71	2,87
8		Камчатка		68,47	0,56	14,14	1,69	2,93
9	5913/2	Кальдера Немо	Пемзовый покров	51,76	0,80	16,89	3,38	7,15
10	5913	о-в Онекотан		57,56	0,62	16,72	2,27	5,92
11	5903/4	Кальдера Тао-Русь	Пемзовый покров	59,28	0,79	16,84	1,51	6,01
12	5903	о-в Онекотан		65,40	0,78	15,50	0,94	3,88
13	5950А	Менделеева	Агломератовая	62,22	0,80	16,06	3,53	4,05
14	5950Б	о-в Кунашир	мантия экструживного купола	67,58	0,80	14,72	2,23	3,19
15	5950/2			61,29	0,65	15,89	7,46	*
16	5950/1			68,35	0,42	14,08	5,13	*
17	5030/3	Купол Камчатка	Экструзия	63,10	0,45	18,35	0,77	1,95
18	5030			65,84	0,46	15,37	0,80	1,78
19	5030/3а			71,88	0,25	13,83	0,41	1,43

Примечание. Анализы 15–16 выполнены в Институте геохимии СО АН СССР рентгено-структурным методом, остальные — в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР Т.В. Долговой методом "мокрой химии". Анализы 3–4

## и Курильских островов

МлО	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
0,15	6,24	8,26	3,78	1,20	0,28	0,05	0,27	100,2
0,11	4,22	6,71	3,34	1,70	0,34	0,02	0,22	99,99
0,12	5,77	7,00	3,46	1,60	0,16	1,38	0,05	100,26
0,10	2,87	4,67	3,88	2,32	0,08	1,41	0,07	100,23
0,14	2,40	4,98	3,84	1,98	0,20	1,05	0,30	100,55
0,10	0,80	2,29	3,94	3,05	0,16	1,48	0,14	99,85
0,17	3,25	6,80	4,09	0,89	0,08	0,32	0,23	100,27
н/опр	0,80	3,31	5,05	1,32	0,08	0,62	0,25	99,22
0,19	5,13	8,76	2,48	0,75	0,80	1,42	0,04	99,55
0,14	3,10	6,78	2,96	1,02	0,52	1,85	0,13	99,59
0,17	2,25	7,38	3,51	1,20	0,50	0,64	0,22	100,30
0,15	1,21	4,56	4,32	1,53	0,50	1,35	0,06	100,18
0,16	1,33	7,08	3,38	0,72	0,20	0,08	0,11	99,72
0,13	1,19	5,34	3,84	1,08	0,20	0,15	0,04	100,49
0,18	2,47	6,53	3,69	0,63	0,00	0,00	0,03	98,85
0,13	1,42	4,71	4,37	1,05	0,00	0,06	0,06	99,78
н/ол	1,71	6,20	4,07	1,96	0,36	0,49	0,18	99,60
0,10	0,94	2,88	4,14	3,02	0,54	4,50	0,10	100,47
0,10	0,36	1,83	4,10	4,70	0,10	1,08	0,27	100,34

по материалам [4], остальные из коллекции автора. В анализах 15–16 все железо дается в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Таблица 2

## Химический состав пемз некоторых вулканов Камчатки и Курильских островов

№ п.п.	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
I. Кальдера, Хангар								
1	5569/4	63,47	0,57	15,01	1,54	2,78	0,10	3,24
2	5569/2	64,17	0,50	15,86	1,18	2,93	0,08	2,95
3	5575/8	66,55	0,43	15,86	1,22	2,04	0,08	1,80
4	5569/3	66,64	0,40	15,58	1,39	1,92	0,08	1,83
5	1041	67,44	0,54	16,15	2,25	0,84	0,10	1,35
6	5569	67,57	0,37	15,94	1,21	1,42	0,08	0,96
7	5438/1	68,30	—	—	—	—	—	—
II. Вулкан Шивелуч								
8	5749	55,30	0,84	15,44	3,00	4,43	0,15	7,40
9	5749/2	55,84	0,28	15,72	3,76	3,48	0,14	7,05
10	5749/3	58,46	0,80	16,38	3,02	2,87	0,12	4,70
11	553	58,80	0,85	16,18	3,66	2,83	0,14	4,98
12	5706/6	59,02	0,50	16,68	3,27	2,41	0,12	4,42
13	КШ-17	59,36	0,57	16,11	2,17	3,34	0,11	4,29
14	557	60,78	0,90	15,69	2,93	2,67	0,12	3,87
III. Вулкан Авачинский								
15	5880/2	54,90	0,50	18,90	4,35	4,36	0,15	3,60
16	A-1	56,72	—	—	—	—	—	—
17	5880	57,40	0,50	18,73	3,43	4,08	0,14	3,14
18	A-3	59,07	—	—	—	—	—	—
19	A-4	59,20	—	—	—	—	—	—
20	641	60,12	0,62	18,80	4,12	1,71	0,17	2,44
IV. Вулкан Ильинский								
21	5833/11	57,88	0,75	17,86	2,56	5,03	0,13	2,48
22	5872	60,60	0,43	17,62	1,98	4,54	0,12	1,91
23	5872/1	61,28	0,72	17,35	1,79	4,67	0,13	1,59
24	5873	61,30	0,46	17,38	1,83	4,28	0,12	1,74
25	5873/1	62,08	0,72	16,98	1,45	4,58	0,13	1,70
26	ИЛЭ-10	63,84	0,56	15,90	1,60	3,40	0,13	1,64
27	5833/7	64,46	0,30	16,07	2,29	2,70	0,12	1,66
V. Кальдера Головинна, остров Кунашир								
28	5948	56,58	0,70	16,95	2,76	6,33	0,18	4,42
29	5948/3	57,00	0,72	16,53	5,27	4,57	0,17	4,31
30	5838-т	58,61	0,76	15,85	3,73	5,55	0,16	3,70
31	5946	60,78	0,80	15,29	2,64	5,58	0,15	2,11
32	5948/5	62,19	0,66	15,84	8,26	—	0,17	3,07

Примечание. Для каждого вулкана часть анализов выполнена из полосчатых пемзодного обнажения, для I — это № 1, 2, 4, 6; для II — № 8, 9, 10; для III — № 15 и 17; для IV — 21, 28; для V — № 28, 29, 31 и 32. Анализ № 5 и 20 заимствованы из [13], анализы № 11 и 14 из [14], остальные анализы из коллекции автора. Анализы 13, 23, 25, 26 и 32 выполнены в ГЕОХИ СО АН СССР, остальные в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР аналитиками Т.В. Долговой, Л.В. Карташевой и Г.П. Новоселцкой. Анализ 32 выполнен рентгено-спектральным методом (причем

	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Σ
I. Кальдера Хангар									
5,27	4,18	1,86	0,08	1,73	—	0,25	0,35	100,43	
4,50	3,97	1,76	0,46	1,33	—	0,29	0,40	100,38	
3,06	4,25	2,22	0,40	1,38	—	0,29	0,55	100,13	
3,28	4,45	2,46	0,41	1,48	—	0,29	0,32	100,53	
3,31	3,38	2,63	0,21	1,83	—	сл.	—	100,08	
2,75	4,10	2,52	0,32	1,92	—	0,34	0,42	99,92	
—	4,85	2,64	0,18	1,40	—	—	0,45	—	
II. Вулкан Шивелуч									
8,12	3,59	1,36	н/о	0,11	—	0,09	—	99,83	
7,17	3,99	1,33	0,18	0,38	—	0,33	—	99,65	
7,12	4,08	1,56	0,20	0,57	—	0,16	—	100,04	
6,78	4,40	1,59	0,03	0,32	—	—	—	99,51	
6,84	4,18	1,44	0,02	0,65	—	0,21	—	99,76	
6,56	4,27	1,31	—	—	0,62	—	—	99,71	
5,80	4,40	1,87	0,06	0,42	—	—	—	99,71	
III. Вулкан Авчинский									
8,15	3,21	0,68	0,10	0,55	—	0,16	0,62	100,23	
—	3,53	0,79	0,06	1,25	—	—	0,37	—	
6,97	3,34	0,79	0,00	0,93	—	0,16	0,20	99,81	
—	3,58	0,86	0,14	0,91	—	—	0,47	—	
—	3,53	0,82	0,06	0,69	—	—	0,37	—	
6,91	3,62	0,67	0,19	0,90	—	—	—	100,27	
IV. Вулкан Ильинский									
8,13	3,48	1,00	0,22	0,63	—	0,23	—	100,37	
5,91	3,65	1,28	0,00	1,12	—	0,07	0,74	99,07	
5,90	3,94	1,24	—	—	0,86	0,20	—	99,67	
5,79	4,24	1,28	0,10	0,93	—	0,17	0,32	99,94	
5,73	3,98	1,32	—	—	0,79	0,26	—	99,72	
4,94	4,19	1,42	—	—	1,76	0,20	—	99,58	
4,49	4,26	1,53	0,02	1,52	—	0,30	—	99,72	
V. Кальдера Головина, остров Кунашир									
8,88	2,36	0,47	0,14	0,72	—	0,09	—	100,58	
8,15	2,32	0,53	0,00	0,72	—	0,10	—	100,39	
7,52	2,70	0,58	0,22	0,85	—	0,09	—	100,32	
7,56	2,51	0,59	0,78	1,05	—	0,10	—	99,94	
6,83	2,97	0,55	—	—	0,00	0,00	—	100,54	

все Fe дается в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, остальные — методом "мокрой химии". I — продукты извержения, сформировавшего вершинный кратер (возраст ≈ 6500 лет); II — продукты извержения 1964 г.; III — продукты извержения, связанного с формированием кальдеры (возраст ≈ 5500 лет), [15]; IV — продукты извержения, сформировавшего взрывную воронку; V — продукты извержения, связанного с формированием кальдеры. Проверка в таблицах — нет данных.

Т а б л и ц а 3. Содержание ряда редких и малых элементов в гетеротакситовых

	Тип породы	Na	K	Rb
Гетеротакситовые лавы	Вулкан Купол			
	Липаритовая полоса	3,05	3,07	76
		3,25	2,80	73
		3,20	3,05	70
	Андезито-дацитовая полоса	3,15	2,25	46
		2,97	2,32	55
2,95		1,85	52	
Средний тип лав вулкана	Липарит	3,07	2,88	69
	Андезито-дацит	2,83	1,99	44
Гетеротакситовые пемзы	Кальдера Хангар			
	Липарито-дацитовая полоса	3,30	2,68	44
		3,47	2,26	46
		3,25	2,32	47
		3,42	2,00	42
	Дацитовая полоса	3,15	1,92	46
		3,25	1,77	33
		3,30	1,82	42
		3,02	1,80	40
		3,05	1,97	40
		—	—	33,5
	Андезито-дацитовая полоса	3,00	1,50	22
		3,10	1,55	32
		2,95	1,50	40
		2,95	1,47	31
3,00		1,43	25	
Средний тип лав вулкана	Средний дацит	3,45	1,94	44
	Средний андезито-дацит	3,33	1,51	27
Гетеротакситовые пемзы	Кальдера Узон			
	Липаритовая полоса	2,88	2,50	67
	Андезито-дацитовая полоса	2,98	1,74	39
	Кальдера Тэо-Русыр			
	Дацитовая полоса	3,50	1,40	21
	Андезитовая полоса	3,04	0,90	14
Гетеротакситовые лавы	Вулкан Менделеева			
	Дацитовая полоса	3,24	1,00	15
	Андезито-дацитовая полоса	3,00	0,52	8
	Средний андезито-дацит	2,94	0,57	8,2

лавах и пемзах ряда вулканов Камчатки и Курильских островов

	Li	Ba	Sr	Be	Ba/Sr	K/Rb
Вулкан Купол						
	28	1000	160	1,0	6,25	405
	28	830	180	—	4,61	383
	55	1300	150	—	8,67	436
	12	1500	390	—	3,85	489
	10	1000	300	0,5	3,33	422
	10	1100	400	0,75	2,75	348
	27	1315	215	0,6	6,12	415
	15	1135	395	0,7	2,87	450
Кальдера Хангар						
	17	720	300	—	2,40	473
	18	1000	360	1,1	2,78	491
	19	740	240	0,9	3,08	494
	21	800	350	0,8	2,29	476
	17	850	480	1,0	1,77	417
	12	630	400	1,1	1,57	536
	14	870	320	0,8	2,75	435
	14	630	420	0,8	1,50	450
	13	820	450	—	1,82	492
	12	760	320	1,0	2,37	—
	8	680	330	0,6	2,06	682
	15	600	350	0,75	1,71	484
	14	460	420	0,55	1,10	375
	9	630	430	0,5	1,46	470
	8	690	320	0,8	2,16	542
	15	—	—	1,05	—	440
	18	—	—	0,65	—	560
Кальдера Узон						
	22	—	160	—	—	375
	17	—	260	—	—	458
Кальдера Тао-Русыр						
	12	—	—	0,3	—	667
	11	—	—	0,25	—	642
Вулкан Менделеева						
	16	—	—	0,55	—	667
	10	—	—	0,45	—	650
	8,8	—	—	0,50	—	695

Таблица 3 (окончание)

	Тип породы	Na	K	Rb
Гетеротакситовые пемзы	Кальдера Головина			
	Андезитовая полоса	2,20	0,42	6
	Андезито-базальтовая полоса	2,24	0,34	3,2
	Средний андезит	2,37	0,38	5,7

Примечание. Содержание Na и K в вес%, остальных элементов в г/т. Все анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР: Na, K; Rb, Li — методом фото-

кол. Стекла более основных ингредиентов смесей, как правило, оптически более неомогенны (неравномерно окрашены и сильнее раскристаллизованы), чем стекла кислых ингредиентов. Разница в показателях преломления стекол колеблется от 0,010 до 0,030, в зависимости от разницы в валовых составах пород и степени раскристаллизации их. Для разностей промежуточного состава значения показателей преломления также промежуточные. Так, стекло андезито-дацитовых прослоев гетеротакситовых лав вулкана Купол имеет показатель преломления 1,525—1,531, стекло липаритовых полос — 1,485—1,490, а стекло гомогенных промежуточных пород — 1,502—1,517.

Качественный состав вкрапленников в полосах может быть как резко различным, так и сходным, причем наличие или отсутствие отличий не связано с величиной градиента кислотности сосуществующих пород. Так, при андезито-дацитовом ( $\text{SiO}_2 \approx 63\%$ ) и липаритовом ( $\text{SiO}_2 \approx 71\text{--}72\%$ ) составе полос в гетеротакситовых лавах и пемзах вулкана Купол и кальдеры Узон в первом случае набор вкрапленников в разных по составу полосах отличается резко (плаггиоклаз и биотит в липаритовых полосах; плаггиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, амфибол — в андезито-дацитовых полосах), а во втором — одинаков (плаггиоклаз, орто- и клинопироксен). Аналогично в случае гетеротакситовых пемз кальдеры Хангар липарито-дацитовые полосы ( $\text{SiO}_2 \approx 68\%$ ) содержат вкрапленники плаггиоклаза, кварца и биотита; андезито-дацитовые ( $\text{SiO}_2 \approx 63\%$ ) — плаггиоклаза, ортопироксена, клинопироксена и амфибола, а в случае кальдеры Ксудач и липарито-дацитовые ( $\text{SiO}_2 \approx 68\%$ ), и андезитовые ( $\text{SiO}_2 \approx 60\%$ ) полосы имеют одинаковый набор вкрапленников (плаггиоклаз орто- и клинопироксен). Нередко полосы кислого состава отличаются от полос более основного состава наличием вкрапленников кварца (вулканы Менделеева, Большая Зиминая, Хангар), однако этот признак вовсе не является обязательным (вулканы Шивелуч, Авача, Купол, Ксудач, Узон и др.).

Состав одноименных минералов в сосуществующих разностях гетеротакситовых лав также может быть как сходным, так и различным. Это

Li	Ba	Sr	Be	Ba/Sr	K/Rb
Кальдера Головина					
11	—	—	0,4	—	700
8	—	—	0,4	—	1062
13	—	—	0,35	—	667

метрии пламени (аналитик Г.И. Селиванова), Ba, Sr — количественным спектральным методом.

удобно продемонстрировать на примере плагиоклазов, детально изучавшихся автором. Так, по данным частных химических анализов мономинеральных проб средний валовый состав плагиоклаза андезито-дацитовых полос ( $\text{SiO}_2$  61–63%) гетеротакситовых лав вулкана Менделеева отвечает  $\text{An}_{4,5,8-46,2} \text{Ab}_{51,9-52,8} \text{Or}_{1,4-1,8}$ , а дацитовых полос ( $\text{SiO}_2$  67,5–68,5%) —  $\text{An}_{46,6} \text{Ab}_{51,7} \text{Or}_{1,7}$ . Для андезито-базальтовых ( $\text{SiO}_2 = 54-55\%$ ) и андезитовых ( $\text{SiO}_2 = 57,5-59,0\%$ ) полос в пемзах Авачинского вулкана состав плагиоклаза соответственно —  $\text{An}_{5,5} \text{Ab}_{42,9} \text{Or}_{1,5}$  и  $\text{An}_{51,0-55,3} \text{Ab}_{42,8-46,4} \text{Or}_{1,9-2,3}$ . Состав плагиоклазов полосчатых пемз кальдеры Узон, напротив, заметно отличается: для липаритовых пемз это  $\text{An}_{46}$ , а для андезито-дацитовых —  $\text{An}_{57}$  (по данным массовых оптических определений). Примеры существенного различия средних составов плагиоклазов для разных по составу полос гетеротакситовых лав и пемз вулканов Купол и Хангар были приведены автором ранее [16].

Вместе с тем даже в тех случаях, когда средний состав минералов в разных по химизму полосах гетеротакситовых вулканитов отличен, при статистическом изучении в обоих ингредиентах смеси обычно обнаруживаются идентичные по составу генерации соответствующих минералов. Так, на кривых распределения составов плагиоклазов гетеротакситовых пемз кальдеры Узон для обеих разностей пород выделяется общий максимум, отвечающий  $\text{An}_{45-50}$ . Для плагиоклазов полосчатых лав вулкана Купол две такие общие генерации плагиоклаза:  $\text{An}_{50-55}$  и  $\text{An}_{70-90}$ , а для гетеротакситовых пемз кальдеры Ксудач — три общие генерации:  $\text{An}_{30-45}$ ,  $\text{An}_{52-65}$  и  $\text{An}_{90-95}$ . При этом относительные количества отличающихся по составу генераций плагиоклаза в породах разного состава резко различны. Например, в липарито-дацитовых полосах пемз кальдеры Ксудач преобладают плагиоклазы андезитового состава, а лабрадоры и анортиты встречаются в виде единичных зерен, тогда как в андезитовых пемзах картина обратная. В полосчатых лавах вулкана Купол плагиоклазы состава  $\text{An}_{50-55}$ , доминирующие в андезито-дацитовых полосах, в липа-

ритовых полосах играют второстепенную роль при преобладании в последних  $Ap_{30-35}$ .

Соотношение степени кристалличности (содержания вкрапленников) в разных по основности полосах гетеротакситовых лав и пемз также неодинаково. В одних случаях вкрапленников больше в более кислом ингредиенте смесей (вулканы Шивелуч, Большая Зимина, Хангар, Менделеева), в других — в более основном ингредиенте (вулканы Купол, Узон, Ксудач); как правило, полосы с пониженным содержанием  $SiO_2$  являются несколько более меланократовыми.

Промежуточные по химическому составу разности гетеротакситовых лав обычно обладают также и промежуточными особенностями минерального состава: промежуточным количеством вкрапленников, набором минеральных видов их, составом минералов и составом стекла.

Таким образом, при достаточно резком различии химического состава пород из полос в гетеротакситовых лавах соотношение минеральных фаз в сосуществующих породах далеко не однозначно и не подчиняется единой закономерности. Наиболее общей чертой для всех изученных случаев проявления гетеротакситовых лав является отличие в составах стекол из полос разного состава. Отметим также, что обычно в составе разных ингредиентов гетеротакситовых вулканитов устанавливаются либо родственные генерации минералов (при общем различии в валовых составах минералов из разных полос), либо полная идентичность составов отдельных минералов. В последнем случае разница в химическом составе пород обеспечивается разницей в составе стекол и увеличением в более кислом ингредиенте содержания силикатных минералов-вкрапленников (кварца и плагиоклаза).

**Обсуждение результатов.** Наблюдающееся в большинстве случаев соответствие составов ингредиентов гетеротакситовых лав составам преобладающих или достаточно широко распространенных типов пород конкретных вулканов; как правило, общие для всех пород одного вулкана (включая гетеротакситовые разности) петро-геохимические особенности; наконец, наличие в породах разной основности сходных по составу генераций минералов-вкрапленников — все это указывает на родственность магматических расплавов, сформировавших в каждом конкретном случае и гетеротакситовые лавы, и лавы вулканических построек.

Наличие родственных связей различных ингредиентов гетеротакситовых лав позволяет предполагать образование расплавов, формирующих их из единого магматического источника. При этом более кислый ингредиент смеси мог образоваться за счет процессов кристаллизационной дифференциации, ликвации либо любых других процессов, ведущих к разделению вещества. Лишь в тех случаях (кальдера Хангар), когда один из ингредиентов смеси резко отличается и от другого ингредиента, и от всей массы пород конкретного вулканического сооружения по петро-геохимическим особенностям, можно предполагать смешение генетически независимых расплавов. Наконец, кислый ингредиент смеси может возникнуть за счет термального воздействия основного расплава на кислые кристаллические и осадочные породы. Возникающие при этом кислые расплавы плохо смешиваются с расплавами, за счет которых они генери-

рованы. Типичными представителями гетеротакситовых лав подобного типа являются частично плавленые включения гранитоидных и осадочных пород в лавах и шлаках. Следует, однако, заметить, что во всех случаях в подобных включениях сохраняются следы плавления полнокристаллических или осадочных пород, а объемы наблюдавшихся кислых ингредиентов смесей ничтожны по сравнению с объемами более основных ингредиентов.

Присутствие гетеротакситовых лав и пемз определенно свидетельствует, что в недрах многих вулканических построек сосуществуют разные по составу расплавы и что такие расплавы могут извергаться одновременно. В случаях, когда качественный состав минералов-вкрапленников гетеротакситовых лав резко различен, можно, по-видимому, полагать, что соответствующие расплавы существовали независимо друг от друга достаточно длительное время и что разделение исходной магмы (если оба расплава связаны происхождением из единого источника) предшествовало массовой кристаллизации ее. В случаях сходного состава минералов-вкрапленников в различных ингредиентах смесей можно, напротив, предполагать, что разделение магмы предшествовало более или менее продвинувшийся процесс кристаллизации (если только сходство составов минералов не вызвано смешением).

Особый интерес вызывают гетеротакситовые вулканиды, средние составы вкрапленников в которых идентичны в разных ингредиентах смесей, а общее количество вкрапленников выше в более кислом ингредиенте по сравнению с более основным (за счет увеличения содержания кварца и плагиоклаза). Среди средне-кислых четвертичных вулканических пород Камчатки и Курил отмечены ассоциации, имеющие сходные с указанным типом гетеротакситовых лав особенности минерального состава (идентичность средних составов минералов и увеличение количества вкрапленников по мере возрастания содержания  $\text{SiO}_2$  в породах от андезитов—андезитоцитов до дацитов и липарито-дацитов). Более того, породы таких ассоциаций характеризуются резко неравновесным набором вкрапленников: сочетанием магнезиального оливина с кварцем, натрового (олигоклаз-андезин) плагиоклаза с кальциевым (битовнит-анортит), причем одновременно с указанными минералами обычно присутствуют орто- и клинопироксен, амфибол, а иногда и биотит. Такими особенностями обладают лавы вулканов Ааг и Арик, описанные М.В. Федоровым [18], а также изученные нами лавы вулкана Дикий Гребень. Перечисленные особенности состава не позволяют объяснить происхождение подобных вулканических пород с помощью гипотезы кристаллизационной дифференциации и кажется весьма заманчивым предложить в этом случае в качестве возможного механизма происхождения смешения магматических расплавов.

Присутствие в составе вулканических тел, среди которых обнаружены гетеротакситовые лавы и пемзы, большего или меньшего объема пород промежуточного состава, а также наличие или отсутствие признаков плавления вкрапленников промежуточных пород может указывать на больший или меньший интервал времени, прошедший между началом смешения и извержением расплавов. Так, относительно широкое распространение промежуточных разновидностей и обычное для таких пород наличие частично плав-

ленных генераций вкрапленников, соответствующих по составу вкрапленникам кислых ингредиентов смесей (см., например, данные для вулкана Хангар, [16]), свидетельствуют о том, что смешение предшествовало извержению. В случаях же, когда промежуточные разности пород развиты слабо, а плавления минералов-вкрапленников в них не наблюдается, можно предполагать, что смешение расплавов происходило в процессе извержения (вулканы Большая Зимина, Узон и т.д.). В связи с изложенным вызывают интерес данные таблицы 2, показывающие, что в пемзах ряда извержений вулканов Камчатки и Курил наряду с крайними по основности породами нередко можно найти и промежуточные разности, так что разница в химическом составе двух соседних по содержанию  $\text{SiO}_2$  анализов не превышает 1,5–2,8%  $\text{SiO}_2$ . Более того, в ряде случаев промежуточные разности распространены не менее, если не более широко, чем крайние по составу типы (например, в гетеротакситовых пемзах кальдеры Хангар). В отличие от пемзово-пирокластических потоков, в экструзиях и лавовых потоках породы, имеющие промежуточный состав по отношению к составам разных ингредиентов гетеротакситовых лав, проявлены в крайне незначительных объемах.

Обращает внимание отмеченная ранее приуроченность проявления гетеротакситовых вулканитов преимущественно к пемзово-пирокластическим отложениям. Так, практически на всех вулканах Камчатки и Курильских островов, которые удалось посетить автору, в случае наличия в разрезах их более или менее мощных пемзово-пирокластических отложений, в составе последних были обнаружены гетеротакситовые разности вулканитов. Отметим, что пемзово-пирокластические отложения являются результатом мощных извержений с выносом большого объема ювенильного материала в короткий промежуток времени. Еще больший объем ювенильного материала выносятся при игнимбритообразующих извержениях.

Как показывают многочисленные литературные данные, состав ювенильного материала игнимбритов часто весьма неоднороден. Так, по данным В.И. Влодавца [19] и В.С. Шеймовича [20], линзы стекла (фьямме) в семячинских игнимбритах Камчатки отличаются от стекловатого базиса пород заметно более кислым составом (соответственно липарито-дациты и дациты). По данным Б.В. Иванова [21], в игнимбритах Карымской группы вулканов на Камчатке присутствуют три группы стекол, отличающихся по показателю преломления ( $n$ ): линзы светлокоричневого стекла —  $n = 1,488$ , линзы черного или темно-серого стекла —  $n = 1,519$ , и стекло основной массы —  $n = 1,525$ . Столь же различающиеся стекла описаны Х. Вильямсом [22] в андезитовых спекшихся туфах Коста-Рики:  $n = 1,510$  для светлых стекол,  $n = 1,550$  для темных, при преобладающих стеклах с  $n = 1,530$ – $1,540$ . Сонахождение базальтовых и риолитовых стекол отмечено для спекшихся туфов ряда Исландских вулканов [23, 24]. Микронеоднородность стекловатой основной массы игнимбритов Новой Зеландии установлена А. Стейнером [25], а игнимбритов Северного Кавказа Н.В. Короновским и др. [26].

Согласно представлениям А. Стейнера [25], наличие стекол разного состава в игнимбритах обусловлено ликвацией единого расплава в процессе извержения (при подъеме его к поверхности и движении по по-

верхности). Сходной точки зрения придерживаются и Н.В. Короновский и др. [26]. Б.И. Пийп [27] и Х. Вильямс [22] видят причину гетерогенности игнимбритовой магмы в контаминации кислых расплавов за счет усвоения базальтовых корней вулканов. По мнению В.И. Влодавца [19] и Д.Х. Блейка [24], причиной наблюдаемых отличий в составе стекол игнимбритов является смешение магматических расплавов. При этом В.И. Влодавец полагает, что появление расплавов разного состава связано с предварительной дифференциацией единой магмы в подводящем канале вулкана (вверху более кислые разности, внизу более основные). Д.Х. Блейк связывает одновременное извержение разных по составу магматических расплавов с пересечением близповерхностного периферического очага кислой магмы малыми интрузиями — производными более глубокого очага более основной магмы.

Гетерогенность состава игнимбритов сближает их с описанными выше гетеротакситовыми вулканитами. Более того, гипотеза смешения магматических расплавов является одной из равноправных гипотез, объясняющих особенности состава и структур игнимбритов. Наконец, согласно представлениям о генезисе игнимбритов, высказанным Г.С. Горшковым [28, 29], механизм образования мощных пемзово-пирокластических отложений (а ведь именно к последним преимущественно приурочено проявление гетеротакситовых вулканитов).

Причину появления гетерогенных вулканитов (игнимбритов и гетеротакситовых пемз) при мощных извержениях ювенильного материала можно толковать по-разному. С одной стороны, именно единовременный выброс большого объема раздифференцированного ювенильного материала может привести к смешению отличающихся по составу разностей за счет различной подвижности (вязкости) их. С другой стороны, смешение само можно рассматривать как причину таких мощных извержений, если принять вслед за Д.Х. Блейком [24], что внедрение более основного и более нагретого расплава в промежуточный резервуар относительно кислой магмы вызывает ее разогрев, уменьшение вязкости, увеличение общего давления и, одновременную эмиссию расплавов разного состава.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Вольнец О.Н.* Типизация и вопросы генезиса эвтакситовых лав. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. (Тез. IV Всесоюз. вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский: Приморский полиграфкомбинат, 1974, с. 189—190.
2. *Larsen E.S., Irving J.* Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan Region, Colorado, 7. The plagioclase feldspars. — *Amer. Miner.*, 1938, v. 23, N 4, p. 227—258.
3. *Kuno H.* Iwaki volcano. — In: Catalogue of the active volcanoes of the world including Solfatara fields. 11. Japan, Taiwan and Marianas, 1962, Intern. Volcanol. Assoc. Naples, p. 190—195.
4. *Рудич К.Н., Тимурбаева К.М.* О полосчатых лавах вулкана Большая Зимина (Ключевская группа вулканов на Камчатке). — В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965, с. 3—13.

5. *Williams H., Curtis G., Juhle W.* Mount Katmai and the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska (Abstract). — *Pacif. Sci. Congr. 8th Univ. Philippines, 1953, Proc.*, 1956, v. 2, p. 129.
6. *Bordet P., Marinelly G., Mittampfergher M., Tazieff G.* Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Velle e des Dik Mulle Fumées (Alaska). — *Soc. belge géol. Mem.*, 1963, ser. 8, N 7, p. 1—70.
7. *Eichelberger J.C.* Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, p. 1381—1391.
8. *MacDonald G.A., Katsura T.* Eruptions of Lassen Peak, Cascade Range, California, in 1915: example of mixed magmas. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1965, v. 76, N 5, p. 475—482.
9. *Wilcox R.E.* Rhyolite-basalt complex on Gardiner River, Yellowstone Park, Wyoming. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1944, v. 55, p. 1047—1080.
10. *Matumoto Tadaiti, Tsunetomi Takehiko.* — Banded pumice in the Tateishi—yama pumice flow. Oita Prefecture. — *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 1972, v. 17, N 2, p. 59—65.
11. *Walker G.P.* Acid volcanic rocks in Iceland. — *Bull. volcan.*, 1966, v. 29, p. 375—401.
12. *Лазаренко Э.А., Дейчовская К.А.* Миоценовые смешанные туфы и лавы липаритовой и андезитовой магматической формации Закарпатья. — В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973, с. 153—162.
13. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966, 290 с.
14. *Горшков Г.С., Дубик Ю.М.* Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 3—37.
15. *Брайцева О.А., Малексеев И.В., Эрлих Э.Н.* Новейшая вулканическая деятельность. — В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова; из серии "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока". — М.: Наука, 1974, с. 369—394.
16. *Вольнец О.Н.* О неоднородности составов в потоках и экзтрузиях кислых лав. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973, с. 57—92.
17. *Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Плагноклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. — Новосибирск: Наука, 1976. 136 с.
18. *Федоров М.В.* О неоднородности магматического расплава вулканов Аг-Арик. — Булл. вулканолог. ст., 1972, № 48, с. 48—50.
19. *Влодавец В.И.* О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбридами. — Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1957, вып. 14, с. 3—16.
20. *Шеймович В.С.* Типы фьямме в камчатских игнимбридах. — Булл. вулканолог. ст., 1972, № 48, с. 56—63.
21. *Иванов Б.В.* Игнимбриды района вулканов Карымской группы. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 105—109.
22. *Williams H.* Volcanic history of the Meseta Central Occidental, Costa Rica. — *Calif. Univ. Publ. Geol Sci.*, 1952, v. 29, p. 145—180.
23. *Walker G.P.L.* The Breiddalur central volcano eastern Iceland. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1963, v. 119, N 473, pt 1 p. 29—63.
24. *Blake D.H.* Welded tuffs and the Maelifell caldera, Alftafjördur volcano, south-eastern Iceland. — *Geol. Mag.*, 1969, v. 106, N 6, p. 531—541.
25. *Стейнер А.* Происхождение игнимбридов острова Северный, Новая Зеландия: Новая петрогенетическая концепция. — В кн.: Проблемы палеовулканизма М.: ИЛ, 1963, с. 490—532.
26. *Короновский И.В., Сапарин Г.В., Слыве В.И., Сливак Г.В.* Происхождение игнимбридов по данным исследования с применением растрового электронного микроскопа. — ДАН СССР, 1975, 225, № 3, с. 667—669.
27. *Пуйл Б.И.* Кроноцкие игнимбриды на Камчатке. — Тр. Лабор. вулканолог. 1961, в. 20, с. 90—91.
28. *Gorshkov G.S.* On the origin of ignimbrites in relation to the study of recent eruptions. — *Bull. Volc.*, 1963, t. 25, p. 33—37.
29. *Горшков Г.С., Боголюбенская Г.Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1963 гг.). М.: Наука, 1965, 172 с.

## РЕАКЦИЯ ОЛИВИН+АНОРТИТ В ГАББРОИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ВУЛКАНА КИХПИНЫЧ (КАМЧАТКА)

Реакция оливин + плагиоклаз (Ol + Pl) является одной из наиболее распространенных в природном минералообразовании. В частности, она широко представлена в троктолитах (корониты, друзиты и т.п.) и магнезиальных скарнах. Продуктами ее являются клинопироксен — шпинелевая (Kpx + Sp) или (в более железистых или более глубинных породах) клинопироксен-гранатовая (Kpx + Ga) ассоциации. Поскольку новообразованные ассоциации являются более плотными, принято считать, что реакция вызвана повышением общего давления. Экспериментальное воспроизведение этой реакции [1] показывает, что при температуре 1000°С переход  $Ol + Pl \rightarrow Orx + Kpx + Sp$  лежит в пределах 7–9 кбар. Вместе с тем, клинопироксен-шпинелевая ассоциация является неизменным членом субвулканических скарнов [2], а в интрузивах габброидов ее появление часто вызвано снижением температуры и протеканием биметасоматических процессов. Из этих фактов следует вывод, что в природных условиях в присутствии железа и щелочей и в открытой системе переход  $Ol + Pl \rightarrow Kpx + Sp$  возможен при пониженных давлениях. Подобный случай демонстрируют анортит-оливиновые включения в базальтоидах Камчатки. Исчерпывающая характеристика этих включений дана авторами [3] и здесь не приводится. Отметим лишь, что минералы этих включений характеризуются рядом специфических особенностей, свойственных вмещающим эффузивам (табл. 1).

В одном из включений вулкана Кихпиныч наблюдались отчетливые следы дробления и реакционного замещения оливина и анортита. Это включение имеет уплощенную ( $10 \times 7 \times 4 \text{ см}^3$ ) форму и обычную друзовую структуру. В ядре оно сложено субнормальными к ограничению включения крупными (до 10–15 мм) призмами прозрачного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены медово-желтым оливином. Края включения представлены средnezернистым агрегатом оливина и белого матового плагиоклаза. Порода брекчирована — в ядре включения крупные кристаллы плагиоклаза цементируются черным стеклом, а нижняя часть его представляет мелкозернистый роговиковый агрегат плагиоклаза, мелких (0,1–0,5 мм) округлых выделений оливина и небольшого (10–20%) количества стекла. По границе этих двух оторочек вклинивается фиштакково-зеленый тонкозернистый прожилок клинопироксена и шпинели, мощность которого падает от 12 мм до 1–2 мм. От прожилка во включение ответвляются мелкие апофизы.

Под микроскопом устанавливается, что ядро включения представляет микробрекцию из крупных кристаллов плагиоклаза и оливина, цементируемых бурым, запыленным рудными минералами стеклом. Плагиоклаз, особенно ядра кристаллов, переполнен точечными выделениями слабо просвечивающего бурого рудного минерала. Зерна оливина включают капли в разной степени раскристаллизованного расплава. При соприкосновении со стеклом зерна оливина и плагиоклаза приобретают огранку,

Т а б л и ц а 1

Средний состав минералов из оливин-анортитовых включений Камчатки, Курил, Японии

Окислы	Оливин (32)	Анортит (40)	Клинопироксен (18)	Ортопироксен (1)	Амфибол (3)	Магнетит (28)	Шпинель (3)
SiO <sub>2</sub>	38,64	44,25	49,76	53,90	42,42		
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,06	0,52	0,25	2,28	7,15	2,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	35,11	4,84	2,38	12,24	3,86	20,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	0,41	3,35	2,91	5,40	51,02	16,21
FeO	18,80	0,37	4,90	12,22	7,49	32,81	20,14
MnO	0,39	0,02	0,17	0,45	0,30	0,31	0,32
MgO	39,47	0,28	14,88	25,44	16,88	4,21	11,18
CaO	0,40	18,64	20,91	0,62	10,33		
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,83	0,40	0,34	2,51		
K <sub>2</sub> O	0,08	0,08	0,10	0,13	0,13		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>					2,72		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>				0,34	0,23		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,09			0,10	28,72
f <sub>общ.</sub>	22,2		23,0	24,6	29,2	91,3	63,6
Ап		92,1					

П р и м е ч а н и е. В скобках — число анализов.

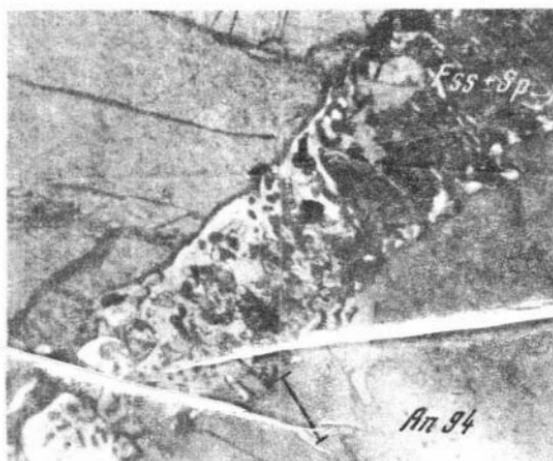
в стекле возрастает концентрация рудного минерала, в оливине появляется оранжевая каемка. По мере приближения к клинопироксен-шпинелевому прожилку в крупных призмах плагиоклаза по спайности выделяются мелкие (0,007—0,05 мм) удлиненные параллельные кристаллики клинопироксена, а по трещинам — более крупные (0,05—0,2 мм) зерна клинопироксена. При этом призмы плагиоклаза очищаются от рудной пыли (рис. 1). Более крупные удлиненные кристаллы клинопироксена пересекают капли включений расплава.

На контакте оливина и плагиоклаза вначале зарождается узкая оторочка более основного (Ап 98) плагиоклаза, в пределах которой появляются мелкие зерна фassaита, затем червеобразные выделения шпинели (рис. 2). С помощью электронного микроскопа устанавливается (рис. 3), что основность плагиоклаза по мере приближения к этой зоне возрастает постепенно. Далее по простиранию оторочка расширяется и превращается в фassaит-шпинелевый симплектит, заливаобразно вдающийся в плагиоклаз (рис. 4). По данным площадных подсчетов в шлифах соотношения фassaита и шпинели в симплектите — 1,1—1,2:1. Мощность симплектитовой зонки по мере приближения к контакту с эффузивом возрастает, со стороны оливина появляется кайма мелкокристаллического мономинерального фassaита, параллельно которой в симплектите развивается каемка и крупные зерна шпинели (рис. 5). Вдоль симплектитовой зонки в плагиоклазе наблюдается сгущение газовых включений (рис. 4). Замещение протекает

*Рис. 1.* Сгущение газово-жидких и рудных включений в кристалле анортита на фронте перемещения включений фэсвита. При одном николе, увел. 50



*Рис. 2.* Зарождение реакционной зонки на контакте оливина (F<sub>23</sub>) и анортита (Ап94) — в оторочке более основного плагиоклаза (Ап98) появляются зерна фэсвита и шпинели, переходящие по удалению в симплектитовый агрегат. Николи X, увел. 150



таким образом, что на месте зерен оливина остаются псевдоморфозы из более крупных, чем в симплектитах, сростков клинопироксена и шпинели. Иногда по периферии таких выделений (на контакте с плагиоклазом) сохраняется тонкозернистая симплектитовая оболочка.

Фисташково-зеленая зона сложена тонкозернистым агрегатом клинопироксена и шпинели с небольшой примесью новообразованного хорошо ограненного плагиоклаза. Ниже эта зона сменяется роговиковой породой, состоящей из новообразованного плагиоклаза, клинопироксена и оливина.

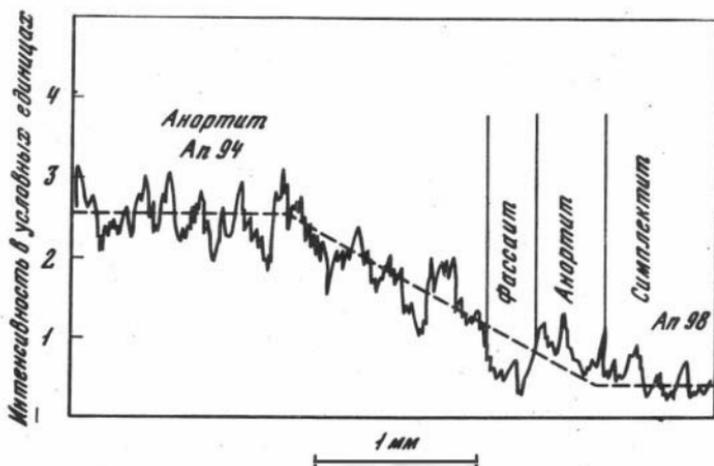


Рис. 3 Характер изменения содержания натрия ( $\text{NaK}_{\alpha}$ ) на границе плагиоклаза и фassaит-шпинелевого симплектита. Линия профиля показана на рис. 4. Профиль получен на микроанализаторе JXA-5

Как следует из табл. 2, оливин и плагиоклаз из рассматриваемого включения по составу аналогичны минералам других включений этого вулкана. Пироксен симплектитовой короны представлен фassaитом (Fss), включающим 26% чермакитовой составляющей ( $\text{CaAl}_{1,53}\text{Fe}_{0,43}\text{Ti}_{0,04}\text{SiO}_6$ ) и 74% диоксидовой —  $\text{Ca}_{0,91}\text{Mg}_{1,02}\text{Fe}_{0,07}^{+2}\text{Si}_2\text{O}_6$ . В связи с высоким окислением железа ( $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2} = 72,4$  ат. %) минерал имеет соответствующую оптику [2]. От пироксенов включений фassaит отличается пониженными кремнеземистостью, железистостью, щелочностью, марганцовистостью и, наоборот, — повышенными глиноземистостью, кальциевостью, окисленностью, что может объясняться формированием его в окислительных условиях. Пониженные концентрации элементов-примесей в фassaите относительно магматических пироксенов включений указывают на более низкотемпературный его характер и на выщелачивание этих элементов из минералов включений.

Как более глиноземистый минерал фassaит обогащен Ga. ИК спектр поглощения фassaита, снятый Г.А. Нарновым на UR-20 (таблетка 1:300 с KBr, поправка по кривым полистирола, виридина, толуола), по набору частот (425, 485, 520, 620, 645, 660, 785, 860, 895, 985, 1070  $\text{cm}^{-1}$ ) полностью идентичен приводимому Мёнке [4] спектру более глиноземистого (0,38 ат. ед. Al в Si—O-тетраэдре) фassaита из Тироля. В перечисленной области частот все линии исследуемого фassaита уширены, что И.В. Гинзбург [5] связывает с суммарными разночастотными колебаниями Al и Si тетраэдров. Кроме того, в спектре изученного фassaита слабо намечается плечо 760  $\text{cm}^{-1}$ , которое И.В. Гинзбург относит к колебаниям  $\text{Ti}^{+4}$ —O тетраэдра. Рассчитанные по порошкограммам параметры кристаллической решетки:  $a = 9,57$ ,  $b = 8,76$ ,  $c = 2,26\text{Å}$ ,  $\beta = -106^{\circ}16'$ , идентичны размерам решетки фassaита из Якутии [6].

Рис. 4. Продолжение по простиранию реакционной зоны (рис. 2) — симплектит фассаита и шпинели ( $Fss + Sp$ ). В анортите ( $An$ ) у контакта с зоной сгущаются газово-жидкие включения. При одном никеле, увел. 150

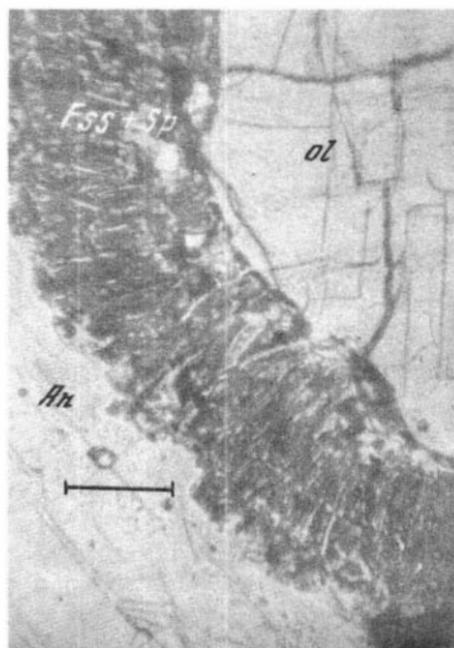
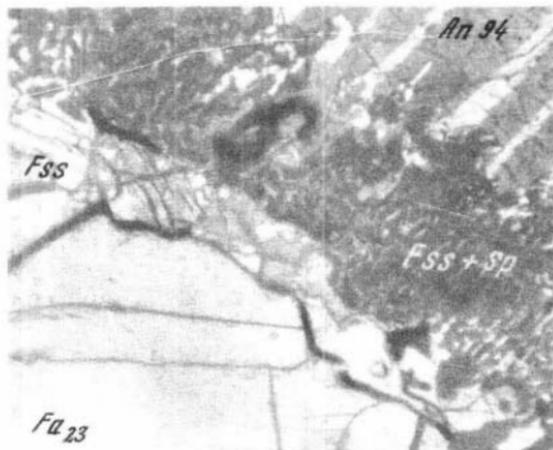


Рис. 5. Продолжение к контакту с эффузивом реакционной зоны (рис. 2, 4). На контакте ее с оливином ( $Ol$ ) появляется мономинеральная оторочка фассаита ( $Fss$ ). Никели X, увел. 150



Анализ шпинели сделан из микронавески, поэтому определить закисное железо не удалось. Вследствие этого проведен расчет на стехиометрическую формулу  $R_1^{+2}R_2^{+3}O_4$ . Высокий показатель преломления при умеренной железистости вполне надежно указывает на значительную роль  $Fe^{+3}$  в шпинели, что согласуется также с окисленностью фассаита. Мессбауэровский спектр шпинели, снятый Е.В. Ламыкиным на спектрометре Ms-10К, показал результаты по валентности железа, близкие к расчет-

Т а б л и ц а 2. Химический состав минералов включения с фассаитом и шпинелью (обр. 5350)

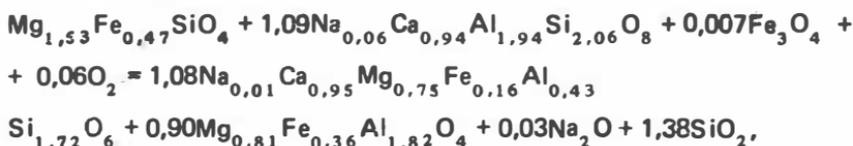
Элемент	Шпинель			Фассаит		Оливин			Плагиоклаз	
	вес. %	ат. стех.	ат. мессб.	вес. %	ат.	вес. %	ат.	вес. %	вес. %	ат.
SiO <sub>2</sub>	0,00			46,40	1,711	37,18	0,968		42,64	
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,001	0,001	0,33	0,009	0,26	0,006		0,5	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,22	1,817	1,824	9,90	0,429	—			35,52	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03			н.в.						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,89	0,182	0,153	4,10	0,115	4,75	0,092	22,69	0,19	
FeO		0,182	0,212	1,43	0,044	17,54	0,383		0,63	
MnO	0,25	0,006	0,006	0,09	0,002					
MgO	21,09	0,807	0,808	13,62	0,748	39,31	1,524	38,03	0,16	
CaO	0,17	0,005	0,005	23,94	0,945	0,46	0,008	0,12	19,40	0,938
Na <sub>2</sub> O				0,14	0,011	Сл.			0,64	0,057
K <sub>2</sub> O				Сл.		Сл.			0,12	0,005
Σ	100,71			99,95		99,76			99,47	
f <sub>общ.</sub> , Ап	31,1		31,1	17,5		23,8		23,1	93,8	
Fe <sup>+3</sup> /ΣFe	50,0		42±5	72,4						
n <sub>g</sub>	1,767					1,712				
n <sub>p</sub>						1,672				
2V град.				+ 70		-81				
cN град.				42—43						
α <sub>0</sub> <sup>g</sup> <sub>λ</sub>	8,136									

П р и м е ч а н и е. Компонентный состав фассаита -  $0,26\text{CaAl}_{1,53}\text{Fe}^{+3}_{0,43}\text{Ti}_{0,04}\text{SiO}_6$   $0,74\text{Ca}_{0,91}\text{Mg}_{1,02}\text{Fe}^{+2}_{0,07}\text{Si}_2\text{O}_6$ . В фассаите количественным спектральным методом определены ( $n \cdot 10^{-4}\%$ ): Cr—47, V—220, Ni—50, Co—27, Sn—3, Zn—34, Ga—13, Sc—22. Формула шпинели рассчитана по стехиометрическим соотношениям и по данным мессбауэровской спектроскопии. Аналитики: Ж.А. Щека (шпинель, фассаит), Т.В. Долгова (оливин, плагиоклаз), Т.В. Сегркунова (спектр).

ным —  $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Fe^{+2} = 42 \pm 5$  ат. %. Таким образом, минералого-геохимические особенности реакционных минералов указывают на формирование их в окислительных условиях при пониженных (в сравнении с магматическими минералами) температурах.

Минералого-петрографические наблюдения показывают, что рассматриваемая реакция в изученном включении протекает в твердом состоянии — прожилковидная форма зон, связь их с дроблением и перекристаллизацией первичных минералов. Возрастанию скорости этого процесса способствовало участие газов, о чем свидетельствует перемещение фронта газовых включений впереди зон шпинели и фассаита. Отсутствие водных минералов в продуктах реакции и водных включений указывает на высокую температуру процесса. При инертности всех участвующих в реакции  $Ol + Pl \rightarrow Fss + Sp$  компонентов, судя по расчету, должен выделяться кварц. Объяснить отсутствие его переходом  $SiO_2$  во вмещающий включение толеитовый расплав трудно, поскольку расплав является более насыщенным в отношении  $SiO_2$ , чем включение. Следовательно, протекание реакции  $Ol + Pl \rightarrow Fss + Sp$  возможно лишь в условиях подвижности некоторых элементов.

Расчет уравнения при подвижных Mg и Ca показывает, что в этом случае реакция должна сопровождаться значительным выносом этих элементов, а в продуктах реакции соотношение  $Fss:Sp$  должно быть не менее 3:1. Реакция при инертных Al, Ca, Mg и подвижных Fe, Na, Si более реальна, поскольку она почти изохимична, если допустить вынос  $SiO_2$ . Последнее типично для вулканических флюидов. Получающиеся по расчету соотношения объемов фассаита и шпинели (1,2:1) близки к реально наблюдаемым. Уравнение реакции в этом случае с учетом реальных составов минералов имеет вид:



или



Из уравнения следует, что протеканием реакции слева направо способствует повышение  $pO_2$  (поскольку железо в фассаите и шпинели окислено) и вынос натрия и кремнекислоты.

Выделение кремния при реакции в качестве двуокиси не реально ввиду нелетучести этого соединения, а парагенезис кварца с магнезиальной шпинелью отсутствует как в природных, так и в экспериментальных условиях. Метастабильность равновесия с кварцем подчеркивается и его термодинамическими расчетами. Так, для температуры  $22^\circ C$  получены следующие параметры:  $-\lg pO_2 = 108$ ;  $P_{тв.} = 22$  кб; для  $T = 902^\circ C$  соответственно:  $-\lg pO_2 = 22$ ;  $P_{тв.} = 18$  кб., т.е. образование ассоциации  $Fss + Sp + Q$  возможно лишь при значительных давлениях (18–22 кб) и в области устойчивости самородного железа.

Поскольку в продуктах реакции не наблюдается избыточных кремнеземсодержащих фаз, необходимо допустить вынос кремнекислоты. Как указывалось ранее, этот вынос мог осуществляться лишь газами, среди которых наиболее реальными в рассматриваемом случае реагентами могут быть  $H_2$ ,  $Cl_2$ ,  $CH_4$ .

Присутствие газообразного  $SiF_4$  отвергается ничтожными концентрациями фтора в составе газовой фазы. Участие различных газов и промежуточных кислородных соединений делает неопределенной форму выноса кремния при реакции и, к сожалению, не позволяет провести количественный термодинамический расчет условий равновесия. Тем не менее, значительные количества газовой фазы, необходимые для выноса 1,38 атома Si, могут в полной мере компенсировать высокий ( $-16,04 \text{ см}^3/\text{моль}$ ) объемный эффект реакции или, иными словами, исключить необходимость значительных изменений давления на твердые фазы.

Таким образом, поскольку реакция  $OI + PI \rightarrow Fss + Sp$  при наблюдаемых составах минералов протекает в открытой системе, основным фактором ее равновесия является не возрастание общего давления (что должно вытекать из большей плотности ассоциации  $Fss + Sp$ ), а специфический состав газовой фазы, участвующей в удалении избыточного кремния из продуктов реакции. Условия давления на твердые фазы при этом могли находиться на уровне устойчивости ассоциации  $OI + PI$ .

Экспериментальное моделирование реакции  $OI + PI \rightarrow Kpx + Sp$  [7], выполненное в сухих субсолидусных условиях в закрытой системе, показывает, что при температурах около  $900^\circ\text{C}$  переход возможен при давлениях не ниже 7 кб. Однако О'Харой [8] та же реакция с глиноземистым клинопироксеном экспериментально воспроизведена при давлениях ниже 1 ат. Несмотря на значительные отличия экспериментального минералообразования от природного (закрытая система, отсутствие летучих и примесных компонентов, фиксированный состав среды), можно считать установленным факт образования ассоциации  $Fss + Sp$  в широком интервале температур и давлений.

Ряд геологических признаков свидетельствует о мелкоглубинности ассоциации фассаита и шпинели. Так, Л.И. Шабынин [9] выделяет самостоятельную субвулканическую фацию магнезиальных скарнов, в которых эта ассоциация является непременным членом. Фассаит и шпинель известны в метеоритах [10] и постоянно присутствуют в десилицированных габброидах [11], в контактовых роговиках и ксенолитах в габброидах и в других недосыщенных кремнеземом высокотемпературных мелкоглубинных образованиях [12].

Все перечисленные факты позволяют утверждать, что в наблюдавшемся оливин-анортитовом включении реакция  $OI + PI \rightarrow Fss + Sp$  вызвана погружением включения на значительную глубину, а интенсивным выщелачиванием кремнекислоты под действием летучих своеобразного состава. Следует также отметить, что образование фассаит-шпинелевой ассоциации — прямое продолжение процесса формирования оливин-анортитовых включений, выражающегося в кристаллизации все менее щелочных и менее кремнеземистых пород. Приводимые факты свидетельствуют в

пользу того, что этот процесс представляет пример своеобразного газового метасоматоза в условиях малых глубин и высоких температур. Пржилковидная форма фassaит-шпинелевой зонки показывает, что ее образование происходило в тот момент, когда материал включения находился в индивидуальном состоянии вне вынесшей его на поверхность магмы. Подобные процессы вполне реальны в магмоподводящих каналах и промежуточных очагах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Gardner P.M., Robins B. The olivine-plagioclase reaction: geological evidence from Seiland petrographic province, Northern Norway. *Contr. Mineral. Petrol.*, v. 44, p. 149–153, 1974.
2. Шабынин Л.И. О фassaитовом характере клинопироксана магнезиальных скарнов. ДАН СССР, 1969, 187, № 6.
3. Волюнец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил. — В кн.: Включения в вулканических породах Камчатки и Курил. М.: Наука, 1978.
4. Mönke H. *Mineralspektren*. Berlin. Akademie-Verlag, 1962.
5. Гинзбург И.В. Диагностика алюмосиликатных пироксенов с помощью ИК-спектроскопии и положение в них титана. — Тр. Минералогического Музея АН СССР, 1972, вып. 21.
6. Гинзбург И.В., Разманова З.П. Результаты рентгеновского изучения бурого фassaита из Якутии. — Тр. Минералогического Музея АН СССР, 1973, вып. 22.
7. Шейрер Дж.Ф., Куширо И. Система Di + Sp при атмосферном давлении и значение диопсид-шпинелевой ассоциации. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. — Тр. Геофизической лаборатории ин-та Карнеги. Вып. 63–65, с. 63–66. М.: Недра, 1971.
8. O'Hara M.J., Biggar G.M. Diopside + spinel equilibria, anortite and forsterite reaction relationships in silica-poor liquids in the system CaO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> at atmospheric pressure and their bearing on the genesis of melilitites and nephelinites. *Am. Jour. Sci. Shairer*, v. 267, p. 364–390, 1969.
9. Шабынин Л.И. Магнезиальные скарны и связанное с ними оруденение. В кн.: Генетические проблемы руд. Междунар. геол. конгр. 21 сессия. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
10. Dowty E., Clark J.R. Crystal structure refinement and optical properties of a Ti<sup>+3</sup> fassaite from the Allende meteorite. *Am. Min.*, v. 58, N 3–4, 1973.
11. Наседкина В.Х., Изгатов М.М. Глиноземистые образования Батеневского кряжа и западного склона Восточного Саяна. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970.
12. Добрецов Н.П., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.

## **УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ КИСЛОГО СОСТАВА**

Различные аспекты современных теоретических представлений о возможных условиях внутрикоревой и мантийной генерации и кристаллизации магм кислого состава рассмотрены во многих монографиях [10, 12, 13, 15—17, 27, 30, 31] и новейших экспериментальных исследованиях, проводимых в СССР, США, Австралии, Японии и других странах. В этой статье акцент будет сделан на результатах прямого определения условий интрателлурической кристаллизации изверженных горных пород кислого состава, которые получены при исследованиях включений расплавов и растворов, изолированных в минералах. Разработанные методы исследования включений (метод гомогенизации, определение химического состава, расчет давления флюидов и др.) в ряде случаев позволяют существенно уточнять теоретические представления о режимах генерации и кристаллизации магм, более строго подходить к интерпретации геологических наблюдений, а также судить о том, насколько удачно выбраны условия экспериментального моделирования природных процессов.

Полевые и лабораторные исследования изверженных горных пород косвенно свидетельствуют о том, что кислые магмы могут образовываться в условиях земной коры разными путями:

1) в результате плавления пород (селективного выплавления кислого материала в зонах метаморфизма в пределах "гранитного" слоя, локального плавления в районах подземных пожаров, приконтактного выплавления в зонах теплового воздействия интрузирующих базальтовых магм, вторичного переплавления кварцсодержащих пород при ударных воздействиях, ядерных или космических, и т.д.);

2) вследствие раскисления базальтоидных магм при ассимиляции кислого материала;

3) вследствие дифференциации некоторых базальтоидных магм.

Прямые геологические наблюдения свидетельствуют о том, что из перечисленных процессов наиболее существенную роль играет лишь селективное выплавление гранитного материала при метаморфизме.

С большей или меньшей долей вероятности можно говорить и об иных путях возникновения магм кислого состава, но такие процессы при геологических исследованиях непосредственно не могут наблюдаться. Так, известные экспериментальные данные допускают формирование расплавов кислого состава:

1) путем плавления некоторых метаморфических пород "базальтового" слоя земной коры (эти расплавы должны содержать нормативный кварц, т.к. в противном случае даже существенное фракционирование выплавленных "сухих" расплавов не позволит перейти появляющийся при высоком давлении конгруэнтный пироксеновый барьер);

2) путем выплавления и последующей дифференциации андезитовых и более кислых магм непосредственно в условиях верхней мантии: а) при

переплавлении козситовых зклогитов и б) при частичном плавлении пиролита (правда, в последнем случае необходимо высокое водное давление, что маловероятно).

Ниже на соответствующих примерах мы попытаемся разобраться, как перечисленные наблюдения и гипотезы согласуются с результатами изучения включений в кварце и других минералах кислых изверженных горных пород, какие новые данные об условиях магматической кристаллизации получены и могут ли включения давать объективную информацию о процессах минералообразования.

Обоснованность интерпретаций по данным термобарогеохимического изучения включений в минералах магматических горных пород. Порции минералообразующих сред нередко захватываются при росте и растрескивании магматических минералов и изолируются в виде включений. В виде включений могут быть захвачены первично гомогенные капельки расплава (нормальные раскристаллизованные и стекловатые включения) или порции негомогенных расплавов с аномальными количествами дополнительных фаз (расплав  $\pm$  равновесный с ним флюид; расплав  $\pm$  кристаллы и другие комбинации). Имеются также случаи вторичной аномализации включений, которые здесь не рассматриваются (см. [11]). Магматическими минералами могут захватываться также чистые порции выкипающего флюида (без капелек расплава) в виде первичных флюидных включений, сингенетичных с расплавами и комбинированными включениями.

Для интерпретации особый интерес представляют нормальные включения изначально гомогенных расплавов, по которым можно судить о температуре и составе магмы в момент ее захвата кристаллизующимися минералами, и первичные флюидные включения, которые характеризуют флюиды, насыщающие расплав (по ним можно определять состав этих флюидов, их давление, плотность и другие свойства). Комбинированные включения интересны лишь как свидетели наличия в расплаве дополнительных фаз: флюидных фаз, в случае насыщенности расплава флюидами, или кристаллических фаз, которые существовали в расплаве в момент захвата включения, но позже могли исчезнуть.

Чтобы использовать термометрические, ультрамикрoхимические и барометрические данные по включениям для выяснения условий кристаллизации магматических минералов, необходимо быть уверенным, что содержимое нормальных расплавных включений после их гомогенизации соответствует составу и состоянию расплава, захваченного минералом. Специальными экспериментами было показано, что включения безводных силикатных и силикатно-солевых расплавов гомогенизируются практически при тех же температурах, при которых они захватывались при росте синтетических минералов [2, 20]. Это позволило с достаточной уверенностью использовать данные гомогенизации расплавных включений и в природных, главным образом, вулканогенных минералах, которые кристаллизовались из магм, бедных водой.

Достоверность термометрии по расплавным включениям с повышенным содержанием воды и других летучих также подтвердилась экспериментами с включениями в природных и синтетических минералах. Было показано, что в герметичных включениях не происходит заметной потери

воды, сказывающейся на точности замеров. А потеря летучих вследствие частичной разгерметизации расплавных включений, особенно крупных, сразу же обнаруживается по разбросу значений температур гомогенизации сингенетических включений и легко контролируется.

Говоря о возможностях вторичного изменения флюидной составляющей расплавных включений, нужно иметь в виду два момента, на которые обращали внимание Г.Г. Леммлейн, Я.Е. Гегузин, И.М. Волохов и другие:

1) возможность утечки летучих благодаря сквозьрешеточной диффузии, особенно воды (путем прямой диффузии самой воды или вследствие диссоциации воды и утечки водорода из включения);

2) возможность удаления водной составляющей расплавных включений вследствие расшнуровывания и обособления фазы воды от остальных фаз включения. Это возможно только ниже температуры гетерогенизации содержимого включения. Любой механизм потери воды включениями вызвал бы заметное понижение коэффициента объемного расширения расплава во включениях, что приводило бы к завышению температур гомогенизации.

Какое-либо существенное влияние потери воды вследствие сквозьрешеточной диффузии было опровергнуто экспериментально. Ю.А. Долгов и В.А. Симонов [8] брали водно-газовые включения с низкими температурами гомогенизации и перегревали их при температурах до 1250—1200°C. При этих параметрах во включениях надкритические водные растворы развивали довольно высокое водное давление. Однако неразгерметизировавшиеся во время опытов включения почти не изменили температур гомогенизации, что свидетельствует об отсутствии существенной утечки воды путем протонной или какой-либо иной сквозьрешеточной диффузии. А.И. Чепуровым (устное сообщение) была проведена серия опытов с расплавными включениями в пироксенах, синтезированных путем кристаллизации из силикатных расплавов при высоких температурах (1000—1100°C) и высоком давлении воды (около 1 кбар.). Кристаллизовался шонкинитовый расплав и шихта состава "альбит — 70%, диопсид — 25%, NaCl — 5%". И в этом случае в пределах точности измерений гомогенизация включений наблюдалась при температурах роста минералов, что говорит об отсутствии утечки флюидов и возможности использования температур гомогенизации расплавных включений для целей геологической термометрии.

При нагревании в камерах со значительным градиентом температур иногда наблюдается миграция включений и даже их расшнурование с обособлением отдельных фаз в самостоятельные включения. Этот механизм в природных условиях также мог бы привести к удалению из включений части или всей воды, которая при охлаждении включений обособится от расплава в самостоятельную жидкообразную или газообразную фазу. Однако такое разделение искусственно вызывается столь высокими градиентами распределения температур в пределах испытываемых минералов, которые в природных условиях не наблюдаются даже в быстро остывающих магматических телах. Об этом свидетельствует отсутствие каких бы то ни было морфологических признаков миграции флюидной фазы даже из богатых водой (с фазой жидкой воды!) расплавных включений в мине-

ралах вулканических пород, близповерхностных интрузий и даек, т.е. пород, кристаллизовавшихся при максимально возможных в природных условиях температурных градиентах.

Для пород, кристаллизовавшихся в условиях низких температурных градиентов (при медленном остывании), учитывая фактор геологического времени, также можно было бы предположить возможность "обезвоживания" расплавных включений путем разобщения расплавной и флюидной фаз при повышенных температурах. Но и здесь флюидная фаза никуда не мигрирует и обычно находится внутри расплавных включений. Эта картина не меняется, если вокруг газовой фазы во включениях при комнатной температуре содержится дополнительная водная каемка. Сам по себе факт существования однотипных сингенетических расплавных включений с водной каемкой противоречит рассматриваемому механизму обезвоживания расплавных включений, так как это именно тот случай, где процесс обезвоживания должен проявиться в максимальных масштабах.

Сейчас можно с уверенностью сказать, что такой процесс удаления флюидов не характерен ни для каких расплавных включений. Это, конечно, не значит, что мы отрицаем иные возможности аномализации расплавных и газово-жидких включений (вследствие расщуриваний, вызванного неравномерностью формы включений, особенно вторичных; вследствие неодновременной их изоляции при локальном вскипании растворов и расплавов; вследствие захвата гетерогенных сред и других причин). Однако такие случаи легко выявляются при визуальных просмотрах групп включений и термометрических исследованиях.

На точность определения температур гомогенизации влияют также режимы опытов и ряд других факторов, которые легко учесть и которые хорошо известны термометристам. Таким образом, все неконтролируемые источники возможных завышений температур гомогенизации расплавных включений оказываются несущественными и практически не влияют на точность определений. Так как содержимое включений отражает состав захваченных сред, то нет и сомнений в отношении правомерности использования включений в целях минералогической термометрии, барометрии и определения состава отдельных фаз. Включения позволяют также различать тип минералообразующей среды (расплав, расплав-раствор, расплав-рассол, гидротермальный, пневматолитовый раствор и т.д. — см. [15]) и судить об эволюции состава летучих и прочих компонентов в природных минералообразующих процессах.

Условия формирования анатектических гранитоидов. Достаточно полный материал о процессах селективного выплавления гранитоидных расплавов под действием глубинных источников тепла в зонах метаморфизма (главным образом амфиболитовой и гранулитовой фаций) был получен в последнее десятилетие. Как показано геологическими наблюдениями и подтверждено специальными экспериментами по плавлению пород [7, 16, 18], именно в этих условиях возникают наиболее значительные массы гранитоидных магм. Наблюдаемые в породах метаморфических толщ лейкосомы мигматитов и более крупные пегматитовые и гранитоидные обособления многие геологи рассматривали как продукты кристаллизации выплавленных на месте гранитоидных магм. Однако другая группа

исследователей эти обособления относила к продуктам метасоматической гранитизации.

Прямым доказательством развития анатексиса при метаморфизме было обнаружение раскристаллизованных включений расплавов в кварце лейкосом и обособлений мигматит-гранитов и пегматитов. Такие находки сделаны в образцах анатектических пород Алданского щита, Прииртышской зоны сматия и Западной Тувы.

Термометрические исследования расплавных включений в минералах анатектитов верхнеалданской и федоровской свит Алданского щита позволили подтвердить и уточнить полученные ранее [5, 29] пределы температур кристаллизации анатектических расплавов: для расплавов, выплавляемых в условиях гранулитовой фации — 910–810°C, в условиях амфиболитовой фации — 830–760°C и редко (для западных районов Алданского щита) — до 700°C. Несмотря на то, что интервалы температур кристаллизации расплавов в разных фациальных зонах конкретных новых районов требуют дальнейшего уточнения, подтверждаются известные предположения ([24, 25] и другие) о более высоких температурах анатексиса и кристаллизации расплавов в условиях гранулитовой фации и более низком парциальном давлении воды в этих расплавах по сравнению с расплавами амфиболитовой фации. Исследования жидких и газожидких включений в магматических и метаморфических минералах свидетельствуют о незначительной доле воды в составе метаморфического флюида при анатексисе в условиях гранулитовой фации. Для верхнеалданской свиты в флюиде, состоящем в основном из  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$  составляет менее 0,2 от  $\text{P}_{\text{флюида}}$ .

Достаточно высоки (обычно 830–760°C) температуры кристаллизации анатектитов амфиболитовой фации, что свидетельствует о бедности этих расплавов водой. Однако в некоторых участках кристаллизующихся анатектитовых магм возможно более существенное их обогащение водой и другими летучими. Об этом свидетельствуют установленные в отдельных случаях низкие температуры гомогенизации расплавных включений (до 700°C).

Порции более поздних существенно солевых расплавов и расплаво-расплавов отделяются вследствие раскристаллизации анатектических расплавов амфиболитовой фации (ряд районов Алданского щита) и захватываются в виде существенно солевых вторичных включений. Полученные по этим включениям РТ-значения (Р до 6 кбар и Т до 660°C) являются одним из доказательств завершения раскристаллизации анатектических выплавов при довольно высоком общем давлении [9].

При раскристаллизации расплавов амфиболитовой фации, содержащих больше воды по сравнению с расплавами гранулитовой фации, от первых, естественно, отделяется большее количество водных растворов. Это хорошо фиксируется по значительно большему количеству вторичных существенно солевых, жидких и газожидких включений в минералах анатектитов амфиболитовой фации.

Включения с жидкой углекислотой присутствуют в минералах (кварце, гранате, полевых шпатах) анатектитов обеих фаций, но для гранулитовой фации отмечено резкое преобладание включений с уплотненной жидкой

CO<sub>2</sub> (с небольшой примесью азота, "кислых" газов +NH<sub>3</sub> и нередко с каемкой фазы водного раствора, которая при малых содержаниях воды не заметна) над другими типами включений.

В кварце анатектитов гранулитовой фации наряду с явно вторичными обнаружены и проблематичные, возможно даже сингенетичные с расплавленными, одиночные включения, состоящие в основном из высокоплотной жидкой CO<sub>2</sub> (с плотностью до 0,91 г/см<sup>3</sup>). Отмечены также случаи нахождения расплавных включений с аномально большой, иногда как бы "прилепленной", флюидной фазой (вероятнее всего, это преимущественно жидкая CO<sub>2</sub>). Если эти включения являются "комбинированными", то они характеризуют случаи захвата и консервации в одной вакуоли капелек расплава и капелек сосуществующего с расплавом существенно углекислотного флюида. Такие проблематичные углекислотные и аномальные расплавные включения встречаются довольно редко. Пока не вполне ясно, существовал ли такой флюид в избытке на всем этапе генерации и кристаллизации расплавов или выделялся лишь эпизодически на каких-то этапах их кристаллизации.

**Приконтактовое выплавление расплавов кислого состава.** В менее распространенных случаях выплавление небольших количеств расплавов кислого состава непосредственно связано с прямым тепловым воздействием поднимающихся базальтоидных магм на кварцосодержащие породы (гнейсы, граниты и т.д.). Известным примером является появление вторичных "регенерированных гранитов" в эндо- и экзоконтакте даек габбро-диабазов, внедренных в граниты. Такие объекты изучались нами на островах и побережье Онежского озера<sup>1</sup>. Здесь повторно выплавленный гранитный материал в виде микрографических кварц-полевошпатовых сростаний наблюдается как в экзоконтакте даек во вмещающих гранитах (по границам зерен кварца и полевого шпата, причем количество вторичного мезостази-са в гранитах убывает по мере удаления от контакта), так и в эндоконтакте самих габбро-диабазов: в виде внедренных в них микродаек, идущих от контакта с гранитами, либо в виде пятен гибридных пород, которые возникли в связи с процессами ассимиляции гранитного материала базальтоидной магмой. Тот факт, что и здесь мы имеем дело не с метасоматическими микрографическими сростаниями, а с магматическими образованиями, прямо подтверждается обнаружением расплавных включений в кварце таких прожилков (остров Дедовец, Онежское озеро). Низкая температура их гомогенизации (около 640±20°С) подтвердила предположения о том, что выплавленный у контакта гранитный расплав заполнил прожилки и кристаллизовался после полного застывания габбро-диабазов. При нагревании в расплавных включениях развивается высокое флюидное давление, вследствие чего многие из них взрываются и для замеров пригодны лишь наиболее мелкие включения (размером в первые микронны). Пока не ясны причины столь существенного обогащения флюидами вторично выплавленных гранитных расплавов к моменту их низкотемпературной раскристаллизации: это может быть и вода, поглощенная из вмещающих гранитов, и особенно вода, первоначально растворенная в базальтовом рас-

<sup>1</sup> Впервые эти объекты были описаны А.А. Полкановым еще в 1910 г.

плаве, которая по мере его кристаллизации будет экстрагироваться гранитным расплавом.

Не исключены и более значительные масштабы процессов контактного выплавления расплавов кислого состава при тепловом воздействии магм. Например, формирование больших объемов магм рапакиви, согласно представлениям В.С. Соболева [23], обусловлено процессами гибридизма и анатектического плавления пород основания коры вследствие теплового воздействия базитовых магм.

**Прочие способы образования магм кислого состава.** Известны достоверные случаи появления небольших количеств расплавов кислого состава вследствие процессов дифференциации базальтоидных магм в условиях земной коры. Примером являются кислые дифференциаты траппов, которые при раскристаллизации дают гранофировые обособления. В отдельных случаях в условиях земной коры такая дифференциация сопровождается явлениями ассимиляции. Эти процессы идут при довольно высоких температурах, т.к. во вростках кварца в просмотренных нами препаратах сибирских трапповых гранофиров были обнаружены расплавные включения с температурами гомогенизации 1130–940°С. Кристалло-морфологические особенности этих сростаний не оставляют сомнений в одновременности кристаллизации кварца и полевого шпата и в их аналогии с прочими магматическими микрографическими кварц-полевошпатовыми сростаниями [1].

Не исключено, что в неглубинных условиях масштабы генерации магм кислого состава в связи с процессами дифференциации базальтовых магм, в основном, после ассимиляции ими материала континентальной коры могут быть более существенными. Возможности образования кислой магмы в нижних частях гранитного слоя за счет расплавления больших масс пород под воздействием мантийных [7] базальтовых магм и резкого местного повышения температуры детально рассмотрены Г.С. Горшковым [33]. Во всяком случае, вряд ли случайным является совместное нахождение больших масс базитовых и кислых пород в андезитовой формации и ряде магматических формаций базальт-андезит-липаритовой группы формаций [13].

Вместе с тем все менее оснований остается для гипотез о возникновении значительной части кислых расплавов в связи с процессами дифференциации и фракционирования сухих (это доказано по включениям!) базальтовых мантийных магм на больших уровнях глубинности, а тем более в мантийных условиях, где исчезает инконгруэнтность плавления пироксена, в связи с чем фракционирование не приведет к появлению кислых магм. Вместе с тем, по мнению В.С. Соболева [15], в мантийных условиях большие массы средних и кислых магм могут образоваться в результате плавления коэситовых эклогитов. Такой минеральный парагенезис в породах мантии недавно был обнаружен в виде кристаллических включений в алмазах Н.В. Соболевым [26]. Сами же коэситовые эклогиты могут образоваться на больших глубинах в результате плавления гипотетического пиролита при высоком водном давлении, либо при эклогитизации коровых безоливиновых базальтов. Погружение таких базальтов на большие глубины, по-видимому, возможно в зонах Заварицкого–Бениоффа. Раз-

личные новые теоретические аспекты возможных путей генерации магм кислого состава рассматриваются в статье В.С. Соболева [15].

Условия кристаллизации гранитных и порфировых интрузий и вулканогенных пород кислого состава. Исследование расплавных включений в кварце плутонических и вулканогенных пород кислого состава, в отличие от базальтоидов, выявило большое разнообразие температурных и флюидных режимов в процессе их кристаллизации. Это хорошо увязывается с теорией о различном происхождении расплавов и спецификой геологических обстановок в момент их кристаллизации.

Для минералов, кристаллизовавшихся в условиях быстрого остывания, характерны стекловатые расплавные включения (независимо от температур кристаллизации). Если после захвата включений темп остывания был небольшой, расплавы во включениях всегда раскристаллизовываются. Поэтому в крупных интрузивных телах более обычны раскристаллизованные включения, а в минералах апофиз, даек, приконтактных зон и в поздних интрателлурических вкрапленниках излившихся и пирокластических пород — более характерны стекловатые включения.

Наиболее высокотемпературные включения характерны для вулканогенных пород, непосредственно связанных с базальтоидным магматизмом и обусловленными им глубинными процессами. При высоких температурах начинали кристаллизацию вкрапленники некоторых туфов, лавовых потоков и глубинных зон массивов кварцевых порфиров и даже ранние минералы некоторых пемз и близповерхностных гранитных штоков. Эти наши данные хорошо согласуются с данными В.Б. Наумова, Б.Д. Жовтули и других исследователей [15]. В таких породах температуры начала кристаллизации кварца и плагиоклаза нередко превышают  $1200\text{--}1300^\circ\text{C}$ . Это свидетельствует о том, что при экспериментальном моделировании условий формирования таких кислых магм необходимо учитывать "сухость" и повышенное общее давление систем. В соответствии с представлениями В.С. Соболева, Д.С. Штейнберга и других исследователей [25], только такие высокотемпературные сухие расплавы способны подниматься в верхние структурные этажи и даже изливаться на поверхность.

Вместе с тем для большинства гранитных интрузивов характерны значительно более низкие температуры кристаллизации (ниже  $1000^\circ\text{C}$  — [15]). Формирование гранитных магм связано с процессами анатексиса преимущественно в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Такие расплавы также были бедны водой и могли подниматься в верхние структурные этажи далеко от зон генерации.

Формирование относительно низкотемпературных гранитных массивов, расположенных в верхних структурных этажах, связано с процессами дифференциации ранее внедрившихся более "сухих" магм, которые постепенно обогащаются водой. Это понижает температуру завершения их кристаллизации иногда до предельно низких значений (до  $610^\circ\text{C}$  — для поздней фазы лейкократовых пегматитоносных гранитов Казахстана [6]). Понижение на  $100\text{--}200^\circ\text{C}$  температур кристаллизации приконтактных зон интрузии и апикальных зон — явление весьма обычное [4].

Интрузивы кварцевых порфиров занимают промежуточное положение. С одной стороны, их температуры в центральных частях могут

подниматься до температур начала кристаллизации интрателлурических вкрапленников излившихся кварцевых порфиров (выше  $1300^{\circ}\text{C}$ ), что указывает на их связь с базальтоидами (по крайней мере с их тепловым воздействием), а не с анатексисом при обычном региональном метаморфизме "гранитного" слоя. С другой стороны, апикальные зоны этих интрузивов обычно кристаллизуются при более низких температурах ( $1150\text{--}1000^{\circ}\text{C}$  и ниже). Любопытно, что ядерные части таких интрузий иногда обогащаются плагиоклазом и даже переходят в плагиограниты [14]. Так как процессы выплавления исходной плагиогранитной магмы при высоком давлении воды здесь маловероятны (температура слишком высока), по-видимому, генерация магмы здесь обусловлена плавлением пород с низким отношением  $\text{Ab}/\text{An}$ ; при этом состав заправляющегося расплава будет находиться в поле плагиоклаза [18].

Наблюдающиеся в некоторых интрузивах кварцевых порфиров переходы к полнокристаллическим разновидностям пород могут быть обусловлены разными причинами: медленной кристаллизацией магм в более глубоких условиях, либо локальным обогащением расплава флюидами, что приводит к понижению температуры кристаллизации, замедлению процессов образования новых центров кристаллизации и развитию более полнокристаллических структур. С последним случаем мы столкнулись при изучении Ташкесенского массива, сложенного кварцевыми порфирами и гранит-порфирами (предгорья Карамазара, Таджикистан). Гранит-порфиры, слагающие восточную часть массива, кристаллизовались при более низкой температуре ( $1180\text{--}900^{\circ}\text{C}$ ), чем расположенные на западе хуже раскристаллизованные кварцевые порфиры, в основной массе которых местами даже сохранилось стекло ( $1300\text{--}1250^{\circ}\text{C}$ ). По-видимому, полнокристалличность обычных гранитов обусловлена совместным действием обоих рассмотренных факторов.

**Кристаллизация низкотемпературных расплавов кислого состава.** Считается, что обогащенные водой кислые расплавы обычно генерируются и кристаллизуются в глубоких условиях, соответствующих амфиболитовой фации (особенно ее низам). В настоящее время имеются лишь единичные прямые указания на кристаллизацию лейкосом мигматитов из достаточно обводненных анатектических расплавов (по относительно низким температурам гомогенизации расплавных включений — до  $700^{\circ}\text{C}$ ). Считается, что такие расплавы не способны попадать в близповерхностные горизонты земной коры. Тем не менее, именно здесь довольно часто наблюдаются продукты низкотемпературной магматической кристаллизации.

Понижение температуры кристаллизации магм, попавших в верхние горизонты, связано с вторичными процессами и обусловлено повышением в расплаве либо содержания воды и фтора, либо повышением агапитности расплава. Например, если температуры начала кристаллизации массивов обычных гранитов и граносиенитов Забайкалья и Казахстана достаточно высоки (часто достигают  $900\text{--}850^{\circ}\text{C}$  [4, 15, 21]), то в апикальных обводненных зонах они понижаются до  $750\text{--}700^{\circ}\text{C}$ , а аляскиты еще более низкотемпературны ( $700\text{--}600^{\circ}\text{C}$ ). Для кварца агапитовых арфведсонитовых гранитов главной фазы центральной части массива Хан-Богдо (Монголия, Гоби) установлены температуры  $820\text{--}730^{\circ}\text{C}$ , а для эльпидитсодержащих

гранитов северо-западной части массива температуры понижаются до 790–640°С. Наиболее низкие температуры (620–580°С) установлены для поздних фаз гранитоидов Балгагольского массива (Монголия).

Повышение коэффициента агпаитности обусловлено процессами дифференциации магм кислого состава. Так, по расплавленным включениям в кварце пантеллеритов (о, Пантеллерия) удалось доказать понижение температуры расплава на стадии кристаллизации кварца до 860–820°С, в то время как кали-натровые полевые шпаты начали кристаллизоваться при существенно более высоких температурах. Объяснение сравнительно низких температур кристаллизации кварца повышением агпаитности хорошо согласуется с данными Р. Клокьятти [32], который однозначно доказал для стадии кристаллизации кварца факт появления в остаточном расплаве избытка щелочей над глиноземом: при проведении опытов по раскристаллизации обнаруженных в кварце стекловатых включений ему впервые удалось выкристаллизовать во включениях эгиринов. Щелочность пантеллеритовых расплавов, по-видимому, была повышенной еще на стадии кристаллизации кали-натровых полевых шпатов. В последних нами были обнаружены полностью и частично раскристаллизованные включения с солевыми фазами. В опытах с включениями была доказана низкоплавкость этих солей. При нагревании соли образовывали капли солевого расплава, который при охлаждении мгновенно кристаллизовался при температуре 550°С, причем силикатный расплав при этих температурах все еще находился в разжиженном (незастеклованном) состоянии.

Иные данные получены для кварца из своеобразных щелочных (наличие эгирина, арфведсонита, энигматита) кварц-полевошпатовых пород миаролитового строения, описанных Э. Роддером под названием гранитных блоков о. Вознесения. Здесь кристаллизация кварца происходила при более высокой температуре — около 1050°С [19]. Расплав был обогащен солями и водой, так как его кристаллизация в малоглубинных условиях сопровождалась вскипанием с обособлением плотного водно-солевого флюида, который захватывался в виде водно-солевых включений (они гомогенизируются в жидкость при температуре около 600°С) и сингенетичных со стекловатыми комбинированными расплавно-флюидными включениями.

Обогащение расплавов водой и фтором при дифференциации магм (для контактовых зон не исключается и роль процессов трансвапоризации) нередко приводит к резкому понижению температур кристаллизации остаточных порций расплава, которые кристаллизуются в апикальных зонах интрузий либо образуют в многофазных интрузиях самостоятельные фазы с понижением температур кристаллизации до 700°С и ниже, вплоть до 610°С, если расплав, кроме воды, обогащается еще и фтором. Еще более крайним случаем является дифференциация остаточных расплавов в замкнутых системах в виде камерных пегматитов, где температуры ниже 650°С — не редкость. Для флюоритоносных пегматитов по расплавленным включениям установлено, что температуры магматической кристаллизации могут опускаться даже до 540°С.

Накопление летучих в столбе магмы близповерхностных очагов нередко приводит к взрывам и формированию пемз и игнимбритов. Интрател-

лурическая кристаллизация этих пород в одних случаях начинается при высоких температурах (выше  $1200^{\circ}\text{C}$ ); а затем по мере накопления летучих понижается до  $740\text{--}760^{\circ}\text{C}$ , как это было отмечено для вулкана Хангар [3].

В других случаях, в связи с интенсивным обводнением магмы кристаллизация начинается лишь при сравнительно низких температурах (игнибризы вулкана Катмай на Аляске —  $840\text{--}800^{\circ}\text{C}$ , пемза Жупаново на востоке Камчатки —  $790\text{--}720^{\circ}\text{C}$ ). А для некоторых даек кварцевых порфиров установлены еще более низкие температуры (районы Алтын-Топкана в Северном Таджикистане —  $660\text{--}650^{\circ}\text{C}$  и Джельтау, Голодная степь, Казахстан —  $640\text{--}620^{\circ}\text{C}$ , что лишь немного выше температуры завершения кристаллизации Джельтауских гранитов —  $620\text{--}610^{\circ}\text{C}$ , в которые внедрились эти дайки, по-видимому, связанные с корнями самих гранитов).

В низкотемпературных расплавах включениях непосредственно фиксируется фаза воды в виде каемки вокруг газовой фазы.

Заслуживают внимания некоторые следствия магматической кристаллизации при высоком содержании воды. Одни из них обусловлены возможным резким понижением температуры кристаллизации магмы, другие — резким повышением водного давления.

Вследствие накопления летучих (воды, фтора и др.) температура кристаллизации может понижаться настолько, что вместо гексагональной модификации кварца начинается магматическая кристаллизация сразу тригональной модификации. Этот случай был отмечен для камерных пегматитов на Калбе и в Северном Прибалхашье [6], в которых наблюдались низкотемпературные (около  $600^{\circ}\text{C}$  в первом случае и  $640\text{--}620^{\circ}\text{C}$  — во втором) порфировидные вкрапленники, на которые нарастали еще более низкотемпературные (соответственно  $580\text{--}560^{\circ}\text{C}$  и  $620\text{--}600^{\circ}\text{C}$ ) кварц-полевошпатовые графические агрегаты.

Понижение температуры кристаллизации гранитоидного расплава ниже  $660^{\circ}\text{C}$  независимо от причин (накопление воды, фтористых соединений и т.д.) делает возможной прямую совместную кристаллизацию из гранитной магмы двух полевых шпатов, в том числе в виде первичных эвтектических пертитов, так как при этом достигается область распада твердых растворов кали-натровых полевых шпатов (эксперименты О. Таттла, Н. Боуэна, В. Луса и других, см. [31]). В высокотемпературных бедных водой магмах такая совместная первичная кристаллизация полевых шпатов, как известно, невозможна. Можно ожидать, что морфология пертитов эвтектической кристаллизации будет отличаться от распространенных вторичных пертитов (пертитов распада, сегрегационных пертитов и пертитов замещения — по известной классификации С.А. Руденко [22]). Если для вторичных пертитовых сростаний характерны веретенovidные и прожилковые вростки альбита, то в первичных — вростки будут представлены либо закономерно ориентированными включениями менее кислого плагиоклаза с собственной кристаллографической огранкой, либо вростками индукционного типа (наподобие кварцевых графических). Морфология и расположение таких вростков будут увязаны с особенностями зонально-секториального строения вмещающего калишпата. Наиболее вероятно появление эвтектических пертитов в агрегатах поздних стадий

магматического этапа кристаллизации камерных пегматитов и других продуктов дифференциации гранитных расплавов, обогащенных водой или фтором, а также возможно в автохтонных анатектитах, связанных с метаморфизмом в условиях, близких к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям.

В самых низкотемпературных гранитных расплавах нельзя безоговорочно отвергать и возможность магматической альбитизации. Однако это предположение требует более широкой проверки путем изучения включений в минералах альбититовых продуктов, столь типичных для апогранитов, редкометалльных и некоторых камерных пегматитов. Известные пока данные говорят о немагматическом происхождении альбита.

Еще одним следствием высокого содержания воды при кристаллизации замкнутых гранитных систем является возможность магматической кристаллизации мусковита, рассмотренная в статье В.В. Хлестова [28]. Необходимые повышенные значения водного давления могут реализоваться как при кристаллизации первично-обводненных анатектических расплавов, так и вследствие накопления воды в остаточных порциях кристаллизующихся гранитных и пегматитовых расплавов, которые изначально не были достаточно обогащены водой.

**О вскипании и насыщении магмы флюидами.** Вскипание кристаллизующихся магм фиксируется появлением в магматических минералах первичных флюидных (газово-жидких) и комбинированных (аномальных, расплавно-флюидных) включений, которые захватываются наряду с нормальными расплавленными первичными включениями (сингенетично с ними). Интерес к выявлению этих типов включений вызван тем, что особенности дифференциации магм, перераспределение летучих компонентов в пределах магматических очагов, а также возможности подъема и извержения магм на поверхность нередко связываются с процессами адиабатического и ретроградного кипения при насыщении магм водой и другими флюидами. Процесс вскипания магм, как известно, может быть вызван следующими факторами [10, 12, 15, 27, 31 и др.] :

1) накоплением воды и других летучих в остаточных порциях магм при кристаллизации безводных минералов в относительно замкнутых системах ("автоклавный эффект") ;

2) сбросом общего давления в магматических очагах при подъеме магмы и развитии новых магмоподводящих каналов в породах кровли, если при этом общее давление понижается до значений давления, создаваемого растворенными в магме летучими компонентами;

3) поступлением с глубин гипотетических насыщающих расплав трансмагматических растворов в открытых системах;

4) осмотическим обогащением магм водными флюидами, которые поглощаются из вмещающих пород и сред (трансвапоризация) .

Прямые доказательства кипения магм по отмеченным выше типам первичных включений продуктов вскипания (флюидных и исходно гетерогенных расплавно-флюидных включений) исключительно редки, хотя более поздние вторичные газовой-жидкие включения встречаются в большинстве минералов изверженных горных пород. Возможно, это связано с тем, что в некоторых случаях адиабатическое кипение сопровождается

не ростом, а растворением кристаллов, вследствие чего включения захватываться не будут. Захват первичных продуктов кипения на стадии кристаллизации магм во всех наблюдавшихся достоверных случаях связан с проявлением первых двух факторов; они захватываются минералами на поздних стадиях кристаллизации обогащенных водой остаточных расплавов, либо вследствие подъема первоначально бедных флюидами высокотемпературных магм в верхние горизонты земной коры.

Случаи кипения остаточных расплавов были зафиксированы на поздних стадиях кристаллизации магматических зон близповерхностных камерных пегматитов. Очень низкие температуры их кристаллизации свидетельствуют о повышенном водном давлении. Несмотря на это, начальная кристаллизация самых внешних зон пегматитов не сопровождалась кипением. Накопление воды в остаточных порциях пегматитового расплава привело к тому, что на стадии кристаллизации крупнозернистых графических агрегатов началось кипение расплава. Такой случай был зафиксирован при изучении пегматитов массива Джельтау (Голодная степь, Казахстан). Кипение сопровождалось захватом сингенетичных расплавных включений, гомогенизовавшихся при  $560^{\circ}\text{C}$ , и газовой-жидких включений с высоким водным наполнением, гомогенизовавшихся при  $220^{\circ}\text{C}$ , что указывает на весьма высокое (около 3,7–3,8 кбар) водное давление в момент их захвата при  $560^{\circ}\text{C}$ . Столь высокая обводненность остаточного пегматитового расплава несомненно связана с процессами кристаллизационной дифференциации материнских гранитных магм.

Весьма важно, что по параметрам сингенетичных флюидных и расплавных включений можно с достаточной точностью оценивать величину флюидного давления. Для определения давления находим точку пересечения изохоры флюидных включений с изотермой, соответствующей температуре их захвата, определяемой по температуре сингенетичных расплавных включений. Возможность определения давления таким путем подтверждена экспериментально. В синтетических диоксидах, выращенных из расплава при температуре выше  $1000^{\circ}\text{C}$  и двух разных значениях давления воды (4 кбар и 15,7 кбар), были обнаружены различающиеся по плотности включения водного раствора. При меньшем водном давлении захватывались газовой-жидкие включения с меньшей общей плотностью. Они гомогенизируются в жидкость при температуре  $360\text{--}380^{\circ}\text{C}$ . Во втором случае захватывались более высокоплотные растворы, гомогенизация которых наступает при температуре  $190\text{--}195^{\circ}\text{C}$ . С учетом температур захвата включений при синтезе диоксида по РТХ-диаграмме воды, экстраполированной в область высоких РТ, давление флюида в момент его консервации во включениях оценивается соответственно в первом случае — около 4 кбар, а во втором — более 12 кбар. Это подтверждает возможность барометрических оценок по результатам изучения сингенетичных расплавных и флюидных включений.

Случаи кипения высокотемпературных расплавов пока наблюдались по включениям, главным образом, в связи с поздними стадиями вулканогенных процессов. Плотность отделяющегося флюида может быть различной. Наиболее "сухие" магмы начинают вскипать лишь после резкого сброса

давления, причем отделяющиеся флюиды всегда малоплотные. Соответствующие им включения захватываются в самом конце интрателлурической стадии кристаллизации и гомогенизируются в газовую фазу, развивая давление при температурах захвата, равное первым десяткам атмосфер. Еще чаще наблюдается приуроченность сингенетичных флюидных, расплавных и комбинированных включений к вторичным трещинам, секущим все зоны кварца. Такие включения, по-видимому, захватываются уже во время извержения материала на поверхность при растрескивании кристаллов.

Случаи кипения более богатых водой магм очень редки. Уже упоминался пример, описанный Э. Роддером [19], изучавшим "гранитные блоки" о-ва Вознесения, где доказана сингенетичность стекловатых включений с включениями высококонцентрированных водно-солевых жидкообразных растворов.

Таким образом, в большинстве случаев магмы кислого состава, в том числе гранитные, при внедрении в верхние горизонты были не только бедны летучими компонентами, но и находились в недосыщенном состоянии. И лишь по мере дифференциации магмы становятся насыщенными. Этому процессу зачастую способствовал спад величины общего давления.

О составе летучих, растворенных в расплавах, а также отделяющихся от них при кипении, можно судить по данным прямых анализов газовой фазы расплавных и сингенетичных с ними флюидных включений. В высокотемпературных магмах это прежде всего  $\text{CO}_2$  и азот. Процессы дифференциации магм сопровождаются их обогащением легко растворимыми газами ( $\text{HF}$ , сернистыми и др.). Наиболее низкотемпературные расплавы обогащены водой, которая присутствует во включениях в виде самостоятельной фазы.

В заключение еще раз подчеркнем, что исследования расплавных включений при строгом методическом подходе позволяют оценивать температуры кристаллизации магм, температуры вскипания, темп охлаждения расплавов, изменение составов летучих и силикатных компонентов по мере кристаллизации магм и т.д.

Выводы. Наиболее существенным результатом изучения расплавных включений в минералах из пород кислого состава является вывод о том, что расплавы кислого состава в зависимости от геологической обстановки кристаллизуются в широком интервале температур. Наиболее высокотемпературными (до  $1300^\circ\text{C}$  и даже выше) являются некоторые вулканогенные породы. Минимальные температуры (около  $600^\circ\text{C}$ ) характерны для некоторых редкометалльных, аляскитовых гранитов и камерных гранитных пегматитов.

Включения позволили подтвердить экспериментальные данные о том, что понижение температуры кристаллизации магм связано в основном либо с повышением содержания воды и фтора в расплаве, либо агпаитности расплава (судя по данным химических анализов пород). По сингенетичным расплавным и флюидным включениям выявлены случаи кипения магм в различных геологических обстановках. Причем в результате "автоклавного" эффекта", например в камерных пегматитах, давление

флюида в момент кипения может существенно превышать литостатическое давление нагрузки вышележащих пород.

Выявление наиболее низкотемпературных (600–540°) расплавных включений позволяет говорить о принципиальной возможности магматического происхождения мусковита, альбита, тригонального кварца.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бакуменко И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис. М.: Наука, 1966, 169 с.
2. Бакуменко И.Т., Коляго С.С., Соболев В.С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях. — ДАН СССР, 1967, 175, № 5, с. 1127–1130.
3. Бакуменко И.Т., Шугурова Н.А., Эрлих Э.Н., Попова Н.М. Генезис кварца из пемз вулкана Хангар. ДАН СССР, 1970, 191, № 3, с. 660–663.
4. Бакуменко И.Т., Базаров Л.Ш., Моторина И.В., Чупин В.П., Гордеева В.И., Михайлов М.Ю. Включения в минералах гранитоидов. — В кн.: Генетические исследования в минералогии. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 68–74.
5. Бакуменко И.Т., Соболев В.С., Томиленко А.А., Чупин В.П. Об условиях генерации и кристаллизации анатектических магм при метаморфизме (по данным изучения расплавных включений). — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 176–181.
6. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н. О магматическом этапе пегматитового процесса. — ДАН СССР, 1976, 231, № 2, с. 430–433.
7. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. ДАН СССР, 1956, 106, № 4, с. 703–705.
8. Долгов Ю.А., Симонов В.А. Исследование газовой-жидких включений при нагревании выше температур гомогенизации. — В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия, Новосибирск: 1975, с. 121–128.
9. Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Чупин В.П. Включения солевых расплавов-расолов в кварце глубинных гранитов и пегматитов. — ДАН СССР, 1976, 226, № 4, с. 938–941.
10. Заваицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. Госгеолтехиздат, 1961, 383 с.
11. Ермоков Н.П. Геохимические системы включения в минералах. М.: Недра, 1972, 375 с.
12. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971, 267 с.
13. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964, 387 с.
14. Лапухов А.С., Бакуменко И.Т., Галкин Б.А., Шугурова Н.А. Температурные условия образования некоторых рудоносных порфировых интрузий Салаирского кряжа (по экспериментальным данным). — В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1971, с. 99–102.
15. Базаров Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 264, 260 с.
16. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971, 327 с.
17. Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972, 135 с.
18. Платен Г. фон. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 211–226.
19. Роддер Э. Лабораторные исследования включений в минералах гранитных блоков о. Вознесения и их петрологическое значение. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. М.: Наука, 1970, с. 247–258.

20. Романчев Б.П. Физико-химические условия кристаллизации щелочных пород по данным экспериментальных исследований. Автореферат канд. диссерт., М., 1974, с. 20.
21. Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976, 87 с.
22. Руденко С.А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. — Зап. 8сес. мин. об-ва, 1954, вып. 1.
23. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. — Уч. зап. Львов. гос. ун-та им. И. Франко, 1947, VI, Серия геолог., вып. 5.
24. Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Хлестов В.В., Соболев Н.В. Связь процессов магнообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967, с. 170—182.
25. Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 24—35.
26. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. Включения коэсита, граната и омфациита в якутских алмазах — первая находка парагенезиса коэсита. — ДАН СССР, 1976, 230, № 6, с. 1442—1444.
27. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961, 592 с.
28. Хлестов В.В. Проблема магматического мусковита в пегматитах. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975, с. 92—97.
29. Чупин В.П. Расплавные включения в кварце анатектитов Алдванского щита и условия генерации гранитоидных расплавов. — ДАН СССР, 1975, 221, № 3, с. 710—713.
30. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968, 231 с.
31. Шинкарев Н.Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1970, 247 с.
32. Clocchiatti R. Les inclusions vitreuses des Cristaux de Quartz. — Paris, Soc., Géol. de France, 1975, 96 p.
33. Gorshkov G. Progress and problems in volcanology. — Tectonophysics, 1972, v. 13, N 1—4, p. 124—140.

## **ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ В КАРБОНАТИТАХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ**

В последнее десятилетие широко дискутируется вопрос о магматическом происхождении карбонатитов [1–6]. Непосредственным доказательством существования карбонатитовых магм являются современные излияния карбонатитовых лав вулкана Алданьо-Ленгаи (Танзания). Однако лавы имеют своеобразный легкорастворимый содовый состав, включающий до 35,7–37,7 вес. % щелочей [7], и, естественно, не могут служить доказательством существования магматических кальцит-доломит-анкеритовых карбонатитов.

Нами предпринята попытка подойти к выяснению генезиса обычных карбонатитов путем изучения включений минералообразующих сред, захваченных при росте минералов. Как известно [8, 9], гомогенизация включений позволяет определить агрегатное состояние минералообразующей среды и минимальные температуры кристаллизации минералов, т.е. наиболее важные параметры минералообразования.

С помощью методов минералотермометрии мы попытались решить несколько задач. С одной стороны, необходимо было выяснить, каким образом взаимосвязаны карбонатиты и пространственно тесно ассоциирующие с ними нефелин-пироксеновые и форстерит-магнетит-апатитовые породы. Несмотря на то, что генетическая связь этих пород с карбонатитами большинством исследователей не отрицается, дискуссионными остаются вопросы относительно причин их возникновения: являются ли процессы, формирующие щелочные породы, ответственными за возникновение карбонатитов, или же, наоборот, — щелочные породы представляют собой продукт процессов карбонатитообразования, которому из этих явлений обязаны своим образованием форстерит-магнетит-апатитовые породы и апатитоносность карбонатитов в целом.

Другой основной задачей нашего исследования являлось выяснение генезиса собственно карбонатитов. При этом необходимо было также установить, одновременно и в одном ли температурном интервале кристаллизуются силикатные и карбонатные минералы в карбонатитах смешанного карбонатно-силикатного состава; какова связь между силикатными и фосфатными минералами в карбонатитах и в пространственно тесно ассоциирующих с ними щелочных и апатитовых породах.

Объектом нашего исследования явились сложные щелочно-ультраосновные карбонатитовые массивы, три из которых — Гулинский, Ессейский и Ыраас [10–11] (Маймеча-Котуйская провинция) расположены на севере Сибирской платформы, четвертый — Белозиминский [12] (Восточно-Саянская провинция) приурочен к зоне южного сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением, и последние — интрузии Турьего Мыса [13] (Карело-Кольская провинция) находятся на территории Балтийского щита. В строении этих массивов принимают участие породы гомодромного ряда, представленные гипербазитами, меллилитовыми и щелоч-

ными породами, магнетит-апатитовыми рудами и карбонатитами. В зависимости от количества участвующих в сложении массива петрографических разновидностей, его строение может быть сложным с зонально-концентрическим расположением пород вокруг одного или двух центров (интрузии Турьего Мыса, Гулинский массив) и относительно простым с асимметричным развитием пород с одной из сторон плутона (остальные массивы). Наибольшее и преимущественное распространение карбонатиты получили в Ессейском и Белозиминском массивах, где ими слагается большая часть интрузий.

Минералотермометрическому исследованию подверглись как сами карбонатиты, так и пространственно с ними ассоциирующие щелочные породы якупирангит-уртитового ряда, форстерит-магнетит-апатитовые и магнетит-апатитовые породы [9].

В минералах щелочных пород всех рассматриваемых интрузий были обнаружены первичные и мнимо-вторичные расплавные включения. Их наличие однозначно свидетельствует о магматической природе щелочных образований.

В пироксене встречаются преимущественно включения типичных силикатных расплавов (рис. 1, а). В гулинских ийолитах-мельтейгитах отмечены также включения силикатных расплавов-растворов, отличающиеся от включений расплавов присутствием в интерстициях твердых фаз небольших количеств (около 4–5% объема) свободной жидкой фазы (водного раствора) (рис. 1, 2). Включения обоих типов располагаются бессистемно, группами от 4 до 10 шт. Размер их не превышает сотых и тысячных долей мм; форма — овално-призматическая, негативная, изометричная, неправильная.

Содержимое включений частично или полностью раскристаллизовано. Газовый пузырь обычно плохо различим, в редких случаях он отчетливо виден, обнаруживая признаки деформации. Стекло включений бесцветное, прозрачное; кристаллические фазы — бесцветные, бурые, непрозрачно-черные (рудное вещество). Размягчение стекла и подплавление кристаллических фаз начинается во включениях "сухих" силикатных расплавов около 900–1000°C и заканчивается при 1050–1150°C; во включениях расплавов-растворов процесс осуществляется при более низких температурах: начинается при 700–800°C, заканчивается около 1000–1100°C. Рудные фазы в обоих типах включений полностью исчезают либо незадолго до гомогенизации, либо в момент гомогенизации, либо даже иногда сохраняются некоторое время после гомогенизации содержимого включений. В момент полного плавления газовый пузырь четко оконтурен, имеет правильные сферические формы и занимает 3–5% объема вакуоли.

Гомогенизация содержимого обоих типов включений осуществляется в расплав; однако включения силикатных расплавов гомогенизируются при более высоких температурах, чем включения силикатных расплавов-растворов (табл. 1). Быстрое охлаждение содержимого включений приводит к его застеклованию.

В нефелине среди расплавных включений есть включения силикатных расплавов (рис. 1, б), расплавов-растворов и силикатно-солевых расплавов-рассолов (рис. 1, 2). Располагаются они бессистемно, реже — по зонам

роста фельдшпатоида (во вкрапленниках ийолит-порфиоров Турьего Мыса). Включения силикатных расплавов имеют неправильные, изометричные и негативные формы; размеры их от сотых до тысячных долей миллиметра. В фазовом составе включения присутствуют то или иное количество бесцветного, прозрачного, иногда девитрифицированного стекла, тонкозернистые агрегаты светло-зеленого и бурого цветов и индивидуализированные кристаллические фазы призматической или округлой формы. Газовый пузырь чаще не виден. Подплавление кристаллических фаз и размягчение стекла начинается при 800–850°С, полное плавление происходит вблизи 1000°С.

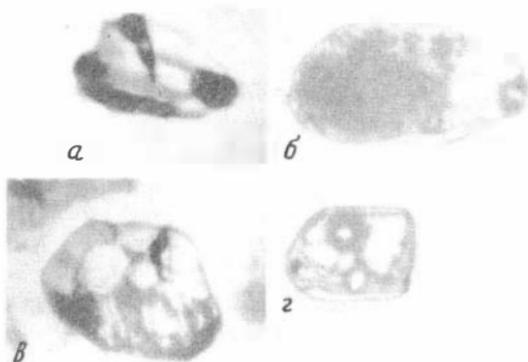


Рис. 1. Расплавные включения в минералах щелочных пород:

1 — включения силикатных расплавов: а — в пироксене якупирантигов-мельтейгитов Ессейского массива; б — в нефелине ийолитов-мельтейгитов Турьего мыса; в — включения силикатных расплавов-растворов в пироксене гулинских ийолитов-мельтейгитов; г — включения силикатно-солевых расплавов-рассолов в нефелине щелочных пород Белозиминского массива

Включения силикатных расплавов-растворов отличаются от включений силикатных расплавов присутствием в фазовом составе незначительных количеств (не более 5–7% объема) жидкой фазы, зажатой в интерстициях твердых фаз. Плавление содержимого включений начинается при сравнительно низких температурах (около 550–650°С) и заканчивается за несколько градусов до полной гомогенизации, осуществленной в расплав. Содержимое включений силикатных расплавов и расплавов-растворов после гомогенизации при быстром охлаждении всегда можно застекловать.

Включения силикатно-солевых расплавов-рассолов имеют также изометричные, негативные и неправильные формы; размеры их от десятых до сотых долей миллиметра. Содержимое включений представлено кристаллическими и флюидными фазами. В отличие от включений расплавов-растворов флюидная фаза здесь сосредоточена в одном месте, занимает около 20% объема полости вакуоли, состоит на 3/4 из жидкости и 1/4 газа (пузырек). Кристаллические фазы бесцветные или окрашены в светло-зеленый цвет, имеют неправильные или частично-ограниченные формы.

Т а б л и ц а 1

Температуры гомогенизации первичных и мнимо-вторичных расплавных включений в минералах щелочных пород, °С

Массив	Пироксен		Нефелин	
	Тип включений	T <sub>гом</sub>	Тип включений	T <sub>гом</sub>
Гулинский	Силикатный расплав-раствор	1150—1040	Силикатный расплав-раствор	1100—830
Ессейский	Силикатный расплав	1210—1100	Силикатный расплав	1170—1150
Белозиминский	То же	1260—1190	То же	1120—1100
			Силикатно-солевой расплав-рассол	1060—1030
Инtruзии Турьего Мыса	То же	1310—1210	Силикатный расплав	1230—1130

Т а б л и ц а 2

Температуры гомогенизации первичных и мнимо-вторичных включений силикатных расплавов в минералах магнетит-апатитовых пород, °С

Массив	Порода	Форстерит	Апатит
Ессей	Форстерит-магнетит-апатитовая	1280±20	1170—1140
	Магнетит-апатитовая		1170—1140
Ыраас	То же		1220—1120

Растворение некоторых твердых фаз начинается уже при 150—200°С. Полное плавление происходит при 660—670°С. Гомогенизация содержимого включений осуществляется в два этапа: вначале, при 150—200°С гомогенизируется газ в жидкости, затем при 1060—1030°С — флюид в расплаве. При резком охлаждении содержимое включений всегда раскристаллизовывается (не застекловывается).

Характерно, что и в пироксене и в нефелине щелочных пород наиболее высокие температуры гомогенизации (T<sub>гом</sub>) отмечаются для включений типичных силикатных расплавов, а наиболее низкие — для включений силикатно-солевых расплавов-рассолов (табл. 1).

Близкие температуры (1160—1100°С) были получены В.Б. Наумовым [14] при гомогенизации расплавных включений в пироксене порфиroidных ийолитов Ковдорского массива.

В прозрачных минералах форстерит-магнетит-апатитовых и магнетит-апатитовых руд первичные и мнимо-вторичные включения представлены типичными силикатными расплавами (табл. 2). В форстерите включения частично раскристаллизованы, имеют овальную и неправильную формы,

размер от десятых до тысячных долей миллиметра. Подплавление твердых фаз начинается при 850–900°C, заканчивается около 1100°C; гомогенизация осуществляется в расплав при 1280±20°C.

*В апатите* очень мало включений силикатных расплавов и они практически теряются среди множества газовой-жидких включений. Включения располагаются бессистемно, поодиночке и небольшими группами по 2–3 шт. Размером они в десятые и сотые доли миллиметра, форма у них негативная, изометричная, овальная. Включения стекловатые и частично раскристаллизованные. Подплавление твердых фаз происходит около 800–900°C. При этих же температурах происходит обособление газового пузырька в “закаленных” стекловатых включениях. Гомогенизация содержимого включений осуществляется в расплав при довольно высоких температурах (табл. 2).

По данным гомогенизации первичных и мнимо-вторичных расплавных включений щелочные и форстерит-магнетит-апатитовые породы кристаллизовались из силикатных магматических расплавов в условиях высоких температур и, вероятно, давлений. О последнем факте свидетельствует крайне частая разгерметизация (взрыв) включений при температурах плавления содержимого вакуолей. При формировании щелочных пород пироксен всегда кристаллизовался при более высоких температурах, чем нефелин (1260–1040°C против 1170–950°C).

В силикатных и фосфатных минералах собственно карбонатитов также были обнаружены первичные и мнимо-вторичные включения силикатных расплавов (рис. 2,а). По морфологии, фазовым составам и фазовым превращениям они идентичны ранее описанным включениям в одноименных минералах щелочных и форстерит-магнетит-апатитовых породах. Температуры гомогенизации также очень близкие (табл. 3)

Значительно более низкие температуры (520–295°C) приведены С.В. Соколовым [15] для якобы первичных газовой-жидких включений, обнаруженных в апатите ковдорских карбонатитов. Эти включения скорее всего вторичные и отражают более поздний постмагматический этап формирования массива. Обнаружить первичные расплавные включения в апатите среди обилия вторичных газовой-жидких включений всегда довольно сложно. Большие трудности вызывают и определения первичности и вторичности включений, поскольку и те, и другие включения располагаются чаще всего бессистемно, лишь в редких случаях можно зафиксировать приуроченность газовой-жидких включений к трещинам. Гомогенизация вторичных газовой-жидких включений в апатите обычно происходит при тех же или даже более высоких температурах, чем получены С.В. Соколовым: так, по нашим данным вторичные газовой-жидкие включения в апатите Есейского массива гомогенизируются при 520–260 и 740–730°C, в интрузии Ырвас – при 480–320°.

Наиболее реальными нам кажутся недавно полученные температуры (780–750°C) гомогенизации включений расплавов-растворов в волластоните и форстерите ковдорских карбонатитов [16], хотя, по-видимому, для форстерита они все же несколько занижены.

*В карбонатных минералах* карбонатитов – кальците, доломите и анкерите были обнаружены и исследованы лишь включения солевых расплавов

Таблица 3

Температуры гомогенизации первичных и миним-вторичных включений расплавов в силикатных и фосфатных минералах карбонатитов, °С

Массив	Состав карбонатита	Пироксен		Нефелин		Апатит	
		Тип включений	T <sub>гом</sub>	Тип включений	T <sub>гом</sub>	Тип включений	T <sub>гом</sub>
Гулинский	Пироксен-нефелин-кальцитовый	Силикатный расплав-раствор	1130—1040	Силикатный расплав-раствор	1050—830		
Белозиминский	Диоксид-авгит-кальцитовый	Силикатный расплав	1260—1200				
	Биотит-нефелин-кальцитовый			Силикатно-солевой расплав-рассол	1040—1030		
	Пироксен-апатит-магнетит-кальцитовый					Силикатный расплав	1010—990
Интрузии Турьего Мыса	Нефелин-пироксен-кальцитовый			Силикатный расплав	1180—1190		

(рис. 2, б) и расплаво-рассолов (рис. 2, в). Располагаются они также бессистемно, их размеры соответствуют сотым и тысячным долям мм, форма — неправильная, изометричная, овальная. Включения солевых расплаво-в и расплаво-рассолов всегда раскристаллизованы. В фазовом составе первых присутствует лишь легко растворимый солевой агрегат и деформированная газовая фаза. В фазовом составе включений солевых расплаво-в-рассолов присутствуют 80—85 объемн. % солей, раствор и газовый пузырь (не всегда!). Флюидная фаза распределена по-разному: либо находится в междукристалльных интерстициях солей, либо обособлена в индивидуаль-ных полостях. В последнем случае процесс гомогенизации



Рис. 2. Расплавные включения в минералах карбонатитов

а — включения силикатных расплаво-в в пироксене белозиминских карбонатитов; б — включения солевых расплаво-в в доломите гулинских карбонатитов; в — включения солевых расплаво-в-рассолов в анкерите белозиминских карбонатитов: з — газ, ж — жидкость

осуществляется поэтапно, так же как и во включениях силикатно-солевых расплаво-в-рассолов в нефелине щелочных пород. Расплавление солей во включениях солевых расплаво-в и расплаво-в-рассолов начинается при очень низких температурах (120—200°С). Гомогенизация содержимого включений осуществляется также при сравнительно невысоких температурах (табл. 4).

Следует особо подчеркнуть, что приводимые для карбонатных минералов температуры гомогенизации солевых расплаво-в и расплаво-в-рассолов отражают лишь самые низкотемпературные этапы минералообразования. Более высокотемпературные стадии кристаллизации карбонатных минералов при современной аппаратуре зафиксировать не удастся из-за потемнения карбоната при 700—800°С вследствие его диссоциации. Вместе с тем содержимое части включений при этих температурах еще не полностью гомогенное. Нужна принципиально новая модель термокамеры, позволяющая проводить эксперимент с постоянным давлением не только при больших температурах, но и при высоких давлениях, исключающих диссоциацию карбонатов, хотя бы до 950—1000°С.

Таким образом, данные минералотермометрического изучения однозначно свидетельствуют о кристаллизации всех минералов щелочных пород, магнетит-форстерит-апатитовых и магнетит-апатитовых руд из высоконагретых (выше 1000°С) магматических силикатных расплаво-в. Природа карбонатитов оказалась более сложной. Установлено, что в формировании карбонатитов принимали участие минералообразующие сре-

Таблица 4

Температуры гомогенизации первичных и минно-вторичных включений солевых расплавов и расплавов-рассолов в карбонатных минералах карбонатитов, °С

Массив	Состав карбонатита	Кальцит		Доломит		Анкерит	
		тип включений	T <sub>гом</sub>	тип включений	T <sub>гом</sub>	тип включений	T <sub>гом</sub>
Гулинский	Доломитовый			Солевой расплав	>750–690		
Белозиминский	Анкеритовый					Солевой расплав-рассол	>730
Инtruзии Турьего Мыса	Форстерит-флогопит-кальцитовый	Солевой расплав	580–590, >780				

ды разного характера: с одной стороны — такие же, а может быть те же высокотемпературные (выше 1000°C) силикатные расплавы, из которых кристаллизовались силикатные минералы и апатит, с другой стороны — более низкоплавкие (около или незначительно превышающие 800°C) солевые, возможно силикатно-солевые расплавы и расплавы-рассолы, ответственные за кристаллизацию карбонатных минералов. По-видимому, солевые расплавы и расплавы-рассолы возникают на заключительном этапе эволюции силикатной магмы и представляют собой остаточный продукт после выделения из нее всех силикатных и фосфатных минералов. С подобным выводом согласуются экспериментальные плавки П.Дж. Уилли [1], показавшие возможность возникновения остаточного карбонатитового расплава при кристаллизации углекислой щелочной перидотитовой магмы. Образование и кристаллизация солевого карбонатитового остатка (карбонатитовой магмы), естественно, возможно лишь непосредственно в самой магматической камере или вблизи нее, поскольку обогащенные водой и другими летучими компонентами солевые расплавы и расплавы-рассолы фактически не способны перемещаться вверх: даже небольшое падение давления вызовет их раскристаллизацию [17].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Карбонатиты. "Мир", 1969, 592 стр.
2. *Le Bas M.S., Mills A.A., Rankin A.H.* Preliminary Evidence of the nature and composition of Carbonatite magma. — *Nature*, 239, N 5369, 1972, 215 p.p.
3. *Smith W.C.* A review of some problems of African carbonatites. *Geol. Soc. London. Quart. Journ.* 112, 1956, p. 189–220.
4. *Егоров Л.С.* К проблеме происхождения карбонатитов. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1964, № 1, с. 63–74.

5. *Жабин А.Г.* Кальцит магматического генезиса. Зап. Всесоюз. минерал общ-ва, ч. 96, в. 3, 1967, с. 287–296.
6. *Wyllie P.J., Tuttle O.F.* The system  $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  and the origin of carbonatites. Journ. Petrology, 1, 1960, p. 1–46.
7. *Dawson J.B.* Sodium carbonate lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika — Nature, 195, 1960, с. 1075–1076.
8. *Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972, 374 с.
9. *Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И.* Магματοгенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975, 272 с.
10. *Бутакова Е.Л., Егоров Л.С.* Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. т. I, Изд-во АН СССР, 1962, с. 417–589.
11. *Шувалова В.З., Поршнева Г.И., Ланда Э.А.* Карбонатитовый массив Ессей. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири, Л., 1970.
12. *Пожарицкая Л.Н., Самойлов В.С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, 267 с.
13. *Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Богдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумов И.Б.* Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965, 550 с.
14. *Соколов С.В.* Геотермическое изучение карбонатитовых комплексов. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1473–1480.
15. *Соколов С.В., Эпштейн Е.М.* Термометрические исследования карбонатитовых метасоматитов. — ДАН, 1973, 210, № 1, с. 191–194.
16. *Соколов С.В., Романчев Б.П.* Термометрия ультраосновных-щелочных комплексов. Тезисы докл. V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 106–107.
17. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы. Чтения им. В.И. Вернадского, XIII. М.: Наука, 1973, 34 с.

## УПРУГИЕ ПАРАМЕТРЫ ДВУХКОМПОНЕНТНЫХ СРЕД В ИНТЕРВАЛЕ РАЗМЯГЧЕНИЯ АМОРФНОЙ ФАЗЫ ПОД ДАВЛЕНИЕМ

Корни вулканов располагаются в мантии Земли. Прямым геофизическим методом это впервые было установлено Г.С. Горшковым для Ключевской группы вулканов [1]. Предложенная им идея сейсмологического просвечивания была развита в дальнейшем советскими геофизиками, установившими значительную вертикальную протяженность (не менее 80–100 км) корневых зон ряда вулканических групп Камчатки [2–4]. С этими результатами согласуются данные последних работ американских исследователей, обнаруживших вертикально вытянутые неоднородности в мантии под вулканами Аляски и Запада США [5–7]. Выявление сейсмологическими методами под вулканами аномальных участков в мантии основано на отличии их упругих и диссипативных свойств от свойств вмещающей среды.

Однако извлечение из сейсмологической информации данных о физических параметрах вещества в зоне генерации магмы и корнях вулканов представляет сложную задачу [4]. В то же время без ее решения трудно построить физически корректную модель процессов выплавления магмы из твердого вещества мантии и транспортировки расплавов к поверхности Земли. Рассматриваемая задача может быть решена только комплексом методов — сочетанием сейсмологических наблюдений с решением прямых задач теории дифракции, ультразвуковым моделированием, экспериментальным изучением свойств частично и полностью расплавленных сред.

Первый шаг в этом направлении сделал А.О. Глико [8], решивший задачу о дифракции сферической упругой волны на цилиндре, вещество которого характеризуется комплексными упругими модулями.

Настоящая работа посвящена экспериментальному подходу к проблеме. Большинство экспериментов, относящихся к исследуемому вопросу, проведено при атмосферном давлении и касается частичного плавления сплавов [9], рассолов [10], размягчения смолы [11], то есть веществ, далеких по своим свойствам от горных пород.

Целью настоящей работы являлось изучение под давлением упругих свойств двухкомпонентных сред, состоящих из кристаллических зерен и аморфного заполнителя межзернового пространства. Количество аморфной фазы было выбрано исходя из имеющихся теоретических оценок объемной концентрации выплавов, необходимой для отделения магмы из тугоплавкого каркаса первичного вещества мантии (40–50% согласно [12]). Легкоплавкая компонента взята аморфной, так как на больших глубинах фазовые превращения, связанные с образованием выплавов, могут происходить без существенного изменения ближнего порядка — путем частичной аморфизации [13]. Гетерогенные среды, рассматриваемые нами как модели горных пород, исследовались в интервале температур от комнатных до размягчения аморфной фазы.

Образцы, техника и методика эксперимента. Исследовались смеси кварцевого песка различной зернистости (50, 1000, 4000 мкм) с канифолью

при  $P = 0-20$  кбар и при  $T = 20-120^\circ\text{C}$ . Используемые в опытах кварцевые порошки состояли из изометричных зерен. Отклонения от среднего размера зерен — 8–14%. Пористость определялась путем взвешивания определенного объема уплотненного вибрацией порошка. Она составила для порошков со средним размером зерен 400, 100 и 50 мкм соответственно 34,5%, 38%, 47%. Для изготовления образцов — смесей канифоли и кварцевого песка, в медную оболочку помещалась канифоль и нагревалась до кипения. Затем в кипящую канифоль засыпался порциями песок, перемешивался и выдерживался не менее 20–25 минут. При этом происходила частичная дегазация. Чем более мелкозернистой была смесь, тем быстрее и полнее шла дегазация. Для лучшего уплотнения песка использовалась вибрация. После охлаждения торец образца выравнивался до плоскости, медная оболочка завальцовывалась и запаивалась. Как показали дальнейшие измерения образца, объем канифоли в смесях несколько превосходил объем порового пространства и составлял 39, 47, 53% для смесей № 3 (400 мкм), № 2 (100 мкм) и № 1 (50 мкм) соответственно. Измерения  $V_p$  и  $V_s$  проводились импульсным методом на частоте 3 мгц [14]. Образец помещался в камеру типа поршень—цилиндр с внешним обогревом, диаметром рабочего канала 12 мм и длиной 35 мм. Проволочный нагреватель помещался на внешнем периметре стальной поддержки, в которую впрессовывалась камера. Образец предварительно заключался в свинцовую оболочку и располагался в центре рабочего канала камеры. Через поршни из стали РФ-18 осуществлялся ввод хромель-алюмелевых термопар, находившихся на торцах образца. Температура в образце измерялась с точностью 3–5°C. Выдержка на точке составляла не менее 15 минут. При этом колебания температуры не превышали 3–4°C. Пьезокерамические приемники и излучатели ультразвуковых колебаний располагались на внешних торцевых поверхностях конусов и тем самым были выделены из зоны давления и высоких температур.

Экспериментальные результаты. Были измерены скорости продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$ , а также декремент объема —  $(\Delta V/V_0)$  под давлением при  $T = 20, 120^\circ\text{C}$  для канифоли и смесей, а также  $V_p$  для сухих песков при  $T = 20^\circ\text{C}$  (см. рис.1 и 2). Рассмотрим вначале при  $T = 20^\circ\text{C}$ . Уменьшение объема с давлением в канифоли более резкое, чем в смесях. В них декремент объема тем меньше, чем крупнее зерна кварца и соответственно меньше содержание аморфного заполнителя — канифоли. Повышенные значения для канифоли  $|\Delta V/V_0|$  связаны с ее относительно высокой сжимаемостью как аморфного тела, а также частично с микропористостью, обусловленной не совсем полной дегазацией перед опытом. Кривые  $\Delta V/V_0 = f(P)$  для канифоли и смеси № 1 имеют плавный характер, но с ростом крупности зерен кварца на них появляются перегибы. Особенно отчетливо это видно для смеси № 3, удельная объемная деформация которой в интервале 6 — 10 кбар растет резче, чем в соседних интервалах давлений (см. рис. 1).

Канифоль, обладающая наибольшей сжимаемостью во всем диапазоне давлений, характеризуется и наиболее низкими из всех изученных материалов значениями  $V_p < 3,5$  км/сек. В смесях  $V_p$  в отличие от сухих песков тем выше, чем крупнее зерна кварца и соответственно меньше содержание

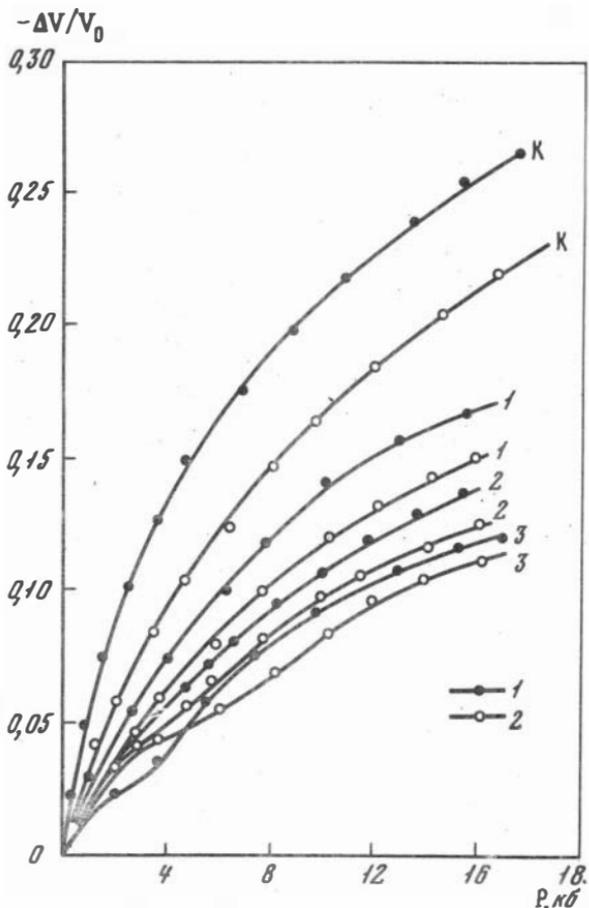


Рис. 1. Зависимость декремента объема от давления при  $T = 120^\circ$  (1) и  $20^\circ$  (2) для канифоли (К) и смесей кварцевого песка с канифолью № 1, 2, 3

"низкоскоростной" канифоли (рис. 2). С ростом давления различия в значениях  $V_p$  для сухих песков увеличиваются, а для смесей сокращаются и не превышают 0,15 км/сек при  $P \geq 12$  кбар. Характер зависимости  $V_p = f(P)$  для разных смесей различен и меняется с ростом давления. При  $P \leq 6-9$  кбар  $V_p \sim P^{1/3,8}$  для смеси № 1, что близко к модели произвольного упакованных сфер [15], а для смеси № 3  $V_p \sim P^{1/6,8}$ , что близко к случаю неизменного числа контактов между частицами, когда  $V_p \sim P^{1/6}$  согласно [16]. Более сильная степенная зависимость  $V_p$  для мелкозернистой смеси связана с резким ростом числа контактов между зернами кварца за счет высокой первоначальной "пористости" — 53%.

При давлениях  $P \geq 10-12$  кбар степенная зависимость  $V_p$  от давления более слабая, чем предсказывается теорией для неизменного числа контактов —  $V_p \sim P^{1/7; 1/8,3; 1/11,6}$  для смесей № 1, 2, 3 соответственно.

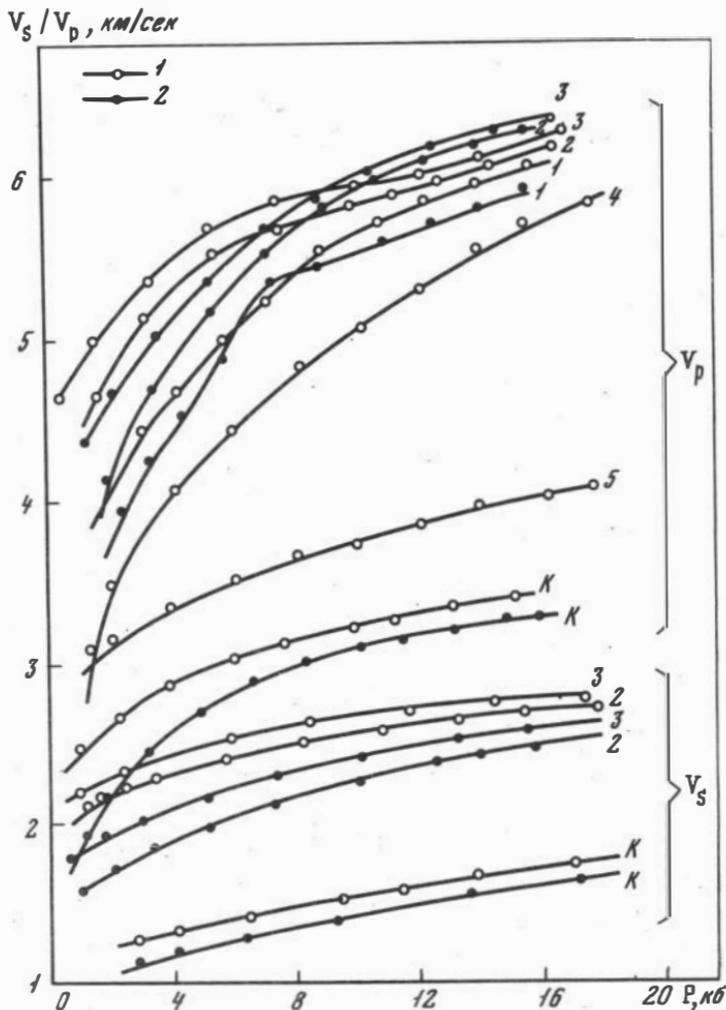


Рис. 2. Зависимость скоростей продольных и поперечных волн от давления при  $T = 20^\circ$  (1);  $120^\circ\text{C}$  (2) в канифоли (К), в смесях кварцевого песка с канифолью № 1, 2, 3 и в сухих песках – 4 ( $50 \mu$ ), 5 ( $400 \mu$ )

Продольный модуль  $-\rho V_p^2 \sim P^{0,29 - 0,35}$  при этих давлениях для всех смесей (см. рис. 3), что достаточно близко соответствует неизменному числу контактов согласно теории Гертца [17]. При давлениях  $< 6-8$  кбар степенная зависимость  $\rho V_p^2$  более резкая, что свидетельствует о росте числа контактов с давлением. По-видимому, для каждой из исследованных смесей существует "предельное" давление, при котором канифоль, сильно сжатая в плоских и клинообразных промежутках между зернами, препятствует превращению близких контактов в непосредственные. Наблюдаемое медленное нарастание  $V_p$  при высоких давлениях обусловлено в основном изменением упругости зерен кварца, а также той части канифоли,

$$(K + 4/3\mu) \cdot 10^{-11} \text{ дин/см}^2$$

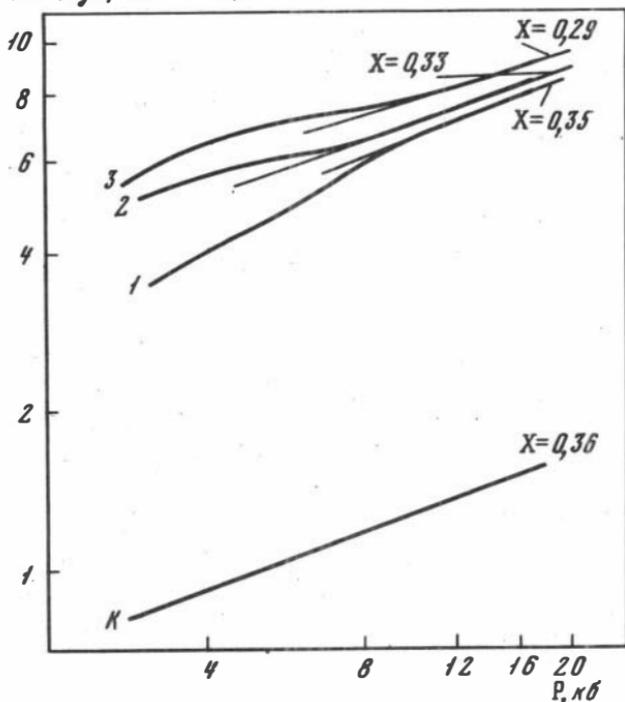


Рис. 3. Зависимость "продольного" модуля  $\rho V_p^2 = K + \frac{4}{3}\mu$  (толстые линии) от давления при  $T = 20^\circ\text{C}$ . Правые ветви кривых  $\rho V_p^2 = f(\rho)$  аппроксимированы функцией вида  $\rho V_p^2 \sim \rho^X$  (тонкие линии)

$$\frac{V_p}{V_s}$$

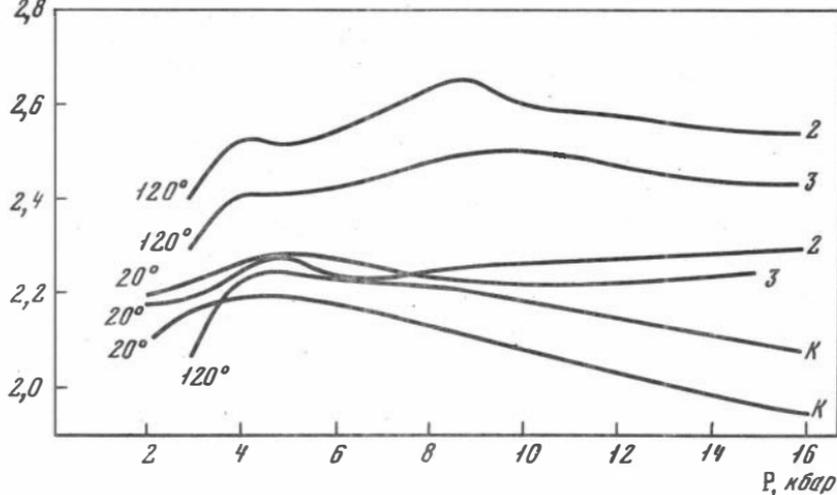


Рис. 4. Зависимость отношения скоростей  $V_p/V_s$  от давления при  $T = 20^\circ, 120^\circ\text{C}$  з канифоли (К) и смесях кварцевого песка с канифолью № (2 и 3)

которая заключена в межзерновых "порах". Именно постепенно уменьшающейся сжимаемостью этой канифоли и определяется здесь постепенно замедляющийся рост  $|\Delta V/V_0|$ , одинаковый для всех смесей (величины  $d\left|\frac{\Delta V}{V_0}\right|/dP$  имеют близкие значения).

Для крупнозернистых смесей можно выделить промежуточную область давлений — 12 кбар, где поведение упругих свойств отличается от соседних участков. Особенно четко это видно для смеси № 3 — рост  $V_p$  незначителен —  $dV_p/dP = 0,025$  км/сек/кбар,  $\rho V_p^2 \sim P^{1/6}$ , а  $|\Delta V/V_0|$  растет наиболее резко. По-видимому, в этом интервале давлений в основном идет интенсивное сжатие межзерновой канифоли, что крайне слабо влияет на рост  $V_p$  с давлением и в то же время существенно сказывается на удельной объемной деформации.

Кривые  $V_s = f(P)$  в отличие от кривых  $V_p = f(P)$  не имеют перегибов и характеризуются плавным нарастанием скоростей во всем диапазоне давлений для канифоли и всех смесей. Значение  $V_s$ , так же как и  $V_p$ , выше в более крупнозернистых смесях. Плавное изменение темпа роста  $V_s$  в смесях, по всей вероятности, связано с сохранением канифольной "смазки" зерен во всем исследованном диапазоне давлений.

Отношение скоростей  $V_p/V_s$  (см. рис. 4) в начальной области давлений — до 4–5 кбар растет как в канифоли (до 2,2), так и в смесях (до 2,28). С ростом давления величина  $V_p/V_s$  в канифоли непрерывно и резко уменьшается до 1,96–1,97, а в смесях варьирует незначительно — в пределах 2,21–2,28.

Таким образом, во всем диапазоне давлений исследованные среды с аморфным наполнителем межзернового пространства характеризуются более высокими значениями коэффициента Пуассона, чем вещество аморфных включений.

С увеличением температуры сжимаемость канифоли и смесей растет. Кривые  $\Delta V/V_0 = f(P)$  при  $T = 120^\circ\text{C}$  имеют, так же как и при  $T = 20^\circ\text{C}$ , плавный характер для канифоли и мелкозернистых смесей. Различие в декременте объема для них при высокой и комнатной температуре с ростом давления падает. Перегиб на кривой  $\Delta V/V_0 = f(P)$  для смеси № 3 сдвигается при  $T = 120^\circ\text{C}$  в область более низких давлений, причем при  $P \leq 5$  кбар сжимаемость ее оказалась выше, чем при  $T = 20^\circ\text{C}$ . По-видимому, при низких давлениях в интервале размягчения канифоли существенное влияние на рост удельной объемной деформации этой смеси оказывает легко сжимаемая газовая фаза, оставшаяся в образце из-за неполной дегазации. При больших давлениях и при  $T = 120^\circ\text{C}$   $|\Delta V/V_0|$  в смеси № 3, так же как и в других смесях, выше, чем при  $T = 20^\circ\text{C}$ .

Давление оказывает существенное влияние и на тепловое расширение канифоли. Так, в начале интервала размягчения ( $50\text{--}70^\circ\text{C}$ ) приложение давления в 5 кбар снижает величину  $\Delta V/V_0$  более чем в 5 раз по сравнению с ее значением при  $P = 1,25$  кбар (см. рис. 5). Перегибы на кривых  $\Delta V/V_0 = f(T)$  с ростом давления смещаются вправо, т.е. начало интервала размягчения канифоли сдвигается в область все более высоких температур. Давление существенно ослабляет и влияние температуры на  $V_p$  и

Рис. 5. Зависимость удельной объемной деформации от температуры при фиксированных давлениях

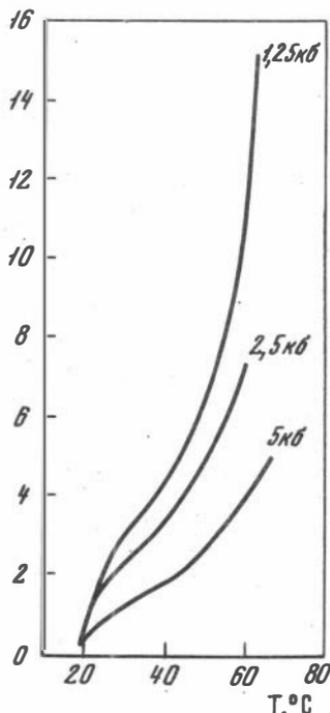
$V_s$ . Если при  $P = 1 \text{ кг/см}^2$  с ростом  $T$  от  $20^\circ \text{C}$  до  $120^\circ \text{C}$   $V_s$  в канифоли уменьшается в 1,7–1,8 раза, то при  $P = 2 \text{ кбар}$  падение  $V_s$  составляет лишь 25%, а при  $P \geq 16 \text{ кбар}$  — 5%. В начальной области давлений до  $\sim 7$ – $8 \text{ кбар}$  рост температуры приводит к снижению  $V_s$  во всех смесях на 6–10% при  $T = 120^\circ \text{C}$  по сравнению с  $V_s$  при  $T = 20^\circ \text{C}$ .

При давлениях 8–9 кбар значения  $V_s$  в смесях № 2 и № 3 с ростом температуры несколько увеличиваются (на 2%), а в смеси № 1 уменьшаются (на 3–4%) по сравнению со значениями  $V_s$  при комнатной температуре. Эти различия для смесей с песком разной крупности связаны с особенностями влияния температуры на  $V_s$  в интервале размягчения канифоли. С одной стороны,  $V_s$  в смеси снижается за счет падения  $V_p$  в канифоли, с другой стороны, повышенная пластичность размягченной канифоли приводит к увеличению локальных зон контактов между зернами, к выравниванию давления в объеме образца и, следовательно, к росту  $V_p$ . Для смеси № 1, содержащей наибольшее количество канифоли, доминирует влияние первого фактора, для смесей № 2 и № 3 определяющим является второй фактор.

При  $P \geq 12 \text{ кбар}$  значения  $dV_p/dP$  для  $T = 120^\circ$  и  $20^\circ \text{C}$  близки для всех смесей, т.е. размягчение канифоли не приводит к дополнительному увеличению числа контактов.

$V_s$  в смесях и канифоли, так же как и  $V_p$ , уменьшается с ростом температуры. В отличие от  $V_p$  это снижение сохраняет плавный характер во всем диапазоне давлений. Уменьшение  $V_s$  в канифоли с температурой от  $20^\circ \text{C}$  до  $120^\circ \text{C}$  при низких давлениях не столь значительно, как  $V_p$ . Лишь при  $P \geq 16 \text{ кбар}$  величины относительного падения скоростей продольных и сдвиговых колебаний в канифоли становятся близкими — 5–6%. В то же время в двухфазных смесях при  $P \leq 7$ – $8 \text{ кбар}$   $V_s$  уменьшается в интервале размягчения канифоли по сравнению с  $V_s$  при  $T = 20^\circ \text{C}$  сильнее, чем  $V_p$ . Здесь определяющую роль для скорости сдвиговых колебаний, наиболее чувствительных к жидкостным свойствам среды, играет наличие в межзерновом пространстве размягченной канифоли, еще недостаточно сжатой давлением. Но и при больших давлениях пленка размягченной канифоли, вероятно, остается в области контактов, так как значения  $dV_s/dP$  ( $T = 120^\circ \text{C}$ ) для канифоли и смесей совпадают при  $P \geq 10$ – $12 \text{ кбар}$ .

$$\frac{dV}{V_0} \cdot 10^3.$$



Размягчение канифоли под давлением увеличивает отношение скоростей  $V_p/V_s$  сильнее для смесей (10–15%), чем для канифоли (5–7%) (см. рис. 4). Чем больше содержание размягченной канифоли в смеси, тем выше значение  $V_p/V_s$ . Для канифоли с ростом температуры характер зависимости отношения скоростей от давления сохраняется, а для смесей резко меняется. На кривых  $V_p/V_s = f(P)$  появляются максимумы, положение которых определяется концентрацией канифоли в смесях — чем она выше, тем при более низких давлениях фиксируется экстремум.

**Обсуждение результатов.** Экспериментально найденные зависимости скоростей упругих волн в двухфазной среде от давления и температуры  $V_p(P, T)$  и  $V_s(P, T)$  определяются следующими факторами: а) зависимостью плотности двухфазной среды от давления и температуры  $\rho(P, T) = \rho_0 [1 - \Delta V/V_0(P, T)]^{-1}$ , б) зависимостями модулей сдвига  $\mu$  и всестороннего сжатия каждой среды от давления и температуры, в) возможным изменением распределения фаз в пространстве при изменении термодинамических параметров.

Для физической интерпретации полученных экспериментальных результатов важно выделить эффект перераспределения фаз и определить интервал  $P, T$  условий, в котором происходит такая перестройка структуры среды. С этой целью двумя способами были определены эффективные модули двухфазной среды —  $M$  — методом К.С. Александрова [18] и методом, аналогичным методу Фойгта — Реусса — Хилла для анизотропных сред [19]:

$$\log \bar{M} = c \log M_1 + (1 - c) \log M_2 \quad (1)$$

$$\bar{M} = \frac{1}{2} \left[ cM_1 + (1 - c)M_2 + \frac{M_1 M_2}{cM_2 + (1 - c)M_1} \right]. \quad (2)$$

$$\text{Здесь } \bar{M} = \left[ \bar{K} + \frac{4}{3} \bar{G} \right] M_{1,2} \left[ \bar{K} + \frac{4}{3} \mu_{1,2} \right],$$

где  $\bar{G}$  и  $\bar{K}$  — эффективные модули сдвига и объемного сжатия,  $\mu_1 K_1$  и  $\mu_2 K_2$  — модули сдвига и объемного сжатия канифоли и кварца,  $c$  — концентрация канифоли. Значение модулей для канифоли рассчитывалось из экспериментальных данных, значения для кварца взяты из справочника [20]. Определяя из экспериментальных данных величину  $\bar{M}$  и используя величины  $M_1(P, T)$  и  $M_2(P, T)$  из уравнений (1) и (2), были найдены значения  $c = c_{\text{эфф.}}(P, T)$ . Если изменение  $P, T$  параметров не влияет на распределение фаз в пространстве, то:

$$c_{\text{эфф.}}(P, T) \sim c_v(P, T) = c_{v_0} \frac{1 - a_1(P, T)}{1 - \frac{\Delta V}{V_0}(P, T)},$$

где  $c_v$  — объемная концентрация,  $a_1$  — декремент объема канифоли.

Для оценки влияния перераспределения фаз на скорости упругих волн использовался параметр  $c_{\text{эфф.}}(P, T)/c_v(P, T)$ . Как видно из рис. 6, а,

$$\frac{c_3}{c_v} / \frac{c_{30}}{c_{v0}}$$

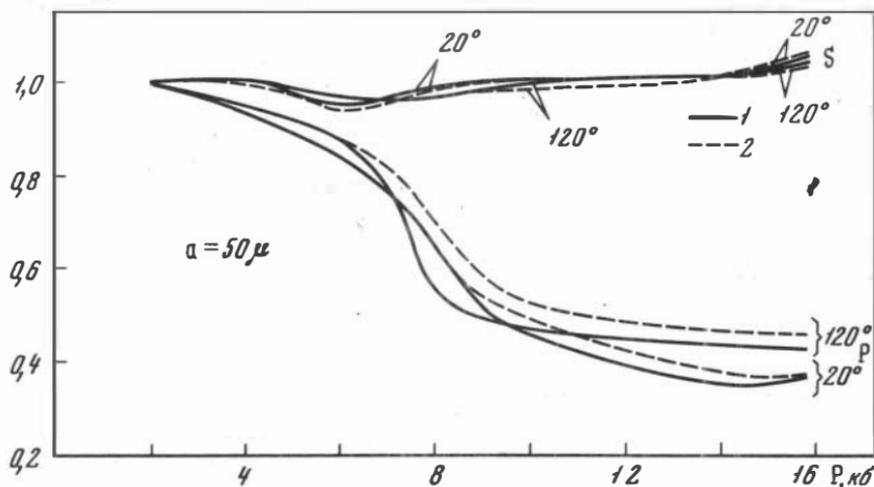


Рис. 6. Зависимость отношения эффективной концентрации канифоли от давления при  $T = 20^\circ$ ;  $120^\circ\text{C}$  для смеси № 1. Рассчитанные методами К.С. Александрова (1) и Фойгта—Раусса—Хилла (2) кривые нормированы на 1 при  $P = 2$  кб

$$V_s, \text{ км/сек}$$

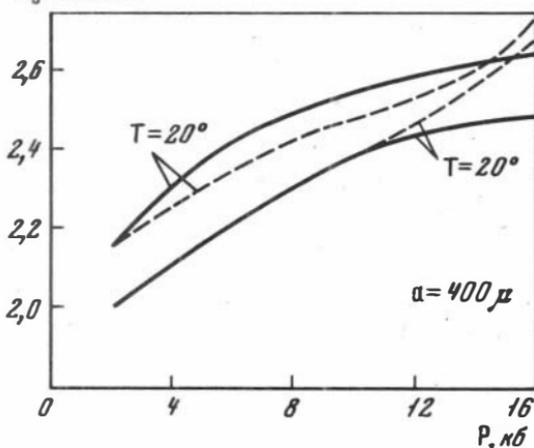


Рис. 7. Зависимость  $V_s$  от давления при  $T = 20^\circ$ ;  $120^\circ\text{C}$  в смеси № 3. Сплошные линии—данные эксперимента, пунктирные—теоретически рассчитанные значения (см. пояснения в тексте)

исследуемый параметр как при  $T = 20^\circ$ , так и при  $T = 120^\circ\text{C}$  чрезвычайно слабо меняется с давлением для  $S$ -волн и резко для  $P$ -волн. Эта особенность, характерная для всех смесей, указывает на то, что изменение распределения фаз не оказывает существенного влияния на изменение скоростей сдвиговых колебаний. Об этом же свидетельствует сопоставление экспериментальных зависимостей  $V_s = f(P)$  с теоретическими кривыми (см. рис. 6, б). Последние были рассчитаны с помощью формул, в которых концентрация канифоли бралась пропорционально объемной концентрации  $-cA c_v$ , где  $A = c_3$  (2 кбар) /  $c_v$  (2 кбар). В то же время данные по  $P$ -волнам могут быть удовлетворительно объяснены только на основе нелинейной связи эффективной и объемной концентрации. Интервалы давле-

$$\frac{d}{dP} \left( \frac{C_{\text{эф}}}{C_{\text{в}}} \right) \frac{C_{\text{в}0}}{C_{\text{эф}0}}, \text{ кбар}^{-1}$$

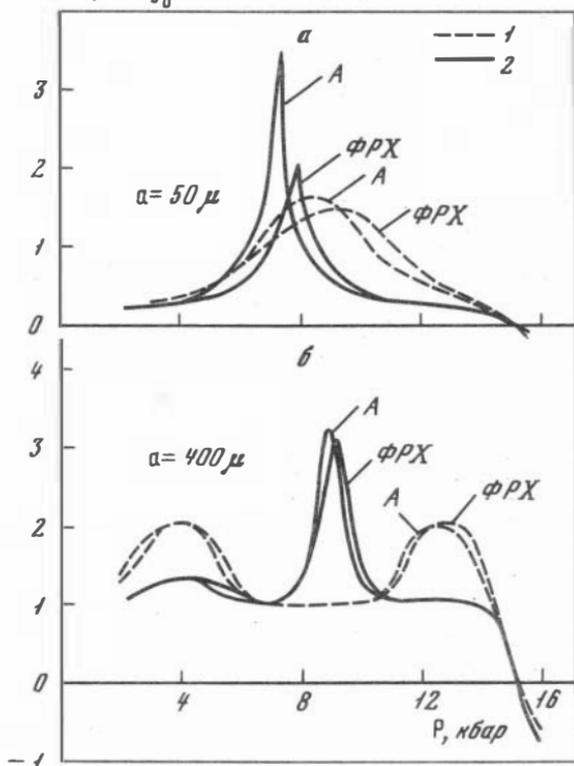


Рис. 8. Зависимость производной по давлению отношения эффективной концентрации канифоли к объемной от давления в смесях № 1 (а), № 3 (б) при  $T$ : 1 –  $20^\circ$ , 2 –  $120^\circ$  С; рассчитаны методом К.С. Александра (А) и методом Фойгта–Реусса–Хилла (ФРХ)

ний, в которых происходит наиболее резкое перераспределение фаз в смесях, характеризуются максимальными (по модулю) значениями производных  $-d(c_{\text{эф}}/c_{\text{в}})/dP$  (см. рис. 7). Наиболее резкие пики производных наблюдаются при  $T = 120^\circ\text{C}$  и при  $P = 6\text{--}10$  кбар.

Чем ниже концентрация канифоли в смесях, тем в область более высоких давлений сдвинуты эти максимумы. При  $T = 20^\circ\text{C}$  максимумы на кривых более пологи и сдвинуты в сторону больших давлений. Общая причина рассматриваемых пиков, вероятно, связана с выдавливанием части канифоли из областей контактов в межзерновые промежутки. В интервале размягчения канифоли этот процесс становится более интенсивным и концентрируется в более узком диапазоне давлений. Локальный пик производной при  $P = 2\text{--}6$  кбар для смеси № 3 связан с закрытием пор, оставшихся в образце из-за неполной дегазации его перед опытом.

Смена знака производной при  $P > 15$  кбар указывает на рост  $C_{эфф}$  и отражает начинающийся процесс дробления зерен, следы которого обнаружены при исследовании образцов после опытов.

В экспериментах исследовался сравнительно узкий диапазон достаточно высоких концентраций аморфной компоненты, форма зерен была выбрана наиболее простой, а различие в плотности фаз было значительное. Для этой упрощенной модели сложного природного агрегата выявлен ряд особенностей в поведении упругих свойств под давлением. Некоторые из обнаруженных явлений, по-видимому, закономерны для более широкого класса двухфазных сред и могут иметь отношение к процессам в недрах Земли.

Так, явление перестройки под давлением структуры двухфазной среды, содержащей аморфную компоненту, может качественно соответствовать природному процессу — магмоотделению. По крайней мере при условии, что в процессе частичного плавления поликристаллического вещества мантии происходит постепенное соединение между собой пленок выплавов, обволакивающих зерна. Если это имеет место, а объемная концентрация выплавов в такой двухфазной среде по мере ее подъема достигает нескольких десятков процентов, то магмоотделение будет происходить в достаточно узком интервале давлений. Этот интервал тем уже, а процесс перестройки тем резче, чем выше степень размягчения выплавов. Возможно, что глобальная стабильность состава вулканических пород в различных геоструктурных элементах (андезиты в островных дугах, базальты в срединно-океанических хребтах и т.п.) обусловлена именно узостью диапазона  $P, T$  параметров, при которых идет магмоотделение.

Изменение диапазона давлений, судя по проведенным экспериментам, определяется концентрацией аморфной компоненты в двухфазной среде. В разных геотектонических условиях концентрация выплавов, а следовательно, и глубина сегрегации различны, что и приводит к различию в составе магм.

По современным представлениям процесс их генерации начинается в астеносфере, в слое пониженных скоростей, где доля выплавов невелика. В корнях вулканов, поднимающихся из зон генерации, концентрация выплавов должна расти. Полученные экспериментальные данные показывают различие во влиянии температуры на  $V_p$  и  $V_s$  в гетерогенных средах в зависимости от концентрации размягченной аморфной фазы. При малых концентрациях выплавов корневая зона может быть и не выделена, если пользоваться только данными по скоростям продольных волн. С возрастанием доли размягченной аморфной фазы происходит падение скоростей для обоих типов волн, т.е. частично аморфизованный объем среды с пониженными скоростями в этом случае должен быть выражен в  $P$ - и  $S$ -волнах.

Для сдвиговых колебаний эффект должен быть резче — среда должна характеризоваться повышенными значениями  $V_p/V_s$ , что не противоречит сейсмологическим данным для районов активного вулканизма.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, **106**, № 4.
2. Федоров С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966.
3. Токарев П.И., Зобин В.М. Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной коре и верхней мантии в районе Ключевой группы вулканов Камчатки. — Бюлл. вулканолог. ст., 1970, № 46.
4. Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974.
5. Grow J.A., Oamar A. Seismic-wave attenuation beneath the Central Aleutian Arc. 2 Bull. Seismol. Soc. America, v. 63, N 6, 1973.
6. Spence W. P-wave residual differences and inferences on an upper mantle source for the Silent Canyon volcanic centre Souther Great Basin, Nevada. — Geophys. J. Roy. Sstr. Soc., 38, 1974.
7. Iyer H.M. Anomalous delays of teleseismic P-waves in Yellowstone National Park. — Nature, 253, N 5491, 1975.
8. Глико А.О. Интерпретация данных по сейсмическому "просвечиванию" магматических очагов. — ДАН СССР, 1976, **226**, № 5.
9. Stocker R.L., Gordon R.V. Velocity and internal Striction in partial melts. — J. Geophys. Res., v. 80, N 35, 1975.
10. Spetzler H., Anderson D.L. The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system. — J. Geophys. Res., v. 73, N 18, 1968.
11. Накагава К. Temperature variations of static viscosity, internal friction and elastic constants in resin and their mutual relationships. — J. Seismol. Soc. Japan, v. 24, N 4, 1971.
12. Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.
13. Магницкий В.А., Жарков В.Н. Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии Верхняя мантия, № 7. М.: Наука, 1970.
14. Воларович М.П., Левыкин А.И. Измерения скоростей продольных упругих волн в образцах горных пород при давлениях до 40 000 кг/см<sup>2</sup>. — ДАН СССР, 1956, **165**, № 6.
15. Bernal J.D., Mason J. Co-ordination of randomly packed spheres. — Nature, 188, 1960.
16. Pilbeam C.C., Vaisnys J.R. Acoustic velocities and energy losses in granular aggregates. — J. Geophys. Res., v. 78, N 5, 1973.
17. Warren N., Anderson O.L. Elastic properties of granular materials under uniaxial compaction cyclen. — J. Geophys. Res., v. 78, N 29, 1973.
18. Александров К.С. К вычислению упругих констант квазиизотропных поликристаллических материалов. — ДАН СССР, 1967, **176**, № 2.
19. Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов. — М.: Наука, 1970.
20. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.

## ОЦЕНКИ УПРУГИХ И НЕУПРУГИХ ПАРАМЕТРОВ ВЕЩЕСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО "ПРОСВЕЧИВАНИЯ"

**Введение.** Результаты целого ряда геофизических наблюдений свидетельствуют об отличии физических свойств вещества в нижних горизонтах коры и верхней мантии под вулканами от свойств вмещающей среды. Так, установлено аномально высокое затухание сейсмических волн, проходящих под вулканами [1–6], удлинение периодов колебаний, регистрируемых в зоне тени [6–10], повышенное значение коэффициента Пуассона [11]. Начало исследованиям в этой области положил член-корр. АН СССР Г. С. Горшков, впервые обнаруживший эффект экранирования поперечных сейсмических волн магматическим очагом [1–3]. Это крупнейшее открытие на стыке геофизики и вулканологии явилось отправным пунктом исследований по разработке методики сейсмологического "просвечивания" магматических очагов с целью определения их геометрических параметров и физико-механических свойств [4, 5].

В настоящее время можно считать установленным факт существования аномальных объектов, дающих глубокую сейсмическую тень под Ключевской и Авачинской группами вулканов, а также Жупановским и Мутновским вулканами на Камчатке [1, 4–6]. Распределение амплитуд сейсмических волн вблизи неоднородности несет информацию о геометрических размерах и об упругих и неупругих параметрах неоднородности. Поэтому представляется важным рассмотрение задачи сейсмологического "просвечивания" с точки зрения возможности извлечения этой информации. Для постановки задачи важны два момента.

1. Использование в методе сейсмологического "просвечивания" близких землетрясений (расстояние от источника до магматического очага сравнимо по порядку величины с характерным размером очага) приводит к необходимости рассматривать падающую на неоднородность волну как сферическую или, возможно, в некоторых случаях как цилиндрическую.

2. То, что ослабление сейсмического сигнала (зона тени) наблюдается в весьма узком диапазоне азимутов на эпицентр для широкого спектра глубин землетрясений (от 0 до 120 км), позволяет предполагать сильно вытянутую, в первом приближении, вертикально-цилиндрическую форму неоднородности.

Таким образом, естественно возникает задача о дифракции сферической волны на цилиндре, представляющая значительные математические трудности. В настоящей работе рассматривается случай горизонтально поляризованной сферической  $SH$ -волны, допускающий относительно менее сложное решение и представляющий значительный практический интерес, поскольку наиболее репрезентативные данные получены именно для  $SH$ -волн.

**Постановка задачи.** Рассмотрим следующую задачу: пусть на бесконечный вертикальный цилиндр радиуса  $a$  с комплексными упругими модуля-

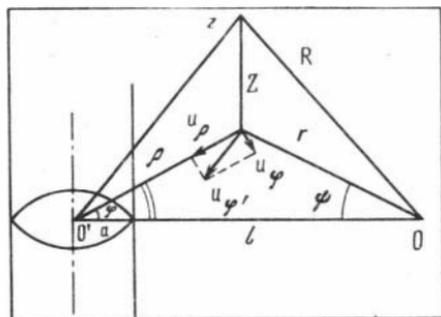


Рис. 1. Разложение поля первичной волны по ортам цилиндрической системы координат

ми  $K_1$  и  $\mu_1$  падает гармоническая сферическая  $SH$ -волна, исходящая из точки, расположенной на расстоянии  $l$  от оси цилиндра. Упругие модули вмещающей среды  $K_2$  и  $\mu_2$ . Введем сферическую систему координат  $(R, \theta, \varphi')$  с началом в т.  $O$  и цилиндрическую  $(\rho, \varphi, z)$  с началом в т.  $O'$  (рис. 1). Первичная  $SH$ -волна удовлетворяет волновому уравнению в сферической системе координат  $(R, \theta, \varphi')$  и аналогична крутильному колебанию, характеризующемуся обращением в нуль дилатации и радиальной компоненты смещения [12]:

$$u_R = 0, \quad u_\theta = \frac{V_n(R)}{\sin\theta} \frac{\partial S_n^m(\theta, \varphi')}{\partial \varphi'} e^{-i\omega t};$$

$$u_{\varphi'} = -V_n(R) \frac{\partial S_n^m(\theta, \varphi')}{\partial \theta} e^{-i\omega t},$$

где  $S_n^m(\theta, \varphi') = \begin{Bmatrix} \sin m\varphi' \\ \cos m\varphi' \end{Bmatrix} P_n^m(\cos\theta)$  – сферические функции.  $SH$ -волне соответствуют решения с  $m = 0$ , когда отлична от нуля лишь компонента  $u_{\varphi'}$

$$u_R = u_\theta = 0; \quad u_{\varphi'} = -V_n(R) P_n^1(\cos\theta) e^{-i\omega t};$$

$$V_n(R) = \frac{1}{\sqrt{k_2 R}} [A J_{n+1/2}(k_2 R) + B J_{-n-1/2}(k_2 R)].$$

Здесь  $J_{k+1/2}(a)$  – бесселевы функции,  $P_n^1(\cos\theta)$  – присоединенная функция Лежандра. Поскольку при сейсмологическом "просвечивании" обычно рассматривается статистический эффект от достаточно большого числа слабых землетрясений и диаграммой направленности излучения пренебрегают, естественно выбрать в качестве первичной волны сферически-симметричное решение, удовлетворяющее условию излучения ( $n = 1, A = 1, B = i$ )

$$u_{\varphi'}^{(n)} = - \frac{1}{\sqrt{k_2 R}} [J_{3/2}(k_2 R) + i J_{-3/2}(k_2 R)] \sin\theta. \quad (1)$$

При падении на цилиндр первичной волны образуются прошедшая и рассеянная сдвиговые волны и обменные продольные волны. Смещения внутри и вне цилиндра определяются через скалярный и векторный потенциалы

$$\vec{u}(s, g) = \text{grad} \psi(s, g) + \text{rot} \vec{A}(s, g).$$

Потенциалы прошедшей  $\psi(g), \vec{A}(g)$  и рассеянной  $\psi(s), \vec{A}(s)$  волн удовлетворяют волновым уравнениям

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 \psi(g) + k_{11}^2 \psi(g) &= 0 \\ \nabla^2 \vec{A}(g) + k_{11}^2 \vec{A}(g) &= 0 \end{aligned} \right\} (\rho < a)$$

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 \psi(s) + k_{12}^2 \psi(s) &= 0 \\ \nabla^2 \vec{A}(s) + k_{12}^2 \vec{A}(s) &= 0 \end{aligned} \right\} (\rho > a).$$

Поскольку смещения в падающей первичной волне лежат в плоскости, перпендикулярной оси  $z$ , потенциалы имеют вид

$$\psi = \psi(\rho, \varphi); \quad \vec{A} = A(\rho, \varphi, z) \vec{n}_z.$$

Функции  $\psi(g), \psi(s), A(g), A(s)$  находятся из решения уравнений (2) и условий непрерывности смещений  $u_\rho$  и  $u_\varphi$  и вектора силы  $\sigma_{ik} n_k$  на границе цилиндра  $\rho = a$  ( $\vec{n}$  — нормаль к поверхности раздела).

$$u_\rho^{(s)} + u_\rho^{(n)} = u_\rho^{(g)} \quad \sigma_{\rho\rho}^{(s)} + \sigma_{\rho\rho}^{(n)} = \sigma_{\rho\rho}^{(g)} \quad (3)$$

$$u_\varphi^{(s)} + u_\varphi^{(n)} = u_\varphi^{(g)} \quad \sigma_{\rho\varphi}^{(s)} + \sigma_{\rho\varphi}^{(n)} = \sigma_{\rho\varphi}^{(g)}.$$

Напряжения  $\sigma_{\rho\rho}$  и  $\sigma_{\rho\varphi}$  определяются по известным формулам [13]

$$\sigma_{\rho\rho} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_\rho}{\partial \rho} + \lambda \left( \frac{1}{\rho} \frac{\partial u_\varphi}{\partial \varphi} + \frac{u_\rho}{\rho} \right);$$

$$\sigma_{\rho\varphi} = \mu \left( \frac{\partial u_\varphi}{\partial \rho} - \frac{u_\varphi}{\rho} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial u_\rho}{\partial \varphi} \right).$$

Решение задачи о дифракции сферической крутильной волны на цилиндрическом очаге. Прежде всего необходимо записать выражения (1) для смещений первичной волны в цилиндрической системе координат  $(\rho, \varphi, z)$ , поскольку уравнения (2) естественно решать в этой системе. Заметим, что

$$u_\varphi^{(n)} = \frac{e^{ik_2 R}}{k_2 R} \cdot \frac{r}{R} \left[ 1 + \frac{i}{k_2 R} \right] = \frac{1}{i} \frac{d}{d(k_2 r)} \frac{e^{ik_2 R}}{k_2 R}. \quad (4)$$

Разложим  $u_{\varphi'}^{(n)}$  по ортам системы  $O'(\rho, \varphi, z)$  (рис. 1)

$$u_{\rho}^{(n)} = -u_{\varphi'}^{(n)} \sin(\varphi + \psi) \quad u_{\varphi}^{(n)} = u_{\varphi'}^{(n)} \cos(\varphi + \psi).$$

Представим  $\frac{1}{k_2 R} e^{ik_2 R}$  в (4) в виде интеграла Зоммерфельда [14] и выполним дифференцирование интеграла по параметру

$$\begin{bmatrix} u_{\rho}^{(n)} \\ u_{\varphi}^{(n)} \end{bmatrix} = i \int_0^{+\infty} J_1(t\rho) \frac{\exp[-|z|\sqrt{t^2 - k_2^2}]}{\sqrt{t^2 - k_2^2}} \cdot \frac{t^2}{k_2^2} dt \begin{bmatrix} \sin(\varphi + \psi) \\ -\cos(\varphi + \psi) \end{bmatrix}.$$

Внесем  $\begin{bmatrix} \sin(\varphi + \psi) \\ \cos(\varphi + \psi) \end{bmatrix}$  под знак интеграла и воспользуемся теоремой сложения цилиндрических функций [14]

$$\begin{bmatrix} u_{\rho}^{(n)} \\ u_{\varphi}^{(n)} \end{bmatrix} = i \int_0^{+\infty} \sum_{n=-\infty}^{+\infty} J_{n-1}(t\rho) J_n(tl) \frac{\exp[-|z|\sqrt{t^2 - k_2^2}]}{\sqrt{t^2 - k_2^2}} \frac{t^2}{k_2^2} \begin{bmatrix} \sin n\varphi \\ \cos n\varphi \end{bmatrix} dt.$$

Записав сумму по  $n$  от 0 до  $+\infty$  и меняя местами знаки суммы и интеграла, получим окончательное разложение

$$\begin{vmatrix} u_{\rho}^{(n)} \\ u_{\varphi}^{(n)} \end{vmatrix} = i \sum_{n=0}^{+\infty} \int_0^{+\infty} \begin{vmatrix} A_n^{(1)}(\rho, t) \\ A_n^{(2)}(\rho, t) \end{vmatrix} \frac{\exp[-|z|\sqrt{t^2 - k_2^2}]}{\sqrt{t^2 - k_2^2}} \frac{t^2}{k_2^2} dt \begin{vmatrix} \sin n\varphi \\ \cos n\varphi \end{vmatrix}. \quad (5)$$

Здесь

$$A_n^{(1)}(\rho, t) = \frac{2n}{t\rho} J_n(t\rho) J_n(tl);$$

$$A_n^{(2)}(\rho, t) = -2J_n'(t\rho) J_n(tl) \delta_n; \quad \delta_n = \begin{cases} 1/2, & n=0 \\ 1, & n \neq 0 \end{cases}$$

Потенциалы прошедшей и рассеянной волн, исходя из разложения первичной волны, ищем в следующем виде

$$\psi_g = \sum_{n=0}^{+\infty} d_n J_n(k_1 \rho) \sin n\varphi \cdot a; \quad \psi_s = \sum_{n=0}^{+\infty} b_n H_n^{(1)}(k_2 \rho) \sin n\varphi \cdot a;$$

$$A_g = \sum_{n=0}^{+\infty} \int_0^{+\infty} c_n(t) J_n(\rho t) \frac{e^{-|z|\sqrt{t^2 - k_1^2}}}{\sqrt{t^2 - k_1^2}} dt \cdot \cos n\varphi \cdot a \quad (6)$$

$$A_s = \sum_{n=0}^{+\infty} \int_0^{+\infty} a_n(t) H_n^{(1)}(\rho t) \frac{e^{-|z|\sqrt{t^2 - k_2^2}}}{\sqrt{t^2 - k_2^2}} dt \cdot \cos n\varphi \cdot a.$$

Легко проверить подстановкой, что данные выражения удовлетворяют уравнениям (2). Коэффициенты  $a_n(t)$ ,  $c_n(t)$ ,  $b_n$ ,  $d_n$  определяются из системы граничных условий (3). Нас интересует поле рассеянной сдвиговой волны, т.е. коэффициент  $a_n(t)$

$$a_n(t) = i \frac{t^2}{k_2^2} \tilde{a}_n(t) = i \frac{t^2}{k_2^2} \frac{G_i \alpha_i F_i \nu_j - F_i \beta_j G_j \xi_j}{G_i \alpha_{i+3} F_j \beta_j - G_i \alpha_i F_j \beta_{j+3}}. \quad (7)$$

Здесь опущен знак суммирования по повторяющимся индексам от 1 до 3 и введены обозначения

$$R_n^{(m)}(\rho) = \begin{cases} J_n^{(m)}(\rho), & m = 1, 3, 5 \\ H_n^{(1)}(\rho), & m = 2, 4, 6 \end{cases}$$

$$G_3 = F_3 = 1; \quad \nu_3 = - \left[ K_2 - \frac{2}{3} \mu_2 \right] \left( n A_n^{(2)} - A_n^{(1)} - B_n^{(1)} \right) + 2 \mu_2 B_n^{(1)};$$

$$\nu_3 = \mu_2 \left( -A_n^{(2)} + A_n^{(1)} \right) n + B_n^{(2)}; \quad B_n^{(1,2)} = \left[ \frac{\partial}{\partial \rho} A_n^{(1,2)}(t, \rho) \right]_{\rho=a};$$

$$A_n^{(1,2)} = A_n^{(1,2)}(t, a);$$

$$\text{для } m = 1, 2 \quad G_m = \frac{1}{\Delta} \left[ \left( K_m + \frac{3}{4} \mu_m \right) k_{lm}^2 a^2 R_n^{(m)''}(k_{lm} a) + \left( K_m - \frac{2}{3} \mu_m \right) \cdot \right.$$

$$\left. \cdot \left[ k_{lm} a R_n^{(m)'}(k_{lm} a) - n^2 R_n^{(m)}(k_{lm} a) \right] \right];$$

$$F_m = \frac{1}{\Delta} 2 \mu_m n \left[ k_{lm} a R_n^{(m)'}(k_{lm} a) - R_n^{(m)}(k_{lm} a) \right];$$

$$\Delta = n \left[ k_{l_2} a H_n^{(1)'}(k_{l_2} a) J_n(k_{l_1} a) - k_{l_1} a J_n'(k_{l_1} a) H_n^{(1)}(k_{l_2} a) \right];$$

$$\alpha_m = \beta_m = (-1)^{m+1} \left[ k_{lm} a R_n^{(m+1)'}(k_{lm} a) J_n'(at) at - n^2 R_n^{(m+1)} \cdot \right. \\ \left. \cdot (k_{lm} a) J_n(at) \right];$$

$$\nu_m = \xi_m = (-1)^{m+1} \left[ k_{lm} a A_n^{(2)} R_n^{(m)'}(k_{lm} a) - A_n^{(1)} R_n^{(m)}(k_{lm} a) n \right];$$

$$\text{для } m = 3, 6 \quad \alpha_m = 2 \mu_{m/3} n \left[ R_n^{(m)}(at) - at R_n^{(m)'}(at) \right];$$

$$\beta_m = \mu_{m/3} \left[ -n^2 R_n^{(m)}(at) + at R_n^{(m)'}(at) - a^2 t^2 R_n^{(m)''}(at) \right];$$

для  $m = 4, 5 \quad j = 6 - m$

$$\alpha_m = \beta_m = (-1)^m \left[ k_{lj} a R_n^{(m)'}(k_{lj} a) H_n^{(1)'}(at) at - n^2 H_n^{(1)}(at) R_n^{(m)} \cdot \right. \\ \left. \cdot (k_{lj} a) \right].$$

Таким образом, поле смещений рассеянной волны имеет вид

$$\begin{bmatrix} U \\ \varphi \\ U \\ \rho \end{bmatrix}^{(s)} = -\frac{i}{x_0^2} \sum_{n=0}^{+\infty} \int_0^{+\infty} \tilde{a}_n(x) \begin{bmatrix} H_n^{(1)'}\left(\frac{\rho}{a}x\right) \\ H_n^{(1)}\left(\frac{\rho}{a}x\right) \end{bmatrix} x \cdot \frac{\exp\left[-\frac{|z|}{a}\sqrt{x^2-x_0^2}\right]}{\sqrt{x^2-x_0^2}} x^2 dx, \begin{bmatrix} \cos n\varphi \\ n \sin n\varphi \end{bmatrix}; \quad x=at; \quad x_0=k_2 a. \quad (8)$$

Используя асимптотические формулы для бесселевых функций [14, 15], можно легко показать сходимость полученного решения.

**Численные расчеты эффекта экранирования сейсмических волн.** Для вычисления значений смещений в каждой точке  $(\rho, \varphi, z)$  мы должны найти сумму ряда (8). Из предыдущего рассмотрения ясно, что основной вклад дают вычисления в треугольнике  $x \leq x_0, n < x$ . Объем вычислительной работы определяется параметром  $x_0$ . Перепишем интеграл из (8) в следующем виде

$$J = \frac{1}{i} \int_0^{x_0} \tilde{a}_n[\rho(x)] \begin{Bmatrix} H_n^{(1)'}[\bar{\rho}(x)]\rho(x) \\ H_n^{(1)}[\bar{\rho}(x)] \end{Bmatrix} \rho(x) e^{-i\frac{z}{a}x} dx + \\ + \int_0^{+\infty} \tilde{a}_n[q(x)] \begin{Bmatrix} H_n^{(1)'}[\bar{q}(x)]q(x) \\ H_n^{(1)}[\bar{q}(x)] \end{Bmatrix} q(x) e^{-\frac{|z|}{a}x} dx,$$

где  $\rho(x) = \sqrt{x_0^2 - x^2}$ ,  $q(x) = \sqrt{x_0^2 + x^2}$ ,  $\bar{\rho}(x) = \frac{\rho}{a}\rho(x)$ ,  $\bar{q}(x) = \frac{\rho}{a}q(x)$ .

Второй интеграл можно приближенно вычислить, например, по формуле Симпсона, первый же интеграл содержит быстро осциллирующую функцию  $\exp(-i\frac{z}{a}x)$  и прямое численное интегрирование требует очень малой величины шага. Поэтому аппроксимируем выражения

$$y_n(x) = \tilde{a}_n[\rho(x)] \begin{Bmatrix} H_n^{(1)'}[\bar{\rho}(x)]\rho(x) \\ H_n^{(1)}[\bar{\rho}(x)] \end{Bmatrix} \rho(x)$$

отрезками парабол, проходящих через  $y_n(\bar{x}_{2k})$ ,  $y_n(\bar{x}_{2k+1})$  и  $y_n(\bar{x}_{2k+2})$ , и возьмем интегралы по интервалам  $[\bar{x}_{2k}, \bar{x}_{2k+2}]$ ,  $k=0, 1, \dots, M$ .

$$\int_{\bar{x}_{2k}}^{\bar{x}_{2k+2}} y_n(x) \exp(-i\frac{|z|}{a}x) dx; \quad \bar{x}_0=0, \bar{x}_{2M+2}=x_0.$$

В результате получим следующую вычислительную формулу

$$\begin{bmatrix} u_{\varphi}^{(s)} \\ u_{\rho}^{(s)} \end{bmatrix} = -\frac{1}{x_0^2} \sum_{n=0}^P \left\{ \sum_{k=0}^M \exp(-i \frac{|z|}{a} \bar{x}_{2k+1}) (A y_n(\bar{x}_{2k}) + B y_n(\bar{x}_{2k+1}) + C y_n(\bar{x}_{2k+2})) + \frac{L}{6R} \left[ F(0) + F(L) + 2 \sum_{k=1}^{R-1} F(\bar{x}_{2k}) + 4 \sum_{k=0}^{R-1} F(\bar{x}_{2k+1}) \right] \right\} \times \begin{bmatrix} \cos n\varphi \\ n \sin n\varphi \end{bmatrix} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \text{Здесь } A &= \frac{a}{|z|} \sin \frac{|z|}{a} \Delta x \left( -i + \frac{a}{|z|} \frac{1}{\Delta x} + 2i \frac{a^2}{|z|^2} \frac{1}{(\Delta x)^2} \right) + \\ &+ \frac{a}{|z|} \cos \frac{|z|}{a} \Delta x \left( -i + \frac{2a}{|z|} \frac{1}{\Delta x} \right); \end{aligned}$$

$$B = 4i \frac{a}{|z|} \sin \frac{|z|}{a} \Delta x \left( 1 - \frac{a^2}{|z|^2} \frac{1}{(\Delta x)^2} \right) - \frac{4a^2}{|z|^2} \frac{1}{(\Delta x)^2} \cos \frac{|z|}{a} \Delta x;$$

$$C = A + 2i \frac{a}{|z|} \cos \frac{|z|}{a} \Delta x - \frac{2a^2}{|z|^2} \frac{i}{\Delta x} \sin \frac{|z|}{a} \Delta x;$$

$$\Delta x = \bar{x}_{2k+1} - \bar{x}_{2k}.$$

Значения  $P$ ,  $M$ ,  $L$  и  $R$  определяются точностью вычислений.

Для расчета смещений необходимо задать следующие величины:

$$\frac{l}{a}, \frac{\rho}{a}, \frac{z}{a}, K_2, \mu_2, k_2 a, \operatorname{Re} \mu_1, \operatorname{Im} \mu_1, K_1, \operatorname{Re} k_1 a \text{ и } \operatorname{Im} k_1 a.$$

Окружающую неоднородность среду мы считаем упругой и, кроме того, пренебрегаем релаксацией модуля объемного сжатия вещества неоднородности. Величины  $l/a$ ,  $\rho/a$  и  $z/a$  должны соответствовать условиям наблюдений, модули  $K_2$  и  $\mu_2$  определяются средними значениями скоростей  $v_2 = 4,5$  км/с,  $v_{I_2} = 7,65$  км/с и средней плотностью  $\bar{\rho} = 3,0 \div 3,3$  г/см.<sup>3</sup>

Последние пять параметров определяются типом механической модели магматического очага. Известно, что в условиях высоких давлений расплавленная фаза появляется в виде межзерновых пленок и капельных включений на границах зерен [16, 17], причем межзерновые пленки оказывают значительно более сильное влияние на падение скоростей и возрастание поглощения упругих волн, чем изолированные жидкие включения [16]. Поэтому в качестве механической модели вещества очага на обычных сейсмических частотах естественно выбрать максвелловские тела, соответствующие среде, состоящей из упругих зерен с жидкими прослой-

ками [18]. Кроме того, мы рассмотрим модель с малым модулем сдвига  $\text{Re}\mu_1 \ll \mu_2$ , соответствующую магме с преобладанием расплава.

Для модели Максвелла

$$\text{Re}\mu_1 = \frac{\mu\omega^2\tau^2}{1+\omega^2\tau^2}; \quad \text{Im}\mu_1 = \frac{\mu\omega\tau}{1+\omega^2\tau^2};$$

$$\text{Re}k_{I_1} a_1 = \frac{\omega a}{c_{I_1}} \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{\sqrt{1+\sqrt{1+a^2}}}{\sqrt{1+a^2}};$$

$$\text{Im}k_{I_1} a = \frac{\omega a}{c_{I_1}} \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{\sqrt{-1+\sqrt{1+a^2}}}{\sqrt{1+a^2}}.$$

Здесь  $a = \frac{\omega\tau}{\mu}$ .

$$\frac{K_1}{\mu} (1+\omega\tau)^2 + \frac{4}{3} \omega^2 \tau^2$$

Для модели с малым модулем сдвига положим  $\text{Re}\mu_1 = 0,08\mu_2$ . В этом случае влияние поглощения на волновую картину будет несущественным и, для простоты, положим  $\text{Im}\mu_1 = 0$ , а  $\text{Im}k_{I_1} a = 0$ , а  $\text{Re}k_{I_1} a = \omega a/c_{I_1} \cdot K_1$  возьмем близким к модулю объемного сжатия жидкости  $\sim 1,2 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup>.

Для нахождения смещений по формуле (11) необходимо задать сетку значений бесселевых функций. Вычисления производились для  $x_0 \leq 5,6$  на ЭВМ "Мир", а для больших значений  $x_0$  на БЭСМ-6, в первом случае значения бесселевых функций действительного аргумента брались из таблиц [19–21], а во втором вычислялись по стандартным программам. Для вычисления значений бесселевых функций комплексного аргумента использовалась теорема сложения [14]

$$J_n(k_{I_1} a) = J_n(\kappa + i\gamma) = \sum_{m=-\infty}^{+\infty} i^m J_{n-m}(\kappa) I_m(\gamma),$$

и в этом разложении удерживались члены до  $O(\gamma^5)$ , так как  $\gamma \ll 1$ . При заданных параметрах формула (11) позволяет найти смещения рассеянной волны  $\vec{u}^{(s)}$  в каждой точке  $(\rho, \varphi, z)$ . Обычно же в практических наблюдениях используется неподвижный приемник, а регистрация колебаний от различных землетрясений позволяет получить зависимости динамических характеристик от азимута на эпицентр  $\xi$ . Координата  $\xi$  связана с углом  $\varphi$  следующим соотношением (рис. 2)

$$\xi = \xi_0 - \arcsin \frac{l \sin \varphi}{\sqrt{\rho^2 + l^2 - 2\rho l \cos \varphi}}. \quad (12)$$

Разрешая (12) относительно  $\varphi$ , получим формулу перехода от  $\varphi$  к  $\xi$

$$\varphi = \arccos \left[ \frac{\rho}{l} \sin^2(\xi_0 - \xi) - \cos(\xi_0 - \xi) \sqrt{1 - \left(\frac{\rho}{l}\right)^2 \sin^2(\xi_0 - \xi)} \right].$$

Задавая  $\xi$  и  $l$ , мы определяем соответствующее значение угла  $\varphi$ , для которого проводим вычисления по формуле (11). В результате мы получаем зависимости модуля и аргумента отношения смещений суммарной и первичной волны от азимута на эпицентр.

$$\Psi = \left| u_{\varphi} / u_{\varphi}^{(n)} \right| ; \varphi = \left( \arg(u_{\varphi} / u_{\varphi}^{(n)}) \right).$$

Для целей сопоставления численных расчетов с данными наблюдений, в первую очередь, важны зависимости  $\Psi(\xi)$  для различных моделей цилиндра, а также зависимости  $\Psi(k_2 a)$  и  $\phi(k_2 a)$  для значений  $\xi$ , близких к  $\xi_0$ . Полученные численные данные представлены на рис. 3–4.

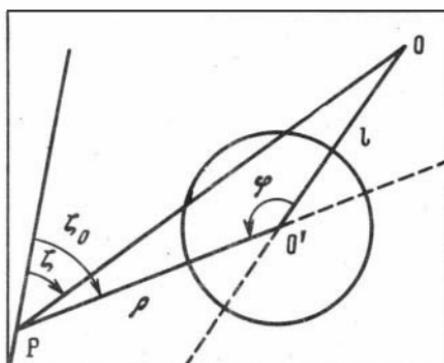


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая исследование сходимости решений

**Сравнение расчетных данных с результатами наблюдений.** Решение стационарной задачи позволяет в результате довольно обширных вычислений получать зависимости  $\Psi(\xi)$  и  $\phi(\xi)$  для заданных волновых чисел. При наблюдении импульсного сейсмического поля основной экспериментальной

величиной является  $k = \frac{A_1}{T_1} / \frac{A_0}{T_0}$ , где  $A_1$  и  $A_0$  — максимальные амплитуды,

а  $T_1$  и  $T_0$  — видимые периоды записей станции, расположенной в зоне регистрации аномального эффекта и эталонной станции, соответственно. Прямое сопоставление рассчитанных зависимостей с экспериментальными провести нельзя из-за того, что спектральный анализ сейсмологических данных не проводился. Переход к нестационарной задаче, в принципе, обеспечивается вычислением интеграла Фурье

$$f_1(t, \xi) = \int_{-\infty}^{+\infty} \Psi(\omega, \xi) G(\omega) e^{i\phi(\omega, \xi)} e^{i\omega t} d\omega, \quad (13)$$

$G(\omega)$  — спектр записи на эталонной станции (с внесенной поправкой на возможную разность эпицентральных расстояний для эталонной станции и приемника аномального эффекта).

Однако практически из-за огромного объема вычислений определить  $f_1(t, \xi)$  путем расчета величин  $\Psi(\omega, \xi)$  и  $\phi(\omega, \xi)$  для достаточно большого числа частот не представляется возможным. Поэтому применим при-

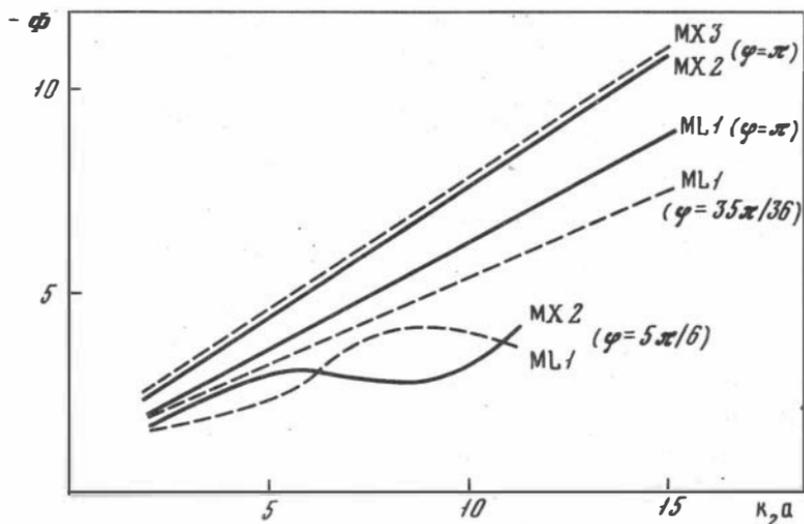


Рис. 3. Зависимость аргумента отношения  $u_\varphi/u_\varphi^{(n)}$  от дифракционного параметра  $k_2 a$  для различных моделей цилиндра MX2:  $\tau = 2,2$  сек,  $\mu = 0,45 \cdot 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup>; MX3:  $\tau = 1,6$  сек,  $\mu = 0,40 \cdot 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup>; ML1:  $\text{Re}\mu_1 = 0,08 \mu_2$ ,  $\text{Im}\mu_1 = 0$

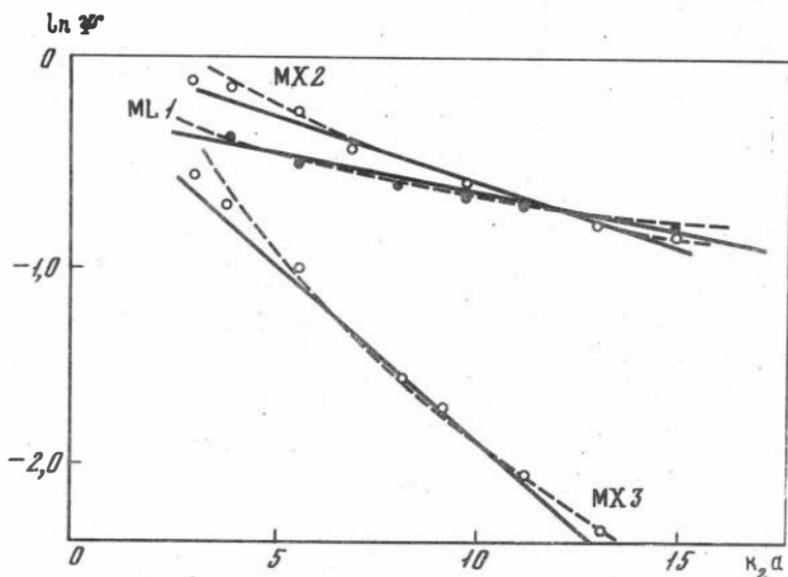


Рис. 4. Зависимость модуля отношения  $u_\varphi/u_\varphi^{(n)}$  от дифракционного параметра  $k_2 a$  для различных моделей цилиндра

лиженный подход, основанный на возможности определенной аппроксимации записей от близких землетрясений и зависимостей  $\Psi(k_2 a)$  и  $\phi(k_2 a)$  для азимутов  $\xi$ , близких к  $\xi_0$ . Действительно, из рис. 3 видно, что для  $\xi$ , близких к  $\xi_0$ , фаза  $\phi(k_2 a)$  растет практически линейно с частотой для рассматриваемых моделей, в то время как для  $\varphi = 155^\circ$  (если  $l = 5a$ ,  $\Delta\xi = 8^\circ 20'$ )  $\phi(k_2 a)$  испытывает сильные осцилляции. Рассчитанные значения модуля  $\Psi(k_2 a)$  при  $x_0 \geq 5$  хорошо ложатся на кривые вида  $\exp(-c\sqrt[3]{k_2 a} + d)$  (пунктирные линии), которые соответствуют первым членам разложений, получаемых асимптотическими методами [22, 23]. Из рис. 4 видно, что  $\psi(k_2 a)$  может быть аппроксимировано функцией  $\exp(-p\omega + q)$  (сплошные линии) с достаточной точностью (до 5% в пределах  $5 \leq x_0 \leq 15$  и до 10% в пределах  $4 \leq x_0 \leq 15$ ). Это согласуется с выводами работы [24], в которой исследовался вопрос о возможности линейно-экспоненциальной аппроксимации спектральных характеристик среды с коэффициентом поглощения

$$a(\omega) = k\omega^n.$$

С учетом линейной аппроксимации фазы и линейно-экспоненциальной аппроксимации модуля  $\Psi(k_2 a)$  интеграл (13) переписется в виде

$$f_1(t' + c, \xi) = \int_{-\infty}^{+\infty} G(\omega) \exp(-a|\omega| + c) \exp(i\omega t') d\omega.$$

Здесь произведена замена  $t = t' + c$ . Пусть запись на эталонной станции представляет собой импульс

$$f_0(t) = A_0 e^{-bt^2} \cos \omega_0 t; \quad (14)$$

которому соответствует гауссовский спектр

$$G(\omega) = A_0 \frac{\sqrt{\pi}}{2\sqrt{b}} \exp\left[-\frac{1}{4b}(\omega - \omega_0)^2\right]. \quad (15)$$

Тогда спектр импульса, регистрируемого в зоне тени, будет также гауссовским

$$\tilde{G}(\omega) = A_1 \frac{\sqrt{\pi}}{2\sqrt{b}} \exp\left[-\frac{1}{4b}(\omega - \omega_1)^2\right], \quad (16)$$

а сам импульс будет следующим:

$$f_1(t, \xi) = A_1 \exp\left[-b(t - c)^2\right] \cos \omega_1 (t - c). \quad (17)$$

Легко видеть, что несущая частота  $\omega_1 < \omega_0$ . В целях сопоставления численных результатов для стационарных задач с экспериментальными данными установим некоторые соотношения для максимальных амплитуд импульсов  $A_1$  и  $A_0$  спектральных амплитуд несущих частот. Из (14) —

(17) находим, что

$$[f_0(t)]_{\max} = f_0(0) = A_0; \quad [f_1(t)]_{\max} = f_1(c) = A_1;$$

$$[G(\omega)]_{\max} = G(\omega_0) = \frac{\sqrt{\pi}}{2\sqrt{b}} A_0;$$

$$[\tilde{G}(\omega)]_{\max} = \tilde{G}(\omega_1) = \frac{\sqrt{\pi}}{2\sqrt{b}} A_1.$$

Возьмем отношения спектральных амплитуд двух импульсов на частотах  $\omega_0$  и  $\omega_1$ .

$$\frac{\tilde{G}(\omega_0)}{G(\omega_0)} < \frac{\tilde{G}(\omega_1)}{G(\omega_0)} = \frac{A_1}{A_0};$$

$$\frac{\tilde{G}(\omega_1)}{G(\omega_1)} > \frac{\tilde{G}(\omega_1)}{G(\omega_0)} = \frac{A_1}{A_0}.$$

(18)

Неравенства (18) позволяют произвести отбор рассчитанных моделей. Модели, удовлетворяющие экспериментальным данным, должны удовлетворять неравенствам

$$\Psi(\omega_1) < \frac{A_1}{A_0} < \Psi(\omega_0).$$

Сравнение расчетов с данными наблюдений проведено для Корякского вулкана на Камчатке, дающего наиболее яркий аномальный эффект (рис. 5). Все кривые рассчитаны при  $l = 5a$ . В работах по сейсмологическому "просвечиванию" обычно не учитывают влияние параметра  $l$  на координату  $\varphi$  и кривые зависимостей динамических характеристик от азимута на эпицентр строят по точкам, соответствующим широкому диапазону изменения  $l$ . Это допущение оправдано при значениях  $\xi$ , близких к  $\xi_0$ . Действительно, в этом случае  $\sin(\xi - \xi_0) \approx \xi - \xi_0$  и, если выполняется условие  $\rho/l(\xi_0 - \xi) \ll 1$ , то  $\varphi \approx \pi - (\xi_0 - \xi)$ . Можно оценить максимальную ошибку  $(\Delta\varphi)_{\max}$

$$(\Delta\varphi)_{\max} = \varphi(\xi^{\min}, l_{\min}) - \varphi(\xi^{\min}, l_{\max}).$$

За  $\xi^{\min}$  примем угол, соответствующий границе геометрической тени

$$\xi_0 - \xi^{\min} = \arcsin \frac{a}{\rho}. \quad \text{Тогда } (\Delta\varphi)_{\max} = \bar{\varphi}(l_{\max}) - \bar{\varphi}(l_{\min}), \text{ где}$$

$$\bar{\varphi}(l) = \frac{a}{\rho} \cdot \frac{a}{l} - \sqrt{1 - \left(\frac{a}{\rho}\right)^2} \sqrt{1 - \left(\frac{a}{l}\right)^2}.$$

Для данных А.И. Фарберова по Корякскому вулкану [6]  $a/\rho \approx 1/10$  и

$$\frac{a}{l_{\min}} \approx \frac{1}{5}, \quad \frac{a}{l_{\max}} \approx \frac{1}{10}, \quad (\Delta\varphi)_{\max} \approx 20', \text{ и влиянием изменения } l \text{ в указанных}$$

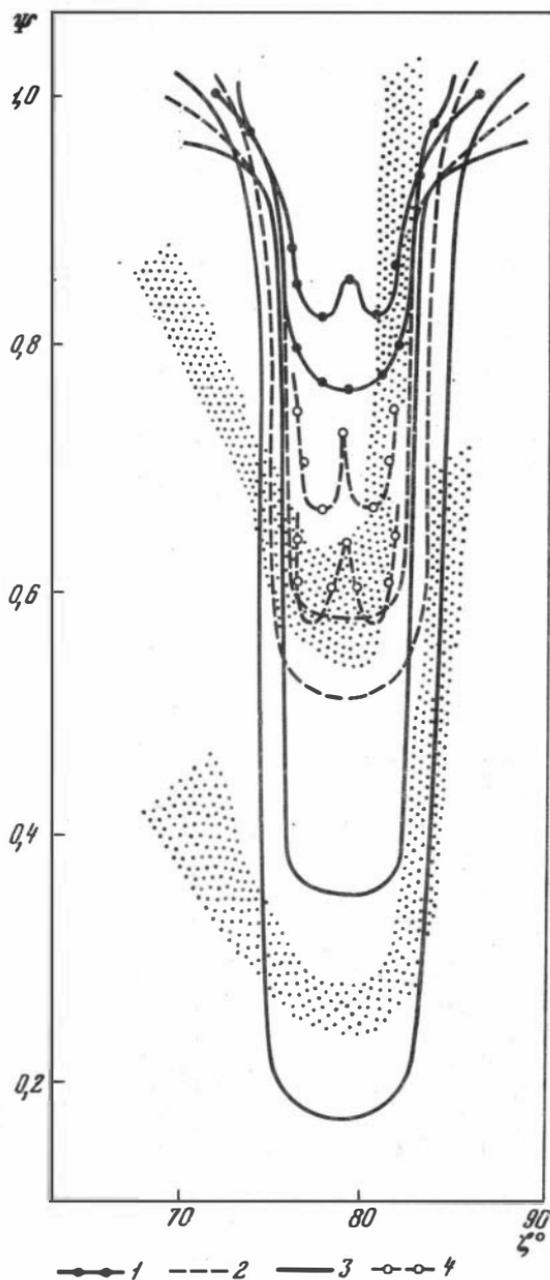


Рис. 5. Сравнение результатов расчета эффекта экранирования поперечных сейсмических волн цилиндрическим очагом и данных наблюдений А.И. Фарберова для Корякского вулкана. Верхняя область, отмеченная точками, — данные по землетрясениям с глубинами эпицентров 0—60 км, нижняя область — данные по землетрясениям с глубинами эпицентров 60—120 км

1 — МХ1, 2 — МХ2, 3 — МХ3, 4 — МЛ1

пределах, очевидно, можно пренебречь. Из рис. 5 видно, что экспериментальным данным, полученным по землетрясениям с глубиной очага  $0 < z < 60$  км, удовлетворяют модель с малым модулем сдвига и максвелловская модель с  $\tau = 2,2$  сек и  $\mu = 0,45$  Мбар. Для землетрясений с большей глубиной очага  $60 \text{ км} < z < 120$  км эффект экранирования усиливается, и из максвелловских моделей данным наблюдений отвечает модель с  $\tau = 1,6$  с и  $\mu = 0,40$  Мбар. Полученные результаты допускают двойкую геофизическую интерпретацию:

1) частичное плавление в нижних горизонтах очага (максвелловская модель) и сильное расплавление на глубинах  $z \leq 60$  км, соответствующее уменьшению модуля сдвига на порядок;

2) частичное плавление во всем магматическом очаге с увеличением концентрации жидкой фазы с глубиной (уменьшение времени релаксации  $\tau$ ).

Двойственность интерпретации вызвана возможностью объяснения имеющихся в настоящее время экспериментальных данных как эффектом поглощения, так и эффектом дифракции на "мягком" цилиндре. Разрешение этой альтернативы может быть получено на основе новых экспериментальных данных и результатах их спектрального анализа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, 106, № 4.
2. Горшков Г.С. Некоторые вопросы теории вулканологии. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1958, № 11.
3. Gorshkov G.S. Prediction of volcanic eruptions and seismic methods of location of magmatic chambers. — Bull. Volcan., 1971, v. XXXV—1.
4. Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966.
5. Farberov A.I., Garelichik V.I. Anomalous seismic effect under volcanoes and some features of deep-seated structure of volcanic areas. — Bull. Volcan., 1971, v. XXXV—1.
6. Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974.
7. Токарев П.И., Зобин В.М. Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов Камчатки. — Бюлл. вулканолог. ст., 1970, № 6.
8. Болдырев С.А. Спектральные характеристики упругих волн от близких землетрясений и поглощение свойства верхней мантии под группой Камчатских вулканов. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
9. Фирстов П.П., Широков В.А. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
10. Matumoto T., Ward P. Microearthquake study of mount Katmai and vicinity Alaska. — J. Geophys. Res., 1968, v. 72, N 10.
11. Nishimura E., Kamitsuku A., Kishimoto Y. Some problems on Poissons ratio in the Earth's crust. — Tellus, 1960, v. 12, N 2.
12. Жарков В.Н., Паныков В.А., Калачников А.А., Осняч А.И. Введение в физику Луны. М.: Наука, 1969.
13. Лян А. Математическая теория упругости. М.: ОНТИ, 1949.
14. Ватсон Т. Теория бесселевых функций. М.: ИЛ, 1949.

15. Джеффрис Г., Свирлс Б. Методы математической физики. М.: Мир. 1970. Вып. 3.
16. Stocker R.L., Gordon R.B. Propagation of sound in rock containing fluid phase. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, v. 50, N 4.
17. Гранск Е.Н., Оја R.V. Experimental studies of anetexis. — 21st Inter. Geol. Congr., 1960, Copenhagen, 1960, pt 14, p. 16—29.
18. Рэйнер М. Реология. М.: ИЛ, 1965.
19. Чистова Э.А. Таблицы функций Бесселя от действительного аргумента и интегралы от них. М.: Физматгиз, 1958.
20. Фаддеева В.Н., Гавурин М.К. Таблицы функций Бесселя. М.: Физматгиз, 1950.
21. Библиотека математических таблиц. М.: ВЦ АН СССР, 1960. Вып. 12.
22. Хенл Х., Мауэ А., Вестфаль К. Теория дифракции. М.: Мир. 1964.
23. Duwalo G., Jacobs I. Effect of a liquid core on the propagation of seismic waves. — Canad. J. Phys., 1959, v. 37, p. 109.
24. Авербух А.Г. Влияние поглощения и дисперсии на распространение узкополосных квазимонохроматических импульсов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Г.С. Горшков (1921—1975)</i> . . . . .	3
<i>В.С. Соболев</i> . Козситовые (кварцевые) эклогиты как источник мантийных магм, богатых кремнеземом . . . . .	7
<i>А.А. Ярошевский</i> . О дифференциации магматического расплава в гравитационном поле . . . . .	12
<i>Б.Г. Поляк, С.*Тораринссон</i> . Энергетика вулкана Гекла (Исландия) . . . . .	23
<i>О.Б. Селянгин, О.А. Брайцева, И.А. Егорова, Л.Д. Сулержицкий, И.А. Несмачный</i> . Геологические и тефрохронологические исследования современного вулкана . . . . .	31
<i>И.Т. Кирсанов</i> . Экструзивные извержения на вулкане Безымянном в 1965—1974 гг. и их геологический эффект . . . . .	50
<i>Г.О. Тазиев</i> . О механизме фреатических извержений . . . . .	70
<i>А.Л. Хренов</i> . Кристаллизация базальтового расплава в процессе извержения . . . . .	76
<i>И.Т. Кирсанов, И.А. Марков</i> . Эволюция базальтов в процессе формирования Ключевского вулкана . . . . .	80
<i>А.А. Важевская</i> . Особенности ареального вулканизма Камчатки . . . . .	97
<i>А.А. Таракановский</i> . Соотношение ареального и центрального типов вулканизма . . . . .	108
<i>В.Н. Скороходов</i> . Динамика развития кольцевых структур на примере камчатских вулканов Уксичан, Крашенинникова и Малый Семячик . . . . .	117
<i>И.В. Мелекесцев</i> . Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения . . . . .	125
<i>В.Н. Шаряпов, И.Б. Симбирев, И.Г. Симбирева</i> . Блоковая структура Южной Камчатки и связь с ней вулканизма верхнеэоцено-четвертичного возраста . . . . .	156
<i>О.Н. Волюнец</i> . Гетеротакситовые лавы и пемзы (к проблеме смешения магматических расплавов) . . . . .	181
<i>С.А. Щека, О.Н. Волюнец</i> . Реакция оливин + анортит в габброидных включениях вулкана Кихпинич (Камчатка) . . . . .	197
<i>И.Т. Бакуменко, В.П. Чупин, О.Н. Косухин</i> . Условия генерации и кристаллизации магм кислого состава . . . . .	206
<i>Л.И. Панина, Н.Г. Подгорных</i> . Температуры кристаллизации минералов в карбонатах щелочно-ультраосновных комплексов . . . . .	222
<i>А.И. Фарберов, А.И. Левыкин, А.О. Глико, В.В. Вавакин</i> . Упругие параметры двухкомпонентных сред в интервале размягчения аморфной фазы под давлением . . . . .	231
<i>А.О. Глико</i> . Оценки упругих и неупругих параметров вещества магматических очагов по данным сейсмологического "просвечивания" . . . . .	243,

УДК 552.48

**Козситовые (кварцевые) эклогиты как источник мантийных магм, богатых кремнеземом. Соболев В.С. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.**

Открытие козситовых эклогитов в Северной Якутии (1976 г.) и козситовых гроспидитов в Южной Африке (1977 г.) является важным этапом в познании мантии и подтверждает гипотезу образования кислых и средних магм за счет подобных пород. Растворение избыточного  $\text{SiO}_2$  в пироксене за счет компонента  $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ , установленное экспериментально, относится лишь к системам с относительным избытком Са ( $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} \geq 50\%$ ). При повышении давления большинство обычных базальтов должно превращаться в кварцевые (козситовые) эклогиты с обычными пироксенами без существенного сдвига эклогитового барьера. Повышение содержания альбитового компонента в базальте увеличивает количество образующегося свободного кремнезема, в то время как  $\text{K}_2\text{O}$ , входящее в санидин (также установленный в глубинных включениях), уменьшает количество свободного  $\text{SiO}_2$ . Илл. 1, библиография: 15 назв.

УДК 552.11

**О дифференциации магматического расплава в гравитационном поле. Ярошевский А.А. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.**

Численным методом на ЭВМ рассчитано гравитационное равновесие гомогенного семикомпонентного расплава базальтового и гранитного составов. Показано, что в случае достижения равновесия в поле тяжести магматический расплав должен заметно изменяться по составу в вертикальном направлении. Полученные данные сопоставлены с закономерностями изменения состава вулканических серий магматических пород. Сопоставление выявило противоположную тенденцию распределения отношений содержаний ряда элементов в зависимости от содержания кремнезема и обосновало вывод о том, что гравитационная диффузия как механизм магматической дифференциации не имеет реального петрологического значения. Табл. 3. Библиография: 30 назв. Илл. 4.

УДК 551.21

**Энергетика вулкана Гекла (Исландия). Поляк Б.Г., Тораринсон С. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.**

С энергетической точки зрения рассмотрена деятельность Геклы в течение голоцена. Установлено, что мощность физического механизма, обеспечивающего активность вулкана, лежит в диапазоне  $(0,5-3,2) \cdot 10^8$  кал/с. Флюктуации мощности глубинного источника коррелируются с изменениями величины эксплозивного индекса, снижающегося с ростом интенсивности теплового питания вулкана. Табл. 1. Библиография: 19 назв. Илл. 3.

УДК 551.21.

**Геологические и тефрохронологические исследования современного вулкана. Селянгин О.Б., Брайцева О.А., Егорова И.А., Сулержицкий Л.Д., Несмачный И.А. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.**

Детально освещаются геология, тефростратиграфия и абсолютная хронология (по  $\text{C}^{14}$ ) Малого Семьячика — одного из действующих вулканов Восточной вулканической зоны Камчатки. Установлен прерывисто-непрерывный циклический характер вулканического процесса, слагаю-

щегося из серии пульсаций активности различного порядка. Длинно-периодные (3,5–4,5 тыс. лет) пульсации-циклы совпадают с этапами основных структурно-морфологических преобразований в ходе формирования постройки, обнаруживая причинную зависимость циклического режима вулканизма от наличия определенных пределов роста вулканических конусов, близко соответствующих уровню гидростатического равновесия магмы. Достижение пределов роста конуса с необходимостью вызывает перестройку системы питания вулкана либо путем латерального смещения канала, либо снижением его высоты путем эксплозивной деструкции постройки. В связи с циклическостью вулканизма обсуждаются вариации состава пород, приводится оценка интенсивности вулканической деятельности за 12 тыс. лет. Табл. 1. Библ. 13 назв. Илл. 6.

#### УДК 551.21

**Экструзивные извержения на вулкане Безымянном в 1965–1974 гг. и их геологический эффект.** Кирсанов И.Т. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

В статье коротко анализируется характер извержений вулкана Безымянного до 1965 г. Показывается роль Г.С. Горшкова в его изучении и новый подход к расшифровке генезиса пирокластических образований. На основе аэрофотосъемки и наземных исследований приводится схема строения купола Новый после извержения в 1965 г. Детально описывается динамика чисто экструзивного и эксплозивно-экструзивного извержений в 1966–1968 и 1969–1974 гг. Проводится анализ вулканотектонических и сейсмических явлений, сопровождающих извержение. На схемах и разрезах, составленных последовательно во времени, показаны все особенности и сложности формирования внутрикратерных экструзий, а также геологический и энергетический эффекты извержения. Табл. 1. Библ. 20 назв. Илл. 10.

#### УДК 551.23

**О механизме фреатических извержений.** Тазиев Г. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

Фреатические извержения принципиально отличны по своему механизму от магматических эксплозий. Из-за некоторого внешнего сходства этих явлений их природа может быть определена неверно, что произошло при усилении активности вулкана Суфриер (Гваделупа) в 1976 г. и, вероятно, во многих других случаях. Описаны особенности извержения Суфриера и кратко рассмотрены пять возможных механизмов фреатических извержений. Библ. 10 назв.

#### УДК 551.217

**Кристаллизация базальтового расплава в процессе извержения.** Хренов А.П. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

На примере побочных извержений вулканов Алаид и Тятя показано, что кристаллизация расплава проходит в два этапа. По мере поступления расплава на поверхность в породах последовательно увеличивается кристалличность. В неравновесном процессе, к которому относится извержение, кристаллизация вкрапленников происходит в короткий срок и контролируется наряду с составом исходной магмы скоростью отделения летучих в верхней части магматического канала. Чем выше газосодержание расплава, тем менее благоприятны условия в канале вулкана для роста кристаллов. Увеличение количества вкрапленников и их размеров, главным образом за счет вкрапленников плагиоклаза, происходит в период ослабления эксплозивной активности, когда скорость

подъема расплава по каналу наименьшая. Кристаллизация основной массы микролитов и кристаллов не зависит от количества вкрапленников в расплаве и происходит после излияния лавового потока. Библ. 11 назв.

УДК 551.217

**Эволюция базальтов в процессе формирования Ключевского вулкана.** Кирсанов И.Т., Марков И.А. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

Ключевская сопка является типичным стратовулканом, конус которого имеет ярусное строение. Каждый ярус в рельефе склонов выражен ступенями. Последние сложены определенными комплексами пород, которые отражают характер деятельности вулкана на различных этапах его развития. Анализ средних составов пород по этапам позволяет проследить эволюцию расплава во времени. Наиболее показательными среди породообразующих окислов и минералов являются  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ , плагиоклаз, моноклинные и ромбические пироксены, среди микрокомпонентов —  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ . Некоторая эволюция базальтового расплава выявляется при сравнении продуктов датированных извержений (побочных кратеров (1932—1966 гг.) и в процессе одного извержения. В последнем случае изменение состава четко увязывается с динамикой процесса.

В целом породы Ключевского вулкана представлены мезо- и мегаплагиофоровыми базальтами, андезито-базальтами, а также высокоглиноземистыми и высокомагнезиальными (по составу приближающимися к толеитам континентального типа) базальтами. Показано, что исходной магмой для Ключевского вулкана являются высокоглиноземистые базальты, за счет фракционирования которых образуются, с одной стороны, андезито-базальты, с другой — толеиты. Дифференциация, по-видимому, происходит в магматическом очаге и лавоподводящем канале. Библ. 14 назв. Илл. 9.

УДК 551.21

**Особенности ареального вулканизма Камчатки.** Ва же ев с к а я А.А. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

В статье приводится сравнение масштабов и форм проявления ареального вулканизма различных структурных зон Камчатки. Основное внимание уделено петрологии базальтов, дан вывод о петрографическом сходстве ареальных базальтов различных структурных зон и об изменении их химизма в пределах Камчатки. Высказывается предположение о том, что зона генерации базальтовой магмы, давшей начало ареальному вулканизму под всей Камчаткой, имеет одинаковую глубину и находится выше сейсмофокальной зоны. Табл. 5. Библ. 14 назв. Илл. 2.

УДК 551.21

**Соотношение ареального и центрального типов вулканизма.** Т а р а к а н о в с к и й А.А. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

Предлагается более широкое толкование термина "ареальный вулканизм", основанное на общности характера подводящих каналов вулканов. На основании анализа тектонических структур земной коры вулканических районов Камчатки, а также вулканических аппаратов делается вывод об эволюции вулканизма от ареального к центральному. Библ. 25 назв. Илл. 3.

УДК 551.21

**Динамика развития кольцевых структур на примере камчатских вулканов Уксичан, Крашенинникова и Малый Семячик.** Скороходов В.Н. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

В статье рассмотрены некоторые вопросы динамики развития кольцевых вулканических структур. В качестве динамических характеристик глубинного вулканического процесса используются тепловая мощность и удельная тепловая мощность вулканов. По этим характеристикам проведено сравнение сходных этапов эволюции вулканов Уксичан, Крашенинникова и Малый Семячик. Изменение удельной тепловой мощности вулканов в процессе эволюции объясняется изменением условий переноса тепла в корневой зоне вулкана. Табл. 1. Библ. 14 назв. Илл. 2.

УДК 551.21 (551.24)

**Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения.** Мелекесцев И.В. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

Изучение гипсометрических, геоморфологических, тектонических, геологических карт и космических снимков позволило выявить характерную спиральную ориентировку в расположении вулканических островов, поднятий и зон разрывных тектонических нарушений в пределах различных участков Северного и Южного полушарий Земли. Часть спиралей закручена по часовой стрелке, а часть против. Высказано предположение, что наблюдаемые структуры являются отражением глубинных спиральных вихрей циклонического и антициклонического типов. Поперечник вихревых структур от 300—400 до 4500—5000 км. С позиций вихревой гипотезы рассмотрены особенности проявления вулканизма, формирования литосферы, изменения геомагнитного поля. Библ. 47 назв. Илл. 12.

УДК 551.311.7

**Блоковая структура Южной Камчатки и связь с ней вулканизма верхне-неоген-четвертичного возраста.** Шарапов В.Н., Симбирев И.Б., Симбирева И.Г. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

Рассматривается блоковая структура юга Камчатки, природа блокового строения территории на основании анализа сейсмологических данных, влияние такой структуры района на размещение продуктов вулканизма и гидротермальных систем. Библ. 27 назв. Илл. 21.

УДК 552.323:552.11

**Гетеротакситовые лавы и пемзы (к проблеме смешения магматических расплавов).** Вольнец О.Н. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

Среди четвертичных вулканических пород Камчатки и Курильских островов обнаружены и изучены эвтакситовые лавы и пемзы с резко различным химическим составом полос. Для обозначения эвтакситовых вулкаников подобного типа предложен термин — гетеротакситовые вулканики (ГТВ). Приводятся химические анализы ГТВ для 12 вулканов Камчатки и Курил и содержание для ряда ГТВ элементов-примесей. Показано, что в большинстве случаев отдельные ингредиенты ГТВ обладают петро-геохимическими и минералогическими особенностями, сходными с таковыми для лав соответствующих вулканов. Происхождение ГТВ объясняется неполным механическим смешением расплавов разного состава. Установлена преимущественная приуроченность

ГТВ к мощным пемзово-пирокластическим отложениям. Обсуждается сходство в происхождении ГТВ и игнимбригов. Предложены возможные механизмы смешения магматических расплавов. Табл. 3. Библ. 29 назв.

УДК 552.313—2:549.5/6

**Реакция оливин + анортит в габброидных включениях вулкана Кихпинич (Камчатка).** Щека С.А., Волюнец О.Н. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

Во включениях состава оливин  $Fa_{23,1}$  — плагиоклаз  $An_{93,8}$ , являющихся продуктами кристаллизации вмещающих толеитовых базальтов, наблюдаются следы дробления и реакционного взаимодействия оливина с плагиоклазом с образованием симплектитов фассаита ( $Al_2O_3$  — 9,90 вес.%) и шпинели. Последние характеризуются пониженной железистостью ( $f_{общ} = 17,5$  и 31,1 ат.% соответственно) и окисленностью ( $Fe^{+3}/\Sigma Fe = 72,4$  и 46 ат.%). Расчет реакции оливин + плагиоклаз с учетом реальных составов минералов показывает, что она вызвана не погружением включений на значительную глубину, а процессами выщелачивания кремнекислоты и натрия при участии летучих. Табл. 2. Библ. 12 назв. Илл. 5.

УДК 548.4:552.11

**Условия генерации и кристаллизации магм кислого состава.** Бакуменко И.Т., Чупин В.П., Косухин О.Н. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М. Наука, 1979.

В статье обосновывается правомерность использования в петрологии данных термобарогеохимического изучения включений в минералах магматических горных пород. Путем исследований первичных включений расплавов и растворов в минералах получены прямые данные об условиях кристаллизации разных типов изверженных горных пород кислого состава (Т, Р, состав летучих в магме). Показано, что расплавы кислого состава в зависимости от геологической обстановки кристаллизировались в широком интервале температур. Наиболее высокие температуры (до 1300°С) определены для крапленников вулканогенных пород, минимальные значения (около 600°С) характерны для камерных пегматитов. Изучение расплавных и флюидных включений позволило подтвердить экспериментальные данные о том, что понижение температуры кристаллизации магм связано в основном с повышением доли воды и фтора в расплаве, а также агаитности расплава. По сингенетичным флюидным и расплавным включениям выявлены случаи кипения магм в различных геологических обстановках (при сбросе внешнего давления, вследствие обогащения водой остаточных порций расплавов и т.д.). Библ. 33 назв.

УДК 552.33 (571.5) 553.4

**Температуры кристаллизации минералов в карбонатитах щелочно-ультраосновных комплексов.** Панина Л.И., Подгорных Н.Г. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

В статье рассматриваются условия кристаллизации минералов карбонатитов и пространственно тесно ассоциирующих с ними щелочных пород и магнетит-апатитовых образований. На основании обнаружения и гомогенизации включений силикатных расплавов в минералах щелочных и магнетит-апатитовых пород делается вывод о кристаллизации этих пород из высокотемпературных (значительно превышающих 1000°С) силикатных магматических расплавов. Из подобных силикатных расплавов и при тех же температурах кристаллизировались и силикатные минералы карбонатитов. Вместе с тем кристаллизация карбонатных минералов

карбонатитов, по данным минералотермометрии, происходила из минералообразующей среды другого агрегатного состояния — из солевых расплавов и расплавов-рассолов и при более умеренных температурах (лишь незначительно превышающих 700–800 °С). Такие солевые расплавы и расплавы-рассолы могли возникнуть на конечных стадиях эволюции исходной магмы (возможно, углекислой щелочно-ультраосновной) и представлять собой остаточный продукт после выделения из нее всех силикатных и фосфатных минералов. Табл. 4, Библ. 18 назв. Илл. 2.

УДК 552.1:53+534.286

**Упругие параметры двухкомпонентных сред в интервале размягчения аморфной фазы под давлением.** Фарберов А.И., Левыкин А.И., Глико А.О., Вавакин В.В. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

В качестве моделей вещества корней вулканов изучались смеси кварцевого песка различной зернистости (50, 100, 400 мкм) с аморфным заполнителем межзернового пространства — канифолью. Измерен декремент объема,  $V_p$  и  $V_s$  при  $p = 0–20$  кбар и  $T = 20–120$  °С. В интервале размягчения под давлением обнаружена резкая перестройка структуры двухфазной среды и разнонаправленное влияние температуры на  $V_p$  и  $V_s$  в крупнозернистых смесях. Полученные данные обсуждаются в связи с проблемой сегрегации выплавов в корнях вулканов. Библ. 20 назв. Илл. 7.

УДК 551.21:534.286

**Оценки упругих и неупругих параметров вещества магматических очагов по данным сейсмологического "просвечивания".** Глико А.О. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.

В работе задача сейсмологического "просвечивания" рассматривается как задача теории дифракции. Предлагаемый теоретический подход заключается в решении адекватной прямой задачи, получении численных данных для ряда физико-механических моделей очага и сравнении их с данными наблюдений. В качестве основной интерпретационной задачи рассматривается задача о дифракции сферической SH-волны на бесконечном вертикальном цилиндре с комплексными модулями упругости. Выражения для поля смещений рассеянной волны получены в виде ряда по интегралам. На основе полученных вычислительных формул рассчитаны зависимости смещений от угловой координаты и от основного дифракционного параметра (произведения волнового числа на радиус цилиндра) для ряда максвелловских моделей цилиндра и для упругой модели с модулем сдвига, более чем на порядок меньшим, чем модуль сдвига окружающей среды. Произведен отбор моделей, удовлетворяющих имеющимся данным наблюдений для Корякского вулкана на Камчатке. Значение времени релаксации максвелловской модели, удовлетворяющей данным по землетрясениям с глубинами очагов 60–120 км, оказалось равным 1,6 сек. Данным по землетрясениям с меньшими глубинами очагов (0–60 км) удовлетворяют как максвелловская модель с временем релаксации 2,2 сек, так и модель с малым модулем сдвига. Эта альтернатива может быть разрешена на основе новых, более точных экспериментальных данных. Библ. 24 назв. Илл. 5.