

**АССОЦИАЦИИ
ВУЛКАНОГЕННЫХ
ПОРОД
И
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ
СТРУКТУРЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 75

АССОЦИАЦИИ
ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД
И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ
СТРУКТУРЫ

Ответственный редактор
чл.-корр. АН СССР *И. В. Луцкий*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1974

В сборнике представлены материалы по палеовулканологии обширной территории азиатской части СССР, а также результаты изучения вулканических серий сопредельных территорий МНР. Выделение и характеристика ассоциаций вулканогенных пород проводится на основе детальных палеовулканологических исследований, опирающихся на статистические методы петрохимического анализа. Рассмотрены проблемы систематизации и классификации вулканических структур, выделены их новые типы и дан обзор общих вопросов формирования вулканических поясов и закономерностей размещения вулканических пород в их пределах.

Книга рассчитана на минералогов, петрографов, геофизиков и геохимиков.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник публикуется по инициативе секции палеовулканологии при научном совете по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Выпуск сборника должен способствовать разработке проблем палеовулканологии, в частности проблемы выделения вулканических ассоциаций и выяснения их структурного положения. Если для первой части этой проблемы уже могут быть намечены некоторые подходы, опирающиеся на строгие данные математического анализа, то вторая часть — структурное размещение вулканических ассоциаций — остается еще очень мало разработанной. Причина заключается в том, что многообразные структурные формы, с которыми приходится сталкиваться при изучении пространственного размещения вулканических ассоциаций, достаточно детально не исследовались, а рациональная систематика этих форм не достигнута даже в самом общем виде. К тому же исследователи, занятые изучением вулканических ассоциаций, часто далеки от структурных проблем, тогда как тектонисты мало значения придают или недостаточно полно разбираются в вопросах классификации вулканических ассоциаций. Эта раздвоенность типична для современных исследований, и с ней приходится считаться. Она сказалась и в настоящем сборнике, в котором можно видеть, как тщательный анализ состава вулканических ассоциаций лишь в самом общем виде сопоставляется с данными о распределении этих ассоциаций в различных структурах. Наоборот, в статьях, посвященных вулканическим структурам, проблема размещения в них ассоциаций вулканических пород приобретает, в общем, второстепенное значение. Между тем выяснение связи между вулканическими ассоциациями и структурами является, как мы отметили выше, одной из важнейших задач палеовулканологии.

Наиболее полно соответствуют этой задаче статьи В. В. Кепежинского и В. В. Волкова, но их можно рассматривать лишь как поиск новых путей выяснения приемов выделения вулканических ассоциаций и установления их связей с вулканическими структурами.

Большинство статей сборника касается проблем выделения характерных вулканических структур, но две из них (статья В. Ф. Белого и М. Л. Гельмана о вулканических поясах, показывающая, что изучение этой группы структур едва начато, и статья В. И. Тихонова, характеризующая размещение вулканических зон в северной части Тихого океана) отличается более широкий подход и общие построения. Эти статьи вполне оригинальны, и представленные в них построения, бесспорно, заслуживают серьезного внимания.

В. В. Кепежинская

**ПЕТРОХИМИЯ
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ — РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ**

Вулканические ассоциации позднего палеозоя — раннего мезозоя Центральной Монголии широко развиты в двух зонах субширотного простирания и значительной протяженности, прослеживаемых от отрогов Хангайского нагорья в восточную часть МНР, а затем за ее пределы на территорию советского Забайкалья. Эти вулканические зоны выделены в виде Орхон-Селенгинского прогиба и Предхэнтэйской впадины по северному и южному обрамлению Хангай-Хэнтэйской варисцидской геосинклинальной зоны [5].

Они рассматриваются в качестве главнейших орогенных элементов на схемах структурного районирования МНР — остаточных прогибов и впадин на более древнем, как правило каледонском, фундаменте, выполненных орогенными формациями молассовых отложений и континентальных вулканических накоплений.

Стратиграфия вулканогенных образований пермского возраста и триасовых вулканических пород изучена слабо, отсутствует петрохимическая характеристика вулканогенных толщ. Поэтому в рамках Советско-Монгольской комплексной экспедиции под руководством чл.-корр. АН СССР И. В. Лучицкого в 1968—1970 гг. были проведены детальные палеовулканологические исследования, в которых принимала участие автор настоящей статьи. Получены новые данные о стратиграфическом положении и последовательности вулканических проявлений в пермское и триасовое время в Центральной Монголии [8, 9, 10, 12, 17]. Они заставили пересмотреть ряд сложившихся к этому времени благодаря исследованиям А. Х. Иванова, Н. А. Маринова, В. А. Амантова, Ю. Я. Петровича [1, 2, 11, 14] представлений о стратиграфической последовательности вулканических проявлений позднего палеозоя — раннего мезозоя, о характере границы между пермскими и триасовыми вулканическими толщами. В некоторых случаях, как, например, в Предхэнтэйском прогибе, по-новому установлено стратиграфическое положение вулканогенных толщ.

Основываясь главным образом на этих, а также других [4] общегеологических и стратиграфических данных, опираясь на обширный материал аналитических работ, выполненных по коллекционным сборам автора, и статистический анализ этих данных, попытаемся дать петрохимическую характеристику вулканических ассоциаций позднего палеозоя — раннего мезозоя в Центральной Монголии. Петрохимический анализ включает выяснение особенностей химизма пермских и триасовых вулканических ассоциаций Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского прогибов, установление сходства-различия одновозрастных вулканических толщ в различных структурах и выяснение особенностей эволюции вулканизма в позднем палеозое — раннем мезозое.

ПЕРМСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА

В настоящее время установлено широкое развитие вулканогенных образований пермского возраста в пределах Орхон-Селенгинского прогиба. Пермские вулканогенные толщи имеют трехчленное строение, которое прослеживается в значительной части северного крыла Орхон-Селенгинского прогиба. Нижняя часть пермской вулканической ассоциации сложена трахилипаритовыми игнимбритами, туфами и лавами трахилипаритового состава. Подчиненное положение занимают липаритовые лавы, игнимбрнты, дацитовые туфы и туфовые брекчии. Средняя часть представлена вулканогенно-осадочной толщей песчаников, аргиллитов, туфовых алевролитов, часто переслаивающихся с базальтовыми лавами и туфами. Венчает разрез толща трахибазальтовых лав и туфов, среди которых нередко отмечаются базальтовые лавы и единичные горизонты андезитовых и дацитовых пород.

Породы трахилипаритового и липаритового ряда (а также единичные представители более основного дацитового состава) в Орхон-Селенгинском прогибе относятся к числу наиболее лейкократовых среди продуктов кислого вулканизма. Их минеральный парагенезис почти лишен фемических минералов и представлен сочетанием калиевый полевоы шпат — олигоклаз (иногда олигоклаз-андезин) — кварц. Как исключение отмечается минеральная ассоциация калиевый полевоы шпат — олигоклаз — кварц — биотит. Состав пород определяется количественными соотношениями между указанными минералами (трахилипаритовый, трахидацитовый, липаритовый и дацитовый). В большинстве случаев это порфиновые породы, во вкрапленниках которых присутствуют все перечисленные минералы, в том числе кварц в более редких липаритовых разновидностях.

Химизм пермских кислых лав Орхон-Селенгинского прогиба характеризуется двенадцатью химическими анализами (табл. 1). На их основе рассчитаны средние содержания и стандартные отклонения главных пороодообразующих окислов для различных типов этих кислых пород*. Подавляющее большинство пород отличается повышенной щелочностью и относится к группе трахилипаритов и трахидацитов. Их лейкократовый характер, отмеченный минеральным парагенезисом, подчеркивается и особенностями химизма, в частности весьма незначительными средними содержаниями MgO и CaO даже в более основных лавах трахидацитового состава. Среди пород кислой группы выделяется три типа. Трахилипариты дают две ветви дифференциатов натрового и калиевого ряда, которые, кроме щелочных окислов, различаются и другими петрохимическими признаками. Калиевые трахилипариты имеют более высокое среднее содержание SiO₂ и K₂O, меньше Al₂O₃ и Na₂O, в то время как значимых различий в среднем содержании других пороодообразующих окислов не наблюдается. Петрохимическим своеобразием отличаются трахидацитовые породы пермской вулканической ассоциации. Вопреки обычному в ряду дацит — липарит повышению щелочности от основных к более кислым дифференциатам более основные трахидацитовые породы, тесно парагенетически связанные с трахилипаритами, обладают более высокой щелочностью по сравнению с последними.

Трахидациты отличаются от наиболее близких по щелочной натровой тенденции трахилипаритов более высоким средним содержанием Na₂O и других окислов: Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO и CaO. Они также характеризуются

* Здесь и ниже для выборок малого объема и совокупностей с типом распределения, отличающимся от нормального, при сравнении использовался непараметрический критерий Вилкоксона [16]; в остальных случаях методика статистического анализа аналогична применявшейся ранее [6].

Таблица 1

Химический состав (вес. %) кислых пород пермской вулканической ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба (МНР)

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | I | II | III |
|---|--------|---------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|-------------|-------------|-------------|
| SiO ₂ | 63,40 | 63,64 | 63,64 | 63,70 | 69,70 | 70,04 | 70,42 | 70,92 | 71,24 | 71,64 | 76,40 | 76,84 | 70,45(0,73) | 73,66(2,62) | 63,51(0,13) |
| TiO ₂ | 0,15 | 0,30 | 0,85 | 0,55 | 0,64 | 0,71 | 0,64 | 0,35 | 0,42 | Не обн. | 0,17 | Не обн. | 0,50(0,29) | 0,19(0,19) | 0,52(0,29) |
| Al ₂ O ₃ | 17,70 | 17,21 | 17,35 | 17,57 | 14,10 | 14,81 | 14,76 | 13,57 | | 15,56 | 12,60 | 9,57 | 14,81(0,51) | 12,10(1,59) | 17,54(0,14) |
| Fe ₂ O ₃ | 2,87 | 2,59 | 3,07 | 2,81 | 2,67 | 0,34 | 4,73 | 1,76 | 1,36 | 1,44 | Не обн. | 4,27 | 1,54(0,83) | 2,27(1,16) | 2,92(0,11) |
| FeO | 1,29 | 3,27 | 2,03 | 1,90 | 1,65 | 1,72 | 0,75 | 1,69 | 1,93 | 1,70 | 1,43 | 1,22 | 1,23(0,45) | 1,41 | 1,77(0,34) |
| MnO | 0,16 | 0,19 | 0,41 | 0,14 | 0,26 | 0,20 | 0,17 | 0,22 | 0,21 | 0,08 | 0,09 | 0,06 | 0,18(0,02) | 0,15(0,07) | 0,14(0,02) |
| MgO | 0,83 | 0,58 | 1,00 | 0,25 | 0,12 | 0,33 | 0,29 | 0,08 | 0,21 | Не обн. | 0,08 | Не обн. | 0,18(0,13) | 0,09(0,07) | 0,69(0,32) |
| CaO | 0,70 | 2,44 | 2,67 | 1,86 | 0,69 | 1,27 | 0,93 | 0,64 | 0,64 | 0,23 | 0,41 | 0,23 | 0,78(0,38) | 0,55(0,19) | 1 |
| Na ₂ O | 6,72 | 5,23 | 4,83 | 6,40 | 4,56 | 5,20 | 5,58 | 3,98 | 4,90 | 5,10 | 3,60 | 0,18 | 5,11(0,36) | 2,90(1,78) | 5,98(0,82) |
| K ₂ O | 3,60 | 3,19 | 2,96 | 3,46 | 4,63 | 4,66 | 2,75 | 5,66 | 4,92 | 3,20 | 4,70 | 5,55 | 3,81(0,85) | 5,23(0,29) | 3,34(0,27) |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,11 | 0,50 | 0,11 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,06 | 0,09 | 0,08 | 0,04 | Не обн. | — | — | — |
| H ₂ O | 0,32 | Не обн. | 0,20 | 0,24 | 0,12 | 0,22 | 0,32 | 0,18 | 0,06 | 0,20 | 0,10 | 0,24 | 1,23(0,38) | 0,98(0,46) | 1,56(0,71) |
| П. п. п. | 2,24 | 0,90 | 0,87 | 0,81 | 0,50 | 1,03 | 1,06 | 0,58 | 0,30 | 1,48 | 0,41 | 1,37 | | | |
| ΣFe в виде Fe ₂ O ₃ | | | | | | | | | | | | | 2,91(0,98) | 3,83(1,11) | 4,88(0,44) |
| Сумма | 100,12 | 99,59 | 99,98 | 99,73 | 99,87 | 100,66 | 99,53 | 99,70 | 99,64 | 99,80 | 100,46 | 99,53 | | | |

Примечание. 1 — трахидацит афировый, правобережье р. Хануй-Гол к югу от сомона (г.) Баян-Агта, 6 км к СВ от г. Хусутай-Обо; 2 — дацит плагиоклазовый, крупновкрашенный, левобережье р. Хучжирыйн близ впадения в р. Селенгу; 3 — трахидацит, устье р. Хучжирыйн; 4 — трахидацит, р. Увита, правый приток р. Селенги, к северу от голопенового вулкана Того-Ула; 5 — трахилинарит, правобережье р. Хануй-Гол к югу от с. Баян-Агта, 6 км к СВ от г. Хусутай-Обо; 6 — трахилинаритовый гнибрит, там же; 7 — линаритовый туф, там же; 8 — трахилинарит, правобережье р. Хануй-Гол к югу от с. Баян-Агта, урочище Хальжиян-Хундей; 9 — трахилинарит, там же; 10 — трахилинарит афировый, там же; 11 — трахилинарит, правобережье р. Хануй-Гол к югу от с. Баян-Агта, район г. Баян-Цаган-Ула; 12 — трахилинарит, правобережье р. Хануй-Гол к югу от с. Баян-Агта, район г. Хусутай-Обо. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. С. Зоркина. I, II, III — средние составы и стандартные отклонения (в скобках) породообразующих оксидов в трахилинаритах натрового типа (I, n=4), трахилинаритах калиевого типа (II, n=4) и трахидацитах (III, n=4) Орхон-Селенгинского прогиба.

меньшим содержанием SiO_2 , а по среднему содержанию K_2O значимые различия не установлены. Признаки регионального калиевого или натриевого метасоматоза отсутствуют. Таким образом, среди резко преобладающих в пермской ассоциации кислых трахитовых пород выделяются три петрохимических типа, очевидно, соответствующих трем дифференционным тенденциям в процессе эволюции пермских трахилипаритовых магм Орхон-Селенгинского прогиба: наиболее основные и наиболее щелочные трахидацитовые породы, трахилипариты с повышенным против обычного в щелочноземельных породах содержанием Na_2O и трахилипариты, отличающиеся повышенным содержанием K_2O в сравнении с породами лпаритового ряда.

Приводим средние содержания элементов-примесей и их стандартные отклонения (в скобках) в рассматриваемых породах: $\text{Ti}=0,31$ (0,15); $\text{Mn}=0,070$ (0,070); $\text{Pb}=0,0061$ (0,012); $\text{Ga}=0,0016$ (0,0005); $\text{Cr}=0,0012$ (0,0006); $\text{Ni}=0,0018$ (0,0009); $\text{Sn}=0,0009$ (0,0008); $\text{V}=0,0034$ (0,008); $\text{Sr}=0,015$ (0,024); $\text{Ba}=0,027$ (0,037); $n=32$. Полные количественные спектральные определения элементов-примесей здесь и ниже выполнены в спектральной лаборатории СНИИГГиМСа. Результаты во всех таблицах приведены в процентах. Ошибка анализа $\pm 25\%$. Чувствительность определения методом просыпки для Ti , Mn , Sn , Sr , Ba — $3 \cdot 10^{-3}$; для Pb , Ga , Cr , Ni , V — $1 \cdot 10^{-3}$; методом испарения для Ti , Mn — $1 \cdot 10^{-3}$, для Pb — $3 \cdot 10^{-4}$, для Ga , Cr , Ni , V — $1 \cdot 10^{-4}$, для Sn — $3 \cdot 10^{-3}$.

Базальты пермской вулканической ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба являются резко преобладающим типом пород в двух верхних третях пермского разреза, особенно в его самой верхней части. Базальтовые лавы имеют различные формы залегания и установлены нами как в покровной фации, так и в виде рвущих тел различной морфологии, от силловых залежей до штоков. Это весьма разнообразная по составу группа пород, включающая пироксен-плагноклазовые, двупироксеновые, лабрадорные, апдезиновые и калиевые базальты, амфиболовые калишпат-содержащие базальты, а также оливиновые базальты, отмеченные только среди лав рвущих тел. Соответственно намечается несколько минеральных парагенезисов для этих пород: 1) клинопироксен — основной плагноклаз, 2) клинопироксен — ортопироксен — основной плагноклаз, 3) клинопироксен — средний плагноклаз, 4) клинопироксен — средний плагноклаз — калиевый полевой шпат, 5) амфибол — основной или средний плагноклаз — калиевый полевой шпат, 6) оливин — клинопироксен — основной плагноклаз.

Химизм базальтовых лав также отмечен вариациями состава, которые не выходят, однако, за рамки базального с колебаниями щелочности. Все разновидности базальтов как в петрохимическом, так и в структурно-минералогическом отношении образуют непрерывный ряд от базальтов нормального типа до щелочных калиевых базальтов. Крайние члены этого ряда можно охарактеризовать двумя разновидностями: щелочноземельным базальтом (анализ 16, табл. 2) и щелочным базальтом (анализы 13, 19, табл. 2).

Средний состав трахибазальтовых лав представлен в табл. 3. Они четко делятся на два петрохимических типа, которые отвечают двум фациям базальтовых лав: покровной и рвущей. Трахибазальты рвущих тел характеризуются меньшим средним содержанием SiO_2 и Na_2O и в то же время имеют повышенное содержание CaO . По остальным окислам значимые различия не установлены, в том числе и по K_2O . Таким образом, трахибазальты рвущих тел — более основные и менее щелочные разновидности трахибазальтовой пермской серии. Представлены они, как правило, оливиновыми разностями. Трахибазальты покровной толщи — наиболее кислые и наиболее щелочные породы по сравнению как с щелочноземельными базальтами, так и с оливиновыми трахибазальтами рвущих тел. Три петрохимических типа базальтов: базальты нормальной щелочности,

Химический состав (вес. %) базальтоидов пермской вулканической ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба (МНР)

| Оксид | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|---------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 48,18 | 48,86 | 48,96 | 49,02 | 49,28 | 49,76 | 49,92 | 50,04 | 50,04 | 50,56 | 50,94 | 51,36 | 52,78 | 52,86 | 53,50 | 53,64 |
| TiO ₂ | 1,37 | 2,00 | 1,15 | 1,35 | 1,07 | 1,30 | 1,71 | 1,37 | 1,50 | 1,27 | 1,20 | 1,07 | 1,45 | 1,13 | 1,36 | 2,01 |
| Al ₂ O ₃ | 16,54 | 16,60 | 18,15 | 17,29 | 18,86 | 17,13 | 16,70 | 16,54 | 17,28 | 17,40 | 17,86 | 19,57 | 17,13 | 19,03 | 16,75 | 16,75 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,29 | 1,80 | 4,97 | He обн. | 3,86 | 3,04 | 8,35 | 2,86 | 1,38 | 5,90 | 2,17 | 3,93 | 1,84 | 4,54 | 2,25 | 3,03 |
| Fe● | 1,05 | 8,62 | 4,34 | 7,72 | 5,31 | 5,67 | 1,43 | 6,21 | 7,25 | 2,44 | 7,04 | 4,95 | 5,74 | 4,85 | 5,57 | 5,35 |
| MnO | 0,26 | 0,25 | 0,22 | 0,19 | 0,22 | 0,26 | 0,26 | 0,28 | 0,14 | 0,20 | 0,23 | 0,23 | 0,21 | 0,23 | 0,28 | 0,31 |
| MgO | 3,17 | 4,18 | 5,35 | 6,19 | 4,34 | 5,14 | 4,85 | 6,77 | 4,82 | 3,97 | 4,34 | 3,51 | 4,55 | 3,42 | 5,14 | 2,92 |
| CaO | 9,76 | 7,44 | 8,83 | 10,34 | 7,67 | 8,54 | 6,80 | 8,02 | 8,30 | 7,67 | 7,67 | 7,44 | 5,58 | 7,67 | 3,60 | 6,57 |
| Na ₂ O | 2,42 | 3,67 | 3,58 | 2,84 | 3,48 | 4,28 | 4,20 | 3,20 | 3,40 | 4,16 | 3,48 | 3,48 | 3,64 | 3,67 | 5,13 | 4,70 |
| K ₂ O | 4,65 | 2,32 | 1,18 | 0,82 | 1,65 | 2,03 | 2,08 | 1,20 | 2,08 | 3,08 | 1,65 | 2,18 | 2,44 | 1,02 | 1,66 | 1,50 |
| P ₂ O ₅ | 0,36 | 0,73 | 0,31 | 0,30 | 0,46 | 0,47 | 0,44 | 0,42 | 0,54 | 0,62 | 0,46 | 0,48 | 0,47 | 0,14 | 0,37 | 0,65 |
| H ₂ O ⁻ | 1,22 | 0,22 | 0,36 | 0,32 | 0,98 | 0,14 | 0,32 | 0,26 | 0,14 | 0,40 | 0,12 | 0,04 | 0,34 | 0,38 | 0,36 | 0,08 |
| И. п. п. | 4,28 | 3,31 | 2,18 | 3,66 | 1,79 | 2,49 | 2,39 | 2,25 | 2,68 | 2,07 | 2,38 | 1,55 | 3,49 | 0,99 | 3,53 | 2,25 |
| Сумма | 99,95 | 100,00 | 99,61 | 100,01 | 99,54 | 100,25 | | | | | | | | | | 99,76 |

Примечание. 13 — щелочной базальт ортоклазосодержащий, рвущий базальт, левобережье р. Хануй-Гол к югу от сомона (с.) Баян-Агта, 4 км к ЮВ от г. Барун-Уру-Ула; 14 — калиевый щелочной базальт, рвущее тело, правобережье р. Хануй-Гол к югу от с. Баян-Агта и к северу от г. Баян-Цаган-Ула; 15 — базальт афировый, покров, левобережье р. Хануй-Гол к югу от с. Баян-Агта; 16 — базальт лабрадорный, покров, там же; 17 — оливиновый щелочной базальт, рвущее тело, там же; 18 — калиевый щелочной базальт амфиболсодержащий, покров, там же; 19 — калиевый щелочной базальт, покров, там же; 20 — оливиновый щелочной базальт, рвущее тело, там же; 21 — калиевый щелочной базальт, покров, там же; 22 — ортоклазовый базальт, покров, правобережье р. Хучжирыйн (верховье), южные склоны хр. Мунустай-Даба; 23 — базальт амфиболсодержащий, покров, левобережье р. Хануй-Гол к югу от Баян-Агта; 24 — калиевый щелочной базальт, покров, район с. Бугут, к СВ от Булгана, левобережье р. Хучжирыйн, среднее течение; 25 — калиевый трахитобазальт, покров, правобережье р. Хануй-Гол, к северу от г. Баян-Цаган-Ула; 26 — трахитобазальт, покров, левобережье р. Хучжирыйн, к северу от с. Бугут и г. Бугутуйн-Ула; 27 — трахитобазальт, покров, правобережье р. Хануй-Гол, к северу от г. Баян-Цаган-Ула; 28 — трахитовый андезитобазальт, покров, левобережье р. Хануй-Гол, к югу от с. Баян-Агта. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГГ СО АН СССР, аналитик Л. С. Зоркина.

Таблица 3

Средние содержания (вес. %) и стандартные отклонения породообразующих оксидов в пермских базальтоидах Орхон-Селенгинского прогиба (МНР) и в базальтах других регионов

| Вулканическая ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Число анализов |
|--------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|----------------|
| I | 51,16 | 1,38 | 17,60 | 3,23 | 5,45 | 0,23 | 4,57 | 7,39 | 3,85 | 1,69 | 11 |
| | 1,69 | 0,26 | 0,91 | 2,12 | 1,62 | 0,05 | 0,91 | 1,70 | 0,63 | 0,50 | |
| II | 49,09 | 1,45 | 17,07 | 3,45 | 5,45 | 0,25 | 4,80 | 8,40 | 3,17 | 2,30 | 4 |
| | 0,67 | 0,34 | 1,03 | 1,29 | 2,50 | 0,02 | 1,32 | 0,85 | 0,46 | 1,44 | |
| III | 51,75 | 0,90 | 18,44 | 4,02 | 5,42 | 0,15 | 5,71 | 9,38 | 2,74 | 0,86 | 80 |
| | 1,87 | 0,26 | 1,96 | 1,94 | 1,68 | 0,05 | 1,58 | 1,14 | 0,55 | 0,42 | |
| IV | 42,72 | 1,14 | 18,47 | 1,71 | 7,31 | 0,10 | 7,16 | 10,80 | 3,01 | 0,50 | 14 |
| | 2,31 | 0,41 | 1,35 | 1,18 | 1,42 | 0,06 | 2,36 | 1,40 | 0,59 | 0,32 | |
| V | 50,14 | 2,49 | 16,78 | 5,17 | 4,98 | 0,12 | 3,78 | 7,85 | 4,06 | 2,32 | 26 |
| | 2,24 | 0,86 | 3,20 | 2,57 | 2,10 | 0,10 | 1,10 | 1,10 | 0,81 | 0,41 | |

Примечание. I — щелочные базальты и трахибазальты покровной пермской толщи Орхон-Селенгинского прогиба; II — то же, рвущих тел пермской ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба; III — высокоглиноземистые базальты Восточной Камчатки [7]; IV — то же, запада США, провинция Каскада; анализы для вычисления средних составов заимствованы из [18, 21, 23]; V — щелочные базальты и трахибазальты Пюи, Центральный Французский массив, анализы для расчета средних взяты из [19].

трахибазальты покровов и оливиновые трахибазальты рвущих тел — тесно связаны геологически и представляют единую серию щелочноземельный базальт — трахибазальт. Повышенная щелочность вызвана аномально высокими содержаниями Na₂O и K₂O. Нормальные базальты по особенностям химизма ближе всего стоят к высокоглиноземистым базальтам кайпозойской вулканической провинции Каскада, а также к высокоглиноземистым базальтам Восточной Камчатки (см. табл. 3). Трахибазальты пермской вулканической ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба сопоставляются по среднему химическому составу с каллевой трахибазальтовой серией Пюи Центрального Французского массива (см. табл. 3). Сравнение базальтов пермского возраста МНР с базальтами других природных серий показывает, что первоначальные продукты пермского базальтового вулканизма отвечали по составу петрохимическому типу высокоглиноземистых базальтов. Эволюция шла в направлении накопления щелочей и появления дифференциатов щелочного калиевого типа. Таким образом, дифференционная серия пермских базальтов представлена рядом высокоглиноземистые базальты — каллевые трахибазальты.

Средние содержания элементов-примесей в трахибазальтовой серии Орхон-Селенгинского прогиба и трахибазальтах их рвущих тел приведены в табл. 4. Они практически не различаются, что говорит о происхождении от единой родоначальной магмы высокоглиноземистого базальтового типа, и только для Sr и Ba намечается тенденция к повышению среднего содержания, что в общем согласуется с более высоким средним содержанием CaO в этих породах.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в пермской трахитовой липарит-дацитовой серии и трахибазальтовой серии показывает, что в базальтовых породах содержание Mn и V на порядок выше. Это естественно, ибо указанные элементы связаны с феррической частью пород (Mg, Fe). Интересно, что среднее содержание Ba и Ga в двух сериях практически идентично.

Таким образом, пермская вулканическая ассоциация представлена трахидацит-трахилипаритовой и трахибазальтовой сериями пород, которые, по-видимому, являются производными самостоятельных субщелоч-

Средние содержания и стандартные отклонения элементов-примесей в базальтоидах пермской ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба (МНР)

| Базальтоиды | Ti | Mn | Pb | Ga | Cr | Ni | Sn | V | Sr | Ba | Число анализов |
|-------------|------|-------|---------|---------|--------|--------|---------|--------|-------|-------|----------------|
| 1 | 0,50 | 0,10 | 0,0014 | 0,0016 | 0,0051 | 0,0058 | 0,00021 | 0,016 | 0,039 | 0,025 | 28 |
| | 0,18 | 0,10 | 0,00054 | 0,0004 | 0,0036 | 0,004 | 0,00051 | 0,0061 | 0,01 | 0,022 | |
| 2 | 0,61 | 0,098 | 0,002 | 0,0017 | 0,005 | 0,005 | 0,00011 | 0,016 | 0,060 | 0,046 | 9 |
| | 0,18 | 0,028 | 0,00085 | 0,00019 | 0,0048 | 0,0039 | 0,00031 | 0,0077 | 0,085 | 0,58 | |

Примечание. 1 — базальты и трахибазальты покровов; 2 — то же, рвущих тел.

ных кислых магм и нормальной по щелочности высокоглиноземистой базальтовой магмы, эволюционирующей в направлении накопления щелочей и превращающейся в трахибазальтовую магму с калцевой тенденцией. Геохимические особенности этих магм весьма близки. В пользу их самостоятельности говорят геологические признаки: первоначальные излияния кислой магмы сменились во времени базальтовым вулканизмом, существование резкой литологической границы между породами двух серий; отсутствие промежуточных по составу лав. Однако нельзя не отметить некоторых общих черт петрохимической тенденции, а именно, повышение содержания K_2O как в кислых, так и в основных лавах пермской ассоциации, близость геохимических особенностей. Возможно, последние относятся к разряду провинциальной специфики вообще.

ТРИАСОВАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА

Вулканогенные толщи триаса на указанной территории разнообразны по составу и внутреннему строению. Несмотря на это, общей региональной чертой их следует считать наличие в основании пачки туфовых конгломератов и андезитовых туфов, содержащих угловатые и хорошо окатанные обломки основных эффузивов, гранитов и туфитов. Эта черта вулканогенного триаса отмечалась повсеместно на территории Орхон-Селенгинского прогиба А. А. Моссаковским. В изученном нами разрезе триасовых вулканогенных пород в районе сомона Бугут по р. Хучжирыйн, правому притоку р. Селенги, основании триасовой вулканической толщи также сложено андезитовыми туфовыми брекчиями и туфовыми конгломератами.

Вулканические толщи триаса в пределах Орхон-Селенгинского прогиба ложатся на породы различного возраста. На северном крыле по правобережью р. Селенги (р. Хучжирыйн) эти породы перекрывают вулканическую толщу пермского возраста с флорой верхней перми [10]. Трахиандезитовые триасовые лавы с туфовыми конгломератами в основании, т. е. с разрывом, но с теми же южными падениями, ложатся на базальтовые и трахибазальтовые породы перми. На границе двух толщ отмечаются разрыв и смена состава продуктов вулканических излияний. Возможны азимутальные несогласия, что выясняется только при региональном прослеживании границы. На отдельных участках сохраняются те же южные падения, только более пологие.

На юге Орхон-Селенгинского прогиба в Орхонской впадине (междуречье рек Тола — Орхон), по данным А. А. Моссаковского и Г. А. Грецкой [4], вулканогенный триас надстраивает терригенный разрез триасового возраста.

Следовательно, в одних случаях основанием для вулканических толщ триаса являются пермские базальтовые лавы, в других, очевидно, в центральных, наиболее прогнутых частях прогиба — терригенные отложения нижнего триаса.

Состав триасовых вулканических толщ также меняется в различных частях Орхон-Селенгинского прогиба, хотя в целом сохраняется общий господствующий андезитовый химический профиль. На северном крыле это почти исключительно трахиандезитовые вулканические накопления, прекрасным примером которых служит триасовый разрез, изученный нами по р. Хучжирыйн. Трахитовые андезитовые лавы являются резко преобладающей разновидностью, в низах толщи встречаются изредка трахитовые дацитовые и трахитовые андезито-базальтовые лавы, в верхах появляются щелочные и ортоклазовые базальты. Общая мощность триасовой трахиандезитовой толщи р. Хучжирыйн (с. Бугут) приближается к 3000 м.

В Орхонской впадине, по данным А. А. Моссаковского, триасовые вулканогенные толщи также в основном сложены андезитами и андезито-базальтами, однако нормальной щелочности. В разрезе, изученном А. Я. Салтыковским и А. А. Моссаковским в районе г. Дзалаатау-Ула, преобладают нормальные по щелочности андезитовые и андезито-базальтовые лавы, и только в верхней части отмечены отдельные горизонты трахибазальтов.

Таким образом, андезитовая вулканическая ассоциация триаса в Орхон-Селенгинском прогибе представляет собой сочетание различных по щелочности андезитовых пород. Однако если пермские щелочные базальты и базальты нормальной щелочности тесно переплетаются в одном разрезе и генетически связаны друг с другом, то в триасовых вулканических толщах наблюдается пространственная разобщенность трахиандезитовых (северное крыло Орхон-Селенгинского прогиба, по нашим данным) и андезитовых накоплений (юг — Орхонская впадина, по данным А. Я. Салтыковского).

Следует также подчеркнуть, что в пределах северного крыла Орхон-Селенгинского прогиба (р. Хучжирыйн) нами было установлено широкое развитие мощных и протяженных силлов крупнопорфировых трахитовых андезитов и трахитовых андезит-дацитов, которые, несмотря на рвущие контакты, очень близки и по химизму, и по минералогическим особенностям трахиандезитовым породам вмещающей толщи, являясь более поздними и более кислыми ее дифференциатами.

Соответственно отмеченным особенностям вещественного состава и внутреннего строения триасовая вулканическая ассоциация сложена весьма разнообразными породами андезитового ряда. Среди них отмечаются следующие разновидности и типичные минеральные парагенезисы андезитовых лав. Андезиты щелочного уклона характеризуются сочетаниями минералов: амфибол—плагноклаз, амфибол—плагноклаз— калиевый полевои шпат — пироксен, оливин — пироксен — плагноклаз — калиевый полевои шпат, пироксен — амфибол — биотит — плагноклаз. Трахитовые андезито-базальты имеют минеральный парагенезис: оливин — пироксен — амфибол — плагноклаз; трахитовые андезито-дациты содержат минеральные ассоциации: пироксен — амфибол — биотит — плагноклаз и пироксен — плагноклаз. Трахитовые базальты (ортоклазовые базальты) характеризуются минеральной ассоциацией оливин — пироксен — плагноклаз — калиевый полевои шпат. Для пород нормальной щелочности отмечаются следующие минеральные парагенезисы: пироксен — плагноклаз в базальтах, амфибол — плагноклаз в андезитах, пироксен — амфибол — плагноклаз в андезито-дацитах.

Во всех указанных минеральных парагенезисах пироксен представлен моноклинной разновидностью. В редких случаях в трахитовых андезитах наблюдаются сочетания с ромбическим пироксеном: ортопироксен — плагноклаз — калиевый полевои шпат. Плагноклаз обычно представлен

андезитом, во вкрапленниках часто и более основной разновидностью — андезин-лабрадором, однако трахитовые андезитовые лавы, особенно те, в которых повышенная щелочность связана с аномально высоким содержанием Na_2O , характеризуются более кислым плагноклазом.

Хочется отметить также такую минералогическую особенность триасовых лав, отсутствующую у пермских, как разнообразие цветной минеральной части, представленной оливином, ортопироксеном и клинопироксеном, амфиболом и биотитом. Это разнообразие фемической составляющей характерно преимущественно для трахитовых лав.

Структурные особенности лав независимо от их щелочности определяются подавляющим развитием пилотакситовых, микролитовых и гналоптитовых структур. Часты крупнолейстовые агрегаты как с ориентированным, так и беспорядочным расположением плагноклазовых кристаллов. В более основных разновидностях появляются наряду с указанными интерсертальные структуры, а в кислых — сочетания фельзитовых и микролитовых агрегатов.

Минеральный состав трахиандезитовой вулканической ассоциации триаса в Орхон-Селенгинском прогибе, таким образом, отличается значительным разнообразием. Характерно, что если в пермских лавах наиболее распространены клинопироксены, а породы с другими фемическими минералами редки, то в триасовых породах трудно определить такой типоморфный минерал. Полевошпатовая часть, в общем, такая же — калиевый полевоый шпат и плагноклаз, только более кислый.

Петрохимический тип триасовой вулканической ассоциации (во всяком случае, на севере Орхон-Селенгинского прогиба, р. Хучжирийн) определяется подавляющим развитием трахитовых андезитовых пород. Средний состав этих лав, вычисленный на основании анализов табл. 5, для покровной фации и рвущих тел показан в табл. 6. Трахиандезиты этих двух фациальных групп, одна из которых также и более поздняя по времени проявления, отличаются по составу. Трахиандезиты силлов характеризуются более высоким средним содержанием SiO_2 и K_2O и более низким средним содержанием Al_2O_3 и CaO ; отмечается также тенденция к понижению среднего содержания Na_2O . Следовательно, в целом это более кислая группа, представляющая собой, очевидно, конечные продукты дифференциации триасовой трахиандезитовой магмы и относящаяся скорее к группе трахитовых андезито-дацитов латитового типа. Трахиандезитовые лавы покровной толщи характеризуются аномально высокой щелочностью по сравнению с андезитами щелочноземельного ряда. Это связано с повышенными содержаниями Na_2O и K_2O .

Кроме того, для них установлено меньшее, опять же по сравнению с указанными породами нормальной щелочности, среднее содержание SiO_2 , MgO и CaO .

Дифференционный ряд трахиандезитовой ассоциации района Бугут и р. Хучжирийн представлен серией трахиандезит — трахитовый андезито-дацит — трахидацит латитового типа. Дифференциация идет в направлении накопления K_2O и SiO_2 , но имеются отдельные отклонения от этой основной линии эволюции, связанные, видимо, с местными локальными явлениями в магматических очагах, питающих триасовые трахиандезитовые вулканы. Тогда мы и отмечаем одиночные случаи появления нормальных андезитов и дацитов. К числу таких явлений, видимо, следует отнести и редкие покровы щелочных базальтов в верхах вулканической ассоциации триаса, т. е. среди продуктов в целом дифференцированных уже магм, на заключительных этапах магматической эволюции. Показательно, что эти ортоклазовые щелочные базальты сохраняют ту же «трахиандезитовую» щелочность и имеют повышенное содержание K_2O (см. табл. 5, анализ 29). Они отражают дифференциционную тенденцию к накоплению K_2O , и их появление можно связать с местными процессами десиликации трахиандезитовой магмы.

Таблица 5

Химический состав (вес. %) пород триасовой трахиандезитовой ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба (МНР)

| Окисел | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 50,56 | 54,26 | 54,44 | 56,04 | 57,04 | 58,44 | 59,26 | 59,90 | 60,20 | 60,28 | 60,62 | 62,30 |
| TiO ₂ | 1,27 | 1,27 | 1,13 | 0,39 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 0,85 | 0,85 | 0,85 | 0,85 | 0,70 |
| Al ₂ O ₃ | 17,40 | 16,97 | 17,27 | 17,18 | 18,26 | 17,27 | 17,15 | 16,11 | 16,00 | 18,08 | 17,25 | 16,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,90 | 3,31 | 3,36 | 6,03 | 2,10 | 3,10 | 3,09 | 3,95 | 3,25 | 2,21 | 2,60 | 3,46 |
| FeO | 2,44 | 4,17 | 3,23 | 1,58 | 4,81 | 2,58 | 2,66 | 2,26 | 2,29 | 4,27 | 2,87 | 1,65 |
| MnO | 0,20 | 0,20 | 0,17 | 0,20 | 0,23 | 0,10 | 0,14 | 0,14 | 0,16 | 0,20 | 0,11 | 0,20 |
| MgO | 3,97 | 3,51 | 3,34 | 3,09 | 2,42 | 2,42 | 2,67 | 2,00 | 3,17 | 1,67 | 2,25 | 1,92 |
| CaO | 7,67 | 5,81 | 6,04 | 5,79 | 5,23 | 4,88 | 4,42 | 4,42 | 3,95 | 3,26 | 2,79 | 3,03 |
| Na ₂ O | 4,16 | 4,40 | 3,80 | 4,74 | 5,03 | 4,12 | 4,16 | 3,48 | 4,64 | 4,50 | 5,03 | 4,16 |
| K ₂ O | 3,08 | 2,89 | 2,47 | 2,15 | 2,06 | 2,94 | 3,08 | 3,54 | 3,36 | 2,86 | 3,40 | 4,23 |
| P ₂ O ₅ | 0,62 | 0,59 | 0,30 | 0,06 | 0,64 | 0,20 | 0,23 | 0,20 | 0,11 | 0,11 | 0,23 | 0,48 |
| H ₂ O- | 0,40 | 0,22 | 0,22 | 0,32 | 0,26 | 0,20 | 0,24 | 0,44 | 0,34 | 0,24 | 0,28 | 0,42 |
| П. п. п. | 2,07 | 1,96 | 4,21 | 1,85 | 0,91 | 2,76 | 1,41 | 2,29 | 1,47 | 1,21 | 1,43 | 1,04 |
| Сумма | 99,50 | 99,56 | 99,97 | 99,41 | 99,99 | 100,01 | 99,51 | 99,58 | 99,79 | 99,72 | 99,71 | 100,09 |

Примечание. 29 — щелочной ортоклазовый базальт, покров, район сомона (с.) Бугут к СВ от Булгана, правобережье р. Хучжирын, 7 км к ЮЗ от г. Тахилту-Ула; 30 — олигоклазовый пироксеносодержащий щелочной андезито-базальт, покров, там же; 31 — амфибол-пироксеновый трахитовый андезито-базальт, покров, там же, 0,5 км к СВ от отм. 1435,1; 32 — оливинсодержащий трахитовый андезито-базальт, покров, там же, 7 км к ЮЗ от г. Тахилту-Ула; 33 — ортоклазовый трахиандезит, покров, там же, 6,5 км к ЮЗ от г. Тахилту-Ула; 34 — ортоклазовый трахиандезит, покров, там же, 4 км к СЗ от отм. 1435,1; 35 — биотитсодержащий трахиандезит, рвущее тело, там же, 7 км к ЮЗ от г. Тахилту-Ула; 36 — крупновкрапленный ортоклазовый оливинсодержащий трахиандезит, рвущее тело, там же; 37 — крупновкрапленный трахиандезит, рвущее тело?, там же, вершина горы с отм. 1435,1; 38 — трахиандезит, там же, покров; 39 — ортоклазосодержащий амфиболовый трахиандезит, покров, там же, 6,5 км к ЮЗ от г. Тахилту-Ула; 40 — крупновкрапленный биотитовый трахитовый андезито-дацит, рвущее тело, там же, 7 км к ЮЗ от г. Тахилту-Ула.

Таблица 6

Средние составы пород триасовой трахиандезитовой ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба и андезитов вулканических серий других регионов

| Вулканическая ассоциация | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | ΣFe в виде Fe ₂ O ₃ | Число анализов |
|--------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|---|----------------|
| I | 56,81 | 0,94 | 17,37 | 3,42 | 3,21 | 0,17 | 2,84 | 5,09 | 4,52 | 2,65 | 6,97 | 6 |
| | 2,23 | 0,28 | 0,41 | 1,24 | 1,05 | 0,05 | 0,49 | 1,10 | 0,46 | 0,47 | 0,84 | |
| II | 60,41 | 0,62 | 16,46 | 3,44 | 2,21 | 0,13 | 2,44 | 3,96 | 4,11 | 3,55 | 5,89 | 4 |
| | 1,14 | 0,31 | 0,45 | 0,32 | 0,36 | 0,02 | 0,51 | 0,58 | 0,41 | 0,42 | 0,42 | |
| III | 56,31 | 1,63 | 17,97 | 4,42 | 2,76 | 0,06 | 2,03 | 5,12 | 5,07 | 3,16 | | 12 |
| | 1,44 | 0,39 | 0,71 | 1,64 | 0,96 | 0,09 | 0,85 | 0,76 | 0,30 | 0,42 | | |
| IV | 58,64 | 0,81 | 17,61 | 3,13 | 3,97 | 0,13 | 3,30 | 6,77 | 3,43 | 1,48 | | 92 |
| | 2,44 | 0,23 | 1,48 | 1,17 | 1,45 | 0,07 | 1,13 | 1,14 | 0,73 | 0,72 | | |
| V | 58,48 | 1,65 | 13,83 | 4,28 | 6,05 | 0,23 | 2,04 | 5,47 | 4,11 | 1,75 | | 5 |
| | 3,04 | 0,73 | 0,80 | 1,11 | 1,57 | 0,01 | 1,09 | 1,25 | 0,47 | 0,55 | | |

Примечание. I — трахиандезитовые покровы Орхон-Селенгинского прогиба; II — трахиандезиты и трахитовые андезито-дациты рвущих тел Орхон-Селенгинского прогиба; III — трахиандезиты щелочной серии Пюи, Центральный Французский массив, анализы для расчета средних взяты из [19]; IV — андезиты высокоглиноземистой серии Восточной Камчатки [7]; V — толеитовые андезиты Исландии [20].

Средние содержания и стандартные отклонения элементов-примесей в породах триасовой трахиандезитовой ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба (МНР)

| Вулканическая ассоциация | Ti | Mn | Pb | Ga | Cr | Ni | Sn | V | Sr | Ba | Число анализов |
|--------------------------|-------|-------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|----------------|
| I | 0,45 | 0,076 | 0,0020 | 0,0021 | 0,0044 | 0,0043 | 0,0001 | 0,012 | 0,062 | 0,046 | 10 |
| | 0,097 | 0,021 | 0,0004 | 0,00047 | 0,0032 | 0,0015 | 0,0003 | 0,0066 | 0,021 | 0,017 | |
| II | 0,34 | 0,048 | 0,0017 | 0,0012 | 0,0017 | 0,0024 | 0,0003 | 0,0079 | 0,017 | 0,031 | 5 |
| | 0,11 | 0,021 | 0,0004 | 0,0004 | 0,0005 | 0,0009 | 0,0005 | 0,0015 | 0,0041 | 0,017 | |

Примечание. I — покровная фация трахиандезитовой ассоциации; II — силовая фация трахиандезитовой ассоциации.

Содержание элементов-примесей в трахиандезитовых лавах триасовой вулканической ассоциации показано в табл. 7. Лавы покровов и рвущих тел имеют весьма сходную геохимическую характеристику по этим элементам. Покровные трахиандезиты характеризуются по сравнению с породами рвущих тел более высоким средним содержанием Ga, Cr, Sr и особенно V (на порядок выше).

Геохимическая характеристика трахиандезит — трахиацит меняется главным образом благодаря резкому понижению среднего содержания Sr в более кислых конечных членах дифференционной серии. Возможно также, что в процессе эволюции трахиандезитовой магмы уменьшалось среднее содержание Ga, Cr, V. Если исходить из соотношений элементов-примесей и породообразующих элементов, которые были отмечены С. Нокколдсом и Р. Алленом [13], то это объясняется связью Sr с Na и K, Cr и V с Mg, Ca, Fe, а Ga с Al.

Сравнение с андезитами и трахиандезитами различных вулканических ассоциаций мира (см. табл. 6) показывает, что породы трахиандезитовой ассоциации триаса Орхон-Селенгинского прогиба ближе всего по особенностям химизма стоят к кайнозойским трахиандезитам Центрального Французского массива (серия Пюи) и заметно отличаются от андезитов высокоглиноземистой серии Восточной Камчатки и толентовых андезитов Исландии.

ТРИАСОВЫЕ АРЕАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА

В полях развития триасовых трахиандезитовых толщ и пермских трахибазальтовых пород Орхон-Селенгинского прогиба наблюдается серия рвущих тел липаритового и липарито-дацитового состава. Благодаря контрастности вещественного состава рвущих тел и вмещающих пород первые легко картируются и распознаются. Возраст липаритовых тел, которые по морфологии в плане напоминают липаритовые экструзии Камчатки [9], на основании прорывания триасовых вулканогенных пород и сопоставления с аналогичными образованиями Предхэнтэйского прогиба, отнесенными к позднему триасу на базе калий-аргонового датирования [17], принимается нами позднетриасовым, хотя не исключена возможность отнесения их к юрским образованиям.

Рассматриваемые липаритовые тела не имеют аналогов в разрезе стратифицированной толщи и по особенностям своей геологии полностью аналогичны ареальным липаритовым и дацитовым телам Предхэнтэйского прогиба [9]. Ареальная серия представлена главным образом липаритами, в меньшей степени дацитовыми лавами. Это, как правило, лейкократовые

Таблица 8

| Окисел | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | I |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|---------|--------------|
| SiO ₂ | 72,88 | 73,70 | 74,28 | 75,98 | 76,40 | 74,65 (1,34) |
| TiO ₂ | 0,40 | 0,35 | 0,35 | 1,21 | 0,17 | 0,50 (0,36) |
| Al ₂ O ₃ | 14,45 | 13,66 | 12,69 | 11,58 | 12,60 | 13,00 (0,98) |
| Fe ₂ O ₃ | 0,81 | 0,85 | 0,49 | 0,10 | He обн. | 0,45 (0,35) |
| FeO | 1,36 | 0,72 | 1,65 | 1,40 | 1,43 | 1,31 (0,31) |
| MnO | 0,02 | 0,33 | 0,11 | 0,08 | 0,09 | 0,06 (0,03) |
| MgO | 0,33 | 0,46 | 0,37 | 0,25 | 0,08 | 0,30 (0,13) |
| CaO | 0,35 | 0,46 | 0,69 | 0,69 | 0,41 | 0,57 (0,16) |
| Na ₂ O | 5,13 | 3,90 | 3,26 | 3,52 | 3,60 | 3,88 (0,66) |
| K ₂ O | 3,48 | 4,23 | 4,47 | 3,94 | 4,70 | 4,16 (0,42) |
| P ₂ O ₅ | He обн. | 0,10 | 0,59 | 0,34 | 0,04 | — |
| H ₂ O ⁻ | 0,34 | 0,22 | 0,24 | 0,32 | 0,10 | — |
| П. п. п. | 0,29 | 0,90 | 0,82 | 0,87 | 0,41 | — |
| Сумма | 99,84 | 99,58 | 99,51 | 100,3 | 100,3 | — |

Примечание. 41 — липарит, левобережье р. Хучжирыйн к северу от с. Бугут, 5,5 км к С от г. Бугутун-Ула; 42 — липарит, правобережье р. Хучжирыйн, 6 км к ЮЗ от г. Тахилты-Ула; 43 — липарит, там же; 44 — сфероид липаритовый, там же; 45 — трахилипарит, правобережье р. Хануй-Бол, район г. Баян-Цаган-Ула; I — средний состав и стандартные отклонения (в скобках) главных породообразующих окислов в ареальных триасовых липаритах Орхон-Селенгинского прогиба.

Таблица 9

Средние содержания и стандартные отклонения элементов-примесей в липаритах триасовой ареальной ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба (МНР)

| Ti | Mn | Pb | Ga | Cr | Ni | Sn | V | Sr | Ba | Число анализов |
|------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|-------|-------|----------------|
| 0,26 | 0,043 | 0,0086 | 0,0012 | 0,0020 | 0,0027 | 0,00033 | 0,0072 | 0,021 | 0,025 | 10 |
| 0,21 | 0,031 | 0,020 | 0,004 | 0,0013 | 0,0013 | 0,00040 | 0,0080 | 0,015 | 0,018 | |

породы с четкой нитевидной флюиальностью и нередко с крупными сферолитами и мелкими сфероидальными обособлениями. Они бывают порфировыми и афировыми. Порфировые лавы обычно не содержат вкрапленников кварца. Это полевошпатовые лавы, среди которых только единичные разновидности сложены кварцевыми липаритами.

Характерны минеральные парагенезисы: кварц — плагиоклаз — калиевый полевой шпат — биотит, реже кварц — пироксен — амфибол — плагиоклаз — калиевый полевой шпат для липаритов, а также кварц — плагиоклаз — калиевый полевой шпат — амфибол для дацитов. Наиболее распространена первая из минеральных ассоциаций, причем биотит резко подчинен салитическим минералам, обуславливая лейкократовый характер лав, а фенокристы сложены только полевыми шпатами и биотитом. Структура основной массы кислых лав однообразная сферолитовая, реже фельзитовая. Часто наблюдаются флюиальные текстуры. Интересны «провинциальные особенности» этих образований. Лавовые тела в триасовых трахандезитовых полях обычно представлены лейколипаритами без кварцевых фенокристаллов, аналогичные ареальные тела в пермских базальтах и трахибазальтовых полях сложены кварцевыми липаритами с пироксеном и амфиболом. Однако валовой химический состав тех и других близок.

Особенности химизма ареальных липаритовых лав Орхон-Селенгинского прогиба иллюстрируются табл. 8, где приведены анализы пород

(41—45) и вычисленный на их основе средний состав липаритов (I). Это представители нормального щелочноземельного ряда, однако распределение щелочей по весу таково, что при общей свойственной этим породам щелочности они представляют собой калиевый тип и отличаются от пермских трахилипаритов этой же вулканической зоны более высоким содержанием SiO_2 , MgO и меньшим средним содержанием K_2O , Fe_2O_3 , FeO . По сравнению с натровой трахилипаритовой ветвью они содержат больше SiO_2 , меньше Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Na_2O , по сравнению с калиевой ветвью — больше TiO_2 , MgO , меньше K_2O , Fe_2O_3 . В целом это менее щелочные, чем древние пермские трахилипариты, породы, которые мы сочли возможным отнести к липаритам калиевого типа и нормальной щелочности.

Геохимические особенности их иллюстрируются табл. 9. По сравнению опять же с трахилипаритами этого района они характеризуются меньшими средними содержаниями Pb, Sn, Ga и большими Ba, V, Ni, Cr, Mn.

Особенности химизма и геохимическая характеристика липаритовых тел резко отличаются от более древних пород триаса и перми и, по-видимому, свидетельствуют о существенно ином этапе геотектонического развития, который выделяется как формами проявления вулканизма, так и составом его. Это дает основание считать, что проявления ареального липаритового вулканизма не столько завершают орогенный этап развития Орхон-Селенгинской зоны в пермо-триасовое время, сколько отмечают качественно иную ступень геологического развития района.

ПЕРМСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ПРЕДХЭНТЭЙСКОГО ПРОГИБА

Вулканогенные породы пермского возраста образуют многочисленные изолированные лавовые поля главным образом по периферии Предхэнтэйского прогиба, центральная часть которого обычно выполнена верхнепермскими и отчасти раннемезозойскими молассовыми накоплениями. Геолого-стратиграфическое изучение этих вулканогенных пород с учетом результатов их калий-аргоновой датировки обнаруживает значительное разнообразие их состава и строения [8, 10, 17]. На юге (хр. Маидалийн-Хэце-Нуру, Цаган-Обони-сомон) широко развиты липаритовые и дацитовые лавы, туфы, игнибриты с подчиненным количеством андезитовых и андезито-дацитовых пород. На севере (Саба и Баян-Ула, Баяс-Хуланг, Дэлгэр-сомон, оз. Шар-Дэл-Обо, риди. Эргэл-Булак) преобладают продукты андезитового вулканизма, а кислые породы весьма редко отмечаются в покровных андезитовых толщах пермских разрезов. Тем не менее общей чертой верхнепалеозойской вулканической ассоциации можно считать резкое преобладание пород андезито-липаритового ряда. Базальты не характерны для этих вулканогенных толщ, хотя их ограниченное распространение и устанавливается на отдельных участках.

Петрографические особенности вулканогенных пород одной основности неустойчивы и обнаруживают закономерные изменения в пространстве. Так, липариты, андезито-дациты и андезиты юга Предхэнтэйского прогиба представляют собой лейкократовые породы, почти лишенные цветных минералов. Липариты состоят из кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза, в редких случаях встречается биотит. Главной минеральной составляющей андезито-дацитовых и андезитовых пород является плагиоклаз. На севере впадины структурные свойства перечисленных типов пород сохраняются, однако минеральные парагенезы характеризуются широким развитием цветных минералов. Для дацитов типичны кварц, плагиоклаз, биотит, амфибол, для андезитовых пород — плагиоклаз, амфибол, ромбические и моноклинные пироксены. Авгит и гиперстен наряду с плагиоклазом отмечаются и в базальтах, но последние не характерны для пермских толщ, как отмечалось выше.

Химический состав (вес. %) кислых пород пермской вулканической ассоциации Предхэнтэйского прогиба (МНР)

| Окисел | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 | I | II |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------------|-------------|
| SiO ₂ | 62,58 | 63,20 | 64,00 | 65,14 | 66,73 | 69,20 | 69,35 | 72,47 | 66,57(3,28) | 66,17(3,91) |
| TiO ₂ | 0,65 | 0,30 | 1,05 | 0,64 | 0,35 | 0,31 | 0,32 | 0,17 | 0,46(0,27) | 0,62(0,29) |
| Al ₂ O ₃ | 15,69 | 15,10 | 16,80 | 17,64 | 13,90 | 15,40 | 12,63 | 14,68 | 15,20(1,41) | 16,06(1,40) |
| Fe ₂ O ₃ | | | | | | 0,29 | | 0,50 | | |
| FeO | | | | | | 1,90 | | 1,72 | | |
| ΣFe в виде Fe ₂ O ₃ | 5,90 | 3,97 | 6,36 | 5,15 | 3,85 | (2,40) | 2,91 | (2,40) | 3,86(1,36) | |
| MnO | 0,11 | 0,20 | 0,07 | 0,10 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,09(0,04) | |
| MgO | 1,48 | 0,68 | 2,35 | 1,50 | 0,98 | 0,83 | 0,87 | 0,10 | 1,05(0,62) | 1,62(0,77) |
| CaO | 2,86 | 0,63 | 5,25 | 3,85 | 0,83 | 2,52 | 1,32 | 0,84 | 2,24(1,57) | 3,89(1,14) |
| Na ₂ O | 3,39 | 2,58 | 2,84 | 3,18 | 4,22 | 3,71 | 4,32 | 4,81 | 3,61(0,73) | 3,98(0,67) |
| K ₂ O | 1,80 | 4,70 | 0,57 | 2,50 | 3,10 | 3,18 | 2,93 | 3,53 | 2,76(1,11) | 2,27(0,83) |
| P ₂ O ₅ | | | | | | 0,10 | | 0,06 | | |
| H ₂ O— | 1,83 | 2,94 | | | 1,67 | 0,30 | 1,85 | 0,20 | | |
| П. п. п. | 2,68 | 2,95 | | | 2,98 | 2,41 | 2,67 | 0,81 | | |
| Сумма | 98,89 | 97,85 | 99,74 | 99,46 | 98,67 | 100,20 | 99,30 | 100,05 | | |

Примечание. 46 — дацит, покров, ю.-в. склон хр. Мандалыйн-Хэцэ-Нуру, район сопки Паган-Обони; 47 — дацит, покров, 1,2 км к западу от отм. 1657,8, район г. Саба и г. Баян-Ула; 48 — дацит плагиоклазовый, крупноплейстывый, покров, 3,3 км к ЮЗ от отм. 1523,4, западное окончание хр. Мандалыйн-Хэцэ-Нуру; 49 — липаритодацит плагиоклазовый, покров, ю.-в. склон хр. Мандалыйн-Хэцэ-Нуру; 50 — липаритовый туф кристаллокластический, покров, к ЮВ от отм. 1510,1; хр. Мандалыйн-Хэцэ-Нуру; 51 — липарит плагиоклаз-амфиболовый, покров, 2,5 км к западу от отм. 1494,0, район оз. Шар-Дэл-Обо и ридн. Эрген-Ус-Булак; 52 — липаритовый игнимбрит, покров, 1,8 км от отм. 1510,1, хр. Мандалыйн-Хэцэ-Нуру; 53 — липаритовый игнимбрит, покров, 1,1 км к ЮВ от отм. 1510,1, там же; I — средние содержания и стандартные отклонения (в скобках) главных породообразующих окислов в кислых породах пермской вулканической ассоциации Предхэнтэйского прогиба; II — то же, в кислых породах четвертичных вулканов Восточной Камчатки: вычислено по анализам, опубликованным в [15]. Анализы 51, 53 выполнены в Центральной химико-аналитической лаборатории Новосибирского геологического управления, аналитик П. С. Сазонова, остальные — результаты спектрального силикатного анализа, произведенного в СНИИГТИМСе.

Таблица 11

Средние содержания элементов-примесей и их стандартные отклонения в породах пермской и триасовой вулканических ассоциаций Предхэнтэйского прогиба (МНР)

| Вулканическая ассоциация | Ti | Mn | Pb | Ga | Cr | Ni | Sn | V | Sr | Ba | Число анализов |
|--------------------------|------|-------|---------|---------|--------|--------|------------------|-----------------|--------|--------|----------------|
| I | 0,22 | 0,033 | 0,0026 | 0,0015 | 0,0057 | 0,0050 | Сл. в 11 случаях | Сл. в 4 случаях | 0,020 | 0,031 | 19 |
| | 0,13 | 0,020 | 0,0011 | 0,0005 | 0,0038 | 0,0031 | | | 0,013 | 0,036 | |
| II | 0,27 | 0,058 | 0,0026 | 0,0018 | 0,0053 | 0,0050 | Сл. в 12 случаях | 0,0059 | 0,021 | 0,034 | 17 |
| | 0,15 | 0,021 | 0,00094 | 0,0005 | 0,0037 | 0,0031 | | | 0,0035 | 0,0087 | |
| III | 0,33 | 0,017 | 0,0020 | 0,0018 | 0,011 | 0,0051 | Сл. в 13 случаях | 0,0096 | 0,014 | 0,030 | 27 |
| | 0,11 | 0,019 | 0,0006 | 0,00042 | 0,013 | 0,0033 | | | 0,0045 | 0,020 | |
| IV | 0,54 | 0,091 | 0,0021 | 0,0018 | 0,0092 | 0,0036 | Сл. | 0,027 | 0,019 | 0,023 | 5 |
| | 0,24 | 0,012 | 0,0013 | 0,00034 | 0,0064 | 0,0016 | | | 0,0052 | 0,0076 | |

Примечание. I — кислые породы триасовой ареальной ассоциации; II — кислые породы пермской ассоциации; III — андезиты пермской ассоциации; IV — базальты пермской ассоциации.

Основные особенности химизма кислых пород пермских покровных толщ характеризуют 8 анализов и вычисленный на этой основе средний состав (табл. 10). Видно, что это породы типичной щелочноземельной серии с несколько пониженным содержанием SiO₂, благодаря чему средний состав кислых лав приближается к дацитам. Почти все проанализирован-

ные образцы являются породами лейкократового ряда, не содержащими цветных минералов, за исключением редко встречающегося биотита.

По особенностям химизма пермские кислые породы Предхэнтэйского прогиба ближе всего к кислым дифференциатам вулканов Восточной Камчатки (табл. 10, I, II). Однако от этих пород высокоглиноземистой серии они отличаются меньшими содержаниями CaO и большими K₂O. Средние содержания и стандартные отклонения элементов-примесей в пермских кислых лавах приведены в табл. 11.

Андезиты пермской вулканической ассоциации Предхэнтэйского прогиба, особенно широко развитые по его северному борту, также принадлежат щелочноземельному ряду (табл. 12). В пределах этого ряда пород они выделяются несколько повышенным содержанием K₂O, хотя суммарная щелочность и содержание отдельных окислов щелочных элементов не превышают нормы, свойственной щелочноземельным андезитовым породам. В отношении других главных породообразующих окислов они выделяются среди образований щелочноземельного ряда повышенной магnezиальностью и глиноземистостью (табл. 12, I, II, табл. 6). По среднему содержанию Al₂O₃ андезиты Предхэнтэйского прогиба аналогичны андезитам высокоглиноземистых серий орогенных областей. Сравнение с толеитовыми андезитами Исландии (см. табл. 6, V) и андезитами Камчатки (табл. 12, II) показывает, что по петрохимическим особенностям пермские андезиты Предхэнтэйского прогиба аналогичны андезитам высокоглиноземистых вулканических ассоциаций островных дуг, в частности вулканов Ключевской группы в Центрально-Камчатской депрессии.

По средним содержаниям элементов-примесей андезитовые образования практически не отличаются от их фацциальных аналогов — кислых лав пермских покровов, за исключением Sr, содержание которого в андезитах почти на порядок выше (см. табл. 11, III).

Базальты пермской вулканической ассоциации Предхэнтэйского прогиба охарактеризованы весьма небольшим числом анализов (табл. 13), поэтому выводы об их петрохимических чертах имеют предварительный характер. Сравнение их среднего состава со средним содержанием главных породообразующих окислов в базальтах иных природных вулканических серий показывает их принадлежность к ассоциации высокоглиноземистых пород (табл. 13, I, II). Однако от представителей этих высокоглиноземистых пород щелочноземельного ряда они отличаются меньшими содержаниями CaO и большими K₂O. В этом отношении они, как и андезиты Предхэнтэйского прогиба, ближе всего стоят к продуктам извержений вулканов Ключевской группы в Центрально-Камчатской депрессии, которые на фоне других четвертичных базальтов Камчатки выделяются как специфическая по химизму группа высокоглиноземистых базальтов [7]. В их геохимической характеристике привлекает внимание повышенное против андезитов содержание V и пониженное Sr (см. табл. 11).

Таким образом, все типы пород пермской вулканической ассоциации Предхэнтэйского прогиба, несмотря на часто наблюдающуюся пространственную разобщенность проявлений кислого, андезитового и базальтового вулканизма, обнаруживают родственные черты химизма. Все они относятся к щелочноземельной серии, а именно, к высокоглиноземистым представителям ее; для всех при сравнении с соответствующими породами других высокоглиноземистых серий отмечается тенденция к повышению среднего содержания K₂O и понижению CaO; имеются общие черты в геохимической их характеристике. Сопоставление с другими природными сериями щелочноземельного ряда показывает, что они существенно отличаются по составу от толеитовых пород и наиболее близки производным высокоглиноземистой магмы Камчатки, для которых по сравнению хотя бы с высокоглиноземистыми сериями запада США (Каскад) отмечается повышенная калиевоность. Так как андезитовые породы в целом преобла-

Химический состав (вес. %) андезитовых пород пермской вулканической ассоциации Предхэнтэйского прогиба (МНР)

| Оксид | 54 | 55 | 56 | 57 | 58 | 59 | 60 | 61 | 62 | 63 | 64 | 65 | 66 | 67 | 68 | 69 | 70 | 71 | I | II |
|---|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------------|-------------|
| SiO ₂ | 53,47 | 54,31 | 55,15 | 56,07 | 56,51 | 56,73 | 56,95 | 57,24 | 57,54 | 58,66 | 58,67 | 58,92 | 59,30 | 59,55 | 59,75 | 60,83 | 60,85 | 61,50 | 57,87(2,24) | 57,32(5,29) |
| TiO ₂ | 1,04 | 0,76 | 0,92 | 0,96 | 0,93 | 0,99 | 0,66 | 0,68 | 1,03 | 0,45 | 0,64 | 0,64 | 0,76 | 0,70 | 0,77 | 0,64 | 0,64 | 0,60 | 0,76(0,17) | 0,84(0,31) |
| Al ₂ O ₃ | 16,90 | 15,76 | 16,34 | 17,09 | 15,65 | 14,98 | 17,28 | 15,17 | 16,50 | 16,57 | 16,04 | 18,45 | 15,74 | 16,61 | 14,84 | 15,40 | 20,56 | 15,50 | 16,39(1,3) | 17,83(1,20) |
| Fe ₂ O ₃ | | | 2,42 | | | 6,05 | | 2,21 | | 1,25 | | | 2,95 | | 1,28 | | | | 2,15 | |
| FeO | | | 3,68 | | | 1,74 | | 2,90 | | 3,95 | | | 1,62 | | 4,42 | | | | 2,24 | |
| ΣFe в виде Fe ₂ O ₃ | 8,95 | 6,55 | (6,51) | 6,88 | 6,27 | (7,98) | 4,59 | (5,43) | 5,92 | (5,63) | 4,54 | 5,65 | (4,75) | 5,80 | (6,19) | 5,10 | 6,17 | (4,63) | 5,86(1,17) | |
| MnO | 0,13 | 0,07 | 0,12 | 0,11 | 0,09 | 0,14 | 0,09 | 0,07 | 0,06 | 0,13 | 0,07 | 0,03 | 0,14 | 0,06 | 0,12 | 0,08 | 0,12 | 0,08 | 0,09(0,03) | 0,15(0,13) |
| MgO | 4,17 | 4,68 | 4,35 | 7,63 | 2,35 | 2,44 | 3,67 | 5,27 | 7,40 | 4,91 | 3,56 | 3,07 | 1,60 | 3,07 | 5,32 | 5,33 | 1,82 | 3,77 | 4,11(1,65) | 3,20(0,85) |
| CaO | 4,62 | 3,57 | 6,60 | 5,37 | 3,86 | 5,77 | 2,49 | 5,63 | 5,90 | 4,99 | 3,43 | 2,44 | 6,58 | 3,57 | 4,57 | 2,88 | 3,78 | 3,79 | 4,40(1,31) | 7,00(0,93) |
| Na ₂ O | 1,98 | 2,29 | 3,40 | 3,20 | 4,40 | 4,75 | 4,36 | 2,33 | 3,10 | 4,87 | 3,80 | 4,02 | 4,37 | 3,46 | 3,03 | 3,04 | 2,88 | 3,68 | 3,48(0,82) | 3,59(0,53) |
| K ₂ O | 3,94 | 3,98 | 2,70 | 2,77 | 2,46 | 1,63 | 3,15 | 2,59 | 2,98 | 0,70 | 3,65 | 4,44 | 1,80 | 3,00 | 3,18 | 3,00 | 3,60 | 2,88 | 2,90(0,88) | 1,49(0,55) |
| P ₂ O ₅ | | | 0,30 | | | 0,25 | | 0,20 | | 0,14 | | | 0,31 | | 0,27 | | | | 0,16 | |
| H ₂ O ⁻ | 0,89 | 1,96 | 0,35 | | 1,66 | 0,51 | 1,76 | 0,43 | | 0,34 | 1,41 | 0,34 | 0,60 | 0,84 | 0,35 | 0,71 | | | 0,57 | |
| П. п. п. | 3,31 | 5,15 | 3,63 | | 4,91 | 4,53 | 3,61 | 5,70 | | 3,04 | 3,83 | 1,31 | 4,75 | 2,47 | 2,15 | 2,36 | | | 3,51 | |
| Сумма | 99,40 | 99,08 | 99,96 | 100,08 | 99,09 | 100,41 | 98,61 | 100,42 | 100,45 | 100,00 | 99,64 | 99,31 | 100,62 | 99,13 | 100,05 | 99,37 | 100,42 | 100,43 | | |
| Число анализов | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 18 | 80 |

Примечание. 54 — трахиандезит кварцевый, покров, 0,5 км к СЗ от отм. 1657,8, район гор Саба и Баян-Ула; 55 — трахиандезит, покров, район г. Баяс-Хуланг, к востоку от Дэлгэр-хан-сомона; 56 — андезит плагиоклаз-пироксеновый, покров, 500 м к ЮЗ от отм. 1578,5 район г. Бор-Ондор-Обо и хр. Адацаг; 57 — андезит, покров, район г. Баяс-Хуланг, к востоку от Дэлгэр-хан-сомона; 58 — андезит плагиоклазовый, покров, 3,3 км к ЮЗ от отм. 1523,4, западные окончатые хр. Мандалийн-Хэцэ-Нуру; 59 — андезит кварцевый, покров, 1 км к СЗ от отм. 1657,8, район гор Саба и Баян-Ула; 60 — андезит пироксен-плагиоклаз-амфиболовый, покров, 2,5 км к западу от отм. 1494, район рудн. Эргэн-Ус-Булак в окрестностях хр. Адацаг; 61 — андезит пироксен-плагиоклаз-амфиболовый, покров, там же; 62 — андезит, рвущее тело, район г. Баяс-Хуланг, к востоку от Дэлгэр-хан-сомона; 63 — андезит кварцево-плагиоклазовый, покров, 6 км к СВ от отм. 1578,5, район г. Бор-Ондор-Обо; 64 — андезит плагиоклаз-амфиболовый, покров, 2,5 км к западу от отм. 1494, рудн. Эргэн-Ус-Булак в окрестностях хр. Адацаг; 65 — андезит, покров, район г. Баяс-Хуланг, к востоку от Дэлгэр-хан-сомона; 66 — андезит кварц-плагиоклаз-амфиболовый с биотитом, рвущее тело, 1,5 км к северу от отм. 1700,8 район гор Саба и Баян-Ула; 67 — андезит амфиболовый, покров, район рудн. Эргэн-Ус-Булак в окрестностях хр. Адацаг; 68 — андезит, покров, район г. Баяс-Хуланг, к востоку от Дэлгэр-хан-сомона; 69 — андезит плагиоклаз-пироксен-амфиболовый, покров, район рудн. Эргэн-Ус-Булак; 70 — андезит, покров, район г. Баяс-Хуланг; 71 — андезит плагиоклаз-биотитовый, покров, 4 км к СЗ от отм. 1578,5, район г. Бор-Ондор-Обо; I — среднее содержание и стандартные отклонения (в скобках) породообразующих окислов в пермских андезитах Предхэнтэйского прогиба; II — то же, в андезитах Ключевской группы вулканов в Центральной Камчатской депрессии; вычислено по анализам, опубликованным в [15]. Анализы 56, 59, 61, 63, 66, 68, 71 сделаны в Центральной химико-аналитической лаборатории Новосибирского геологического управления, аналитик П. С. Сазонова; остальные — спектральные силикатные анализы выполнены в спектральной лаборатории СНИИГМСА.

Химический состав (вес. %) базальтов пермской вулканической ассоциации Предхэнтэйского прогиба и базальтов других регионов

| Оксид | 72 | 73 | 74 | 75 | I | II | III | IV |
|---|-------|--------|-------|---------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| SiO ₂ | 49,57 | 51,40 | 51,83 | 52,12 | 51,23(1,00) | 51,52(5,24) | 49,10(1,56) | 46,78(1,54) |
| TiO ₂ | 1,45 | 1,00 | 0,82 | 1,22 | 1,12(0,24) | 1,00(0,34) | 2,87(0,61) | 2,55(0,47) |
| Al ₂ O ₃ | 19,10 | 16,58 | 18,80 | 17,19 | 17,92(1,06) | 17,27(3,82) | 13,09(0,78) | 15,82(0,84) |
| Fe ₂ O ₃ | | 2,20 | | 4,25 | | | | |
| FeO | | 6,93 | | 5,22 | | | | |
| ΣFe в виде Fe ₂ O ₃ | 10,41 | (9,90) | 9,50 | (10,05) | 9,96(0,33) | | | |
| MnO | 0,41 | 0,12 | 0,18 | 0,14 | 0,14(0,027) | 0,16(0,07) | 0,25(0,01) | 0,19(0,01) |
| MgO | 4,96 | 5,77 | 6,24 | 3,80 | 5,19(0,92) | 6,04(1,64) | 5,27(1,44) | 7,24(0,90) |
| CaO | 3,65 | 6,78 | 4,07 | 7,45 | 5,49(1,65) | 9,11(0,89) | 9,49(1,22) | 9,50(0,62) |
| Na ₂ O | 4,22 | 2,87 | 2,54 | 3,29 | 3,23(0,63) | 3,02(0,52) | 2,91(0,34) | 3,86(0,35) |
| K ₂ O | 1,80 | 1,56 | 1,15 | 0,85 | 1,34(0,37) | 1,18(0,40) | 0,54(0,25) | 1,61(0,51) |
| H ₂ O ⁻ | 0,63 | 0,45 | 0,74 | 0,40 | | | | |
| П. п. п. | 3,42 | 4,49 | 3,51 | 4,40 | | | | |
| Сумма | 99,32 | 100,25 | 99,38 | 100,33 | | | | |
| Число анализов | | | | | 4 | 85 | 11 | 23 |

Примечание. 72 — базальт плагиоклаз-пироксеновый, покров, район г. Шахир-Ула; 73 — базальт плагиоклаз-пироксеновый, покров, там же; 74 — базальт оливин-плагиоклазовый, покров, там же; 75 — базальт дупироксеновый, покров, 2 км к СЗ от отм. 1510,1, западное окончание хр. Мандалайн-Хэц-Нуру; I — средние содержания и стандартные отклонения (в скобках) главных породообразующих оксидов в базальтах пермской ассоциации Предхэнтэйского прогиба; II — то же, в высокоглиноземистых базальтах вулканов Ключеваньей группы Центрально-Камчатской депрессии, в расчете использованы анализы, опубликованные в [15]; III — то же в толеитовых базальтах Исландии, в расчете использованы анализы, опубликованные в [20]; IV — то же, в трахизабальтах четвертичной вулканической серии Юго-Восточной Калифорнии, анализы заимствованы из [22]. Анализы 72, 74 — спектральные силикатные анализы, выполненные в СНИИГГИМСе; 73, 75 — химические анализы, выполненные в Центральной химико-аналитической лаборатории Новосибирского геологического управления, аналитик П. С. Сазонова.

дают в пермской вулканической ассоциации Предхэнтэйского прогиба и появляются даже на юге, где фациально замещают дацитовые и липаритовые толщи, то, может быть, следует говорить о проявлениях в верхнепалеозойское время на территории Предхэнтэйского прогиба в целом андезитового вулканизма, близкого по петрохимическим параметрам его продуктов орогенному андезитовому вулканизму островных дуг Камчатского типа.

ТРИАСОВЫЕ АРЕАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРЕДХЭНТЭЙСКОГО ПРОГИБА

Проявления кислого ареального вулканизма в триасовое время охватили значительные площади в Центральной Монголии, в том числе Предхэнтэйскую впадину. Геологические особенности этих кислых рвущих тел, их стратиграфическое положение и петрографические свойства охарактеризованы в работах [9, 17]. Появившиеся в последнее время новые аналитические данные позволяют уточнить и их петрохимические особенности. Для определения места кислых пород в ряду природных липаритовых серий разного магматического типа мы привлекли материал по соответствующим образованиям толеитовой серии Исландии, дифференциатам высокоглиноземистой серии Юго-Восточной Камчатки (район

Больше-Банных горячих источников) и породам субщелочной калиевой серии Центральной Италии. Сравнение показывает, что дациты, невадитовые липариты и липарито-дациты триасовой ареальной ассоциации Предхэнтэйского прогиба являются своеобразными щелочноземельными породами, лучше всего сопоставляются с липаритами и дацитами экструзивных куполов Юго-Восточной Камчатки. От калиевых дацитов и липаритов Центрально-Итальянской серии они отличаются большей магnezностью и меньшей щелочностью, и прежде всего меньшими средними содержаниями K_2O , от толентовых пород — меньшими содержаниями Na_2O и SiO_2 при повышенных значениях Al_2O_3 и MgO . Несмотря на сходство по петрографическим особенностям и химизму с камчатскими кислыми лавами экструзий, все же и здесь следует отметить меньшую насыщенность кремнеземом и меньшую щелочность в кислых ареальных лавах триасовой ассоциации Предхэнтэйского прогиба. Что же касается повышенных содержаний MgO , то это следует, видимо, отнести в разряд провинциальных особенностей, так как аналогичные черты отмечаются и для пород пермской покровной толщи рассматриваемого района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в позднем палеозое — раннем мезозое Центральной Монголии устанавливается широкое распространение различных по составу и строению вулканических ассоциаций. На северо-западе МНР в пределах Орхон-Селенгинского прогиба наблюдается последовательное формирование контрастной трахилипарит-трахибазальтовой с калиевой тенденцией вулканической ассоциации в пермское время, трахиандезитовой ассоциации в раннем триасе и финальной триасовой ассоциации ареальной кислого экструзивного вулканизма, которая, являясь в целом щелочноземельной серией липаритовых пород, обнаруживает тем не менее щелочной калиевый уклон.

На юго-востоке Центральной Монголии в Предхэнтэйском прогибе в рамках того же длительного отрезка времени, но, по-видимому, с относительными смещениями и асинхронно по отношению к Орхон-Селенгинскому прогибу были сформированы вулканические серии существенно иного петрохимического типа и строения. Это щелочноземельные липаритовая и андезитовая вулканические толщи, которые в основном пространственно разобщены (южное и северное крылья Предхэнтэйского прогиба), но обнаруживают местами фацциальное замещение, и финальная триасовая липаритовая ареальная ассоциация с калиевой тенденцией. Нам представляется, что для триасового времени проявления вулканизма на этой территории не ограничиваются отмеченными кислыми породами ареальных рвущих тел. Однако на сегодняшний день не имеется достаточно веских стратиграфических оснований для выделения иных вулканических серий, тем более, что часть триасовых андезитовых толщ (район Дэлгэр-хапсомона и Адацага) в свете новых данных отнесена к пермским вулканогенным образованиям.

Петрохимические различия особенно четко фиксируются для пермского времени, когда в Орхон-Селенгинском прогибе отмечены продукты контрастных субщелочных базальтовых и трахилипаритовых магм, а в Предхэнтэйском прогибе — продукты андезитовых и липаритовых магм нормальной щелочности. Так как щелочность в основном связана с повышенной калиевостью, то можно говорить о намечающейся в пермо-триасе калиевой вулканической провинции к северо-западу от Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной зоны.

Латеральные петрохимические различия в проявлениях вулканизма позднего палеозоя — раннего мезозоя, очевидно, связаны с существенны-

ми различиями в строении и составе глубинных зон Земли, являющихся областью генерации соответствующих магм в Центральной Монголии. Границей этих крупных блоков (мегаблоков) земной коры служит область, пространственно совпадающая с осевой частью Хангай-Хэнтэйской герцинской геосинклинальной зоной, где проявления вулканизма соответствующего возраста практически отсутствуют.

Особенностью орогенного вулканизма в позднем палеозое — раннем мезозое Центральной Монголии является необыкновенное разнообразие региональных форм вулканических проявлений и пестрота состава изливающихся расплавов — от самостоятельных щелочно-земельных высокоглиноземистых базальтовых, андезитовых и липаритовых магм до щелочных кислых и основных расплавов. Это разнообразие магм на заключительных этапах герцинского геосинклинального развития МНР связано с активизацией магмообразования в глубинных зонах Земли и возникновением многочисленных промежуточных малоглубинных камер с эволюционирующей в разных направлениях магмой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амаптов В. А. О континентальных пермо-триасовых отложениях Центральной Монголии (Хангайское нагорье).— «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 1.
2. Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии.— «Известия Забайкальского фил. геогр. об-ва СССР», 1966, т. II, вып. 4.
3. Аношин Н. Г., Кепежинская В. В. Распределение золота в кайнозойских вулканических породах Курило-Камчатской провинции в связи с их петрохимическими особенностями.— «Геохимия», 1972, № 8.
4. Грецкая Т. А., Моссаковский А. А. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии (междуречье Орхона и Толь).— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 2.
5. Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томур-Тогоо О., Лхасуран Б. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.— «Геотектоника», 1969, № 5.
6. Кепежинская В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск, «Наука», 1969.
7. Кепежинская В. В. Химизм четвертичных базальтов Курило-Камчатской вулканической провинции.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 6.
8. Кепежинская В. В., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтэйского прогиба (МНР).— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. XV (5).
9. Кепежинская В. В. Ареальный тип кислого континентального вулканизма.— «Геология и геофизика», 1971, № 3.
10. Кепежинская В. В., Луцицкий И. В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.— В кн.: Труды совместной Советско-Монгольской экспедиции, вып. 7, 1973.
11. Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изд-во АН СССР, 1957.
12. Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я., Томур-Тогоо О. Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины в Центральной Монголии.— В кн.: Труды совместной Советско-Монгольской экспедиции, вып. 7, 1973.
13. Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. Изд. АН СССР, 1958.
14. Петрович Ю. Я. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба в Северной Монголии и некоторые особенности их формирования.— В кн.: Материалы по геологии МНР, 1963.
15. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. Под ред. Э. Н. Эрлиха. «Наука», 1966.
16. Урбах В. Ю. Биометрические методы. «Наука», 1964.
17. Фирсов Л. В., Кепежинская В. В. Пермо-триасовые вулканогенные породы района Дэлгэр-хан-сомона. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 5.
18. Anderson C. A. Volcanoes of the Medicine Lake Highland, California.— «Calif. Univ. Dept. Geol. Sci. Bull.», 25, 1941, pp. 347—422.
19. Brause R. Analyses chimigues des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France.— «Bull. du service de la carte geol. de la France», 1961, № 263, t. LVIII.
20. Carmichael I. S. E. The petrology of Yhingmuli a Tertiary Volcano in Eastern Iceland.— «Petrology», 1964, № 3, vol. 5, p. 435—460.

21. Powers H. A. The lavas of the Modoc Lava-Bed Quadrangle California.— «Amer. Miner.», 1932, 17.
22. Smith A. Z., Carmichael I. S. E. Quaternary tracybasalts from southeastern California.— «Amer. Miner.», 1969, 54, p. p. 909—823.
23. Thayer T. P. Petrology of the later Tertiary and Quaternary rocks of the north-central Cascade Mountains in Oregon, With notes on similar rocks in Western Nevada.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1937, v. 48, p. 1611—1652.

А. Е. Егоров, В. Ф. Ерохов

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ САХАЛИНА И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ОСТРОВА

Процесс формирования общей структуры Сахалина почти на всем своем протяжении сопровождался явлениями магматизма, выразившимися с большей интенсивностью и четкостью в эффузивной форме. Интрузивные же породы получили ограниченное развитие.

В связи со спецификой геологических работ на острове, направленных на поиски и разведку месторождений каустобиолитов, наиболее изученными оказались отложения осадочного генезиса. Вопросы изучения вулканогенных образований, в частности их вещественного состава, условий образования и закономерностей пространственного размещения, от решения которых в конечном счете зависит реконструкция эволюции вулканической деятельности прошлых эпох Сахалина, по существу, все еще плохо освещены в печати. В первую очередь это касается вулканогенных образований, вмещаемых древними толщами.

В последние годы получены новые материалы по геологии острова (возраст метаморфических комплексов, взаимоотношения древних толщ, состав магматических продуктов и т. д.), которые позволили с большей детальностью и под несколько иным углом зрения подойти к формационному анализу вулканогенных образований.

Наиболее древними в пределах острова являются метаморфические породы вальзинской серии (лангерийская и дербышевская свиты) пермско-триасового возраста [3], известные в Сусунайском хребте и Восточно-Сахалинских горах. К этим же породам с некоторой долей условности относятся слабо метаморфизованные образования далдаганской серии в Таулан-Армуданской гряде [24] различные пара- и ортосланцы и зеленокаменные породы мощностью до 2500 м.

Стратиграфически выше в Восточно-Сахалинских горах залегают слабо метаморфизованные и неметаморфизованные юрско-нижнемеловые породы набильской серии. На Тонино-Анивском полуострове аналогичные образования выделяются под названием новиковской свиты. В составе набильской серии выделяются две согласно залегающие свиты (нижняя—острипская и верхняя—хойская), сложенные терригенными отложениями, яшмами, известняками, спилитами и порфиридами. Мощность образований набильской серии около 4000 м. В самое последнее время [19] к набильской серии отнесены (условно) породы орлинской свиты нижнего мела, залегающие в основании стратиграфического разреза п-ова Шмидта в Восточном хребте.

Взаимоотношения между образованиями вальзинской и набильской серий долгое время оставались невыясненными. Правда, в работах Н. А. Богданова [1] и, особенно, М. С. Маркова и др. [16] было высказано предположение о том, что метаморфические породы вместе с заведомо мезозойскими отложениями слагают комплекс без существенных несогласий внутри него. Одновременно с этим указывалось на отсутствие доказа-

тельств заметного проявления герцинских складчатых процессов в формировании структуры Сахалина.

Совсем недавно одним из авторов статьи [4] и В. Ф. Евсеевым было установлено согласное залегание и постепенный переход между образованиями вальзинской и набильской серий. Вещественный состав и парагенезис пород этих серий свидетельствуют о том, что накопление происходило в эвгеосинклинальных условиях [1, 4, 14, 16, 21].

Отложения верхнего мела развиты в Западно- и Восточно-Сахалинских горах на Тонино-Анивском полуострове и п-ове Шмидта. Различия в их литологическом составе и характере дислоцированности послужили основанием для выделения двух структурно-фациальных зон — западной и восточной, характеризующихся соответственно мио- и эвгеосинклинальным развитием.

Вулканогенные образования в верхнемеловых отложениях (спилиты, диабазы, кератофиры, порфириты и, реже, порфиры) известны лишь в восточной зоне, где они развиты в Восточно-Сахалинских горах, на п-ове Шмидта, а также вскрыты глубинными скважинами в Северо-Сахалинской низменности. Общая мощность отложений верхнего мела около 6000 м.

Третичные породы наиболее широко распространены в пределах Сахалина. Отложения палеогена развиты только в западной зоне, где они аналогично верхнемеловым образованиям представлены исключительно нормально-осадочными породами. В этой же зоне вскрывается полный разрез неогеновых отложений (аракайская, холмская, левельская, чеховская, верхнедуйская, курасийская и маруямская свиты), в котором вулканогенные образования входят в состав аракайской, чеховской и маруямской свит.

В восточной структурно-фациальной зоне в пределах Восточно-Сахалинских гор неогеновые породы выполняют ряд небольших впадин и прогибов, наложенных на дислоцированные отложения мезозоя. Вулканические породы содержатся лишь в верхней части неогенового разреза и являются возрастным аналогом маруямской свиты западной зоны. В петрографическом отношении преобладают в вулканогенных свитах андезиты, андезито-базальты и дациты.

Суммарная мощность отложений палеогена и неогена достигает 10 000—11 000 м.

В современном структурном плане Сахалина сочетаются реликты ларамийской складчатости и структуры, созданные позднелищевыми орогеническими движениями. Для западной зоны характерна линейная складчатая структура, для восточной зоны — блоковая [20].

Анализ истории геологического развития острова, минералого-петрографических и петрохимических особенностей магматических п, в частности, эффузивных пород, их парагенезиса и ассоциаций с нормально-осадочными отложениями позволяет выделить спилито-диабазовую и андезитовую формации. Первая получила распространение в восточной структурно-фациальной зоне, вторая — главным образом в западной.

СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Процесс становления пород этого формационного типа прошел три фазы вулканизма, разделенные относительно короткими промежутками времени.

Пермо-триасовая фаза вулканизма. Продукты самой ранней фазы входят в состав образований вальзинской серии — преимущественно дербышевской свиты, верхнего члена метаморфического комплекса Сахалина (рис. 1).

В тектоническом отношении вулканические породы приурочены к сводам Суусуйского и Восточно-Сахалинского мезозойских антикли-

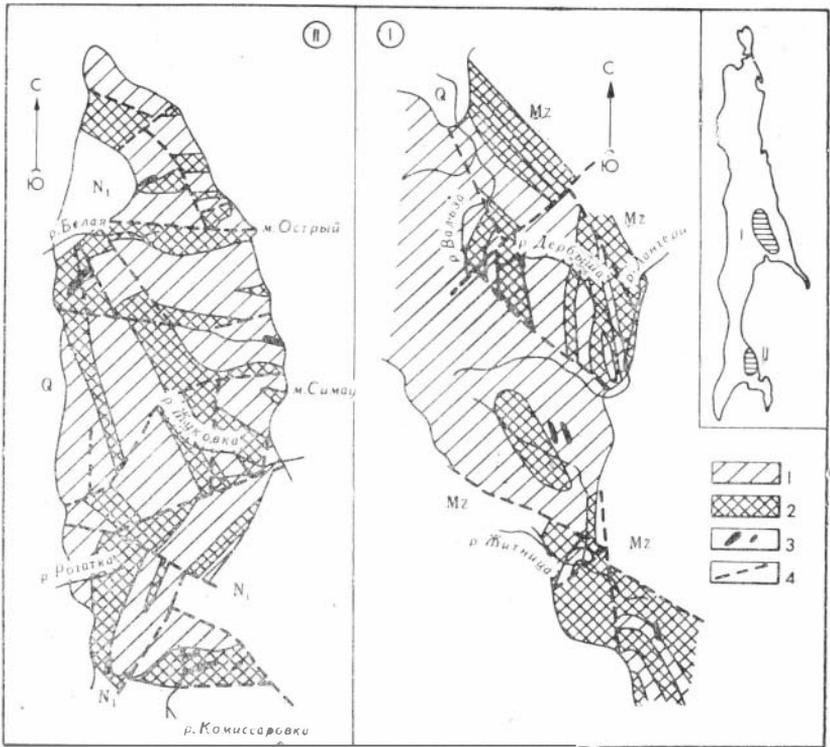


Рис. 1. Схема распространения пермо-триасовых вулканогенных пород. I — Восточно-Сахалинские горы; II — Сусунайский хребет; 1 — кварциты и плейчатые сланцы, 2 — зеленокаменные породы, 3 — тела ультраосновных пород, 4 — тектонические разрывные нарушения.

норнев [17], разобренных территориально водами Охотского моря и залива Терпения.

Эффузивы залегают среди кремнисто-сланцевых осадочных пород в форме покровов и пластовых тел мощностью до 25—40 м. Наиболее многочисленны эффузивы в южных районах Восточно-Сахалинских гор, где они к тому же меньше изменены по сравнению с другими местами. В настоящее время продукты пермо-триасовой фазы вулканизма почти утратили первоначальный облик и обнаруживают все переходы от зеленокаменного перерождения с сохранением первичных структурно-текстурных признаков и реликтов главных породообразующих минералов до полного преобразования в амфиболовые сланцы [5]. Набор петрографических типов пород весьма разнообразен — это исключительно породы основного ряда: метаморфизованные спилиты и диабазы. Переслаивание спилитов и диабазов с морскими отложениями (известняки, кремнистые породы и др.) указывает на формирование их в подводных условиях.

Эффузивы недосыщены кремнекислотой и обнаруживают отчетливую натровую специализацию (см. таблицу). Расположение химических составов спилитов и диабазов между петрохимическими типами Гавайи и Таити позволяет отнести их к производным толеитовой магмы, характерной для современных океанических областей [5].

Юрско-раннемеловая фаза вулканизма. Вулканическая деятельность юрско-раннемелового магматического этапа была тесно связана с накоплением мощного комплекса геосинклинальных осадков.

Продукты юрско-раннемелового вулканизма приурочены к остринской свите — нижней части набильской серии*, средней подсвите нови-

* По данным В. С. Рождественского [21], вулканические образования присутствуют, кроме того, в отложениях верхней подсвиты хойской свиты.

Химический состав вулканических

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|
| | 62-ж | 532-а | 2724-а | 2644/д | 2997 | 2739-б | 2825-е | 651-д | 665-з | 664-б | 231/1 |
| SiO ₂ | 48,12 | 48,61 | 44,83 | 51,91 | 48,60 | 66,64 | 46,40 | 50,03 | 55,08 | 63,87 | 49,07 |
| TiO ₂ | 1,39 | 1,03 | 2,65 | 0,35 | 2,10 | 0,14 | 0,97 | 0,44 | 0,97 | 0,31 | 1,02 |
| Al ₂ O ₃ | 15,58 | 13,42 | 17,88 | 15,17 | 14,93 | 10,41 | 13,29 | 14,74 | 14,82 | 14,02 | 22,34 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,81 | 1,60 | 4,08 | 2,00 | 5,98 | 2,82 | 3,74 | 3,68 | 4,64 | 2,46 | 3,26 |
| FeO | 6,66 | 8,96 | 8,79 | 9,67 | 3,16 | 3,09 | 9,33 | 6,71 | 4,54 | 3,71 | 6,55 |
| MnO | 0,17 | 0,29 | 0,21 | 0,22 | 0,33 | 0,08 | 0,21 | 0,14 | 0,12 | 0,12 | 0,11 |
| MgO | 7,26 | 8,17 | 6,30 | 8,00 | 5,03 | 5,55 | 8,48 | 7,32 | 2,93 | 2,14 | 4,88 |
| CaO | 9,54 | 9,57 | 6,67 | 7,30 | 7,08 | 4,39 | 7,57 | 7,67 | 8,71 | 4,17 | 5,54 |
| Na ₂ O | 3,57 | 4,04 | 3,84 | 3,91 | 4,45 | 2,70 | 4,04 | 3,91 | 3,48 | 3,60 | 3,11 |
| K ₂ O | 0,21 | 0,18 | 0,90 | 0,27 | 2,83 | 0,60 | 0,96 | 0,21 | 2,22 | 3,26 | 0,85 |
| P ₂ O ₅ | 0,24 | 0,43 | 0,49 | 0,08 | 0,25 | 0,06 | 0,23 | 0,10 | 0,10 | 0,04 | 0,14 |
| S _{общ} | — | 0,19 | 0,25 | 0,06 | 0,24 | 0,09 | 0,06 | 0,20 | 0,04 | 0,03 | — |
| П. п. п. | 2,60 | 2,94 | 2,77 | 1,11 | 4,46 | 1,37 | 3,97 | 2,90 | 1,41 | 2,02 | 2,42 |
| H ₂ O | 0,67 | 0,15 | 0,25 | 0,18 | 0,41 | 1,82 | 0,68 | 1,84 | 0,99 | 0,65 | 1,42 |
| Сумма | 99,82 | 99,58 | 99,91 | 100,32 | 99,85 | 99,76 | 99,93 | 99,89 | 100,05 | 100,40 | 100,7 |

Примечание. Пермо-триасовая фаза вулканизма. 1 — метаспилит, Восточно-Сахалинские горы, р. Выжид. Юрско-раннемеловая фаза вулканизма. Новиковская свита, Тонино-Анивский полуостров, м. Мраморный [14]. Позднемеловая гатая [14]; 6 — дацитовый порфир, ракинская свита, Восточно-Сахалинские горы, район скв. 10 СП (Музынская); 8 — спилит, подушечная лава, марийская свита, п-ов Шмидта, шечная лава, марийская свита, там же. Раннемиоценовая фаза вулканизма. андезит, обломок из брекчии, аракайская свита, район пос. Подрково; 13 — дацит, обломок выш. поток, магичарская свита, п-ов Шмидта, р. Водопадная. Среднемиоценовая фаза вулканизма. Шилова); 16 — базальт, подушечная лава, чеховская свита, о-в Монерон, р. Усова; брекчии, чеховская свита, р. Тихая. Позднемиоцено-плиоценовая фаза вулкана (колл. В. Н. Шилова); 20 — дацит, экструзивный купол, Ламанонский массив, г. Ичара (колл. дезит, лавовый поток, побережье Охотского моря, район устья р. Ягодной; 23 — трахидацит, устья р. Песковской. Анализ выполнены в лаборатории

ковской свиты, а также слагают почти нацело орлинскую свиту (рис. 2). Они представлены почти исключительно лавовыми образованиями основного состава, которые совместно с линзами и прослоями яшм, кремнисто-глинистых сланцев и известняков образуют сложнопостроенные пачки пород, переслаивающихся с терригенными отложениями. Мощность таких кремнисто-известково-эффузивных пачек весьма различна. В центральной части Восточно-Сахалинских гор она составляет 50—450 м [14]. Мощность же отдельных покровов, в форме которых обычно залегают вулканические породы, колеблется от первых до нескольких десятков метров.

Петрографический состав юрско-раннемеловых вулканических пород соответствует в общем составу продуктов предшествовавшей фазы, добавляются лишь редкие лавы кератофиров, известных на Тонино-Анивском полуострове. Важно отметить, что продукты рассматриваемой фазы вулканизма в отличие от своих аналогов пермо-триасового возраста, подвергшихся интенсивному метаморфизму, почти не затронуты процессом метаморфизма. Общим признаком спилитов, диабазов и диабазовых порфиров является слабое зеленокаменное изменение в цеолитовой фации. Спилиты в большинстве случаев имеют четко выраженную миндалекаменную текстуру и нередко обнаруживают шаровую или подушечную отдельность. Отмеченные структурно-текстурные признаки спилитов, форма их залегания и, кроме того, тесная ассоциация с яшмами, радиоляритами и известняками свидетельствуют о подводном характере их излияния и не подтверждают предположения В. О. Савицкого и Л. С. Маргулиса [23] о их связи с вулканами центрального типа.

По особенностям химического состава вулканические образования юрско-раннемеловой фазы сходны в общих чертах с эффузивами пермо-

пород Сахалина

| 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|-------|-------|--------|
| 278-А/2 | 27 | 223-в | 244-а | 2636-а | 193-а | 65 | 149-е | 180 | 325-6/7 | 151-ж | 151-в | 149 |
| 55,54 | 66,85 | 50,70 | 49,73 | 49,80 | 56,10 | 62,35 | 50,93 | 63,10 | 58,58 | 58,28 | 60,72 | 73,61 |
| 0,47 | 0,50 | 2,34 | 0,59 | 0,63 | 0,68 | 0,86 | 1,38 | — | 0,58 | 1,49 | 1,04 | 0,14 |
| 19,96 | 16,39 | 19,27 | 18,22 | 18,86 | 18,99 | 17,56 | 16,11 | 19,30 | 17,84 | 16,37 | 17,85 | 14,47 |
| 2,33 | 3,46 | 2,29 | 8,52 | 2,81 | 2,22 | 2,39 | 4,13 | 2,19 | 1,74 | 4,22 | 2,25 | 0,01 |
| 2,69 | 1,74 | 4,24 | 2,24 | 5,28 | 4,52 | 1,16 | 6,02 | 1,46 | 3,77 | 3,22 | 2,67 | 1,47 |
| 0,08 | — | 0,07 | 0,08 | 0,26 | 0,07 | 0,17 | — | — | 0,13 | 0,04 | 0,04 | 0,02 |
| 3,00 | 1,18 | 4,20 | 4,45 | 4,84 | 3,41 | 1,13 | 6,43 | 0,72 | 4,54 | 0,69 | 0,62 | 0,38 |
| 7,98 | 5,54 | 6,53 | 11,82 | 10,83 | 8,40 | 8,11 | 9,71 | 6,19 | 6,30 | 3,95 | 3,35 | 0,80 |
| 3,85 | 2,59 | 3,44 | 1,74 | 2,97 | 2,97 | 2,40 | 2,49 | 2,63 | 3,23 | 5,03 | 4,95 | 4,63 |
| 0,85 | 1,33 | 2,16 | 0,59 | 0,46 | 0,54 | 0,70 | 0,95 | 0,99 | 1,50 | 2,33 | 2,77 | 4,42 |
| 0,16 | 0,06 | 0,25 | 0,02 | 0,14 | 0,07 | 0,18 | — | 0,16 | 0,12 | 0,35 | 0,22 | 0,04 |
| — | 0,06* | 0,02 | 0,23* | — | — | 0,40 | 0,15* | 0,44* | 0,09 | 0,23 | 0,40 | 0,21* |
| 1,88 | 0,69 | 2,15 | 1,12 | 2,08 | 2,00 | 0,85 | 0,80 | 1,69 | 1,15 | 2,40 | 1,71 | 0,25 |
| 0,79 | 0,42 | 2,34 | 1,85 | 1,20 | 0,56 | 2,06 | 1,62 | 1,82 | 0,33 | 0,84 | 0,54 | 0,19 |
| 99,58 | 100,91 | 100,00 | 101,10 | 100,16 | 100,46 | 100,32 | 100,74 | 100,69 | 99,90 | 99,43 | 99,13 | 100,64 |

дербышевская свита, Сусунайский хребт, р. Комиссаровка; 2—метаспилит, дербышевская св., м а; 3—спилит, остринская свита, Восточно-Сахалинские горы, руч. Голубичный; 4—спилит, фаза вулканизма. 5—диабаз, богатинская свита, Восточно-Сахалинские горы, р. Бом. Шельгинга [14]; 7—базальтовый порфирит (спилит?), Северо-Сахалинские низменность, район м. Мари; 9—спилитовый порфирит, марийская свита, там же; 10—кератофир, поду-11—базальт, обломок из брекчии, аракайская свита, Александровский район, м. Рогатый; 12—из брекчии, аракайская свита, р. Шебунинка (кол. В. Н. Шилова); 14—трахибазальт, лаво-за вулканизма. 15—базальт, обломок из брекчии, чеховская свита, р. Чеховка (колл. 17—андезит, обломок из брекчии, чеховская свита, бух. Юянки; 18—дацит, обломок из н и з м а. 19—базальт, подушечная лава, Ламанонский массив, район м. Большой Орекс В. Н. Шилова); 21—андезит, обломок из брекчии, р. Поронай, пос. Сплавное; 22—трахиан-обломок из брекчии, там же; 24—трахипарит, дайка, побережье Охотского моря, район физико-химических методов анализа СахКНИИ.

триасового вулканизма. Вместе с тем в них больше суммарного железа и меньше окиси магния, а также заметно повышена роль калиевого компонента. Одной из важнейших черт петрохимического состава пород рассматриваемой фазы вулканизма, как и предыдущей, является натровая специализация в составе щелочей.

В пределах о. Хоккайдо спилито-диабазовые породы, подобные образованиям вальзинской и набильской серий, развиты в поясе Хидака и Камуикотан Центрального Хоккайдо, где они участвуют в сложении единого комплекса геосинклинальных осадков, объединяемых в супер-группу Хидака [29].

Поздне меловая фаза вулканизма. После периода затишья вулканической деятельности, приходящегося на сеноман — ранний сенон, поздне сенонское время вновь ознаменовалось интенсивными процессами вулканизма. Вулканогенные образования поздне меловой фазы, как и продукты пермо-триасовой и юрско-раннемеловой фаз, получили развитие в восточной структурно-фациальной зоне (рис. 3).

Наиболее полно вулканические породы представлены в отложениях рымникской серии на Охотском побережье Восточно-Сахалинских гор, где они участвуют в богатинской и, в меньшей степени, березовской свитах [14]. Они начинаются подводными лавовыми потоками спилитов (5—15 м) и пластовыми залежами диабазов и диабазовых порфиритов с последующим развитием дацитовых порфиров, перемежающихся с радиоляритами, яшмами, известняками, кремнистыми аргиллитами и туфами. В залегающих выше отложениях березовской свиты, в ее нижней части, присутствуют лавовые потоки базальтовых и андезитовых порфиритов мощностью 5—20 м. Основной объем верхней части березовской свиты

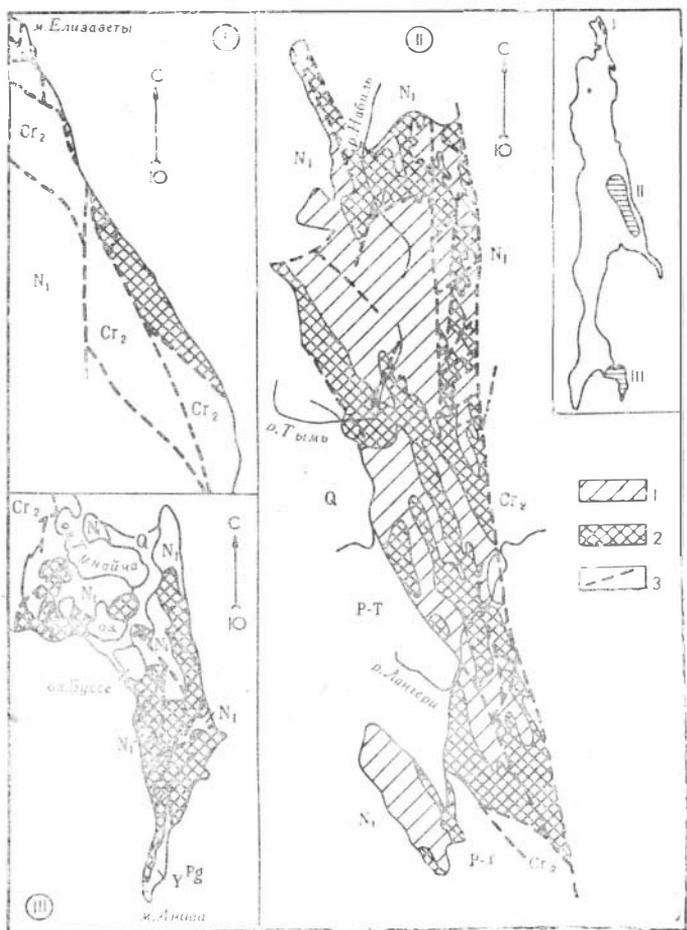


Рис. 2. Схема распространения юрско-нижнемеловых вулканогенных пород.

I — п-ов Шмидта; II — Восточно-Сахалинские горы; III — Тонинно-Антивский полуостров: 1 — осадочные отложения хойской свиты 2 — вулканогенные образования (I — орлинская, II — остринская, III — новиновская свиты), 3 — тектонические разрывные нарушения.

составляют различные вулканомиктовые образования, наиболее грубо-обломочные фации которых тяготеют к местам расположения эруптивных центров [14.] По мнению М. С. Маркова и др. [16], эта часть восточного побережья Сахалина соответствует восточным склонам антиклинория Хидаки, где в зоне Сарома известны аналогичные вулканогенно-кремнистые образования.

Широкое проявление вулканических процессов в поздне меловое время было характерно также для территории Северного Сахалина. Здесь в составе верхнемеловых отложений, вскрытых рядом глубинных скважин под чехлом формаций неогена, обнаружены вулканогенные образования кампан-маастрихтского возраста мощностью более 500 м. Вулканические породы представлены спилитами, вариолитами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, перемежающимися кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, разнообразными вулканомиктовыми породами, туфами и туффитами [18].

В пределах п-ова Шмидта продукты поздне меловой фазы вулканизма развиты в районе мыса Марии. Более чем 500-метровая толща марийской свиты состоит из разнообразных эффузивных пород подводного генезиса.

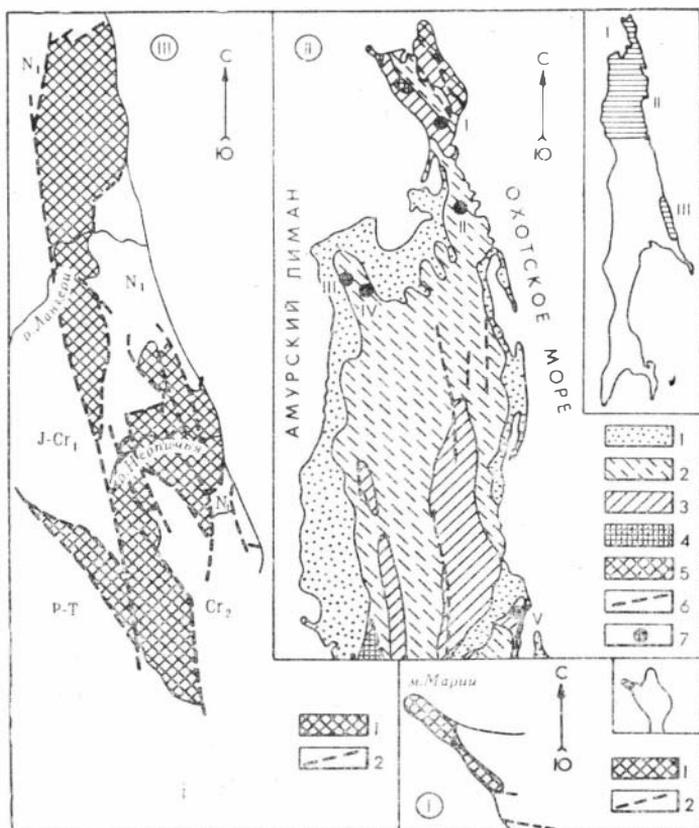


Рис. 3. Схема распространения верхнемеловых вулканогенных пород.

I — п-ов Шмидта (1 — вулканогенные породы марийской свиты, 2 — тектонические разрывные нарушения); II — Северный Сахалин (1 — четвертичные, 2 — плиоценовые, 3 — миоценовые, 4 — верхнемеловые нормально-осадочные, 5 — нижнемеловые отложения, 6 — тектонические разрывные нарушения, 7 — скважины Тротунская, Охинская, Музыминская, Центрально-Тамлевская и Катанглийская, вскрывшие верхнемеловые вулканогенные породы); III — Восточно-Сахалинские горы (1 — вулканогенные образования рымникской серии, 2 — тектонические разрывные нарушения).

подавляющее большинство образований свиты сложено типичными подушечными лавами и гналокластитами спилитов, спилитовых порфиритов и кератофиров, которые местами переслаиваются с кремнистыми аргиллитами, содержащими радиолярии, туфами и туффитами [6].

Общая особенность химизма верхнемеловых вулканических пород — повышенное содержание щелочей [14], причем в спилитовых порфиритах и кератофирах п-ова Шмидта это обстоятельство обусловлено не столько развитием процесса альбитизации, сколько повышенной ролью калиевого компонента в полевошпатовой части породы.

Существующее представление [13, 22 и др.] о проявлении верхнемеловой вулканической деятельности в западной зоне Сахалина нами не разделяется. Наша точка зрения подтверждается отсутствием здесь в разрезе верхнего мела вулканических образований, подобных лавовым и пирокластическим породам, являющимся обязательными спутниками вулканических извержений. Присутствие лишь прослоев пепловых туфов кислого состава не может служить аргументом, указывающим на проявление здесь спорадических вспышек местного вулканизма. Вероятнее всего, происхождение этих туфов связано с вулканическими

эксплозиями, имевшими место на сопредельных территориях в поздне-меловое время. Западная зона Сахалина представляет собой продолжение зоны Исикари-Румон, являвшейся в позднемеловое время также областью накопления мощных терригенных толщ [16].

АНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Смена тектонического режима на Сахалине в начале кайнозоя привела к изменению характера и типа вулканизма. На смену мощным, преимущественно подводным излияниям основных лав в мезо-палеозое пришли вулканические образования, связанные в основном с деятельностью аппаратов центрального типа. В течение неогенового периода в пределах острова установлены три фазы вулканической деятельности — в раннем, среднем миоцене и в позднем миоцене — плиоцене [10].

Р а н н е м и о ц е н о в а я ф а з а в у л к а н и з м а. На рубеже олигоцена и миоцена, знаменующем собой смену положительных движений земной коры отрицательными, на территории Сахалина вновь отмечаются вулканические процессы, приуроченные к западной части острова и западному побережью п-ова Шмидта.

Продукты этого вулканизма принимают участие в сложении аракайской и мацигарской (возрастной аналог) свит, образуя нижнюю вулканогенно-осадочную линзу кайнозоя мощностью более 1000 м. Вулканогенные породы прослеживаются по западным склонам Западно-Сахалинских гор в виде полосы меридионального направления почти от южной оконечности острова на север более чем на 300 км (рис. 4). На п-ове Шмидта вулканогенные образования развиты в центральной части Западного хребта в районе Эспенбергского горного массива, где они входят в состав мацигарской свиты.

Продукты раннемиоценовой фазы представлены комплексом разно-обломочных вулканомиктовых отложений, происшедших за счет разрушения и переотложения первичных вулканических пород, а также вулканическими и пирокластическими породами. Именно такими переотложенными образованиями и сложена подавляющая часть свиты, что делает ее фациальный состав весьма пестрым.

Вулканическая активность раннего миоцена была связана с деятельностью ряда островных вулканов, возвышающихся над уровнем мелководного моря и вытянувшихся западнее современной береговой линии Татарского пролива в виде цепочки островов. Некоторые из вулканических островов располагались на современной территории острова (район р. Агнево, п-ов Шмидта).

В результате преобладания разрушительного действия морской абразии над созидательной деятельностью вулканов последние вскоре были почти полностью уничтожены. Породы, слагающие их, испытав перемыв и переотложение, закономерно распределились вокруг бывших вулканических центров [25].

В пространстве вулканогенные породы образуют протяженные линзовидные тела, в которых участки с максимальной мощностью и наиболее грубообломочными отложениями приближены к бывшим эруптивным центрам (см. рис. 4). Выше отмечалось, что некоторые из центров располагались на современной территории острова. В таких местах в составе пород значительную роль играют лавовые образования, агломератовые туфы, т. е. фации склонов вулкана и прилегающих к ним площадей.

Петрографический состав пород раннемиоценовой фазы вулканизма весьма разнообразен. Наибольшим распространением среди них пользуются андезиты и дациты (южная часть Сахалина) [27] и меньшим — базальты и андезито-базальты (к югу от г. Александровска). Вулкано-

генные образования ма-
чигарской свиты п-ова
Шмидта представлены пол-
ным рядом пород — от ос-
новных до кислых вклю-
чительно.

По особенностям хи-
мизма продукты ранне-
миоценового вулканизма
соответствуют типу Пеле,
по Бурри. Некоторую аномалию создают породы п-ова Шмидта, которые характеризуются повышенной щелочностью, в силу чего они приближаются к трахиандезитовому формационному типу, по Ю. А. Кузнецову [15].

Среднемиоце-
новая фаза вул-
канизма. Новому циклу вулканической активности на Сахалине в среднем миоцене предшествовал период затишья, продолжавшийся в течение холмского времени (вторая половина раннего и первая половина среднего миоцена). В конце его произошло резкое усиление дифференцированности бассейна, обусловившее формирование поднятий. Последнее привело к оживлению Западно-Сахалинского и Тымь-Поронайского разломов и проявлению в их зонах вулканизма, уступавшего по своим масштабам вулканической деятельности раннего миоцена. Продукты среднемиоценового вулканизма территориально приурочены к обоим склонам Западно-Сахалинских гор, а также покрывают почти всю площадь прибрежного о. Монерон [11], где они входят в состав чеховской свиты (см. рис. 4).

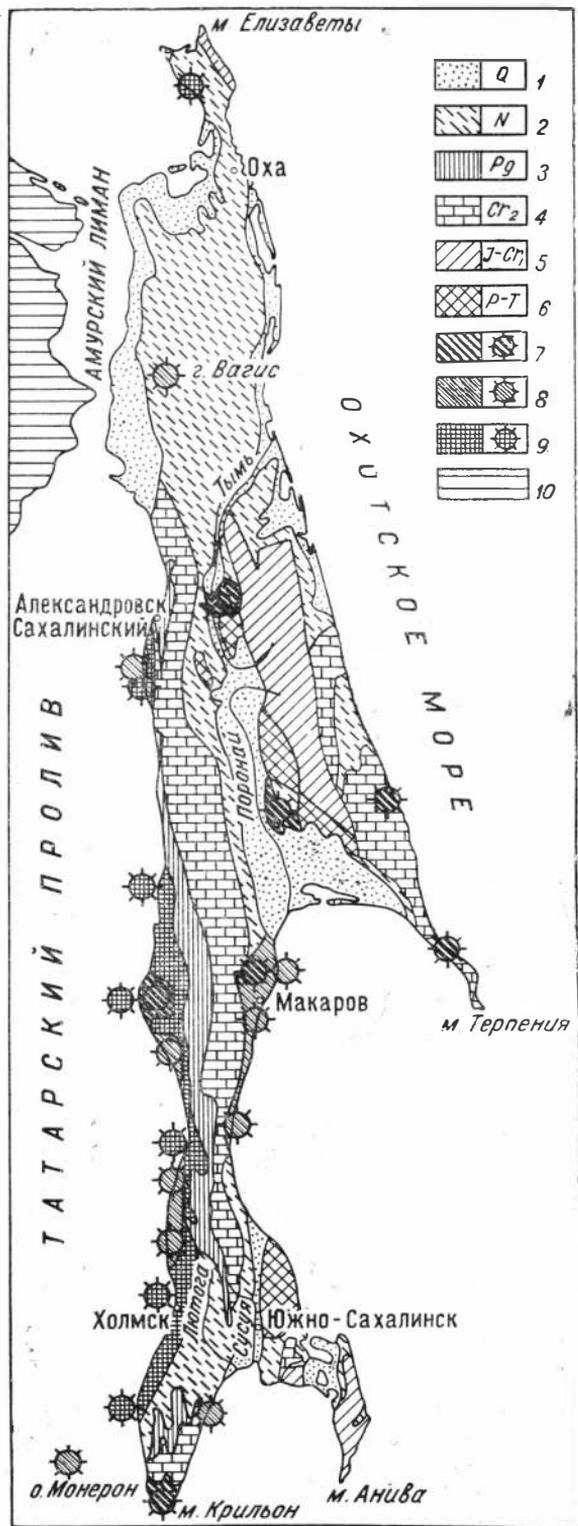


Рис. 4. Схема распространения неогеновых вулканогенных пород и местоположение предполагаемых вулканических центров.

Отложения: 1 — четвертичные, 2 — неогеновые, 3 — палеогеновые, 4 — верхнемеловые, 5 — юрско-нижнемеловые, 6 — пермо-триасовые. Вулканические центры и их продукты: 7 — верхнемиоцен-плиоценовые, 8 — среднемиоценовые, 9 — нижнемиоценовые, 10 — материковая часть Дальнего Востока.

Литологический состав пород, характер и тип вулканизма среднемиоценового этапа во многом сходны с таковыми раннемиоценового цикла. Среди продуктов среднемиоценовой вулканической деятельности, аналогично нижнемиоценовым, преобладают переотложенные образования при резко подчиненном количестве первичных пород (лавовые потоки, лавобрекчии, туфы и т. д.). Образования такого типа Г. М. Власовым [2] четко определены как «реперные фации островных вулканических дуг».

В петрографическом отношении продукты среднемиоценового вулканизма образуют полный ряд пород от базальтов до риолитов. В западной части острова преобладают базальты [26] и в меньшей степени андезитобазальты, в восточной — андезиты и андезитобазальты с подчиненными им дацитами и риолитами [7]. Наряду со сравнительно свежими породами встречаются иногда измененные разновидности основного и среднего состава, которые могут рассматриваться в качестве базальтовых и андезитовых порфиритов в понимании А. Н. Заварицкого.

По химизму среднемиоценовые вулканические породы Сахалина вполне соответствуют крайне известково-щелочному типу Пеле и очень близки к новейшим вулканическим породам Японии [9]. Подобно своим раннемиоценовым аналогам, они относятся к андезитовой формации орогенных подвижных зон.

Позднемиоцен-плиоценовая фаза вулканизма а. После затихия на протяжении верхней половины среднего миоцена и почти всего позднего миоцена территория Сахалина вновь стала ареной вулканической деятельности, которая происходила на локальных участках острова до конца плиоцена.

Районами вулканической деятельности, как и в ранние эпохи, были зоны Западно-Сахалинского (района мысов Крильон и Ламанон) и Тымь-Поронайского разломов (районы мыса Саймонова, р. Иня, устья рр. Житница и Ускова). Вулканические породы трассируют их почти на всем протяжении. Кроме того, верхнемиоцен-плиоценовые вулканические образования развиты в восточной зоне (междуречье рек Ягодная — Герань, п-ов Терпения), где они тяготеют к зоне Восточно-Сахалинского разлома. Оживление разломов было вызвано, по-видимому, сменой доплиоценовых прогибаний эпохой устойчивых поднятий.

Наиболее широко и полно вулканическая деятельность проявилась на мысе Ламанон (западная зона), вулканические образования которого являются, по сути, стратотипическими для всего острова [12]. Начало вулканической деятельности здесь, как и в большинстве районов области, протекало в мелководных условиях с образованием подушечных (шаровых) лав и гиадокластитов основного состава [28]. В дальнейшем в связи с ростом вулканических построек и плиоценовой регрессией морского бассейна вулканические процессы происходили в субаэральных условиях и характеризовались наземными фациями. В заключительную стадию вулканической деятельности произошло выжимание экстррузивных куполов среднего и кислого состава, сохранившихся в ряде мест острова (мыс Ламанон, район р. Ускова, п-ов Терпения).

В петрографическом отношении продукты позднемиоцен-плиоценовой фазы вулканизма представлены рядом пород от базальтов до дацитов, приближающимся в редких случаях к риодацитам. По особенностям химизма они соответствуют петрохимическому типу Пеле (по Бурри). Некоторое исключение составляют породы, развитые в восточной зоне, которые характеризуются повышенной щелочностью [8] и обнаруживают сходство с трахиандезитовым формационным типом (по Ю. А. Кузнецову). Они известны в междуречье рек Ягодная — Герань и представлены трахиандезитами, трахидацитами и трахилипаритами.

Таким образом, изложенное показывает, что позднепалеозойский-мезозойский вулканизм Сахалина, проявившийся в собственно геосинклинальный этап развития, выразился в образовании пород спилито-

диабазовой формации с появлением в последнюю стадию (поздний мел) пород, которым присущи черты спилито-кератофировой и порфиритовой формаций. Появление последней, как известно, знаменует собой начало общего подъема ложа геосинклинали.

Вулканическая деятельность неогена в западной структурно-фациальной зоне Сахалина характеризовалась рядом особенностей, не свойственных геосинклинальной стадии развития подвижных зон. Как отмечают М. С. Марков и др. [16], наблюдалась своеобразная попытка регенерации геосинклинального процесса на меловом складчатом основании. Вулканическая деятельность этого этапа была обусловлена активизацией разломов, в зоне развития которых были сосредоточены вулканические очаги. Последние были выражены на поверхности в большинстве своем островными вулканами, с деятельностью которых и было связано образование пород андезитовой формации.

Вулканические формации Сахалинской складчатой области были сформированы в диапазоне от позднего палеозоя до плейстоцена включительно. Их пространственное размещение и формационная принадлежность достаточно четко отражают определенные этапы геологической эволюции конкретных структур и острова в целом.

В заключение необходимо указать, что рассмотренные вулканические формации не получили одинакового освещения ввиду неравноценности имеющегося фактического материала. По мере накопления новых данных и их геологической интерпретации неразрешенные вопросы будут в дальнейшем детализированы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А. Тектоника развития Японии и Сахалина в палеозое.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 6.
2. Власов Г. М. История геологического развития Прихотских геосинклиналей.— В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостехиздат, 1961.
3. Егоров А. Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов Сахалина.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 6.
4. Егоров А. Е., Евсеев В. Ф., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. Стратиграфия и состав метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения.— В кн.: Метаморфические комплексы о. Сахалин, 1969. (Тр. СахКНИИ, вып. 22).
5. Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. Петрографическая и петрохимическая характеристики метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения.— В кн.: Метаморфические комплексы о. Сахалин, 1969. (Тр. СахКНИИ, вып. 22).
6. Егоров А. Е., Ерохов В. Ф. Вулканические комплексы Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
7. Ерохов В. Ф. Новые данные о составе продуктов среднемоценового вулканизма в Макаровском районе (о. Сахалин).— «Докл. АН СССР», 1961, т. 113, № 3.
8. Ерохов В. Ф. Кайнозойские субщелочные вулканические породы восточной части Южного Сахалина.— «Геология и геофизика», 1962, № 4.
9. Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Петрохимия кайнозойских вулканических пород Южного Сахалина.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963.
10. Ерохов В. Ф., Шилов В. Ш. Неогеновый вулканизм и неогеновые вулканогенные формации Сахалина.— В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации, т. 2. М., «Наука», 1966.
11. Ерохов В. Ф., Жидкова Л. С., Литвиненко А. У., Сиряк И. М., Шилов В. Н. Новые данные по геологии о. Монерон (северо-восточная часть Японского моря).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 3.
12. Жидкова Л. С., Шилов В. Н. О возрасте и характере залегания продуктов третьей фазы кайнозойского вулканизма в пределах Ламанонского массива (о. Сахалин).— В кн.: Геологическое строение о. Сахалин, 1969. (Тр. СахКНИИ, вып. 21).
13. Капица А. А. К вопросу о магматических горных породах острова Сахалин.— В кн.: Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск, 1960.

14. Ковтунович Ю. М., Шилов В. П. Мезо-палеозойские вулканогенные формации Сахалина.— В кн.: Геологическое строение о. Сахалин. 1969 (Тр. СахКНИИ, вып. 2).
15. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
16. Марков М. С., Аверьянова В. А., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев П. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 168.
17. Мельников О. А. К вопросу о тектонической схеме Сахалина и ее значении в оценке перспектив нефтегазоносности.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Дальнего Востока. М., 1967. (Тр. сессии ОНЗ АН СССР).
18. Мишаков Г. С., Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Новые данные по геологии донеогеновых образований Северного Сахалина по результатам глубинного бурения.— В кн.: Геологическое строение о. Сахалин, 1969 (Тр. СахКНИИ, вып. 24).
19. Мытарев В. П. Новые данные по стратиграфии меловых отложений полуострова Шмидта. «Недра», 1969 (Сб. по геологии и гидрогеологии, вып. 7).
20. Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— «Известия АН СССР. Сер. геол.» 1964, № 12.
21. Рождественский В. С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина.— «Геология и геофизика», 1966, № 3.
22. Руднич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
23. Савицкий В. О., Маргулис Л. С. Вопросы истории геологического развития Сахалина в мезозое.— В кн.: Геологическое строение о-ва Сахалин, 1969 (Тр. СахКНИИ, вып. 24).
24. Семенова Д. Ф. О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о. Сахалин.— В кн.: Метаморфические комплексы о. Сахалин, 1969. (Тр. СахКНИИ, вып. 22).
25. Шилов В. Н. Кайнозойский вулканизм Южного Сахалина.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 118, № 1.
26. Шилов В. Н. О среднемиоценовых базальтовых породах западной части Южного Сахалина.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 112, № 4.
27. Шилов В. Н. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 114, № 4.
28. Шилов В. Н. Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 1.
29. Nasegawa K., Osanai H., Suzuki M. Matsushitak. Pre-Yezo group in the axial zone of Hokkaido.— «Rept. Geol. Surv. of Hokkaido», 1961, № 23.

А. Ф. Белоусов, В. А. Кутюлин, В. М. Фролова

ЛИНЕЙНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БАЗАЛЬТАХ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ

На корреляционных матрицах, как и на других математико-статистических моделях распределения породообразующих элементов, можно проверить правомерность тех или иных предположений о факторах (в том числе глубинных) формирования магм. Для этого петрологические предположения должны быть выражены в виде такой модели, которая позволяла бы теоретически предсказать знак и относительную силу корреляционных зависимостей между конкретными породообразующими элементами.

В данной статье делается попытка проверить некоторые петрологические предположения для пород базальтового состава. Опорным материалом послужили 22 выборки химических анализов кайнотипных базальтов и долеритов разных формаций [11].

Главными фазами в этих породах являются плагиоклаз, клинопироксен и стекло. Содержание стекла сильно варьирует. Непостоянно присутствуют оливин, ортопироксен, роговые обманки, биотит, калиевый полевой шпат. Присутствуют рудные железито-титановые минералы и другие акцессории. В небольшом количестве встречаются вторичные минералы,

Корреляции рассчитаны не для весовых процентов окислов, а для весовых отношений элемента к кислороду (за вычетом части кислорода, приходящейся на летучие окислы — H_2O и CO_2) в соответствии с известными рекомендациями [13]. Расчеты линейных корреляций сделаны В. М. Фроловой с помощью ЭВМ Вычислительного центра СО АН СССР.

Так как взятыми выборками представлены крупные провинции (от отдельных горных областей и островных архипелагов до материковых платформ и акваторий океанов), вычисленные по каждой выборке корреляционные связи отражают в пространственном смысле вариации состава пород не только от одной пробы к другой, но и от участка к участку, от одного района к другому, от одной провинции к другой. Каждая выборка, несомненно, представляет совокупность пород, возникших за счет расплавов, сформированных во множестве самостоятельных очагов, с разнообразной предысторией и варьирующими условиями в них.

Следует иметь в виду, что эти выборки представляют условно (по составу) выделенный класс пород, а не базальтоидную группу тех или иных формаций в целом. Для формаций трапных и океанических толеитов они представляют большинство пород, но для формаций островных дуг и мелодых орогенов — лишь меланократовую часть базальтоидной группы, а для щелочных формаций — только центральный класс пород, от которого отсечены породы резко меланократового, резко щелочного, а также лейкобазальтоидного уклона. Для условно выделенного класса, по-видимому, не имеет смысла производить особо тонкие количественные оценки корреляций, например оценку силы связей, так как последние, безусловно, зависят от способа выделения класса. Однако можно рассчитывать на то, что корреляции в выборках базальтов отражают принципиальные (качественные) особенности корреляционных связей внутри базальтоидной породной группы на интервале базальтовых составов. Поэтому ниже будем обращать внимание в основном только на знак связей в выборках базальтов.

В таблице приведены данные, позволяющие оценить устойчивость положительных и отрицательных связей в базальтах. В графах 8 и 9 даны численности и доверительные оценки долей случаев с положительными и отрицательными коэффициентами корреляции вообще, а в графах 10 и 11 — численности и доверительные оценки для случаев со значимыми коэффициентами корреляции. Оценки долей сделаны по таблицам биномиального распределения [15].

Корреляции определенного знака можно считать устойчивыми, если они преобладают в расчете на генеральную совокупность или если значимые коэффициенты данного знака преобладают над значимыми коэффициентами другого знака. Устойчивые связи подчеркнуты в графах 7 и 8; для пары Si—K принят во внимание перевес значимых положительных корреляций над значимыми отрицательными.

Будем считать, что эффективность предположенного фактора подтверждается, если устойчивая эмпирическая связь имеет тот же знак, что и вытекающая из взятого предположения (теоретическая). Такое подтверждение означает лишь, что фактическая корреляция между элементами не противоречит предположению о том, что данный петрологический фактор эффективно действует. Но оно не означает, что та же устойчивая связь не могла быть вызвана действием других, неучтенных, факторов. Напротив, однонаправленное действие нескольких факторов благоприятствует возникновению устойчивой связи.

Единственным отличием линейных корреляций в базальтах щелочных ассоциаций океанов и материковых платформ от остальных (толеитовых океанических, трапных и известково-щелочных) оказалось появление в первых положительной значимой связи Al—Na (в 4 из 8 провинций), которая в остальных ассоциациях (14 провинций) не отмечена. Проверка с помощью критерия χ^2 показывает, что существенную положительную

Теоретически ожидаемые парные корреляции между элементами в выплавках и фактические линейные корреляции в базальтах

| Пары элементов | Ожидаемые парные корреляции в сериях расплавов для упрощенных моделей минеральной среды (минеральных фаций) | | | | | | Распределение фактических оценок коэффициентов линейной корреляции по знаку (по 22 выборкам) | | | | |
|----------------|---|---|---|------------------------|-------------------------|----------------------------|--|-----------|---|-----------|------------|
| | оливин и пироксен | ортопироксен и клинопироксен | | гранат и клинопироксен | шпинель и клинопироксен | плагиоклаз и клинопироксен | общее | | значимых оценок (для 95% -ного доверительного уровня) | | |
| | | с конгруэнтным плавлением ортопироксена | с incongruentным плавлением ортопироксена | | | | + | - | + | - | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | |
| Si | Ti | + | - | 0 | 0 | 0 | - | 8(17-59) | 14(41-83) | 0(0-15) | 3(3-35) |
| | Al | [+] | (-) | [0] | (-)C | (-)C | [+] | 2(1-29) | 20(71-99) | 0(0-15) | 12(32-76) |
| | Fe | - | + | 0 | [-]C | - | - | 8(17-59) | 14(41-83) | 2(1-29) | 6(11-50) |
| | Mg | (-)C | [+] | (-) | (-) | [0] | (-) | 0(0-15) | 22(85-100) | 0(0-15) | 19(65-97) |
| | Ca | [+]C | (-) | (-) | [+] | [+]C | (-) | 0(0-15) | 22(85-100) | 0(0-15) | 22(85-100) |
| | Na | (+)C | [-] | [-] | (+) | (+) | (+) | 16(50-89) | 6(11-50) | 6(11-50) | 1(0-23) |
| | K | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | (+) | 14(41-83) | 8(17-59) | 11(28-72) | 0(0-15) |
| Al | Ti | [+] | [+] | [0] | [0] | [0] | (-) | 3(3-35) | 19(65-97) | 1(0-23) | 10(24-68) |
| | Fe | (-) | (-) | [0] | [+]C | [+] | (-)C | 1(0-23) | 21(77-100) | 0(0-15) | 16(50-89) |
| | Mg | (-)C | (-) | [0] | [+] | [0] | (-)C | 3(3-35) | 19(65-97) | 0(0-15) | 12(32-76) |
| | Ca | [+]C | + | 0 | - | [-]C | - | 12(32-76) | 10(24-68) | 3(3-35) | 4(5-40) |
| | Na | [+]C | + | 0 | [-]C | - | [+]C | 10(24-68) | 12(32-76) | 4(5-40) | 2(1-29) |
| | K | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | + | 9(21-64) | 13(36-79) | 2(1-29) | 3(3-35) |
| Fe | Ti | [-] | [-] | [0] | [0] | [0] | (+) | 16(50-89) | 6(11-50) | 7(14-55) | 2(1-29) |
| | Mg | + | + | 0 | + | 0 | [+] | 13(36-79) | 9(21-64) | 4(5-40) | 3(3-35) |
| | Ca | - | - | 0 | - | - | + | 11(28-72) | 11(28-72) | 3(3-35) | 3(3-35) |
| | Na | - | - | 0 | [-]C | - | [-]C | 12(32-76) | 10(24-68) | 1(0-23) | 7(14-55) |
| | K | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | - | 9(21-64) | 13(36-79) | 1(0-23) | 6(11-50) |

| | | | | | | | | | |
|------|----|-------|-----|-----|------|-----------|------------|-----------|-----------|
| Mg | Ti | (-) | [0] | [0] | [+] | 5(8—45) | 17(55—92) | 1(0—23) | 7(14—55) |
| | Ca | [—]C | (+) | [—] | (+) | 18(60—95) | 4(5—40) | 11(28—72) | 0(0—15) |
| | Na | (-)C | [+] | (-) | (-)C | 3(3—35) | 19(65—97) | 0(0—15) | 12(32—76) |
| | K | [0] | [0] | [0] | (-) | 3(3—35) | 19(65—97) | 1(0—23) | 7(14—55) |
| Ca | Ti | + | 0 | 0 | + | 7(14—55) | 15(45—86) | 3(3—35) | 3(3—35) |
| | Na | [+]C | [+] | [+] | (-) | 1(0—23) | 21(77—100) | 0(0—15) | 14(41—83) |
| | K | [0] | [0] | [0] | (-) | 1(0—23) | 21(77—100) | 0(0—15) | 14(41—83) |
| Na | Ti | + | 0 | 0 | - | 14(41—83) | 8(17—59) | 5(8—45) | 1(0—23) |
| | K | [0] | [0] | [0] | + | 16(50—89) | 6(11—50) | 6(11—50) | 0(0—15) |
| K—Ti | Ti | 0 | 0 | 0 | - | 15(45—86) | 7(14—55) | 5(8—45) | 1(0—23) |
| | K | 0 | 0 | 0 | - | 15(45—86) | 7(14—55) | 5(8—45) | 1(0—23) |

Примечание. Знаком (+) обозначена положительная корреляция, (-) — ожидаемая отрицательная корреляция. С — ожидаемая сильная корреляция. В круглых скобках — теоретически ожидаемые корреляции определенного знака, согласующиеся с преобладающими в базальтах, в квадратных скобках — ожидаемые корреляции (включая нулевые), явно не согласующиеся с корреляциями в базальтах; без скобок — теоретически ожидаемые корреляции, согласованность которых с корреляциями в базальтах неясна (остается открытым вопрос о преобладающей связи определенного знака в базальтах). Подчеркнуты устойчивые (преобладающие) в базальтах связи определенного знака. Распределение оценок выражено численными (перед скобками) и процентами (в скобках).

связь Al—Na можно считать более характерной для базальтов щелочных ассоциаций, чем для остальных, с надежностью не ниже 95% ($8^2=5,6$ при $\chi_{0,5}^2=3,84$). Эта положительная связь соответствует появлению в щелочных базальтах модалного или нормативного нефелина и в то же время согласуется с предположением о присутствии в исходных субстратах высококатионной и одновременно высокоглиноземистой фазы. Ею может быть амфибол, возможное присутствие которого на глубинах базальтового магмообразования сейчас активно обсуждается.

Интересно посмотреть, насколько согласуются с системой корреляционных связей в базальтах модели формирования базальтоидных расплавов в разных минеральных фациях (фациях глубинности) и при разном валовом составе исходных глубинных кристаллических субстратов, от ультраосновного до базальтоидного.

В графах 2—7 таблицы отмечены теоретические корреляции между элементами, которые удастся вывести на основе упрощенных моделей минеральной среды (минеральных фаций) формирования протобазальтоидных или базальтовых расплавов. Роль этой минеральной среды, в частности, может играть минеральный субстрат, из которого выплавляется магма. В моделях учтены лишь главные фазы, вовлекаемые в плавление или участвующие в кристаллизации. Для ортопироксена учтены случаи как конгруэнтного, так и инконгруэнтного плавления.

Модели, учтенные в графах 2—4 и 6 таблицы, соответствуют прямому выплавлению протобазальтоидных магм из ультраосновных (до пикритобазальтовых) и пироксенитовых субстратов (ультрабазитовая и пироксенитовая модели). Модели, учтенные в графах 5 и 7, соот-

ведут к выплавке базальтов из субстратов, приближающихся по составу к базальтовым (базитовые модели). Последовательность моделей 2—3, 4—5, 6—7 в таблице соответствует смене минеральных фаций выплавки и фракционирования магм от глубинных (мантийных) к коровым при подъеме фронта магмообразования и (или) при подъеме магмы. Это обстоятельство предоставляет некоторую возможность судить о том, на уровне каких минеральных фаций сложились наблюдаемые корреляционные связи в базальтах.

Теоретические корреляции между элементами (имея в виду знак и относительную силу связей) на взятых моделях выводятся без особого труда, если известно статистическое соотношение содержаний элементов между обеими составляющими и известны в самом общем виде условия случайного процесса частичного плавления и частичной кристаллизации магмы. Последние условия сводятся к тому, что обе составляющие содержатся в разных участках исходного субстрата в разных количественных соотношениях и в результате вариаций интенсивных физико-химических факторов в пределах зоны магмообразования вовлекаются в парциальное плавление и затем в частичную кристаллизацию тоже в меняющихся соотношениях. Приемлемы любые комбинации избирательного (опережающего) и котектического плавления или кристаллизации обеих составляющих. В выплавках при этом будет устанавливаться положительная корреляция между теми элементами, которыми обогащена одна и та же составляющая, и отрицательная корреляция между элементами, обогащающими разноименные составляющие. Чем отчетливее и больше разница содержаний элемента в этих составляющих, тем сильнее для него должны быть связи в выплавках.

Распределение породообразующих элементов между высокомагнезиальным оливином (Ol) и пироксенами (Px) взято следующим: $Si_{Ol} \ll Si_{Px}$, $Ti_{Ol} \ll Ti_{Px}$, $Al_{Ol} \ll Al_{Px}$, $Fe_{Ol} > Fe_{Px}$, $Mg_{Ol} > Mg_{Px}$, $Ca_{Ol} \ll Ca_{Px}$, $Na_{Ol} \ll Na_{Px}$, $K_{Ol} \approx K_{Px}$. Соотношения почти не изменятся, если пироксен заменить суммой всех остальных силикатных минералов, которые ассоциируют с высокомагнезиальным оливином, в богатых им породах и магмах. Лишь содержание калия в оливине (где оно близко к нулю) будет меньше, чем в совокупности остальных минералов.

Взятое распределение элементов между ортопироксеном (Orx) и клинопироксеном (Cpx): $Si_{Orx} \geq Si_{Cpx}$, $Ti_{Orx} \leq Ti_{Cpx}$, $Al_{Orx} < Al_{Cpx}$, $Fe_{Orx} \geq Fe_{Cpx}$, $Mg_{Orx} \geq Mg_{Cpx}$, $Ca_{Orx} \ll Ca_{Cpx}$, $Na_{Orx} \ll Na_{Cpx}$, $K_{Orx} \approx K_{Cpx}$. Распределение останется в силе, если клинопироксен заменить суммой клинопироксена и амфиболов.

Распределение элементов между инконгруэнтной выплавкой из ортопироксена (Opx) и клинопироксена (Cpx) взято: $Si_{Opx} \gg Si_{Cpx}$, $Ti_{Opx} \approx Ti_{Cpx}$, $Al_{Opx} \approx Al_{Cpx}$, $Fe_{Opx} \approx Fe_{Cpx}$, $Mg_{Opx} < Mg_{Cpx}$, $Ca_{Opx} < Ca_{Cpx}$, $Na_{Opx} < Na_{Cpx}$, $K_{Opx} \approx K_{Cpx}$. Соотношения сохранятся, если клинопироксен заменить суммой клинопироксена и амфиболов.

Распределение между гранатом (Ga) и клинопироксеном омфацитового ряда (Cpx) в эклогитовой фации принято: $Si_{Ga} \ll Si_{Cpx}$, $Ti_{Ga} \approx Ti_{Cpx}$, $Al_{Ga} \gg Al_{Cpx}$, $Fe_{Ga} \gg Fe_{Cpx}$, $Mg_{Ga} \geq Mg_{Cpx}$, $Ca_{Ga} < Ca_{Cpx}$, $Na_{Ga} \ll Na_{Cpx}$, $K_{Ga} \approx K_{Cpx}$.

Распределение элементов между высокогликоземистой шпинелью (Sp) и клинопироксеном (Cpx) в фации шпинелевых пироксенитов: $Si_{Sp} \ll Si_{Cpx}$, $Ti_{Sp} \approx Ti_{Cpx}$, $Al_{Sp} \gg Al_{Cpx}$, $Fe_{Sp} > Fe_{Cpx}$, $Mg_{Sp} \approx Mg_{Cpx}$, $Ca_{Sp} \ll Ca_{Cpx}$, $Na_{Sp} < Na_{Cpx}$, $K_{Sp} \approx K_{Cpx}$. Соотношения в принципе не изменятся при замене клинопироксена суммой его с амфиболом.

Распределение между плагиоклазом (Pl) и клинопироксеном (Cpx) в габбровой фации: $Si_{Pl} > Si_{Cpx}$, $Ti_{Pl} < Ti_{Cpx}$, $Al_{Pl} \gg Al_{Cpx}$, $Fe_{Pl} \ll Fe_{Cpx}$, $Mg_{Pl} \ll Mg_{Cpx}$, $Ca_{Pl} < Ca_{Cpx}$, $Na_{Pl} \gg Na_{Cpx}$, $K_{Pl} > K_{Cpx}$. Очевидно, это распределение сохранится, если клинопироксен в модели заменить суммой пироксена и амфибола или суммой темноцветных вообще.

Соотношение содержаний элементов в разных минеральных фазах для фаций эклогита, гранатовых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов взято на основании опубликованных анализов гранатов [14], пироксенов, оливинов [6] и некоторых других материалов.

Таблица показывает прежде всего, что корреляции для каждой пары элементов при меняющемся наборе главных минеральных фаз в рассматриваемом ряду магматических систем складываются в общем весьма противоречиво. Лишь для пар Si—Na, Fe—Mg, Ca—Na ожидаются сравнительно выдержанные положительные связи, а для пар Si—Fe, Si—Mg, Fe—Ca, Fe—Na, Mg—Na — отрицательные (в большинстве смоделированных систем, т. е. в 4 или больше из 6).

В таблице особыми значками оттенены связи, согласующиеся с реальными в базальтах, и связи, явно не согласующиеся с последними (когда последние имеют другой знак, или оказываются нерегулярными при сильной ожидаемой связи, или же оказываются регулярными при ожиданом отсутствии связи определенного знака).

В схеме теоретических связей, полученной для габброидной модели, резкое несоответствие со связями в базальтах устанавливается только для пар Si—Al, Al—Na, Fe—Mg, Fe—Na, Mg—Ti. Кроме того, не подтверждаются регулярными связями в базальтах теоретически выводимые связи Si—Ti, Si—Fe, Al—Ca, Fe—K, Ca—Ti, Na—Ti, K—Ti. Эти несовпадения указывают на действие других факторов, не зависящих от стехиометрии породообразующих элементов в главных минералах габброидной фации формирования магмы. Они могли быть вызваны факторами, которые действовали как на этапе формирования расплавов в условиях той же габброидной фации, так и в условиях более глубоких фаций.

Некоторые из связей в базальтах могут быть истолкованы как реликты стехиометрических соотношений между элементами, унаследованные от протобазальтоидных масс и возникшие в ультрабазитовой и пироксенитовой системах. С этой точки зрения интересны некоторые корреляции между сравнительно инертными элементами.

Так, на основе базитовых систем следовало бы ожидать отрицательные связи Si—Fe и Al—Ca в базальтах. Так как эти связи в действительности неустойчивы, можно полагать, что поздним процессам (в базитовых системах) удастся только «расшатать» раннюю положительную связь, устанавливающуюся в протобазальтоидах (в ультрабазитовой или пироксенитовой системах). Устойчивая отрицательная связь Mg—Ti в базальтах, не выводимая на основе габброидной и других базитовых моделей, вероятно, тоже унаследует антагонизм между этими элементами, возникающий в протобазальтоидах (в системах ультрабазит — расплав или пироксенит — расплав).

Возможно, отрицательная связь Si—Ti, выводимая на основе габброидной модели, не оказывается устойчивой в базальтах потому, что в их протобазальтоидных предшественниках (образованных в системе ультрабазит — расплав) имела место положительная связь между этими элементами.

Неустойчивую связь Fe—Ca можно интерпретировать в том смысле, что положительная связь, формирующаяся на основе габброидной модели, не успевает четко проявиться благодаря реликтам отрицательных связей между теми же элементами, характерных почти для всех остальных, более глубоких систем.

Для высокоподвижных элементов Na и K, стехиометрия которых лишь отчасти может быть выведена на моделях взятых упрощенных (закрытых) систем, теоретические корреляции между собой и с более инертными элементами лишь в габброидной модели совпадают в основном с корреляциями в базальтах. Следы влияния фазового состава предшествующих магмообразующих систем в этих связях усмотреть трудно. Все-таки можно предполагать, что становлению устойчивых связей Si—Na (положитель-

ной) и Mg—Na (отрицательной) в базальтах благоприятствовала отмеченная выше выдержанность знаков этих связей в разных глубинных магмообразующих системах разного фазового состава.

Из таблицы видно, что габброидная модель в общем полнее, чем другие, объясняет реальную схему связей в базальтах. Она дает гораздо больше совпадений и гораздо меньше явных несовпадений, чем любая из остальных моделей.

Из этого следует вывод, что на корреляции между породообразующими элементами в базальтах наибольший отпечаток накладывает обстановка габброидной минеральной фации (т. е. фации коры или самых верхов верхней мантии), в которой главную роль играют клинопироксен и плагиоклаз. Сквозь эту позднюю «вуаль» просматриваются в системе корреляций породообразующих элементов только реликты тех связей, которые могли быть характерны для более глубоких фациальных обстановок выплавления и кристаллизации базальтоидных масс.

В литературе есть примеры истолкования корреляционных связей между элементами в горных породах с позиций самых общих (универсальных) особенностей химического и кристаллохимического сродства между элементами, которые могут определять распределение элементов в расплавах и между расплавом и твердой фазой. Эти факторы в значительной мере контролируют выплавление магм и их дальнейшее фракционирование в соответствии с вариациями интенсивных факторов в магматических системах. Возможна также интерпретация корреляционных связей между элементами с точки зрения физических свойств (соотношение плавкости, плотностей и т. д. между разными элементами, или их окислами, или другими соединениями). Влияние таких универсальных химических и физических факторов (физико-химических механизмов) на корреляционные связи между породообразующими элементами, по-видимому, лучше всего можно проверить с учетом именно этой их теоретической универсальности. В частности, ожидаемые в результате действия таких факторов корреляционные эффекты должны проявляться согласованно в магматических системах разного состава, независимо от качественных особенностей минеральных фаз, участвующих в системе. С этой точки зрения интересно посмотреть, какие связи в базальтах согласуются со связями в магматических породах качественно иной минералогической группы — в кислых породах. Для кислых пород могут быть использованы опубликованные данные [3—5, 8, 9].

Оказывается, в кислых породах сохраняются характерные для базальтов положительные связи Si—K, Fe—Ti, Mg—Ca и отрицательные связи Si—Al, Si—Mg, Si—Ca, Fe²⁺—K, Ca—K, Mg—K.

Устойчивые положительные связи Fe—Ti и Mg—Ca соответствуют близкому сходству химических и кристаллохимических свойств и гравитационного поведения элементов каждой пары.

Устойчивый антагонизм Si—Mg, Si—Ca, Ca—K, Mg—K отражает общеизвестное резкое различие плавкости и гравитационного поведения этих элементов в магматических системах, которое обуславливает сильное фракционирование этих элементов между более феррическими и более силикатными минеральными фазами вообще, между расплавом и кристаллами вообще, а также внутри расплава. Mg и Ca в базальтоидных и кислых магматических системах обогащают первовыделения и поэтому в принципе наиболее подвержены фракционированию.

Устойчивые связи в парах Ca—K и Mg—K относятся, вообще говоря, к аномальным явлениям для щелочей в магматических системах; связи щелочей с другими силикатными элементами в ассоциациях магматических пород в общем малоустойчивы, что отражает их весьма независимое высокоподвижное поведение в расплавах. Систематическая отрицательная связь в парах Ca—K и Mg—K хорошо объясняется механизмом кислотно-основного взаимодействия: повышение содержания K в системе

увеличивает химический потенциал щелочей и более тугоплавких оснований Ca и Mg, благодаря чему затрудняется переход Ca и Mg в выплавку и усиливается высадка их из расплава в кристаллический осадок. Аналогичное объяснение справедливо и для отрицательных связей Ca—Na и Mg—Na, которые устойчивы в базальтах. В кислых породах эти корреляции оказываются распатанными в достаточно очевидной связи с качественным фазово-минеральным своеобразием системы; в кислой магматической системе натрий ассоциирует с кальцием в ранней кристаллической фазе — плагноклазах и по этой причине существенно попадает во фракцию сравнительно тугоплавких, основных и феррических компонентов системы.

Механизм кислотно-основного взаимодействия подтверждается устойчивой положительной связью Si—K в базальтах и кислых породах. Повышение щелочности расплава сдвигает состав выплавки и остаточных расплавов в сторону повышения кислотного компонента — кремнезема [10]. Для базальтовых расплавов кислотно-основное взаимодействие подтверждается устойчивой положительной связью Si—Na. В кислых ассоциациях эта корреляция распатана или даже имеет тенденцию стать отрицательной в связи с отмеченным существенным вхождением натрия во фракцию сравнительно тугоплавких основных и феррических минеральных фаз.

Устойчивая отрицательная связь Si—Al в базальтах и кислых породах показывает, что реальное соотношение этих силикатных элементов не подчиняется гравитационному фактору, с точки зрения которого эти силикатные элементы в магмах, по крайней мере базальтоидных, должны были бы ассоциировать. Определяющей здесь может быть какая-то общая особенность химического средства.

Известно, что алюминий, как элемент с большим ионным потенциалом, способен в минералах, а также силикатных стеклах и расплавах [1, 7] входить в анионные связи с кислородом, изоморфно с кремнием. В алюмокремнекислородном каркасе силикатных минералов и сложных силикатных расплавов кремний и алюминий поэтому вынуждены конкурировать друг с другом: увеличение содержания одного элемента должно сопровождаться уменьшением другого. В антагонизме Si—Al, по-видимому, проявляется механизм кислотно-основного взаимодействия. Увеличение в расплаве кремнекислоты повышает активность и способствует вытеснению в твердую фазу более слабого кислотного компонента — глинозема (входящего в анионные связи).

Спецификой фазово-минерального состава кислой магматической системы хорошо объясняется замена в кислых породах в отличие от базальтов связей Ti—Al, Ti—Mg, Al—Mg устойчивыми положительными, а связи Na—K устойчивой отрицательной; Ti входит целиком, а Al (как и Na) — существенно в тугоплавкую основно-феррическую фракцию при образовании и эволюции кислого расплава.

Той же фазово-минеральной спецификой кислой системы объясняется появление в кислых породах устойчивых отрицательных связей Si—Fe, Si—Ti и положительных Ti—Ca, Ti—Fe, Fe—Ca взамен неустойчивых, наблюдаемых в базальтах.

Отмеченные различия в зависимостях между породообразующими элементами в базальтах, с одной стороны, и в кислых породах, с другой, являются одним из показателей общего существенного различия статистического закона рассеяния элементов в базальтоидных и кислых породах вообще.

Для объяснения системы корреляционных связей между породообразующими элементами в кислых породах с точки зрения минерального состава исходных субстратов оптимальной является, очевидно, модель, в которой в качестве существенных фаз присутствуют модалный кварц, калишпат и плагноклаз.

В. А. Кутюлин [12] установил, что эффузивные породы базальтового состава отличаются от своих интрузивных аналогов устойчивой и сильной отрицательной корреляцией между Fe^{3+} и Fe^{2+} , которая в ассоциациях габброидов и субвулканических траппов более слаба и нерегулярна. Достаточно очевидным физико-химическим фактором, объясняющим отрицательную корреляцию между валентными формами железа в эффузивах, является резкая разнородность условий и степени окисления магм в приповерхностной и лавовой фациях в пределах ареала распространения каждой ассоциации, а часто и небольших тел. В наземных лавах при этом широко проявляется неравновесность с атмосферным кислородом.

Так как фракционирование малоподвижных компонентов в лавовых телах обычно не успевает существенно проявиться, увеличение содержания Fe^{3+} в элементарном объеме породы сопровождается уменьшением здесь же содержания Fe^{2+} , т. е. соотношение обеих форм можно свести к простейшей моновариантной модели.

По сравнению с базальтами связи $Fe^{3+}-Fe^{2+}$ в габброидах и долеритах выглядят как бы завуалированными. Слабость и нерегулярность их в общем виде объясняются тем, что в интрузивных камерах на стехиометрии Fe^{3+} и Fe^{2+} успевают существенно отразиться факторы фракционирования. Последнее, в частности, подтверждают более высокие коэффициенты вариации Fe_2O_3 в габброидах и долеритах, чем в лавах (по данным В. А. Кутюлина [12]).

Сравнение корреляционных связей между элементами в кайнотипных базальтах и метаморфизованных базальтоидах позволяет выявить специфические связи, возникающие при метаморфизме. Так, в кайнотипных базальтах нередко фиксируется положительная связь Na—K, отрицательных корреляций между этими элементами не отмечено. В базальтоидах рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории, Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау, испытавших региональное зеленокаменное перерождение, фиксируется устойчивая отрицательная связь между Na и K. Эта новая связь, очевидно, обязана метаморфизму и объясняется замещением калия натрием при региональной альбитизации плагиоклазов.

А. Ф. Белоусовым и др. [2] для рифейско-нижнепалеозойских метабазальтов запада Алтае-Саянской области установлена отрицательная корреляция Al—Ca, которая не характерна для кайнотипных базальтов и объясняется тем, что вторичная потеря кальция в эффузивах происходит в основном за счет альбитизации главного высокоглиноземистого минерала — плагиоклаза. В той же работе отмечено, что в метабазальтах оказывается ослабленной или расшатанной отрицательная связь Si—Ca, весьма устойчивая в кайнотипных базальтах.

Рассмотренные данные позволяют констатировать следующее.

1. Система корреляционных связей породообразующих элементов в неизмененных базальтах главных формаций в общем однотипна.

2. Эта система корреляционных связей несет на себе сильнейший отпечаток стехиометрических соотношений элементов, характерных для клинопироксена и плагиоклаза — главных фаз магматической системы габброид — расплав, и отражает в основном эволюцию базальтоидных масс в фациальных условиях коры и самых верхов верхней мантии.

3. Вместе с тем система корреляционных связей между породообразующими элементами в базальтах имеет определенные особенности, которые можно считать реликтами более ранних связей. Последние складывались в фемических выплавках на предыдущих этапах эволюции базальтоидных масс, в более глубоких минеральных фациях. Реликтовые связи яснее между инертными компонентами, чем между подвижными.

4. Система корреляционных связей в базальтах в принципе может отражать не только ход фракционирования расплавов, но и ход парциального (в том числе фракционного) их выплавления. Поэтому неверно рассматривать систему корреляционных или регрессионных зависимостей

между пороодообразующими элементами в целом только как отражение «пути дифференциации» магмы в течение цикла ее существования.

5. Устойчивые корреляции между пороодообразующими элементами, особенно проявляющиеся независимо от фазово-минералогического состава магматических систем (например, в базальтах и кислых породах), позволяют выявить влияние на процесс формирования магм некоторых сильных и универсальных физико-химических факторов и механизмов, зависящих от химического и кристаллохимического сродства элементов. В частности, связи между щелочами и менее сильными основаниями, а также между кислотными пороодообразующими компонентами разной силы раскрываются на основе механизма кислотно-основного взаимодействия.

6. Корреляции в базальтах между валентными формами железа оказываются специфическими для поверхностной и приповерхностной фаций, отличаясь от корреляций для интрузивных фаций долеритов и габбро.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аппен А. А. Химия стекла. Л., «Химия», 1970.
2. Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. П., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифей и пизжего наледозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., «Наука», 1969.
3. Груза В. В. Линейные парагенезисы главных пороодообразующих элементов девонских кислых эффузивов Алтае-Саянской складчатой области и опыт их генетической интерпретации.— «Сов. геология», 1964, № 12.
4. Груза В. В. О геохимии щелочей в кислых магматических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 5.
5. Груза В. В. О процессах магматической дифференциации в связи с особенностями парагенезисов итерогенных элементов в природных стеклах.— В кн.: Вопросы математической геологии. М., «Наука», 1968.
6. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. П., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Пороодообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
7. Есин О. А. О строении расплавленных силикатов.— «Успехи химии», 1957, т. 26, вып. 12.
8. Иванов Д. Н. Линейные парагенезисы главных пороодообразующих элементов гранитов Центрального Казахстана.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 2.
9. Кепежипская В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория. Новосибирск, «Наука», 1969.
10. Кержинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометалльности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967.
11. Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.
12. Кутюлин В. А. Статистическое изучение окисленности железа в породах основного состава.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 1.
13. Сарманов О. В., Вистелиус А. Б. О корреляции между процентными величинами.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 1.
14. Соболев П. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
15. Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат, ЦСУ СССР, 1961.

В. В. Волков

НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ, МОНГОЛИИ И КАЗАХСТАНА

В статье суммированы данные о распространении, составе и положении в разрезах нижнепалеозойских вулканогенных образований Алтае-Саянской области, Казахстана и Монголии. На этой основе сделана попытка выделить вулканогенные формации с указанием их возраста, па-

леогеографических и палеотектонических условий образования. Подобные исследования известны лишь для некоторых регионов рассматриваемой территории [2, 5—7, 9].

Нижнепалеозойские вулканогенные образования в Алтае-Саянской области, Казахстане и Монголии сконцентрированы в пространственно обособленных друг от друга зонах — так называемых вулканических зонах [7], имеющих различную морфологию. На площадях, разделяющих вулканические зоны, синхронный вулканизм проявился слабо или не проявился вообще.

В нижнем палеозое вулканическая деятельность развивалась крайне неравномерно. С учетом данных по всей территории Южной Сибири, Казахстана и Монголии можно выделить периоды явно повышенной вулканической активности и периоды весьма слабого и ограниченного по площади проявления вулканизма.

Большая часть нижнепалеозойских пород на исследуемой территории относится к нижнему кембрию. Нижнекембрийские вулканогенные образования распространены широко и известны во всех регионах Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана и Монголии. В ряде случаев они входят в состав единого разреза с рифейскими эффузивами.

Значительно ослабевает вулканическая деятельность в среднем кембрии — эффузивы этого возраста известны лишь в некоторых незначительных по размерам участках в северо-западной части Алтае-Саянской области (Кузнецкий Алатау, Салаир, Катунский антиклинорий Горного Алтая) и Северо-Восточного Казахстана. Среднекембрийские вулканогенные породы образуют обычно отдельные маломощные пачки в нижних частях существенно осадочных разрезов и представляют собой продукты последних вспышек затухающей вулканической деятельности. Верхнекембрийские эффузивы практически отсутствуют в Алтае-Саянской области и Монголии, а также на большей части территории Казахстана. Лишь в отдельных пунктах на северо-востоке Казахстана в самом конце верхнего кембрия наблюдаются слабые проявления вулканизма. Они знаменуют начало нового периода оживления вулканической активности, максимум которой приходится на нижний ордовик. Со второй половины среднего ордовика вулканизм вновь ослабевает.

Нижне- и среднеордовикские вулканогенные образования наиболее широко распространены в Казахстане, особенно в северо-восточных его районах. Известны они в ряде пространственно разобщенных пунктов Алтае-Саянской области (Кузнецкий Алатау, прикузбасская часть Салаира, прибортовые части Западно-Саянского синклинория, Северо-Восточная Тува, а также в Горном Алтае — Еринатская мульда). Таким образом, ордовикский вулканизм проявился на довольно широкой площади, хотя объем вулканогенных накоплений, как правило, незначительный.

В Монголии ордовикские вулканогенные породы локализованы в узкой субширотной полосе (Южно-Монгольская геосинклинальная система), протягивающейся вдоль всей южной границы МНР и, по-видимому, смыкающейся на северо-западе с Чингиз-Тарбагатайской зоной Казахстана. Вулканогенные породы этого возраста входят в состав мощных разрезов нерасчлененного ордовика. Однако приуроченность их к нижней части ордовикского разреза, а также обнаруженные среднеордовикские микрофоссилии в средней части разреза свидетельствуют о том, что максимум вулканической активности здесь, как и в других, лучше изученных районах Казахстана и Южной Сибири, приходится на нижний — средний ордовик.

Со второй половины среднего и в верхнем ордовике наблюдается заметное ослабление и затухание вулканизма, иногда нарушаемое в некоторых районах локальными и кратковременными актами вулканических извержений, преимущественно эксплозивного характера.

Следующий период оживления вулканических процессов приходится на нижний силур. Выражен он слабее предыдущих и проявлен весьма

ограниченно: главным образом в пределах узкой дугообразной полосы, протягивающейся в широтном направлении вдоль южной пограничной части Монголии на запад и северо-запад к Чингиз-Тарбагатаю, т. е. полностью совпадающей с зоной интенсивного вулканизма ордовикского времени. Суммарная мощность вулканогенных накоплений этой полосы значительна и местами превышает мощность ордовикских эффузивов.

Первые вулканические извержения этого периода наблюдаются в Казахстане уже с конца верхнего кародака — ашгиллия, основной же объем вулканогенных накоплений приходится на лландоверийский век, а с венлока он постепенно снижается, хотя последние вспышки вулканизма этого периода отмечаются даже в лудлоу (Казахстан). На территории МНР более точная датировка возраста силурийских эффузивов невозможна вследствие слабой изученности. В Алтае-Саянской области проявления силурийского вулканизма ограничены двумя-тремя пунктами (Горный Алтай, Западный Саян), где в разрезах нижнесилурийских осадочных отложений обнаружены маломощные пачки вулканогенных пород.

Таким образом, в нижнем палеозое на исследованной территории юга Сибири, Казахстана и Монголии можно выделить три периода активизации вулканической деятельности или вулканические эпохи, разделенные временем относительного вулканического покоя. Весьма четко обозначен временной перерыв между кембрийской и ордовикской эпохами, менее четко разграничены ордовикская и силурийская эпохи. Следует подчеркнуть, что выделение вулканических эпох как периодов наиболее активного проявления вулканических извержений ни в коем случае не подразумевает сколько-нибудь строгую синхронность вулканических извержений для всех районов рассматриваемой территории. Напротив, в границах выделенных вулканических эпох наблюдается асинхронность в отношении длительности, начала и конца вулканических извержений. Асинхронность тем значительнее, чем более удалены районы. Вместе с тем выделение вулканических эпох обозначает те возрастные рамки, в пределах которых заключены вулканические проявления в целом по всей довольно обширной территории.

В соответствии с данными о времени проявления вулканизма на исследуемой территории могут быть выделены три возрастные группы вулканогенных формаций: кембрийская (в большинстве случаев нижнекембрийская, местами ниже-среднекембрийская), ордовикская (в большинстве случаев нижеордовикская, местами верхнекембрийская — нижеордовикская или ниже-среднеордовикская) и силурийская (в большинстве случаев нижнесилурийская, местами ниже-верхнесилурийская или верхнеордовикско-нижнесилурийская).

Для каждой из выделенных возрастных групп характерны определенные вулканогенные формации, выделение которых здесь произведено главным образом по особенностям состава продуктов вулканизма и в тех разрезах, где вулканогенные породы составляют более трети общей мощности.

Кембрийские формации. Среди кембрийской группы до недавнего времени выделяли главным образом спилито-кератофировую формацию. Однако более детальные и углубленные исследования в ряде районов Алтае-Саянской области [2, 6, 8] показывают, что среди кембрийских можно выделить по крайней мере несколько формаций.

Наиболее распространена базальтовая (или диабазовая) формация, сложенная породами недифференцированной или весьма слабо дифференцированной базальтовой магмы — базальтовыми и андэзита-базальтовыми порфиритами с ничтожным содержанием основных пирокластов. Вулканогенные породы в разрезах обычно ассоциируются с горизонтами кварцитов, кремнистых сланцев, яшм, филлитов, а в верхних частях разрезов, как правило, появляются горизонты извест-

няков, местами органогенных. Пространственно к породам формации приурочены мелкие тела габбро-диабазов и гипербазитов.

Породы базальтовой формации локализованы в своеобразных зонах — линейных вулканических геоантиклиналях, разделяющих смежные терригенные прогибы, или в краевых вулканических геоантиклиналях, расположенных по периферии крупных геоантиклинальных массивов. Эти вулканические зоны представляют собой подводные вулканические хребты, являющиеся поверхностным выражением зон глубинных разломов. В качестве примеров можно привести Катунскую и Терехтинскую зоны Горного Алтая, Куртушибинскую и Борусскую—Западного Саяна и Тувы, Керуленскую и Озерную—Монголии, а также зоны по периферии Муюнкумского и Улутавского геоантиклинальных массивов Казахстана.

Наряду с базальтовой широко распространена липарит-андезит-базальтовая (или силито-кератофировая) формация, сложенная продуктами сильно дифференцированной базальтовой магмы: преобладающими лавами базальтового и андезитового состава с подчиненным, но обязательным участием дацит-липаритовых лав и их пирокластов. Указанные породы образуют непрерывный петрохимический ряд щелочноземельной серии. В разрезах этой формации участвуют также разнообразные обломочные породы — песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы, а также известняки; последние могут быть значительно развиты, как правило, в верхних частях разрезов. В некоторых зонах заметную роль играют кварциты, яшмоиды.

Породы липарит-андезит-базальтовой формации локализованы в узких зонах приразломных прогибов, вулканических трогах, приуроченных к структурам раздробления крупных геоантиклинальных массивов. Таковы, например, Улугуйская зона Тувы [7], Идэрская, Гоби-Алтайская, Джидинская и некоторые другие зоны Монголии, а также зоны, приуроченные к структурам раздробления фундамента Минусинских впадин. Приуроченность пород рассматриваемой формации к зонам крупных региональных глубинных разломов подчеркивается пространственной связью с ними мелких тел гипербазитов.

Две описанные формации наиболее характерны для кембрийской группы. Значительно меньше распространены две другие формации: андезито-липаритовая (или липаритовая) и контрастная липарито-базальтовая.

Андезито-липаритовая формация объединяет весьма пестрые по составу вулканогенные образования, среди которых обычно преобладают (и местами весьма существенно) породы кислого состава. Для формации характерно относительно большое количество вулканогенно-обломочных пород — разнообразных туфов, туфобрекчий, лавобрекчий и т. п. Во многих зонах, сложенных андезито-липаритовой формацией, обнаружены остатки вулканических аппаратов центрального типа; по-видимому, этот тип извержений является ведущим в процессе накопления пород рассматриваемой формации.

Вулканогенные отложения базальтового состава не характерны; андезиты и их туфы обычно подчинены липаритам, но местами составляют значительную часть общего объема вулканогенных накоплений. Из осадочных отложений, входящих в состав формации, наиболее типичны известняки (в том числе рифогенные, органогенные), а также грубообломочные породы, имеющие нередко красноцветную окраску. Условия образования пород рассматриваемой формации были, несомненно, мелководными морскими и прибрежно-морскими.

Структурное образование этой формации связано с развитием прогибов в пределах геоантиклинальных поднятий. Прогибы имеют сложные, в целом изометричные очертания в плане и, по-видимому, непосредственно не связаны с зонами глубинных разломов. Гипербазитовые интрузии в полях распространения пород формации, как правило, не встречаются.

Именно к таким прогибам с характерной для них андезито-липаритовой формацией принадлежат Таннуольско-Хамсаринский краевой вулканический прогиб [7] Тувы, Идэрский, Прихубсугульский и другие более мелкие прогибы Монголии, развитые в пределах Тувино-Монгольского и Центрально-Монгольского геоантиклинальных массивов.

Контрастная липарито-базальтовая формация имеет много общего с базальтовой. Она также сложена значительно преобладающими по объему породами базальтового и андезито-базальтового состава, главным образом лавами, и ассоциирующими с ними осадочными породами — кварцитами, кремнистыми и феллитизированными глинистыми сланцами, песчаниками, местами известняками. Однако в отличие от базальтовой здесь присутствуют покровы лав липаритового состава, количество которых, как правило, невелико (не более 10—15%). Наличие кислых вулканитов в разрезах, сложенных преимущественно базальтоидными лавами, при отсутствии промежуточных разностей — андезитов, дацитов, — характерный признак этой формации, отличающий ее от липарито-андезито-базальтовой.

Рассматриваемая формация обычно сопряжена пространственно с базальтовой. Местами она выполняет прибортовые участки приразломных вулканических трогов, центральная часть которых выполнена породами базальтовой формации. Так, Золотокитатский вулканический трог на севере Кузнецкого Алатау сложен в кембрии базальтовой формацией, а его восточная краевая часть (Кожуховская зона) — породами контрастной липарито-базальтовой формации.

Известны также структуры, близкие к линейным вулканическим геоантиклиналям, сложенные нижекембрийской контрастной липарито-базальтовой формацией (Чингиз-Тарбагатайская зона Казахстана).

Вулканогенные породы выделенных выше формаций принадлежат к нормальной щелочноземельной серии; породы с ясным щелочным уклоном для кембрийских формаций не характерны. Проявления кембрийского вулканизма за пределами вулканических зон не имеют самостоятельного формационного значения ввиду незначительных масштабов и ничтожного содержания в разрезе вулканогенных пород.

В ордовикской группе вулканогенных формаций выделяются главным образом две — липарит-андезит-базальтовая и андезито-липаритовая. По своей характеристике они очень близки к рассмотренным выше кембрийским формациям. Можно отметить лишь значительно большую роль терригенных (местами грубообломочных, молассоидных) пород, ассоциирующих с вулканогенными породами обеих формаций. В ряде случаев породам формаций свойственна пестроцветная окраска, свидетельствующая о субаэральных условиях, хотя в целом указанные формации — морские, мелководные.

Вулканогенные образования ордовикских формаций принадлежат к нормальной щелочноземельной серии, как и кембрийские. Однако в ряде случаев наблюдается щелочная тенденция кислых компонентов, появляются трахилипариты и трахиты, но их содержание ничтожно.

Выше говорилось, что основная часть ордовикских вулканических излияний приурочена к относительно узкой, изогнутой к югу дугообразной полосе, протягивающейся вдоль южной монгольской границы на северо-запад к Чингиз-Тарбагатайской зоне Казахстана. Ширина этой полосы в Монголии 300—400 км, длина — несколько тысяч километров.

В пределах монгольской части полосы мощности вулканогенных накоплений липарит-андезит-базальтовой (спилито-кератофировой) формации максимальны в краевых ее частях — северной и южной, а в центральной части полосы преобладают песчано-сланцевые отложения. В целом эта структура реконструируется как глубоководный геосинклинальный прогиб, расположенный между консолидированными складчатыми сооружениями ранних каледонид Монголии и байкалд Северного Китая.

Вулканические зоны, обрамляющие складчатые сооружения, могут рассматриваться как линейные краевые вулканические геосинклинали, подводные вулканические хребты.

Для казахстанской части рассматриваемой полосы (значительно более узкой) характерно развитие андезито-липаритовой формации. Ее палеотектоническая структура может быть представлена как линейная вулканическая геосинклиналь, унаследованно развивающаяся с нижнего кембрия.

В обе стороны от основной трансрегиональной вулканической зоны на остальной площади Монголии, Казахстана, а также Алтае-Саянской области проявления ордовикского вулканизма эпизодичны, незначительны по масштабам и, за редким исключением, не имеют самостоятельного формационного значения. Ордовикские вулканогенные породы в разрезах отдельных пространственно обособленных районов образуют, как правило, маломощные быстро выклинивающиеся пакки липаритов, андезитов, дацитов, их пирокластов, реже андезито-базальтов. Чаще всего локальные проявления ордовикского вулканизма приурочены к мелким приразломным (шовным) прогибам (Еринатская мульда Горного Алтая), но наблюдаются также в краевых частях унаследованных геосинклинальных прогибов (Западно-Саянский прогиб).

Наиболее значительные накопления ордовикских вулканогенных образований Алтае-Саянской области известны в Тайдонском грабене севера Кузнецкого Алатау, представлявшем собой в ордовике морской мелководный приразломный прогиб, где накапливались вулканогенные и обломочные молассоидные отложения. Вулканогенные образования составляют от 30 до 80% общего объема разреза. Это главным образом лавы и вулканогенно-обломочные породы базальтового состава в сочетании с ничтожным количеством кислых вулканогенных пород, обнаруживающих местами щелочную тенденцию. В целом рассматриваемая формация, по-видимому, близка к контрастной липарито-базальтовой.

Как можно видеть, ордовикская группа формаций отличается от кембрийской явно повышенной ролью эффузивов липаритового состава.

Силурийский вулканизм в целом наследует особенности пространственного размещения, свойственные ордовикскому вулканизму. В силурийский период также выделяется трансрегиональная вулканическая зона — громадной протяженности относительно узкая дугообразная в плане полоса, являющаяся центром вулканических извержений. Кроме этой зоны, проявления силурийского вулканизма известны лишь в Северном Казахстане в ряде мелких наложенных прогибов, сопряженных с главной зоной. Петрохимически силурийские вулканогенные образования изучены очень слабо, что затрудняет определение формационной принадлежности. Однако, судя по имеющимся описаниям [3, 4, 10], для вулканогенных серий силура главной вулканической зоны наиболее типичны андезитовые и базальтовые лавы, в меньшей мере вулканогенно-обломочные породы. Характерна ассоциация эффузивов с мощными рифогенными известняками, кварцитами, яшмоидами, причем количество осадочных пород увеличивается во внутренней части зоны. Пород липаритового состава очень мало, они появляются главным образом в краевой части зоны. По всей вероятности вулканогенные образования силура в главной зоне следует выделять в качестве андезито-базальтовой формации с переходом в краевых частях к контрастной липарит-базальтовой.

На крайнем востоке МНР в главной зоне состав силурийских вулканитов существенно иной — там преобладают лавы, а также разнообразные вулканогенно-обломочные породы дацито-липаритового состава в сочетании с известняково-песчаниковыми отложениями. Здесь, несомненно, развита андезито-липаритовая (липаритовая) формация.

В казахстанской части главной вулканической зоны, помимо преобладающих базальтоидов, в верхах разрезов появляются прослои и пачки породы липаритового и трахилипаритового состава, перемежающиеся с осадочными и базальтоидными. Здесь, по-видимому, наблюдается смена в разрезе андезито-базальтовой формации контрастной липарито-базальтовой формацией.

Продукты силурийского вулканизма за пределами главной зоны (преимущественно в Казахстане) образуют покровы и маломощные пачки, различные по составу — от базальтов до липаритов, в существенно осадочных разрезах мелководных прогибов и впадин.

Описанными формациями ограничиваются нижнепалеозойский вулканизм юга Сибири, Казахстана и Монголии. Более углубленное, в первую очередь петрохимическое, изучение вулканогенных формаций позволит уточнить многие особенности его эволюции. Пока можно лишь отметить, что на ранних этапах нижнепалеозойского вулканизма наиболее развиты формации со значительным преобладанием базальтоидов; со временем увеличивается роль кислой группы пород, хотя базальтоиды сохраняют преобладающее значение в течение всего нижнепалеозойского времени. Намечается щелочная тенденция кислой группы пород в более поздних формациях.

Выявленные особенности состава нижнепалеозойских вулканогенных образований, закономерности их пространственного размещения, а также намечаемая связь формаций с определенными палеотектоническими структурами могут быть привлечены для рассмотрения связи тектоники и вулканизма, а также общей эволюции вулканизма и его роли в развитии структуры земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабин Л. В., Налетов Б. Ф. Ордовикский вулканизм Кузнецкого Алатау и его металлогенические особенности.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Новосибирск, 1969.
2. Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., «Наука», 1969.
3. Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д., Храпов А. А. Новые данные о докембрийских и нижнепалеозойских отложениях Восточной Гоби (МНР).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 3.
4. Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана.— «Матер. ВСЕГЕИ. Новая серия», 1961, вып. 44.
5. Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968.
6. Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое. Новосибирск, «Наука», 1966.
7. Волков В. В. п д р. Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970.
8. Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
9. Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геоантиклинория. Алта-Ата, 1964.
10. Маринов И. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., 1967.

В. В. Бабич

ВУЛКАН БОНГАБТИ В СРЕДНЕМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ

Территория Среднего Камчатского хребта в четвертичное время представляла собой арену интенсивной вулканической деятельности, закончившейся в сравнительно недавнее время.

По подсчетам Н. В. Огородова [10], вулканические образования Среднего хребта по масштабам и формам проявления соизмеримы, а в некоторых случаях значительно превосходят восточную и южную вулканические зоны Камчатки.

Своеобразие четвертичного вулканизма, выражающееся в составе продуктов, а также поверхностных формах проявления, позволило выделить его в отдельную вулканическую фазу (этап и т. д.) [б. 8, 10, 16]. Начальными продуктами вулканической деятельности четвертичного этапа являются так называемые «плато-эффузивы», получившие название по морфологическим особенностям залегания в виде высоких столообразных возвышенностей. Об их генезисе существуют две точки зрения: с одной стороны, их рассматривают как продукты извержений трещинного типа [3, 6, 13, 17], с другой — как результат слияния крупных дифференцированных щитообразных вулканов, подвергшихся в дальнейшем значительной эрозии [1, 7, 8, 11, 12].

В связи с этим описание древнечетвертичных вулканов Среднего Камчатского хребта представляет большой интерес для более полного понимания эволюции вулканизма в целом и для решения других вопросов, в частности проблемы «плато-эффузивов».

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА

Вулкан Бонгабти находится в приводораздельной части Среднего Камчатского хребта — в междуречье Быстрой Козыревской и Быстрой Хайрюзовской, в 25 км к югу от крупного древнечетвертичного вулкана Уксайчан. Вулканическая постройка представляет собой пологий конус диаметром 9 км при относительной высоте 500 м. Абсолютные высоты достигают 1823 м (гора Бонгабти). Углы естественных склонов конуса меняются от 20—30° в привершинной части до 10—8° на некотором удалении от нее. Вулкан рассечен широкими радиальными троговыми долинами, что придает ему в плане звездчатую форму. В привершинной части конуса расположена обширная эрозионная кальдера диаметром 2,5 км, открытая к югу. Глубина кальдеры достигает 600 м. Она полностью вскрывает разрез вулканической постройки, а также частично подстилающие породы, являясь прекрасным объектом для изучения слоистой структуры вулкана и его докола. В центре эрозионной котловины расположена небольшая, диаметром около 700 м, округлая возвышенность, являющаяся хорошо отпрепарированным жертловым заполнением. Несколько аналогичных возвышенностей (экструзивных куполов) хорошо выражены в рельефе на северных склонах вулкана.

Территория, прилегающая к вулкану, сложена главным образом платоэффузивами, образующими высокую ровную тундру с абсолютными отметками 100—1200 м, с насаженными на нее небольшими шлаковыми конусами верхнечетвертичного — голоценового возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ

Эрозионные процессы, значительно разрушившие вулкан Бонгабти, вскрыли на большой площади третичные отложения, что намного облегчает выяснение структуры довулканического фундамента (рис. 1).

Наиболее древние отложения описываемого района представлены вулканогенными толщами березовской свиты анавайской серии (N_1^2). Общая мощность видимого разреза среднемиоценовых образований около 600 м.

Нижняя часть березовской свиты, вскрытая всего на 200 м, сложена преимущественно пирокластическими образованиями кислого состава

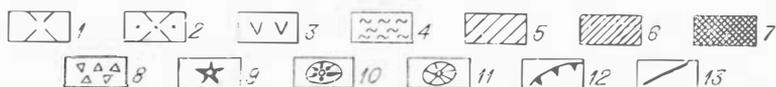
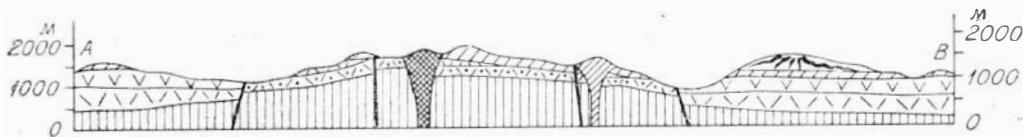


Рис. 1. Схема геологического строения района вулкана Бонкабти.

1, 2 — березовская свита (нижняя и верхняя толщи соответственно); 3 — алейская серия; 4 — голыгинские иггимбиты; 5 — покровы шпикнествертичных базальтов; 6 — экструзивные дациты и липариты; 7 — долериты; 8 — верхнечетвертичные ледниковые образования; 9 — вулкан Бонкабти (Q_1); 10 — вулканы Эжев-Бунаья и 1425 (Q_2); 11 — шлаковые конусы (Q_3-4); 12 — граница эрозивной кальдеры; 13 — разломы.

серых, серо-зеленых и зеленых тонов с обломками дацитов и липаритов размером от 2 мм до 0,5 м и увенчана 60-метровой пачкой иггимбитов.

Верхняя 400-метровая часть березовской свиты сложена эффузивными, часто флюидалными светло-серыми дацитами.

Выше по разрезу с угловым несогласием и часто с наличием коры выветривания залегают породы алейской серии ($N_1^3-N_2$). Развитые исключительно по периферии вулкана Бонкабти, они представлены преимущественно серыми (до красных) андезитами, залегающими практически горизонтально, с углами падения, не превышающими 5—8°. Лишь в приразломных зонах углы падения алейских отложений значительно

увеличиваются, достигая в некоторых случаях 50—70°. Полная мощность разреза 400 м.

В восточной части района, несогласно перекрывая алнейские отложения, залегают небольшие по площади останцы игнимбритов серого цвета мощностью 150—200 м, отличающиеся от более древних аналогичных образований незначительным развитием вторичных изменений. С. Е. Апрельковым, Ю. И. Харченко и другими сотрудниками Камчатского территориального геологического управления, проводившими в 1968 г. геологическую съемку в этом районе, подобные отложения выделены в голыгинскую свиту плиоценового возраста (N_2).

В структурном отношении породы березовской свиты слагают изометричный в плане купол диаметром около 15 км. Алнейские образования несогласно прислонены к его бортам и на незначительной площади перекрыты голыгинскими игнимбритами. Купол разбит системой разломов на ряд разноориентированных блоков с относительными амплитудами перемещения до 200 м.

Вулкан Бонгабти расположен в апикальной части купольной структуры и несогласно налегает на третичный структурный план. Строение вулкана относительно простое. Он сложен ритмично переслаивающимися потоками оливиновых базальтов с редкими незначительными по мощности (1—2 м) прослоями пирокластического материала, которые постепенно выклиниваются к периферии. Наиболее мощная пачка пирокластического материала (60 м) тяготеет к нижней части разреза. Она представлена агглютинатами кирпично-красного цвета с довольно крутыми углами падения (35—40°). Эти отложения являются продуктами начальных вулканических извержений рассматриваемого центра и слагают небольшой шлаковый конус, перекрытый последующими многочисленными лавовыми потоками.

Мощность лавовых потоков в среднем 2,5—3 м, редко достигает 10 м, уменьшаясь к периферийным частям вулкана до 1—2 м. В кальдерном срезе удалось выделить 43 лавовых потока, имеющих однотипное строение: нижние части потоков сложены массивными разностями, а верхние — шлаковыми корками, составляющими обычно до 1/2 всего объема. Ритмичное чередование потоков обусловило характерные ступенчатые формы выветривания.

Количество пирокластики по отношению к общему объему извергнутого материала незначительно и не превышает 8—10%. Концентрация туфов и агглютинатов главным образом в центральной части вулкана в совокупности с максимальными мощностями эффузивов определяет более крупные углы падения вулканогенных отложений, которые постепенно меняются от 20—30° у вершины до 8—10° у периферии. В удалении около 7—8 км от центра излиятий лавовые потоки приобретают практически горизонтальное залегание.

Бонгабти — преимущественно базальтовый вулкан. Кислые продукты извержений — дациты, липариты — слагают лишь несколько сравнительно небольших экструзивных куполов на северных его склонах, составляя по объему менее 1% всех вулканитов.

Отличительная черта вулкана — большое (более 40) количество даек мощностью от 0,5 до 5 м, слагающих в совокупности с агглютинатами и центральным долеритовым штоком типичные образования жерлового типа. Среди даек выделяются как концентрические, так и радиальные, последние явно преобладают.

Ряд морфологических и геологических особенностей вулкана — глубокая эродированность склонов троговыми долинами, наличие многочисленных верхнечетвертичных ледниковых образований с обломками пород Бонгабти, непосредственное залегание на отложениях плиоценового возраста и, наконец, фациальные замещения в районе горы Бунаия эффузивами одновозрастного вулкана Уксичан — позволяют считать Бонгабти древнечетвертичным.

ИСТОРИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Общую эволюцию вулканизма района можно представить в следующем виде. Вулкан Бонгабти возник в раннечетвертичное время на фоне значительных сводово-блоковых движений, охвативших всю территорию Срединного хребта Камчатки [7, 10 и др.]. Первые извержения были преимущественно эксплозионными, сформировавшими небольшой шлаковый конус. В дальнейшем вулканическая деятельность приняла исключительно эффузивный характер. Лавовые потоки, обладая высокой подвижностью, распространялись на расстоянии 10—12 км от центра излияний, образуя обширные лавовые плато. Возникновению таких форм способствовало и практически горизонтальное залегание алнейских и голыгинских толщ, на которые непосредственно наслаивались четвертичные эффузивы, а также фацциальные замещения аналогичными образованиями одновозрастных вулканов. Следов сколько-нибудь длительного размыва третичных отложений в этом районе не установлено, что свидетельствует о незначительном разрыве во времени между третичным и четвертичным этапами вулканизма.

Дацитовые и липаритовые экструзивные куполы образовались позже, вероятнее всего, в конце раннечетвертичного — начале среднечетвертичного времени, после прекращения активности главного жерла. Одновременно с внедрением экструзий или позже в 10 км к северо-востоку от Бонгабти сформировались небольшие лавовые щитообразные вулканы Эбев-Бунаия и 1425. Среднечетвертичный возраст этих вулканов подтверждается значительной их эродированностью, а также нахождением обломков продуктов их извержений в верхнечетвертичных моренах.

Вулканы Эбев-Бунаия и 1425 по своему строению, развитию и продуктам извержений аналогичны вулкану Бонгабти. Сходство позволяет предположить питание этих центров из единого глубинного магматического очага, а экструзивные образования рассматривать как продукты дифференциации глубинной магмы.

Необходимо также отметить поразительное сходство в строении и эволюции вулкана Бонгабти и многих одновозрастных вулканических аппаратов центральной и северной частей Срединного хребта, описанных Н. В. Огородовым [11]. Следовательно, вулкан Бонгабти — типичный представитель древнечетвертичных вулканических образований этой части Срединного вулканического пояса Камчатки.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ РАЙОНА

Описываемый район характеризуется сложной тектоникой, что объясняется в первую очередь его локализацией в зоне стыка двух крупнейших структур Срединного хребта — Срединного Камчатского и Камчатско-Корякского антиклинориев (по Г. М. Власову [2]) — и типичным блоковым строением (рис. 2, 3).

На Срединный Камчатский антиклинорий накладывается крупная грабен-синклиналь, осложненная блоковыми перемещениями, происшедшими на фоне общего воздымания территории в конце третичного — начале четвертичного времени. На существование этой грабен-синклинали указывали Г. М. Власов [2], Э. Н. Эрлих [18], А. Е. Святловский [15], Н. М. Маркин и Л. В. Демидович [9], Н. В. Огородов [11] и др., выделявшие ее под разными названиями и в различных границах.

Срединный Камчатский антиклинорий, обладающий субмеридиональным простиранием и сложенный древними домеловыми образованиями, имеет своим прямым продолжением на севере Тигильское поднятие [5] и является, по мнению Ю. С. Воронкова и Ю. С. Немцева [4], выступом краевой части Охотской платформы.

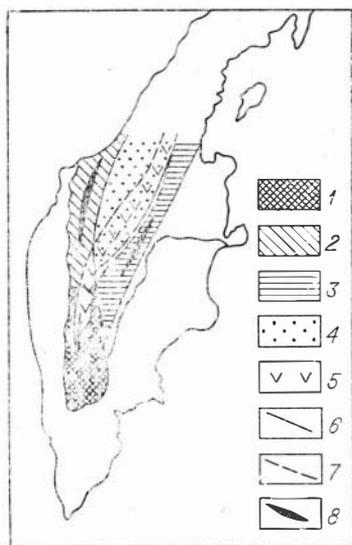


Рис. 2. Схема структурно-тектонических районов Центральной Камчатки.

1 — Срединный Камчатский антиклинорий; 2 — Тигильское поднятие; 3 — Камчатско-Борянский антиклинорий; 4 — Срединно-Камчатская наложенная грабен-синклиналь; 5 — валожненный Срединный вулканический пояс; 6 — границы структурно-тектонических районов; 7 — граница наложенного Срединного вулканического пояса; 8 — простирание структур.



Рис. 3. Схема тектонического строения южной части Срединно-Камчатской наложенной грабен-синклиннали.

I — зона сводовых поднятий Козыревско-Быстринской антиклинали; II — зона поднятий Янга-Ягай; III — зона опускания района вулкана Ичинского; IV — Уксичанская зона относительного опускания; V — главнейшие тектонические нарушения; VI — вулканы: 1 — Очамо, 2 — 2029, 3 — Бонгабти, 4 — Бунаия, 5 — 1425, 6 — Эбсв-Бунаия, 7 — Уксичан, 8 — Чингейгсйн, 9 — Анаун, 10 — Ичинский.

Молодая наложенная грабен-синклиналь имеет общее северо-восточное простирание. При детальном дешифровании аэрофотоснимков было установлено выклинивание структуры в районе вулкана Очамо. В южной оконечности этой структуры разломы, ограничивающие ее с востока, имеют общекамчатское северо-восточное простирание, а западные — субмеридиональное с постепенным переходом к север-северо-востоку, согласно изменению простирания структур Тигильского поднятия.

Эти особенности строения объясняются наличием древнего Срединного Камчатского антиклинория. Заложение обрамляющих разломов на восточному борту этого жесткого упора обусловило их субмеридиональное простирание и, как следствие, выклинивание грабен-синклиннали в целом.

На юго-западе, в верхнем течении р. Быстрой Хайрюзовской, структура осложнена частичным наложением на нее огромной кольцевой депрессии вулкана Ичинского, образовавшейся после формирования плато-эффузивов [14].

Такое в общих чертах тектоническое строение региона.

Южная оконечность наложенной грабен-синклиннали, получившая название Уксичанской структурной зоны [12], в пределах которой расположен вулкан Бонгабти, имеет ярко выраженную блоковую структуру (рис. 3). Блоки ограничены серией поперечных разломов северо-западного простирания. Относительные смещения по разломам достигают 100—500 м. Всего в этой зоне можно выделить шесть самостоятельных блоков, которые в целом ступенчато погружаются на северо-восток.

Четыре первых блока (считая с юга-запада) не испытали значительных перемещений относительно обрамляющей зоны сводовых поднятий Козыревско-Быстринской антиклинали (по третичным отложениям), расположенной к востоку от депрессии. Амплитуды опусканий не превышают 100—300 м. Пятый блок опущен относительно Козыревского хребта на 600—700 м (район вулкана Эбев-Бунаия), а в районе вулкана Уксичай, по данным Н. В. Огородова и др. [12] — до 1000—1200 м. Шестой, самый северный блок занимает наиболее низкий гипсометрический уровень.

Количество и масштаб четвертичных вулканических образований увеличиваются с юго-запада на северо-восток. На крайнем юге зоны таковыми являются всего лишь два вулканических центра — Оччамо и 2029. Этот факт наводит на мысль о приуроченности максимальных вулканических проявлений к наиболее пониженным участкам фундамента, что уже отмечалось рядом авторов для этой территории [12].

В расположении вулканов района не просматривается никакой линейности, указывающей на возможную их связь с каким-либо крупным разломом. Вулканические аппараты локализируются в пределах обособленных блоков и в их размещении, по-видимому, главную роль играют ослабленные зоны фундамента, выражающиеся в виде флексурных перегибов или куполовидных вздутий, либо разломы с небольшими амплитудами смещения. Решение этого вопроса затруднено широко развитыми плато-эффузивами, часто скрывающими структурные особенности третичного фундамента.

Срединный вулканический пояс Камчатки накладывается на разнородные тектонические элементы — древний Срединный Камчатский антиклинорий и молодую наложенную грабен-синклиналь. Различный структурный план определил некоторое различие в формах проявления вулканизма северной и южной частей вулканического пояса. Эти различия, частично отмеченные Э. Н. Эрлихом [19] и Н. В. Огородовым [11], позволяют разделить четвертичные вулканические аппараты Срединного хребта на две группы — северную и южную. Северная группа довольно многочисленна, в ее состав входит около 100 крупных вулканических центров. Южная, напротив, объединяет менее 40 вулканов (Хангар и вулканы Ичинской зоны).

Выявленные различия в вулканизме этих групп приведены ниже.

| Формы проявления вулканизма | Южная группа | Северная группа |
|---|--|---|
| Тип постройки | Конические стратовулканы | Щитообразные вулканы |
| Время заложения вулканов | Формируются главным образом после излияния плато-эффузивов | Сингенетичны с плато-эффузивами |
| Пачальные продукты извержений | Игнимбриты, экструзии кислого состава | Базальтовые покровы |
| Наличие крупных кольцевых депрессий, сингенетичных с вулканами | Присутствуют | Отсутствуют |
| Длительность существования отдельных вулканических центров | На протяжении всего четвертичного периода | На протяжении одной из эпох четвертичного периода |
| Количественные отношения кислых и основных продуктов извержений | Преобладание кислых продуктов | Преобладание основных продуктов |

Исключение составляет крупный вулканический массив Алней-Чашаконджа, расположенный в северной части Срединного хребта, который во многом сходен с вулканами южной группы, что, по-видимому, объясняется его обособленным тектоническим положением.

Таким образом, намечается зависимость проявлений вулканизма от структурного положения вулканических центров.

ВЫВОДЫ

1. Четвертичный вулканизм Срединного хребта локализуется главным образом в пределах молодой отрицательной структуры грабен-синклинального типа, частично накладываясь на юге на древний Срединный Камчатский антиклинорий, что обусловило различие в характере вулканизма этих разнородных структурных зон.

2. Наличие в южной части хребта жесткого Срединного Камчатского антиклинория субмеридионального простирания с его прямым продолжением на север в виде Тигильского поднятия определило характерную клинообразную форму наложенной депрессии и ее полное выклинивание.

3. Южная часть грабен-синклинали имеет ярко выраженное блоковое строение благодаря широкому развитию поперечных разломов северо-западного простирания.

4. Вулканические центры располагаются в пределах отдельных тектонических блоков вне прямой связи с крупными разломами и контролируются ослабленными участками фундамента (например, купольная структура фундамента вулкана Бонгабти).

5. Вулкан Бонгабти является типичным представителем древнечетвертичных вулканических образований Срединного хребта. Он характеризуется пологой щитообразной постройкой и исключительно эффузивной деятельностью. Объем пирокластике по отношению ко всему изверженному материалу незначителен, так же как отношение кислых продуктов к основным.

6. Проблема плато-эффузивов для описываемого района решается однозначно: это продукты мощных лавовых излияний древнечетвертичных щитообразных вулканов, образовавших обширные лавовые плато, представленные в настоящее время эрозионными останцами.

ЛИТЕРАТУРА

1. А пр е л к о в С. Е. Геология позднеогеновых и четвертичных вулканов хребта Ивулк на Камчатке.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.
2. В л а с о в Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности.— «Сов. геология», 1958, № 5.
3. В л а с о в Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология, 1959 (Матер. ВСЕГЕИ, вып. 2).
4. В о р о н к о в Ю. С., Н е м ц е в Ю. С. Тектоническое строение юго-западной Камчатки.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки, 1968 (Тр. ВНИГРИ, вып. 254).
5. Д љ а к о в Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки.— «Тр. ВНИГРИ», 1955, вып. 14.
6. Ж е г а л о в Ю. В., М а р ч е н к о А. Ф. Кайнозойский вулканизм центральной части Срединного Камчатского хребта.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.
7. К о ж е м я к а Н. Н. О высокой выровненной поверхности центральной части Срединного Камчатского хребта.— «Известия АН СССР. Сер. геогр.», 1963, № 4.
8. К о ч е г у р а В. В., О г о р о д о в Н. В., К о ж е м я к а Н. Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых эффузивов Срединного хребта Камчатки.— «Геология и геофизика», 1969, № 8.
9. М а р к и н Н. М., Д е м и д о в и ч Л. В. Проблема нефтегазоносности осадочных образований Камчатки.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки, 1968, (Тр. ВНИГРИ, вып. 254).
10. О г о р о д о в Н. В. Четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966.
11. О г о р о д о в Н. В. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. Канд. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1968.
12. О г о р о д о в Н. В., К о ж е м я к а Н. Н., В а ж е е в с к а я А. А., О г о р о д о в а А. С. Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967.

13. Ротман В. К. Петрохимическая эволюция лав Срединного хребта Камчатки. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
14. Святловский А. Е. Ичинский вулкан в Срединном Камчатском хребте. — В кн.: Новейший вулканизм и гидротермы, 1960. (Труды Лаб. вулканол., вып. 18).
15. Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967.
16. Эрлих Э. Н. Восхождение на вулкан Ичинский. — «Бюлл. вулканол. станций», 1958, № 27.
17. Эрлих Э. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 2.
18. Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — «Геотектоника», 1965, № 1.
19. Эрлих Э. Н. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — «Геотектоника», 1966, № 6.

Р. А. Еремин, В. В. Ярмолюк

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ АРМАНСКОЙ КАЛЬДЕРЫ

(Охотско-Чукотский вулканический пояс)

Исследования последних лет позволили говорить о широком распространении в Охотско-Чукотском вулканическом поясе отрицательных вулканоструктур типа кальдер [3, 9], однако отсутствие примеров типовых структур затрудняет выделение и идентификацию подобных образований. Между тем выделение вулканических просадок позволяет успешно применять методы фацального анализа вулканогенных формаций при выяснении истории вулканизма конкретных районов, а также имеет практический интерес, поскольку кальдеры относятся к числу важнейших типов тектоно-вулканических структур рудных полей, контролирующих размещение месторождений, возникших в связи с вулканогенными комплексами [10].

Данное сообщение продолжает предыдущие исследования авторов [4, 11]. Рассматриваются геологическое строение и механизм образования Арманской кальдеры, являющейся достаточно характерным представителем этой группы вулканических форм.

Впервые Арманская кальдера выделена в качестве самостоятельной структуры И. М. Сперанской [7] (по Сперанской — тектоно-вулканическая депрессия), ею же установлена последовательность слагающих кальдеру вулканогенных образований и примерно определены ее границы. Летом 1968 г. в районе кальдеры авторами проведены специальные исследования, результаты которых с учетом ранее полученных данных легли в основу статьи.

Геологическое положение кальдеры. В системе структур Охотско-Чукотского вулканического пояса район среднего течения р. Армань, с которым связана Арманская кальдера, принадлежит Арманскому вулканотектоническому прогибу [2]. Прогиб расположен в центральной части Центрально-Охотского района и ориентирован в северо-западном направлении ортогонально к простиранию пояса. Южная часть прогиба, открывающаяся в сторону вулканических полей прибрежной части пояса, выполнена вулканогенными отложениями ряда свит, объединяемых в две серии — нижнемеловую (охотскую) и верхнемеловую (эвенскую). Наиболее древние вулканогенные толщи обнажаются на крыльях прогиба, а центральные его участки заполнены верхнемеловыми и палеогеновыми образованиями, которые локализируются в изометричных структурах депрессионного типа — Нельканджинской вулканической котло-

вине с расположенной в центре Арманской кальдеры, Кадыкчанской впадины и Средне-Арманской впадины.

Нельканджикская котловина расположена в пределах восточного крыла Арманского прогиба и занимает около 600 км² площади. Впадина заполнена тремя верхнемеловыми толщами. Нижняя (песчано-конгломератовые отложения арманской свиты) и средняя (андезиты и андезитобазальты нараулийской свиты) обнажаются на крыльях структуры. Они наклонены к центру котловины под углом 20—30°, причем андезитовая толща погружается положе, чем арманская свита. К центру структуры слои быстро выполаживаются и приобретают практически горизонтальное залегание. С центральной частью котловины связана толща горизонтально лежащих игнимбригов ольской свиты. Отложения свиты местами перекрывают нижележащие толщи, но большей частью граничат с ними по тектоническим контактам и заполняют вулканическую структуру обрушения (Арманская кальдера). Кальдера появляется в той части котловины, где крупные разломы основания, ограничивающие с востока Арманский прогиб, пересекаются с разломами северо-восточного простирания. Эти разломы играют важную роль в строении района. Они контролируют распределение магматических образований, разрывных нарушений, полей гидротермально измененных пород и субвулканическое золото-серебряное оруденение. Разломы северо-восточного простирания относятся к Арmano-Среднеканской зоне, система нарушений северо-западного простирания принадлежит Карамкенскому региональному разлому. Внутреннее строение разрывных зон определяется сравнительно протяженными тектоническими швами, а также системами второстепенных субпараллельных кулисообразно расположенных разрывов, которые расчленяют зоны на параллелепипедальные блоки, различающиеся по знаку и амплитуде перемещения.

Арманская кальдера расположена в месте пересечения указанных систем разломов и представляет собой крупную просадку, заполненную игнимбритами липаритов ольской свиты. Почти со всех сторон она окружена выходами пород комплекса основания*, лишь вдоль северо-западного края структуры перекрыты маломощными покровами ольских игнимбригов. В плане кальдера имеет сложные очертания и в первом приближении обладает треугольной формой со сторонами 24—28 км и площадью более 300 кв. км (рис. 1). В этом отношении она сопоставима со многими кальдерами, в частности Асо, Айра, Ибусуки, Кпкаш.

Г р а н и ц ы к а л ь д е р ы определяются кольцом разломов сбросового типа, по которым центральная часть ее была опущена относительно обрамляющих образований. Пограничные разломы группируются в пределах пояса разрывных нарушений переменной ширины и наиболее простой вид имеют в южной части, где приведены в непосредственное соприкосновение верхние горизонты игнимбриговой толщи, заполняющей просадку, и эффузивно-осадочные породы комплекса основания. Сброс южной границы выражается протяженным нарушением, имеющим извилистые очертания и протягивающимся в субширотном направлении.

В пределах восточного края кальдеры, осложненного крупным куполовидным поднятием пород комплекса основания, пограничные разломы представлены разрывными нарушениями северо-западного простирания, контролируемые Карамкенской зоной разломов. За границами поднятия в долине р. Финиш эти разломы отделяют поле развития игнимбриговых отложений центральной части просадки от выходов пород комплекса основания. На территории поднятия пограничный разлом выражен протяженным нарушением и фиксируется благодаря связанной с ним крупной трещинной интрузии.

* Поскольку все более древние толщи в районе являются вмещающими по отношению к кальдере, в дальнейшем они будут называться комплексом основания кальдеры.

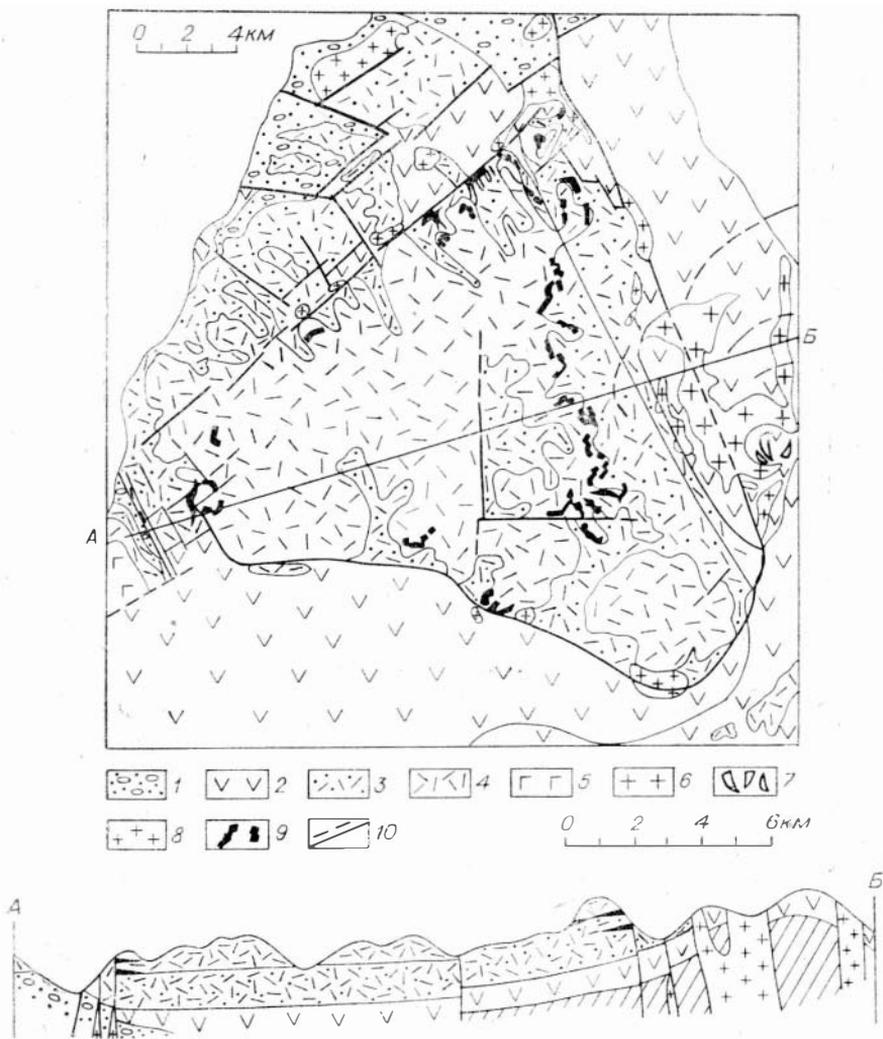


Рис. 1. Геологическое строение и схематический разрез Армаутинской кальдеры. 1 — песчано-конгломератная толща; 2 — толщина палеогеновых андезитов; 3 — горизонт слабо сваренных, сильно перекристаллизованных игнимбритов; 4 — горизонт сильно сваренных игнимбритов; 5 — покровы базальтов; 6 — интрузия гранитоидов; 7 — дайки гранит-порфиры; 8 — субвулканические интрузии; 9 — дайки, жилы, экструзивы витрофиров; 10 — разломы.

Северо-западный край кальдеры совпадает с Армаут-Среднеканским региональным разломом, который в районе кальдеры прослеживается в виде разломов 5—10 км ширины. Зона раздроблена многочисленными нарушениями сбросового типа и в первом приближении состоит из двух участков — внутреннего и внешнего. Внутренний участок около 1—2 км ширины состоит из последовательно погружающихся к центральной части просядок блоков, тогда как для внешнего участка свойственно не упорядоченное по знаку при незначительной средней амплитуде перемещения распределение блоков. Граница между внутренней и внешней зонами ограничивает с северо-запада область распространения игнимбритовых толщ повышенной мощности, за пределами которой наблюдаются лишь маломощные разобщенные выходы покровов игнимбритов, что, несомненно, свидетельствует о затухании кальдерного прогибания в северном направлении.

Помимо системы пограничных разломов, с кальдерой связаны многочисленные более мелкие разрывные нарушения, которыми ее центральная

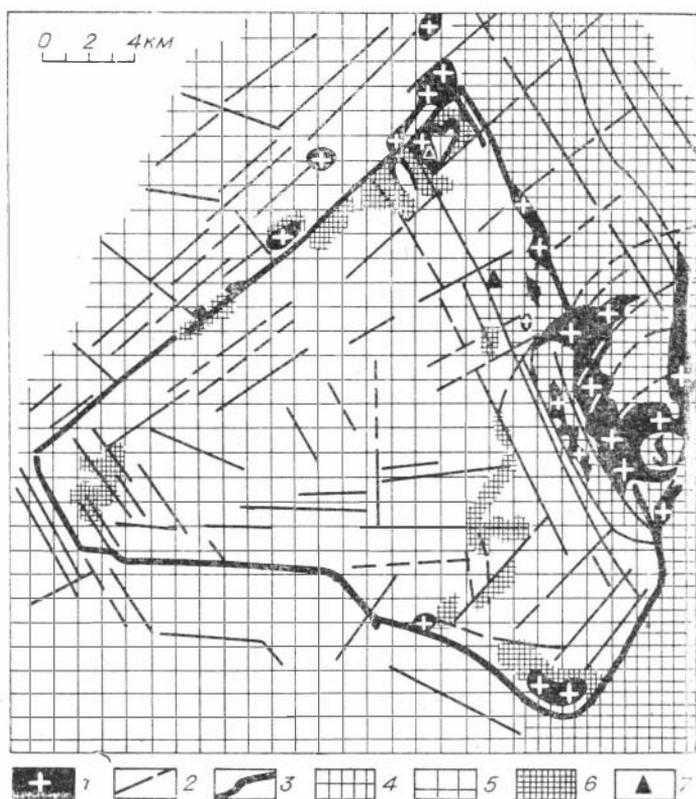


Рис. 2. Размещение разломов и полей гидротермально измененных пород.

1 — интрузивные тела; 2 — разломы; 3 — границы кальдеры; 4 — среднетемпературные прожилиты; 6 — зоны аргиллизации; 7 — золото-серебряные рудопроявления.

часть значительно подроблена. Общий план их размещения повторяет контуры кальдеры и может быть представлен системой разломов, концентрической по отношению к ее границам. Эти разломы имеют вид простых нарушений сбросового типа, но значительных перемещений по ним не отмечается. Исключение составляют разломы, сосредоточенные в сравнительно узких (2—3 км) зонах, параллельных восточной и северо-западной границам кальдеры, но амплитуда смещения по ним резко затухает по направлению к центру кальдеры.

В структуре кальдеры разломам принадлежит важная роль контролирующих систем (рис. 2); им подчинено размещение субвулканических и гипабиссальных интрузий, а также интрузивных залежей витрофиров. В период постмагматического развития кальдеры разломы и особенно узлы их пересечения осуществляли контроль гидротермальной деятельности, и именно с ними связаны наиболее мощные зоны измененных пород.

Вулканические образования кальдеры представлены игнимбритами ольской свиты сенон-датского возраста. Строение разреза игнимбритов в пределах кальдеры указывает на то, что они были образованы серией последовательных сближенных во времени извержений. По геологическим и петрографическим признакам толща игнимбритов подразделяется на два горизонта, не разделенных эрозийным переывом.

Нижний горизонт образован слабо сваренными сильно перекристаллизованными спекшимся туфами. Значительная раскристаллизация связующей массы сближает эти породы с перуанскими силларами. И. М. Спе-

ранская [7] относит их к гналоигнимбрикам. В нижних частях разрезов гналоигнимбриков отмечается значительное количество чужеродного обломочного материала, представленного породами комплекса основания, при незначительном содержании кристаллокластики, состоящей преимущественно из плагноклаза и калинатрового полевого шпата. Отношение объема фенокритов к основной массе, как правило, возрастает к верхним частям горизонта, где в составе кристаллокластического материала появляются даже кварц, не характерный для арманских гналоигнимбриков. Верхние части разреза часто содержат обломки и гомеогенные включения интрузивных пород, развитых по обрамлению кальдеры. Гналоигнимбрики слагают серию единичных литологически однородных потоков мощностью от 20—30 до 120 м. Мощность отдельных потоков не выдерживается по простиранию и изменяется вплоть до выклинивания.

В верхних частях горизонта гналоигнимбриков встречаются локально распространенные вулканические брекчии с обломками величиной до 30 см и более. Брекии образуют небольшие по площади (до 1—2 кв. км) маломощные тела, которые картируются в основном вдоль восточной и северной границ кальдеры и иногда сопровождаются субвулканическими интрузивами.

По-видимому, в местах локализации вулканических брекчий можно предполагать центры извержений, сформировавших толщу силларов.

Игнимбрики нижнего горизонта выстилают дно кальдеры. Они залегают несогласно на породах комплекса основания и везде подстилают отложения верхнего горизонта. Главные выходы гналоигнимбриков приурочены к восточному наиболее эродированному краю кальдеры, где они слагают на западном крыле куполовидного поднятия моноклиналь с углами падения 20—30°. С восточной стороны моноклиналь оборвана флексурой, связанной с разломами северо-западного простирания. К западу она выполняется, и толщи гналоигнимбриков погружаются под породы верхнего горизонта ольской свиты. За границами кальдеры гналоигнимбрики распространены в основном в северо-западной части района, где они слагают обширные поля незначительной мощности. Они несогласно перекрывают различные горизонты комплекса основания и, по-видимому, выклиниваются к северу.

В пределах кальдеры разрезы нижнего горизонта нигде не вскрыты на полную мощность, тем не менее она достигает 500 м. Общая мощность игнимбриковых отложений этого типа на территории кальдеры оценивается, с привлечением данных по игнимбрикам обрамления кальдеры, более чем в 600 м.

Гналоигнимбрики согласно перекрывают горизонтом порфирокластических игнимбриков, которые сплошным чехлом покрывают западную часть кальдеры. Они относятся к наиболее поздним изверженным образованиям кальдеры и перекрываются лишь маломощным сходным с силларами покровом игнимбриков, обнажающимся на самых возвышенных водоразделах.

Порфирокластические игнимбрики представлены плотными сильно сваренными породами с ясно выраженной эвтакситовой текстурой. По сравнению с гналоигнимбриками количество чуждых включений в них резко сокращено, а состав обломков, качественно оставаясь таким же, как в силларах (т. е. представленным породами комплекса основания и интрузивными), изменяется за счет относительного возрастания содержания обломков и гомеогенных включений интрузивных пород, развитых по обрамлению кальдеры.

Толща порфирокластических игнимбриков имеет, в общем, однородное строение, варьирует лишь окраска пород, меняющаяся в рамках темных оттенков бурого, серого и зеленого цвета. Мощность верхнего горизонта около 400—500 м и несколько возрастает в западном направлении. За пределами просадки отложения порфирокластических игнимбриков

встречаются лишь на небольших изолированных участках, где их мощность не превышает 100—200 м.

Располагая данными о мощности слагающих кальдеру отложений, можно оценить амплитуду погружения ее центральной части. Для этого наиболее удобен южный борт кальдеры, где по сбросу граничат андезиты комплекса основания и верхние части горизонта порфирокластических игнимбритов. Учитывая мощность гнаоигнимбритов, равную 600 м, и мощность порфирокластических игнимбритов порядка 400 м, можно оценить глубину просадки примерно в 1000 м.

Интрузивные образования кальдеры. Вдоль разломов, ограничивающих кальдеру, особенно по северо-западному и восточному ее обрамлению, размещаются многочисленныи субвулканические и гиабиссальные интрузии. Они слагают прерывистую цепь, полукольцом охватывающую кальдеру с востока. Интрузии располагаются среди полей развития вулканогенных образований ольеской свиты и прорывают почти всю толщу изверженных пород вплоть до горизонта порфирокластических игнимбритов. Состав интрузий варьирует от липаритов до гранитов.

Интрузии обнажаются в виде тел, имеющих изометричную или линейно-вытянутую вдоль разломов форму и размеры от десятков до первых квадратных километров. Обычно они отличаются крутым залеганием и дайкообразной формой, но среди них есть и более сложно построенные тела. Формы проявления интрузий на поверхности в значительной степени зависят от их местоположения в структуре кальдеры. Так, вдоль северо-западного края структуры они представлены небольшими изометричными телами, связанными с узлами пересечения разломов, а у восточной границы, в пределах куполовидного поднятия, образуют мощные линейно-вытянутые трещинные тела. Изменение форм проявления интрузивного обрамления в первом приближении можно объяснить неодинаковым уровнем эрозионного среза в различных частях кальдеры. В наиболее эродированных участках (восточный край) интрузии сложены полнокристаллическими породами и залегают в виде вытянутых вдоль разломов крупных тел. Сокращение величины эрозионного среза сопровождается уменьшением размеров интрузий; линейно-вытянутые тела распадаются на отдельные штоки, соединенные маломощными дайковыми телами или же вообще лишенные связи друг с другом. Параллельно уменьшению величины эрозионного среза и размеров интрузии изменяется структура слагающих их пород: полнокристаллические породы (граниты, гранит-порфиры) сменяются слабо раскристаллизованными липаритами, фельзопларитами, т. е. породами типично эффузивного облика. Все это позволяет рассматривать данную группу интрузий в качестве единой интрузивной системы, неравномерно расчлененной эрозионными процессами. Возможно, на глубине интрузии объединяются в кольцевое тело, опоясывающее по крайней мере восточную часть кальдеры.

Особое место среди интрузивных образований кальдеры занимают межпластовые залежи витрофиров [4]; они связаны с разломами, секущими и опоясывающими структуру. Витрофиры внедряются в толщу игнимбритов маломощными пластами и линзами и наиболее охотно располагаются вдоль поверхности раздела между горизонтами игнимбритов. Значительное количество пластовых тел отмечается в разрезе верхнего горизонта, особенно в нижней его половине, реже они встречаются в силарах. Интересно, что на тех же гипсометрических уровнях вне кальдеры витрофиры не отмечаются.

Между интрузивными и излившимися образованиями, принимающими участие в строении кальдеры, установлены следующие соотношения.

1. Гранитный массив Сфипке размещается среди пород комплекса основания и в целом не имеет контактов с игнимбритовыми толщами. Ис-

Абсолютный возраст изверженных пород и гидротермальных образований Арманской кальдеры

| Порода | Автор коллекции | Число образцов | Аналитические данные | | | Возраст ± 5 млн. лет | Лаборатория |
|---------------------------------|--------------------------|----------------|----------------------|--|---------------------------------|----------------------|-------------|
| | | | К, % | A ¹⁰ · 10 ⁻⁹ , г/г | A ⁴⁰ K ⁴⁰ | | |
| Гранит (Сфинкс) | Устиев Е. К., 1962 | 136 | 3,43 | 19,4 | 0,00465 | 77 | ИГЕМ |
| » | Красильников А. С., 1966 | 215 | 3,06 | 13,5 | 0,00362 | 61 | СВКНИИ |
| Гранодиорит (Сфинкс) | То же | 105 | 2,40 | 11,7 | 0,00455 | 76 | СВКНИИ |
| Диорит (Сфинкс) | Устиев Е. К., 1962 | 189 | 1,49 | 7,6 | 0,0042 | 70 | ИГЕМ |
| Липарит (субвулканическое тело) | То же | 529 | 3,74 | 19,1 | 0,0042 | 69 | ИГЕМ |
| Игнимбрит (покров) | » | 326 | 2,71 | 11,4 | 0,00345 | 58 | ИГЕМ |
| » | » | 307 | 2,57 | 13,8 | 0,0044 | 73 | ИГЕМ |
| » | » | 315 | 1,92 | 8,5 | 0,00363 | 60 | ИГЕМ |
| Гидротермальный кварцит | » | 305 | 7,66 | 42,4 | 0,00455 | 76 | ИГЕМ |
| Адуляр (рудная жила) | Красильников А. С., 1963 | б/н | 11,57 | 56,5 | 0,00401 | 67 | СВКНИИ |
| » | Еремин Р. А., 1964 | 104 | 12,87 | 49,3 | 0,00309 | 52 | СВКНИИ |

Примечание. Для расчета принималась $\lambda = 0,585 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹.

ключенные составляют небольшие апофизы и дайки гранит-порфиров, прорывающие по крайней мере низы игнимбритовой толщи.

2. Субвулканические интрузии и межластовые залежки витрофиров залегают по окраинам поля развития игнимбритов и прорывают их разрез вплоть до верхних частей игнимбритовой толщи.

3. Обломки и гломеропорфировые включения гранитов и липаритов, слагающих интрузивные тела обрамления кальдеры, встречаются почти по всему разрезу игнимбритовых пород. Все это позволяет вслед за П. М. Сперанской сделать вывод о практически одновременном формировании интрузивных и эффузивных образований. Вывод хорошо согласуется с результатами определения абсолютного возраста (см. табл. цу). Полученные значения, перекрывающие друг друга лишь только погрешностью измерений, свидетельствуют о формировании изверженных пород на границе мела и палеогена.

С восточным краем кальдеры связано крупное (10×8 км) куполовидное поднятие пород комплекса основания, несколько вытянутое в северо-западном направлении. Оно охватывает юго-восточную часть структуры и значительную площадь прилегающей территории и подчеркивается периклинальным залеганием игнимбритовых толщ на его склонах. Крылья поднятия раздроблены сериями разломов сбросового типа, определяющих его горстообразную структуру и концентрических с его контурами. Центральные блоки по этим разломам приподняты относительно внешних с амплитудой до сотен метров. Вдоль направлений, параллельных оси купола, разломы представлены прямолнейными нарушениями северо-западного и субмеридионального простирания, определяющими соответственно западную и восточную его границы и сходящимися у южной оконечности поднятия. С севера поднятие ограничено серией кольцевых нарушений. Вблизи разломов, определяющих структуру поднятия, покровы игнимбритов претерпевают флексурообразные изгибы с нарушением сплошности покровов и значительными перемещениями, что, несомненно, свидетельствует о его наложенном происхождении.

С разломами западного ограничения купола связана группа трещинных интрузий, являющихся составным звеном цепи интрузивных образо-

ваний, оносясывающих кальдеру. В предлах поднятия эти интрузии фиксируют восточную границу кальдеры. Тот факт, что пограничные разломы одновременно являются и составными структурными элементами купола, еще не может служить обоснованием одновременности внедрения интрузий и куполообразования, так как эти разломы могли быть подновлены при поднятии. Иное дело кольцевые разломы. Они не связаны со строением кальдеры, всецело подчинены структуре купола и, вероятно, возникли при реализации растягивающих усилий на его склонах. В местах пересечения трещинных интрузий с кольцевыми разломами наблюдаются раздуды мощности, вдоль разломов от интрузий прослеживаются дайкообразные апофизы, которые на удалении сменяются небольшими штокообразными телами. Следовательно, можно говорить, что система разломов, сформировавшаяся при куполообразовании, возникла в то время, когда интрузии находились еще в пластическом состоянии и магма могла внедряться во вновь образованные трещины. Таким образом, поднятие образовалось на заключительных этапах развития кальдеры, когда вулканогенные толщи в основном были отложены в пределах просадки, а в зоне пограничных разломов были интрузированы крупные магматические массы. Поднятие, вероятно, произошло в результате нагнетания магматических масс в обрушенный периферический резервуар из глубинных магматических очагов.

Перечисленные особенности поднятия сближают его с так называемыми резургентными куполами [13] и ставят их в один ряд структурных образований вулканических полей.

Гидротермально измененные породы и оруденение. В пределах кальдеры и ее обрамления широко проявились процессы гидротермального метаморфизма, с которыми в пространственной и генетической связи находятся золото-серебряное и ртутное оруденение. Наиболее характерным типом изменения, захватившим в той или иной степени все вулканогенные породы, развитые в среднем течении р. Армань, является пропилитизация, отвечающая преимущественно субвулканической фации глубинности Д. С. Коржинского [5] и характеризующая интервал от средне- до низкотемпературных условий.

Среднетемпературная пропилитизация, внешние контуры которой фиксируются развитием эпидота, захватывает преимущественно породы комплекса основания («палеотипные» андезиты и дациты нараулийской свиты и их субвулканические аналоги), образуя почти сплошное кольцо вокруг просадки, пространственно совмещенное с пограничными разломами. Комплекс минеральных новообразований, характеризующих пропилитизацию, включает хлорит, эпидот, карбонат, альбит, серицит, кварц, пренит (очень редко), пирит, лейкоксен. В качестве примесей отмечаются сфен, магнетит, гематит, минералы группы скаполита, каолинита и др. Пропилитам свойственно сохранение первичной структуры породы и избирательность замещения: при полном разложении вкрапленников темноцветных минералов (пироксена, роговой обманки, биотита) во всех зонах в качестве метастабильных продуктов сохраняются плагиоклазы (андезин-лабрадор). Распределение минеральных парагенезисов носит статистический характер, что отражает локальное равновесие в каждом отдельно взятом участке в целом неравновесной метасоматической системы.

Почти все интрузивные тела, облекающиеся на участках развития пропилитизации, подверглись аналогичным изменениям. При этом в приконтактных частях относительно крупных тел фиксируются локально развитые более высокотемпературные парагенезисы пропилитов — актинолитсодержащие в экзоконтакте массива Сфинкс, проявленные на фоне пропилитизации хлорит-эпидотовой ступени, или эпидотсодержащие — на фоне слабой хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. Минералы, характеризующие температурный градиент, развиваются и в самих интрузиях. Среднетемпературная пропилитизация в пределах массива Сфинкс

отчетливо наложена на биотит-амфиболовые роговики магматической стадии.

По представлениям вулканологов, в современных гидротермальных системах, аналогом которых, несомненно, является рассматриваемая структура, генерация термоаномалий, с которыми связаны гидротермальная деятельность и метаморфизм пород, обусловлена рядом взаимодействующих процессов. В прогреве гидротермальных систем наряду с региональным тепловым потоком могут участвовать близповерхностный магматический очаг, остывающий на небольшой глубине, а также приток глубинного высоконагретого флюида — «эндогенный пар», по В. В. Аверьеву [1], «затухающие трансмагматические растворы», по Д. С. Коржинскому.

В свете этих представлений связь гидротермального метаморфизма, в частности пропилитизации, с субвулканическими интрузиями гранитоидов должна рассматриваться как парагенетическая. Распространение пропилитовых изменений в районе кальдеры не обнаруживает связи с расположением конкретных интрузий, вследствие чего эти тела не являются центрами температурной фацальной зональности. Последнее, как известно, служит одним из основных отличий пропилитов от во многом сходных продуктов регионально-контактового метаморфизма. Применительно к Арманской кальдере зональность пропилитов можно рассматривать только как латеральную.

Изменения, которым подверглись породы игнимбритового комплекса, относятся к низкотемпературной пропилитизации. Положение их в вертикальном разрезе хорошо иллюстрирует известное представление Д. С. Коржинского [6] о выпадении среднетемпературных фацлий метаморфизма на глубине около 1 км в связи с фазовыми переходами воды и химической дифференциацией гидротерм. Как видно из схемы (см. рис. 2), размещение продуктов гидротермального метаморфизма средне- и низкотемпературных фацлий в целом обнаруживает отчетливую зависимость от глубины эрозионного среза и в пределах обрамления кальдеры.

В верхних частях разреза гидротермально измененных пород пропилиты сменяются окварцованными, каолинизированными и алуинитизированными породами, слагающими цепочки изометричных или линейно вытянутых полей преимущественно в периферических частях кальдеры и фиксирующими очаги разгрузки глубинных гидротерм. Очаги разгрузки были приурочены к узлам пересечения кальдерных разрывов с более древними региональными разломами скрытого характера. Гидротермально измененные породы, представляющие собой внутренние фацлии пропилитов — гидротермальные кварциты, гидротермальные аргиллиты, как правило, не встречаются выше горизонта силларов. Слабо сваренные игнимбриты нижнего горизонта служили хорошим проводником для мигрирующих растворов, в то время как толща порфирокластических игнимбритов являлась, по-видимому, водоупором. Экранирующей ролью верхнего горизонта в значительной степени объясняется интенсивное развитие продуктов кислотного выщелачивания, слагающих надрудные зоны аргиллизации в виде «сульфатных шляп» непосредственно под подошвой порфирокластических игнимбритов.

Золото-серебряные рудопроявления района расположены в северной периферической части кальдеры. Оруденение локализуется в адуляр-кварцевых жилах и штокверковых зонах. По составу продуктивных минеральных ассоциаций рудопроявления относятся к золото-пираргиритовому (Утесное) и золото-аргентитовому (Финиш) типам золото-серебряной формации. Рудопроявления связаны между собой фацальными переходами, различаясь по глубине эрозионного среза.

В первом случае (рудопроявление Утесное, рис. 3) рудные тела, представленные жилами и зонами метасоматического окварцевания, залегают в пределах пологого крыла лополитообразного тела флюидальных лшаритов, совпадая по простиранию с направлением Армано-Среднеканской

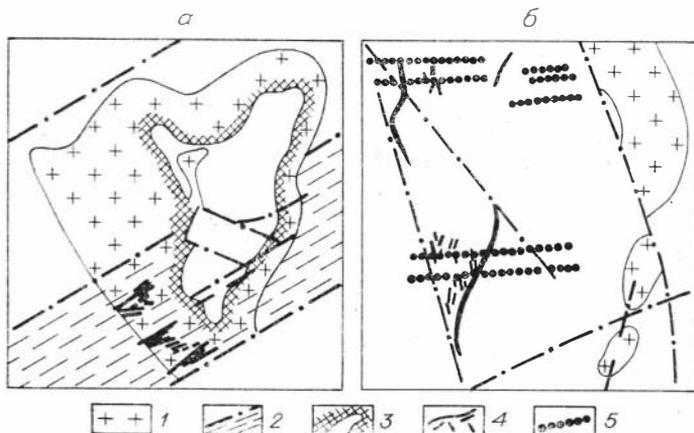


Рис. 3. Геологическое строение рудопроявлений Арманской кальдеры.

а — Утесное, б — Финиш. 1 — субвулканические интрузии; 2 — зоны разрывных нарушений; 3 — гидротермальные аргиллиты; 4 — рудные тела; 5 — послерудные дайки диабазов.

зоны разломов. Околорудно измененные породы слагают линейную зону, локализованную строго вблизи рудоконтролирующих разломов среди слабо измененных вулканитов.

Во втором случае (рудопроявление Финиш) адуляр-кварцевые жилы, размещающиеся в стратифицированной толще силларов, связаны с несколькими системами трещин. Рудоконтролирующие разрывы, связанные с процессом кальдерообразования, сформировались как нарушения, оперяющие систему разломов северо-западного простирания. Околорудные изменения относятся к площадному типу с незначительно развитыми околожильными фациями.

При некоторых различиях структурных условий формирования рудопроявлений общим для них является то, что и в том, и в другом случае контроль оруденения осуществляется уже упоминавшимися системами региональных разломов. Следует отметить, что Карамкенский региональный разлом — основная рудоконтролирующая структура Охотско-Кольской золотоносной зоны вулканогенного пояса. Приуроченность рудопроявлений к периферическим частям отрицательных вулканоструктур или плато-эффузивных полей при рудоконтролирующей роли протяженных зон глубинных разломов представляется для Охотско-Чукотского пояса явлением весьма распространенным.

Механизм образования кальдеры. Вопросы механизма кальдерообразования рассматривались многими исследователями, но лишь в трудах шотландских геологов [12] впервые было показано, что обрушение центрального блока происходит при нарушении равновесия между весом кровли и давлением в магматическом резервуаре в сторону уменьшения магматического давления. Позднее Х. Вильямс [14] в подробной работе, основанной на более представительном материале, развил это положение и показал, что по механизму образования кальдеры разделяются на две группы — кальдеры типа Гленко и кальдеры типа Кракатау. Первые связаны с полями развития основных вулканитов и возникают при обрушениях центрального блока в полость периферического резервуара, следующих, по Х. Вильямсу, за оттоком магмы на глубине из периферической камеры.

Кальдеры типа Кракатау образуются вслед за извержениями огромных масс магматического вещества, главным образом, в форме пепловых потоков, которые опустошают периферическую камеру и, таким образом,

являются причиной обрушения. Для кальдер этого типа, по Х. Вильямсу, характерно преимущественное распространение продуктов кальдерной стадии развития за пределами вулканической просадки.

Многие особенности геологического строения Арманской кальдеры, такие как кислый состав магматических образований, широкое распространение игнимбритов (отложенный пепловых потоков), связь которых с кальдерообразованием несомненна, сближают ее с кальдерами кракатауского типа. Однако в отличие от вулканических просадок этого типа основная масса изверженного материала кальдерной стадии развития Арманской кальдеры локализуется в пределах просадки, что, несомненно, свидетельствует о первичности центральных опусканий при ее образовании.

Таким образом, на изученном примере приходим к выводу, ранее полученному McCall (1963) о том, что в ряде случаев механизм формирования кальдер, сопровождаемых извержениями огромных масс кислого материала в форме пепловых потоков, мог быть близок механизму образования кальдер типа Гленко. Обрушение и сопряженное с ним открытие многочисленных разломов являются причиной ретроградного вскипания магмы на глубине и выноса дезинтегрированного магматического вещества на поверхность, где оно аккумулируется главным образом в пределах подготовленной котловины. Чем меньше способность магмы к вскипанию, тем меньше интенсивность сопровождающих кальдерообразование взрывных процессов, тем менее удалены продукты извержений от центральной просадки, тем ближе кальдеры по способу образования к кальдерам типа Гленко.

На примере Арманской структуры можно проследить общую последовательность геологических событий для такого рода образований.

Начальные извержения, связанные с периодической вулканической деятельностью, происходили, по всей видимости, из нескольких вулканических центров (вулканических каналов), расположенных по окраине кальдеры (вдоль региональных разломов) или в ее пределах. Возможно, места локализации вулканических брекчий — реликты подобных центров. Продуктом деятельности начального этапа развития кальдеры является мощная толща гиапоигнимбритов, распространенная и за пределами кальдеры. По мере накопления толщи магматический резервуар исчерпывался, вес кровли увеличивался за счет накопления излившихся образований. Все это приводило к оседанию кровли очага и обособлению центральной котловины. Об этом свидетельствует и повышенная мощность гиапоигнимбритов в кальдере по сравнению с толщами, за ее пределами.

В заключительные этапы развития структуры нарушение равновесия между весом кровли и противодействующим давлением в магматической камере привело к обрушению кровли резервуара и погружению центрального блока. Начальные движения открыли крутопогружающиеся трещины, положение которых в основном контролировалось тектоническими нарушениями — региональными разломами. Открытие разломов могло вызвать реакцию магматического материала на внезапное падение давления и привести к его ретроградному вскипанию. Продукты вскипания достигали поверхности и извергались на опущенное дно кальдеры. Дальнейшее опускание центрального блока и излияния в его пределы игнимбритов верхней толщи протекали одновременно при некотором опережении опускания, что создало условия для концентрации излившихся образований главным образом в пределах центральной просадки. Одновременно в магмоподводящих трещинах обособляется магматическая масса субвулканических и гиабиссальных интрузий. На глубине интрузии слагают кольцо трещинных тел, которые кверху разделяются на отдельные трубообразные тела, обнажающиеся в виде штоков. Подобное строение интрузий свидетельствует о том, что раскрытие трещин было значительным лишь до определенной высоты. Формирующаяся игнимбритовая толща затрудняла излияния через устойчивые центры, положение которых, возможно, занимают субвулканические интрузии.

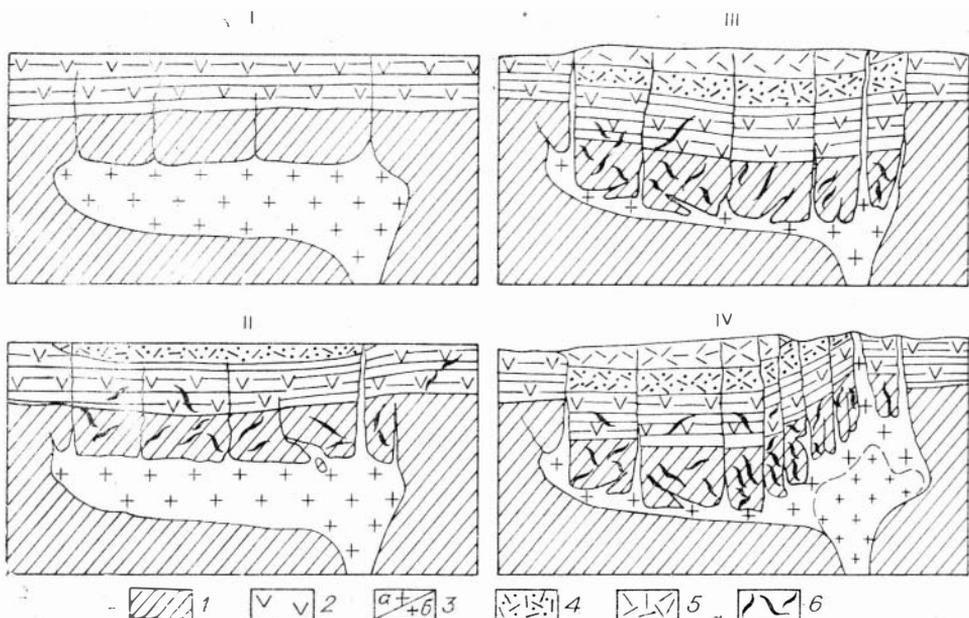


Рис. 4. Стадии развития Арманской кальдеры.

1, 2 — породы комплекса основания; 3 — интрузивные образования; 4, 5 — игнимбриты; 6 — дайки и трещины.

Толщей порфирокластических игнимбритов магматический очаг практически исчерпал себя. Последним продуктом вулканической деятельности в районе кальдеры являются маломощный силлоподобный покров и экструзивные образования кристаллокластических игнимбритов. Последовательность развития кальдеры отражена на схеме (рис. 4).

За время функционирования магматического резервуара было излито свыше 300—350 куб. км пород, а непосредственно с последним параксизмом, сопровождавшим обрушение кальдеры, связано излияние более 120 куб. км вещества.

Для Арманской кальдеры характерно последовательное развитие, продолжавшееся после завершения вулканической деятельности и приведшее к образованию (ревергентного) поднятия восточного края структуры. По аналогии с подобными образованиями [13] можно предполагать, что поднятие сформировалось при внедрении новых поступлений расплава из глубинных магматических источников в камеру периферического очага через глубинный питающий канал. При этом происходит перемещение остатков магматического вещества камер под действием новых магматических поступлений.

В структуре Арманской кальдеры купол эксцентрично смещен к восточному краю, что вызывает асимметрию положения кальдеры и неравномерную эрозию ее частей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Депрессионные структуры, широко развитые в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса, в ряде случаев, как показал изученный нами пример, могут оказаться кальдерами. На примере рассмотренной структуры можно отметить некоторые характерные для них особенности. Так, Арманская кальдера представляет собой крупную сравнительно изометричную просадку, возникшую в результате опусканий центрального блока. Опускания сопровождались извержениями, сформировавшими

ми свыше 300 куб. км пород, которые относятся к образованиям одной вулканогенной свиты. Положение кальдеры и ее границы определяются системой двух региональных разломов, существовавших к моменту активизации вулканизма в районе кальдеры. В краевых частях кальдеры, вдоль ее границ широко развиты субвулканические и гипабиссальные интрузии гранитоидов, образующих полукольцевую цепь, опоясывающую кальдеру. Эти интрузии и эффузивные образования, слагающие центральную просадку, являются продуктом кальдерного развития и формировались практически одновременно.

С востока кальдера осложнена куполовидным поднятием пород комплекса основания, возникновение которого приходится на этап, следующий за образованием кальдеры, и связано с резургентным поднятием магматических масс вдоль ранее существовавших каналов. Поднятие осложнило строение кальдеры и привело к моноклипальному изгибу интрузивных толщ в восточной части просадки. Эти структурные особенности вулканоструктуры позволяют отнести ее к разряду резургентных кальдер.

Постмагматическая деятельность в районе кальдеры проявилась в виде регионального гидротермального метаморфизма (пронильитизации) пород и образования продуктов околорудного изменения, находившихся в парагенетической связи с интрузивными образованиями вулканической структуры. Гидротермально измененные породы и золото-серебряное оруденение контролируются разрывными нарушениями, определяющими структуру кальдеры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966, (Тр. Второго Всес. вулканол. совещ., т. 1).
2. Антикеев И. И., Титов В. А. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 18. Магадан, 1966.
3. Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса.— «Тектоника», 1966, № 2.
4. Ермолюк Р. А., Ярмолюк В. В. О структурном положении витрофиров Арманской кальдеры.— «Геология и геофизика», 1969, № 9.
5. Коржипский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.— «Тр. Лаб. вулканол. АН СССР», 1961, вып. 19.
6. Коржипский Д. С. Поведение воды при магматических и послемагматических процессах.— «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.
7. Сперанская И. М. О природе связи интрузивов с близповерхностными интрузиями гранитоидов.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1963, № 4.
8. Сперанская И. М. Петрографическая классификация интрузивов.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 19. Магадан, 1966.
9. Умитаев Р. Б. Опыт изучения и классификации вулканогенных структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Изд. Львов. ун-та, 1969.
10. Яковлев П. Д. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер.— «Сов. геология», 1967, № 9.
11. Ярмолюк В. В. Вулканические структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса.— «Геология и геофизика», 1970, № 6.
12. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dikes and cauldron-subsidences.— «Proc. Roy. Soc. Edinburgh», 1936, v. 56, pt. 2.
13. Bailey R. A. Paleovolcanism.— «Trans. Amer. Geoph. union», 1960, v. 44, № 2.
14. Williams H. N. Calderas and their origin.— «Publ. Dep. Geol. Sci. Univ. Calif», 1941, v. 25, (6).
15. McCall G. J. Classification of calderas: «Glencoe» and «Kraakatean» types.— «Nature», 1963, v. 197, 4863.

ОБ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУРАХ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

При анализе структур Охотско-Чукотского вулканического пояса большее значение придается исследованию его взаимосвязей с глубинными разломами, определившими его тектоническое положение [1, 4, 10]. Среднемасштабное геологическое картирование, широко развернувшееся с конца пятидесятых годов, и систематические поиски месторождений полезных ископаемых выдвинули на первый план наряду с этой проблемой задачу исследования внутренних структур вулканических полей. В настоящей статье мы попытаемся описать несколько характерных отрицательных вулканоструктур (рис. 1) с целью последующей их типизации и классификации.

Отрицательные структуры в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса широко распространены и обладают четким структурным

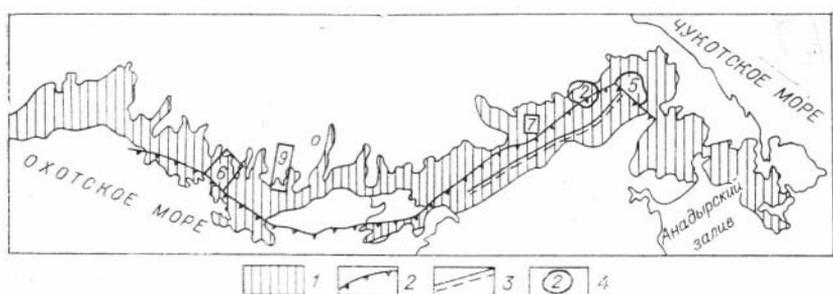


Рис. 1. Схема расположения районов Охотско-Чукотского вулканического пояса.

1 — Охотско-Чукотский пояс; 2 — граница его внешней и внутренней зон; 3 — Анадырский глубинный разлом; 4 — контур характеризуемого района и текстовой номер рисунка. У — Ульинский прогиб; О — Омсукчанское поперечное поле.

идиоморфизмом: их внешние контуры хорошо согласуются с внутренним строением. Форма положительных структур (в плане), напротив, зависит от их расположения среди отрицательных структур. Строение отрицательных вулканоструктур определяется длительным накоплением вулканических продуктов. Многие из них сложены вулканитами кислого, среднего и основного состава, относящимися к нескольким свитам обоих отделов мела и палеогена. Это — сложные отрицательные вулкано-тектонические структуры, представляющие собой сочетание нескольких более мелких вулканоструктур, формировавшихся синхронно с накоплением каждой толщи.

В первом приближении возможно разделение отрицательных вулканоструктур по форме в плане на преобладающие более или менее изометричные и более редкие — линейные. Настоящая статья посвящена преимущественно изометричным вулканоструктурам, среди которых в свою очередь намечаются пространственно тесно связанные с выходами близких по возрасту интрузивных пород (преимущественно гранитоидов), и структуры, для которых подобные ассоциации не характерны.

Вулканоструктуры, которые на современном эрозионном срезе не обнаруживают явной пространственно-временной связи с гранитоидами свойственны северной части Охотско-Чукотского пояса и Ульинскому прогибу, т. е. тем участкам вулканического пояса, где вообще роль гранитоидных интрузий невелика.

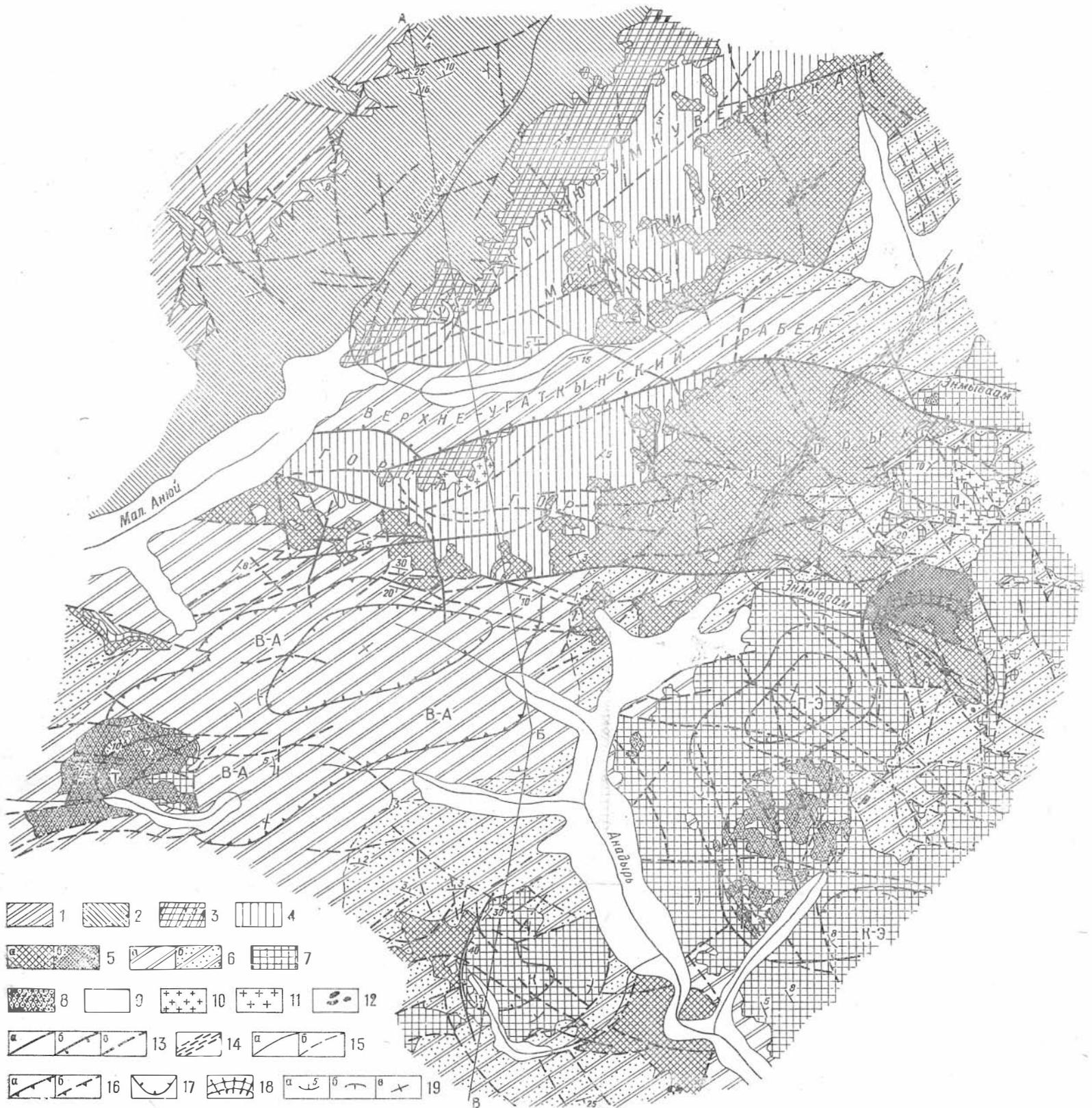


Рис. 2. Схема строения вулканических полей в бассейне верхних течений рек Андыр, Малый Аноуй, Учаткын и Жимвадам.

1 — неом (?), вулканы кислого и среднего состава; 2—5 — ант-альб; 2 — угачкынская свита, игнимбриты и туфы липаритового состава, 3 — кальмуваамская свита, лавы и игнимбриты среднего состава, 4, 5 — пыркаваамская свита; 4 — нижняя подсвита, игнимбриты, туфы, витрофиты умеренно кислого состава, 5 — верхняя подсвита (а — преимущественно туфы, б — преимущественно игнимбриты кислого состава); 6 — сеноман-турон, козвунская свита (а — преимущественно лавы двупироксеновых андезитов-базальтов, б — сложное переслаивание лав андезито-базальтового состава с туфами среднего, основного и кислого состава); 7 — сенондатский ярус (?), эргываамская свита (игнимбриты, туфы, витрофиты и лавы кислого, реже умеренно кислого состава); 8 — ранний палеоген (?), лавы, кластолавы и туфобрекчи андезито-базальтового состава; 9 — рыхлые четвертичные отложения; 10 — 12 — субвулканические интрузии; 10 — липариты и гранитпорфиры, связанные с развитием эргываамской свиты, 12 — интрузии по составу и возрасту неразделенные; 13 — разломы глубинные (а — невыраженные в рельефе, б — выраженные в рельефе резким уступом, в — прочие); 14 — зоны интенсивной милолитизации; 15 — границы (а — свит, подсвит, интрузий, б — разных типов пород внутри свит и подсвит); 16 — контуры вулканоструктур (а — установленные, б — предполагаемые); 17 — наиболее опущенные части вулканоструктур оседания; 18 — месторождение туфового вулкана; 19 — залегание слоев (а — наклонное замеренное в обнажении, б — наклонное, определенное по аэрофотоснимку, в — горизонтальное).

Буквенные обозначения на карте: В-А — северная часть Верхне-Андырского вулканогриба, К-Э — Кай-Эжымваамский вулканогриб; К — Куй-вырваамская, П-Э — Право-Эжымваамская, Т — Тимофеевская просадки.

ПРОСТЫЕ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ В ВЕРХОВЬЯХ Р. АНАДЫРЬ

Простыми (или элементарными) вулканоструктурами мы будем называть структурные формы, связанные с образованием какой-либо одной вулканогенной толщи. Собственные структурные формы связаны с толщами разного петрографического состава: существенно игнимбристыми (липаритовыми и дацитовыми), андезито-базальтовыми и андезитовыми, с толщами, сложенными породами кислого и основного состава.

§ Общие особенности морфологии простых структур следующие: а) наклонное центроклинальное залегание пластов на крыльях; б) почти горизонтальное залегание наиболее молодых в данной структуре отложений, расположенных в ее центре; в) рост мощности вулканических накоплений в центральной части структуры обычно сопровождается увеличением числа пиков лав и (или) игнимбристов относительно туфов; г) пластовые интрузивные залежи, расположенные в центре и на крыльях вулканоструктур, многочисленны и петрографически очень похожи на излившиеся разности; несколько более редкие дайки, мелкие штоки и тела порфировых пород сложной формы располагаются вдоль дугообразных линий внутри, реже по периферии вулканоструктур.

Максимальная мощность вулканогенных толщ в таких вулканоструктурах 600—900 м, поперечник изменяется от 10—15 до 50—60 км и очень редко достигает 100 км. Стратиграфическая последовательность накоплений в структурах, расположенных недалеко друг от друга, различна, но петрографические особенности пород, определяющие облик свиты, довольно устойчивы. Среди простых вулканоструктур по размерам различаются просадки (с поперечником менее 20 км) и более крупные — прогибы. Просадки обычно имеют почти правильную округлую форму, ограничения их нередко тектонические. Форма прогибов, как правило, выражена менее определенно.

Простые вулканоструктуры, расположенные в верховьях рек Анадырь, Мал. Ануй, Угатын и Энимваам (рис. 2, 3), сочетаясь друг с другом, образуют единое крупное вулканическое поле. Его стратиграфический разрез следующий (снизу вверх):

каленьмуваамская свита* (апт-альб) — сваренные туфы и лавы пироксен-биотитовых андезито-дацитов и андезитов (до 300 м);

пыкарваамская свита (апт-альб); нижняя толща — туфы и игнимбристы дацитового, реже андезито-дацитового и липаритового состава (от 40 до 500 м); верхняя толща — массивные игнимбристы роговообманково-биотитовых липаритов (от 50 до 500 м);

козквуинская свита (сенман-турон) — двупроксеновые андезито-базальты, их туфы и туфобрекчи, реже андезиты, базальты, туфы кислого состава (300—800 м);

эргываамская свита (верхний сенон) — игнимбристы, туфы, изредка лавы роговообманково-биотитовых липаритов, трахилипаритов (400—800 м);

ранний палеоген — преимущественно андезито-базальты, реже базальты и андезиты, мощность до 400 м.

Примерно в средней части вулканического поля находится крупный широтно ориентированный горст гор Останцовых, к югу от которого расположена большая группа изометричных вулканоструктур. Здесь наиболее древние изометричные вулканоструктуры оседания связаны с изливаниями андезито-базальтов козквуинской свиты. На правобережье верхнего течения р. Анадырь андезито-базальты выполняют сложный, так называемый Верхне-Анадырский вулканопрогиб. На рис. 2 показан

* В северо-западной части территории выделяются более древние, чем кальеньмуваамская свита, вулканогенные толщи. Особенности их строения здесь не рассматриваются.

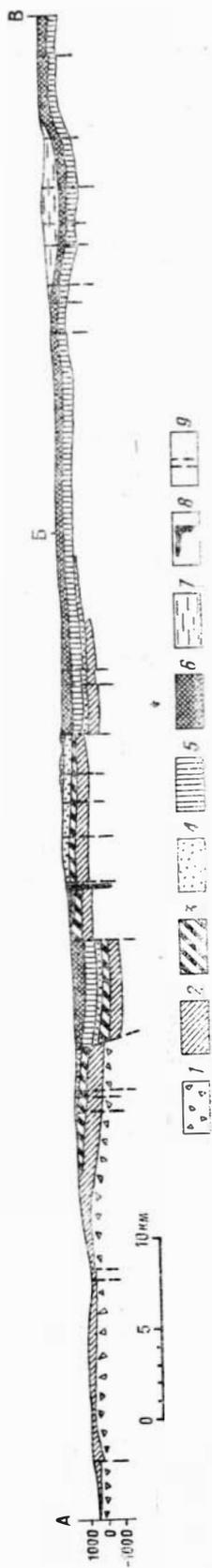


Рис. 3. Геологический разрез через вулкан в бассейне реки Ангарь, Малый Ангой, Угактин и Эмываам. 1 — базальт; 2 — ангадб; 3 — ангадб; 4 — ангадб; 5 — ангадб; 6 — ангадб; 7 — ангадб; 8 — ангадб; 9 — ангадб.

только один из частных простых прогибов, который образует крайнюю северную часть этой структуры. Рассматриваемый прогиб несколько вытянут в широтном направлении параллельно пограничному с ним горсту гор ●станцовых. Протяженность прогиба 30—35 км, а ширина 20 км. Внутренняя часть его выполнена преимущественно лавами и кластолавами двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов, которые составляют наиболее молодые здесь накопления коэквиуньской свиты. На крыльях прогиба обнажаются главным образом пирокластические отложения и лавобрекчии. Это, в общем, более древние, чем лавы, образования. Но, по-видимому, лавы, слагающие центральную зону прогиба, отчасти замещаются туфами его периферии. На северном крыле прогиба вулканическая толща падает на юг под углом 10—15°, местами 20—25°. На западном и юго-восточном крыльях вулканиты коэквиуньской свиты полого (от 2—3 до 4—6°) наклонены к центру структуры. На крыльях прогиба много различно ориентированных разломов, здесь довольно часто встречаются штоки, дайки и сложные интрузии преимущественно андезито-базальтового состава. Большинство разрывных нарушений угасает по направлению к центру вулкано-структуры, где лавы залегают почти горизонтально.

К востоку от Верхне-Анадырского прогиба находятся обширные поля эргываамской свиты. Находясь на различных горизонтах коэквиуньской, а местами и пыкарваамской свиты, отложения эргываамской свиты составляют три хорошо выраженные простые вулкано-структуры: Куйвырваамскую и Право-Эмываамскую просядки и Кай-Эмываамский прогиб (на рис. 2 показано лишь его северо-западное окончание).

Для Куйвырваамской структуры характерны бедные кристаллопластическим материалом игнимбриты, которые в нижней части переслаиваются с туфами, а в верхней — чередуются с лавами. Состав отложений главным образом липаритовый, но довольно часто также трахилинариты. В Право-Эмываамской структуре меньше туфов и лав, а тела игнимбритов имеют более массивный облик. В Кай-Эмываамском прогибе важное значение принадлежит массивным игнимбритам, богатым кристаллокластическим материалом. Таким образом, каждая из вулкано-структур отличается специфическими особенностями в общем сходных друг с другом отложений, что связано, вероятно, с различным характером почти одновременных извержений из разных вулканических центров.

Куйвырваамская вулкано-структура имеет правильную округлую форму с поперечником 10—12 км. Почти со всех сторон она окружена разломами. Особенно четко выражены дуговые разломы, ограничивающие ее с запада и юго-востока. В тектонических блоках, окружающих про-

садку, на дневную поверхность выходят отложения не только коэквиульской, но и более древней пыкарваамской свиты. Мощность эргываамской свиты в просядке 550—600 м. Вблизи от разломов, ограничивающих просядку с запада, угол падения вулканических отложений к центру достигает местами 30—50°. Обычно же центроклиналиное падение пород на крыльях структуры менее крутое (5—10°). В западной части структуры находятся наиболее молодые отложения свиты, залегающие горизонтально. Таким образом, Куйвырваамская структура имеет асимметричную форму и больше всего прогнута у западного края. Прогибание и накопление вулканических отложений было, по-видимому, одновременным, с чем связано горизонтальное залегание верхних покровов.

Право-Энмываамская вулкано-структура находится в пределах главного поля развития эргываамской свиты. Эта просядка в отличие от Куйвырваамской имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму и не ограничена столь четко выраженной системой разрывных нарушений. Контуры крупного Кай-Энмываамского прогиба выражены еще менее четко.

Компактная группа эрозивных останцов андезито-базальтов и базальтов условно раннепалеогенового возраста, расположенная между Право-Энмываамской и Кай-Энмываамской вулкано-структурами, находится в пределах пологой депрессии, наложенной на вулкано-структуру, связанные с извержениями материала кислого состава (эргываамская свита). Форма депрессии выясняется по гипсометрическому положению подошвы основных лав.

Более отчетливо выражена так называемая Тимофеевская (условно раннепалеогеновая) вулкано-структура оседания, которая паложена на западную окраину Верхне-Анадырского прогиба. Она имеет форму почти правильного полукруга диаметром 12 км. На юге срезана разломами субширотного простирания, а на юго-востоке разбита на ряд блоков. В современном рельефе вулкано-структура представляет собой чашеобразное понижение. Окаймляющее его с северо-востока, севера и запада полукольцо гор, сложено потоками стекловатых базальтов, андезитов, их туфов и брекчиевых лав, погружающимися к центру структуры под углом около 15° (рис. 4). Са-



Рис. 4. Срез по краю и подгильде части Тимофеевской просядки.

1 — коэквиульская свита; 2—4 — раннепалеогенные (2) образования вулкано-структуры оседания; 2 — лавы, брекчиевые лавы и туфы брекчиевых лав и туфов брекчиевых лав; 3 — горизонт туфов среднего и умеренно кислого состава; 4 — самый молодой (в пределах просядки) покров двуштокосных андезито-базальтов.

мый молодой покров двушроксеновых андезито-базальтов заполняет центральную часть чашеобразной депрессии и залегает со слабым наклоном к югу. Общая мощность этих отложений 400 м. Такова, очевидно, минимальная амплитуда погружения центральной части вулканоструктуры.

ПРОСТЫЕ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПЕГТЫМЕЛЬСКОГО ПРОГИБА

Пегтымельский вулcano-тектонический прогиб, возникший в процессе накопления пяти свит вулканического происхождения — алькавуньской, каленьмуваамской, пыкарваамской, вороньинской и коэкувуньской [2], — является другим примером сочетания простых вулканоструктур оседания. На рис. 5 показана южная часть прогиба, в пределах которой обнажены главным образом три последние свиты. Строение разрезов и характер изменения мощностей вулканогенных толщ указывает на то, что в Пегтымельском прогибе находится только северная половина крупных изометричных вулканоструктур пыкарваамской и вороньинской свит. Южная половина этих структур испытала последующие тектонические деформации и в значительной мере перекрыта относительно более молодыми накоплениями коэкувуньской свиты.

В северной части поля распространения пыкарваамской свиты преимущественно развиты туфы, чередующиеся с игнимбридами. Мощность их не превышает 80—100 м. По направлению к югу мощность свиты увеличивается благодаря быстрому росту мощности массивных игнимбридов липаритового состава, богатых кристаллокластическим материалом. Такие же игнимбриды обнажаются из-под вороньинской свиты и в самой южной части Пегтымельского прогиба. Полная мощность пыкарваамской свиты здесь, вероятно, достигает 800—1000 м. Поперечник сложенной ею отрицательной структуры достигает 150 км.

По периферии этой структуры, особенно в пределах восточного крыла, известны многочисленные мелкие трубообразные тела черных витрофиров липаритового состава, обладающих игнимбридовой структурой. Бряд ли эти тела фиксируют центры извержения всего огромного объема пыкарваамских игнимбридов. Скорее всего их источником являлась поднявшаяся близко к дневной поверхности крупная интрузия гранитного расплава, как это показано на разрезе А—Б рис. 5. Таким образом, в первом приближении в разрезе вулканоструктура пыкарваамской свиты представляется в виде односторонне выпуклой линзы. Возможно, в наиболее прогнутой своей части она имеет непосредственную связь с близповерхностным гранитным массивом, существование которого предполагается на основании анализа геофизических материалов.

В строении вороньинской свиты главную роль играют два крупных покрова сильно сваренных, богатых кристаллокластическим материалом игнимбридов дацитового и андезито-дацитового состава. В основании каждого из них прослеживается тонкослоистая пачка пирокластических и вулканогенно-осадочных отложений. На периферии структуры мощность вороньинской свиты 50—80 м, здесь отчетливо выражено центростремительное залегание отложений под углом 3—5°. Несколько ближе к центру мощность игнимбридовых покровов увеличивается, залегание становится горизонтальным. Но непосредственно в центре поля вороньинской свиты намечается куполовидная структура с периклинальным наклоном вулканогенных отложений под углом 3—5°. Здесь мощность верхнего покрова игнимбридов 150 м, нижнего — 350 м. Из-под нижнего покрова обнажаются неясно слоистые туфобрекчии и туфы с линзами лав и игнимбридов преимущественно дацитового состава. Мощность этих образований не менее 300 м, они являются, по-видимому, стратиграфическим эквивалентом туфовой пачки в основании нижнего покрова на периферии поля раз-

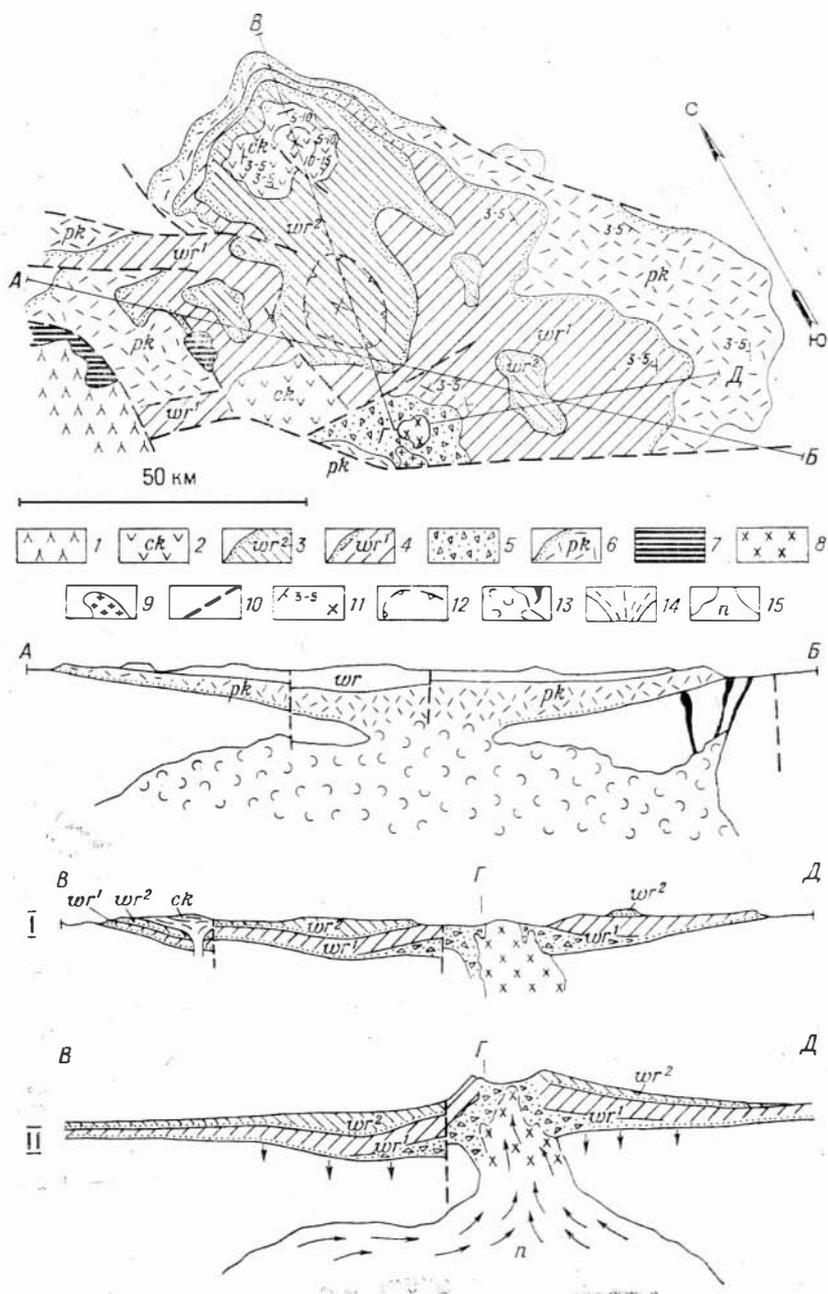


Рис. 5. Вулканоструктуры в южной части Пегтымельского прогиба.

1 — верхний мел неразделенный; 2 — козвунская свита; 3—5 — вороынская свита: 3 — верхняя, 4 — нижняя части разреза свиты (косая штриховка — игнимбритовые покровы, точки — горизонты туфов и туфобрекчий), 5 — туфобрекчи центральной части вулканоструктуры; 6 — пыгарваамская свита (штрихи — игнимбриты, точки — горизонт туфов); 7, 8 — субвулканические интрузии: 7 — среднего и основного состава, 8 — дациты; 9 — гранодиорит-порфиры и порфиридные гранодиориты; 10 — разломы; 11 — элементы затегаива вулканических пород; 12 — контур конка-депрессии в вулканоструктуре вороынской свиты; 13—15 — только на разрезах: зона глубокого «вспевивания» и дезынтеграции кислого расплава (черные линии — дайки и штоки плотно сваренных туфов, показанные не в масштабе), 14 — вулкано-структура козвунской свиты, 15 — предполагаемое положение периферического вулканического очага вороынской свиты.

втия свиты. Туфы центральной части вулканоструктуры прорваны интрузивными дацитами и гранодиоритами, площадь выходов которых достигает 20 км. Общая мощность отложений вороньинской свиты в центре структуры достигает 800—1000 м. Самые молодые накопления туфов и игнимбритов дацитового и андезито-дацитового состава (мощностью около 100 м) заполняют очень пологую округлую депрессию с поперечником 15—20 км, расположенную в 20—40 км к северу от центра структуры.

В свете изложенного накопление отложений вороньинской свиты можно связывать с развитием крупного вулканического аппарата центрального типа, в деятельности которого важная роль принадлежит игнимбритовым извержениям (возможно, это был щитовой игнимбритовый вулкан). Заключительные стадии его деятельности сопровождалась общим компенсационным оседанием вулканического сооружения с образованием конка-депрессии на северном склоне. В это же время, вероятно, образовалось и интрузивное ядро вулкана. Величина компенсационного оседания по гипсометрическому положению подошвы вороньинской свиты оценивается в 500—600 м. Строение структуры вороньинской свиты на заключительной стадии ее развития схематически показано на разрезе ВГД (I—II) рис. 5. Вулканическая постройка была, по-видимому, очень быстро разрушена, так как нижняя часть вороньинской свиты и прорывающая ее интрузия гранитоидов перекрыты вулканическими покровами козквуньской свиты *.

В северной части описанного поля развития пыкарваамской и вороньинской свит четко обособляется вулканоструктура оседания, сложенная козквуньской свитой. В разрезе козквуньской свиты преобладают двупроксеновые андезито-базальты и андезиты, которые образуют потоки мощностью от 20 до 100 м, чередующиеся с пачками туфов среднего, кислого и основного состава. В поперечнике вулканоструктура достигает 15—20 км. Максимально прогнута ее восточная часть, где мощность козквуньской свиты достигает 700—800 м.

На описанном примере структур пыкарваамской и вороньинской свит следует подчеркнуть следующую важную деталь. Пространственное положение структур в данном (сравнительно редком) случае позволяет говорить об элементах унаследования в развитии вулканоструктуры вороньинской свиты; центр извержения составляющих ее вулканитов практически совмещается с центром извержения отложений пыкарваамской свиты. Возможно, вулканиты обеих свит связаны с развитием единого глубокого вулканического очага. Различие в способе извержений привело к существенной разнице в условиях залегания свит, что и позволяет говорить о двух разных вулканоструктурах. В совокупности их можно рассматривать как единую структуру резургентного типа.

СЛОЖНЫЕ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ С КОЛЬЦЕВЫМ ИНТРУЗИВНЫМ ОБРАМЛЕНИЕМ

Во многих местах Охотско-Чукотского вулканического пояса и особенно часто в области Охотско-Колымского водораздела обнаруживается кольцевое расположение выходов гранитоидных и (или) субвулканических интрузивных пород, окружающих вулканические поля обычно сложного строения. В центральной части таких полей изучены наиболее полные разрезы вулканогенных отложений верхнего мела и палеогена (?), перекрывающих нижнемеловые об азования. По форме эти структуры напоминают описанные выше простые структуры, но выделяются по другому принципу. Вопрос о соподчинении структур с интрузивным обрамлением и без него требует еще исследований.

* На рис. 5 останцы покрова андезитов козквуньской свиты, перекрывающего гранодиоритовую интрузию, не показаны из-за их малого размера.

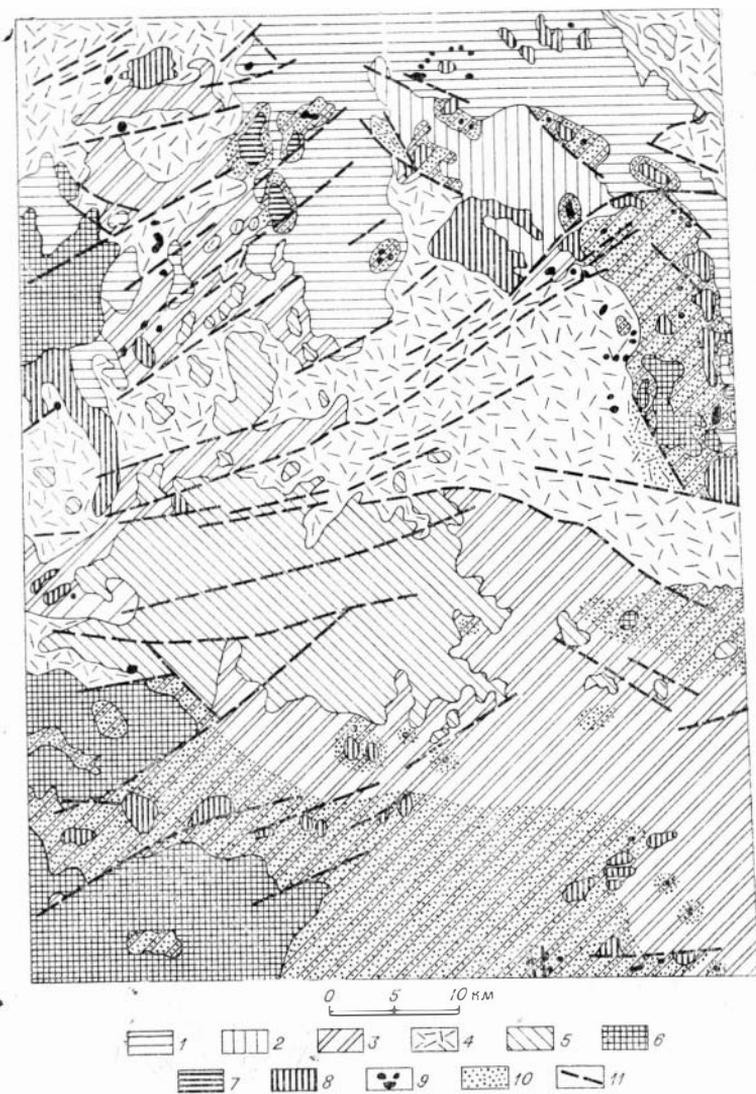


Рис. 6. Арманская вулканоструктура. Схематическая карта геологического строения и метаморфизма.

1 — дислоцированные породы фундамента вулканического пояса; 2 — мел: осадочные и вулканогенно-осадочные породы межгорной впадины; 3 — нижний мел и низы верхнего мела: андезиты и базальты; 4 — верхний мел: игнимбриты кислого состава; 5 — верхний мел, палеоген (?): андезиты базальты; 6 — граниты и гранодиориты; 7 — гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры; 8 — диориты и диоритовые порфиры, интрузивные дайки и липариты; 9 — мелкие интрузивные тела по составу не разделенные; 10 — среднетемпературная пропилитизация вулканических пород; 11 — разломы.

Рассмотрим строение Арманской вулканоструктуры (рис. 6) как наиболее изученной. Эта структура расположена в бассейне р. Армань. Фундамент вулканогенного пояса сложен верхнетриасовыми и юрскими песчаниками, алевролитами, аргиллитами (верхоянский комплекс). В строении вулканоструктуры принимают участие существенно вулканогенные отложения мелового и условно палеогенового возраста. Среди них различают следующие свиты: нижнемеловую — момолтыкичскую (андезито-базальты, базальты); верхнемеловые — параулийскую (андезиты), хольчанскую и ольскую (игнимбритовые кислого состава), улынскую (андезиты); к палеогену условно относят базальты и андезито-базальты мыгдыкитской свиты. Концом раннего — началом позднего мела датируются

также осадочные отложения арманской свиты. По данным И. М. Сперанской и Ю. Г. Кобылянского, эти отложения выполняют межгорную впадину в обрамлении вулканоструктуры. Отложения хольчанской, ольской, улынской и мыгдыкитской свит слагают ее внутреннюю часть, отложения момолтыкичской и нараулийской свит распространены по периферии структуры. Здесь же располагаются выходы интрузивных пород, главным образом гранитоидов, слагающих крупные — Сфинкс, Среднеянский, Верхнесеимканский и мелкие массивы. Выходы гранитоидов объединяются поясом относительно сильно измененных пород. Этим намечается внешнее кольцо шириной 10—15 км и внутреннего часть структуры. Границы периферического кольца обычно не резко выражены, поэтому общие контуры и размеры Арманской вулканоструктуры определяются не слишком четко. Северо-западный ее поперечник 55—80 км, северо-восточный — 40—75 км (первые цифры даны до внутренней окружности кольца, вторые — до внешней).

Фундамент структуры доступен изучению только в северной ее части где вдоль правого берега р. Армань выходы отложений верхоянского комплекса прослеживаются на 22 км в глубь сплошного поля распространения наземных вулканитов. Триасовые и юрские толщи дислоцированы в складки, расположение которых не отражено в структуре вулканогенных толщ. В целом эта структура характеризуется очень спокойным залеганием вулканогенных отложений в центральной части и центриклинальным залеганием вблизи периферического кольца. Углы наклона здесь, по данным В. В. Закандырина и Л. А. Смоленского, достигают 30°, причем это свойственно не только раннемеловым толщам, но и игнимбрикам ольской свиты. Таким образом в целом структура имеет блюдцеобразное строение. Однако в деталях оно гораздо более сложное. В пределах внутренней части структуры можно, по материалам В. В. Закандырина, наметить три более мелкие формы: северо-западную просадку на левобережье р. Левый Хилгалин, южную просадку в верховьях р. Чалбыги, и центральную грабен-депрессию, вытянутую субширотно почти через всю Арманскую структуру.

Обе просадки сложены преимущественно андезитами и андезитобазальтами верхнего мела и палеогена (?) и имеют синклинальное строение. Мощность лав и туфов в южной просадке более 1500 м, а в северо-западной не менее 1000 м. Грабен-депрессия выполнена в основном игнимбриками верхнего мела с вероятной мощностью не менее 1500 м. Просадки несколько вытянуты на северо-запад, имеют поперечник около 15—16 км. Грабен-депрессия вытянута приблизительно на 40 км вдоль разломов так называемой Арmano-Средниканской зоны [12]. В плане депрессия имеет приблизительно треугольную форму (минимальная ширина на западе, в долине р. Хитачан 2 км, а на востоке, в истоках руч. Финиш и руч. Аган она расширяется до 22 км). Игнимбрики прислоняются с запада к массивным андезитам нараулийской свиты, прорванным гранитами массива Сфинкс. И. М. Сперанская приводит убедительные данные о связи накопления игнимбриков с формированием массива Сфинкс. Эта связь позволяет ей рассматривать граниты массива Сфинкс и игнимбрики как элементы единой «вулканоплутонической структуры», описанной под названием Арманской. В более узком смысле название «Арманская структура» используют также Р. А. Еремин, В. В. Яромлюк [6] и Ю. Г. Кобылянский [7], применяя его к центральной грабен-депрессии. Между тем рассматривать ее изолированно нельзя, так как и грабен-депрессия, и граниты Сфинкса связаны в своем развитии с более крупной структурной формой. Из данных И. М. Сперанской, повторенных в работах перечисленных геологов, следует, однако, что массив Сфинкс, вероятно, представляет собой ядро вулкана, а вмещающие андезиты — его руины. Можно предположить, что в целом периферическая кольцевая зона представляет собой места расположения андезитовых стратовулканов.

Для понимания природы и истории формирования Арманской вулканоструктуры надо подчеркнуть следующее обстоятельство. В строении просядок нет видимых несогласий между составляющими их толщами, хотя в их разрезе и нельзя выделить хольчанскую и ольскую свиты. Кислые породы в этих просядках представлены выклинивающимися в их пределах слоями пепловых туфов общей мощностью в десятки и первые сотни метров. В то же время в западной части грабен-депрессии игнимбриды ольской свиты без видимого несогласия перекрываются мыдыкитскими андезито-базальтами. Эти андезито-базальты составляют северную окраину покрова, слагающего ядро просядки в верховьях р. Чалбыга. Таким образом, грабен-депрессия и накопление игнимбридов представляют собой лишь эпизод (хотя и очень эффектный и важный) в длительной истории среднего и основного вулканизма.

Единство и цельность геологической истории вулканоструктуры подтверждается материалами по ее термальной истории, которые получены А. У. Филипповым в результате изучения явлений метаморфизма. В периферическом кольце широко распространены значительно перекристаллизованные породы, относящиеся преимущественно к фации среднетемпературной пропилитизации. Во внутренней части структуры минеральные новообразования в вулканогенных породах обычно редки, рассеяны, концентрируются только вдоль разломов и трещин; они составляют ассоциации характерные для низкотемпературной пропилитизации, вторичных кварцитов и гидротермальных аргиллитов. В пределах периферического кольца новообразованные парагенезисы располагаются зонально относительно гранитоидных тел. Характер зональности при этом везде одинаков, несмотря на то, что возрастные соотношения отдельных интрузий и вулканических толщ различны. Гранитоидные интрузии окружаются прерывистой и местами очень тонкой оболочкой андезин-биотитовых роговиков.

Гораздо шире следующая зона — пропилитизированных пород с актинолитом и эпидотом, которые сменяются эпидот-карбонат-хлоритовыми пропилитами. Зональность подчеркивается приуроченностью к околотитрузивным ореолам вторичных миндалекаменных текстур, которые образовались в результате кислотного выщелачивания. На границах зон видно, что относительно низкотемпературные парагенезисы накладываются на более высокотемпературные. Эпидотизация и хлоритизация проявляются и внутри гранитных тел, в зонах трещиноватости и дробления. Поэтому в целом метаморфизм представляется более поздним, чем кристаллизация гранитоидных расплавов. Метаморфизма вмещающих пород непосредственно в магматическую стадию практически не было (это явление Д. С. Коржинский [8] объясняет газообразным состоянием водного флюида при высоких температурах и малом давлении и необходимостью для метаморфизма жидкого состояния воды). Поэтому метаморфизм вулканогенных пород нельзя считать контактовым в собственном смысле слова. Более сильный метаморфизм пород во внешней части структуры связан с устойчивым повышенным тепловым потоком в ее пределах; гранитоиды (и некоторые субвулканические тела) вызывают лишь местный дополнительный прогрев вмещающих пород да, возможно, приток кислотных компонентов [5].

Косвенный характер связи между гранитоидной интрузией и метаморфизмом проявляется в сложной последовательности событий: 1) накопление андезито-базальтов и андезитов; 2) интрузия гранитоидных магм и прогрев (без метаморфизма) вулканитов; 3) извержение игнимбридов и остывание интрузива; 4) регрессивное развитие метаморфизма, кислотное выщелачивание, образование миндалин в экзоконтакте массива (эпидот-актинолитовых в предварительно прогретых андезитах и андезито-базальтах, каолинитовых — в холодных игнимбритах).

Зависимость термического (и возможно, гидродинамического) режима от строения вулканоструктуры определяет и размещение рудных жил.

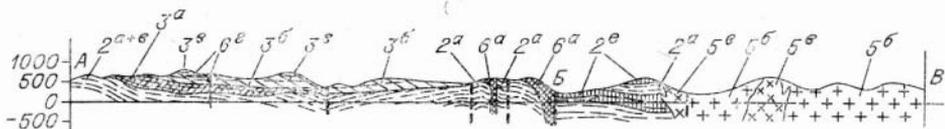
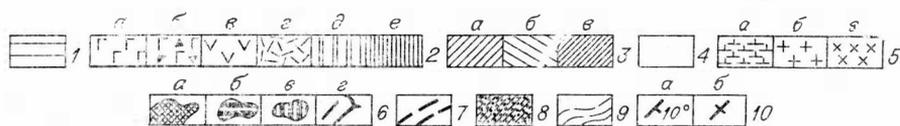


Рис. 7. Схема геологического строения вулканического поля в среднем течении р. Яблон.

1 — алт-альб; 2 — преобладающие петрографические различия алт-альбских образований: а — преимущественно андезит-базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии, б — андезиты, андезит-базальты, их туфобрекчии и туфы, а также туфобрекчии и ксенотуфы дацитов и андезит-дацитов; в — вулканы среднего и кислого состава, г — порфирокластические игнимбриты липарито-дацитового и липаритового состава, д — порфиры и кристаллокластические ксеногнимбриты дацитового и андезит-дацитового состава, е — ксеногнимбриты и туфы кислого состава; 3 — верхний мел (сеноман-турон?); а — андезит-базальты и базальты (нижняя толща), б — игнимбриты, в — андезит-базальты (верхняя толща); 4 — рыхлые четвертичные отложения; 5 — интрузии (позднемеловые); а — диориты, габбро-диориты и габбро, б — среднезернистые гранодиориты, изредка граниты, в — лейкократовые средне- и мелкозернистые граниты; 6 — субвулканические тела: раннемеловые (а — дациты, б — липариты), позднемеловые (в — липариты, г — базальты и андезит-базальты); 7 — разломы; 8 — зона интенсивных приразломных дислокаций; 9 — подошва и кровля отдельных потоков и пачек горных пород; 10 — залегание горных пород: а — наклонное, б — горизонтальное. Цифры над и под стрелками соответствуют номерам условных обозначений к схеме.

В Арманской структуре золото-серебряные проявления приурочены к грабен-депрессии, к области низкотемпературной пропилитизации.

Ниже приводятся два примера видоизменения подобных структур при переходе к областям отличающегося геологического строения. В бассейне р. Яблон расположено несколько позднемеловых гранитоидных массивов (рис. 7). Они составляют довольно узкий ряд, вытянутый вдоль свода Окопайто-Пеледонского поднятия. Гранитоиды прорывают раннемеловую

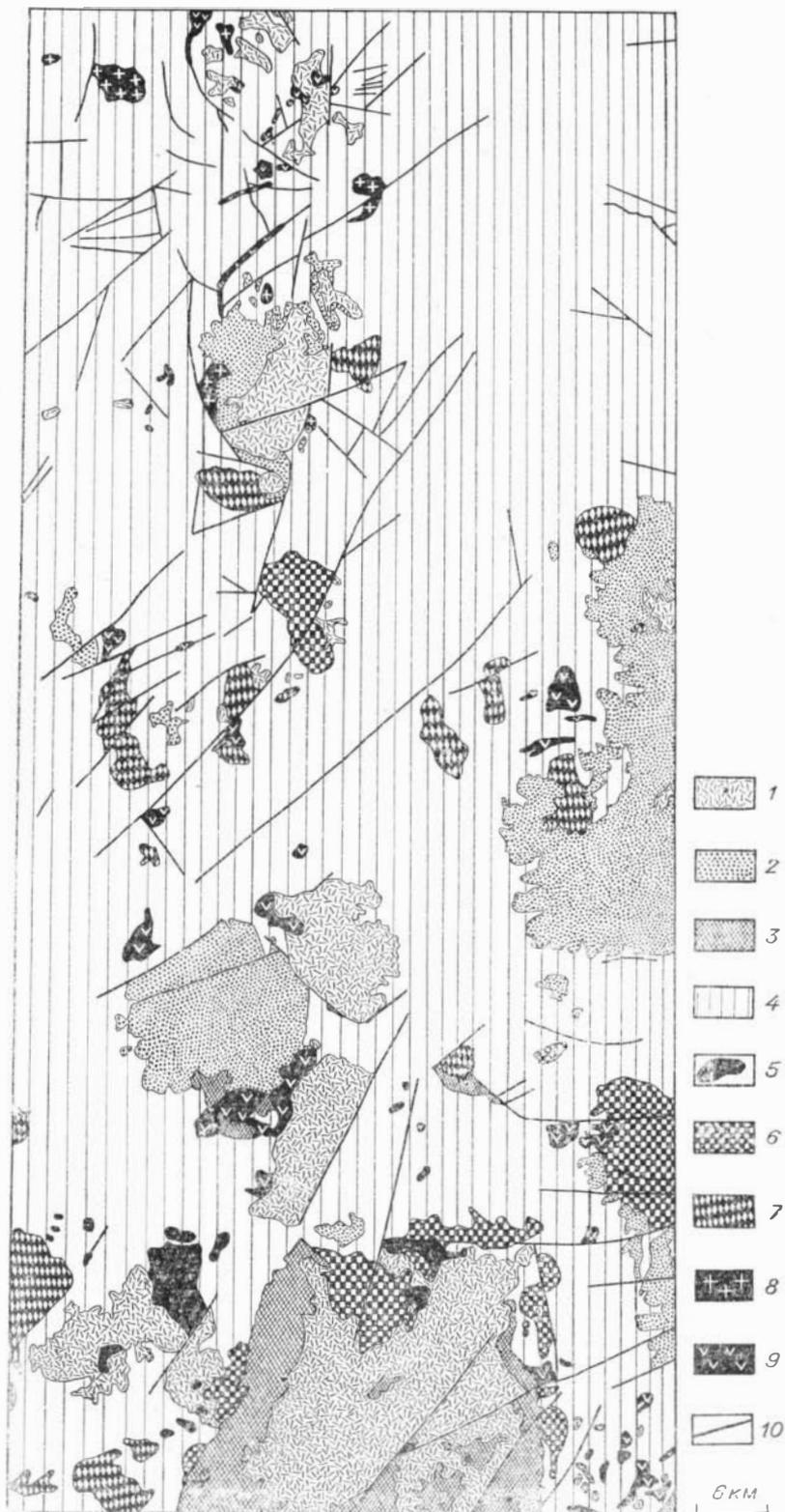


Рис. 8. Вулканоструктуры в бассейнах рек Невенга и Буянда. Схематическая карта по Ю. Г. Кобылянскому.

1—2 — верхний мел: 1 — липариты, 2 — андезиты; 3 — нижний мел, угленосные отложения и андезиты; 4 — пермь — поздняя юра, осадочные породы фундамента вулканоструктур; 5 — гранитоиды позднего мела — палеогена (?); 6 — щелочные и субщелочные граниты позднего мела; 7 — щелочно-земельные граниты и граптоидиты позднего мела; 8 — гранитоиды раннего мела; 9 — субвулканические интрузии позднего и раннего мела; 10 — тектонические разрывы.

толщу (мощностью более 1500 м) андезитов-базальтов, андезитов и их туфов. В составе этой толщи вдали от выходов гранитоидов кислых пород почти нет, а поблизости от гранитоидов такие породы нередки. Кроме того, в этом районе выделяются условно верхнемеловые игнимбриты умеренно кислого состава, которые, достигая мощности 300 м, слагают отрицательную вулканоструктуру с поперечником 10—12 км. По отношению к выходам гранитоидов, где можно предполагать источники игнимбритового материала, эта структура подобна конка-депрессии. В строении конка-депрессии, кроме игнимбритов, участвуют условно верхнемеловые кайнозойские андезиты-базальты. Они подстилают игнимбриты в виде покрова мощностью около 300 м и перекрывают их, достигая мощности 200 м. Пути движения андезитов-базальтовых магм фиксируются дайками базальтов, расположенными внутри конка-депрессии, т. е. не совпадают с путями перемещения материала кислого состава. В целом структурная обстановка представляет собой отдаленный аналог структур в бассейне р. Армань, но история вулканизма отличается преобладавшим извержений среднего и основного материала.

На рис. 8 показано, как на границе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с мезозоидами вулканоструктуры типа Арманской, располагаясь вдоль одной линии глубинного разлома, сокращаются в размере по мере удаления от вулканического пояса.

О ЛИНЕЙНЫХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Примеры линейных структур, как указывалось, имеются в пределах вулканического поля междуречья рек Анадырь, Мал. Аной, Угаткын и Энмываам (см. рис. 2, 3). К горсту гор Останцовых с севера примыкает Верхне-Угаткынский грабен, который с другой стороны граничит с Угаткын-Юрумкувеевской моноклиной. Протяженность горста гор Останцовых около 60 км, ширина 10—15 км. В поперечном сечении он асимметричен: более высоко приподнятое северное крыло ограничено уступом, ясно выраженным в рельефе. У северной границы горста обнажаются вулканиты каленьмуваамской свиты, выходы которых к югу, востоку и к западу сменяются выходами сначала нижней, а затем и верхней подсвиты пыкарваамской свиты. Вулканические покровы залегают очень полого (наклон их не превышает 3—5°). Таким образом, вырисовывается структура, которая представляет собой как бы половину куполообразного поднятия. В сводовой его части расположены пластовые интрузии гранит-порфиров. На востоке структура пересекается протяженной зоной милонитизации, фиксирующей здесь положение границы внешней и внутренней зон вулканического пояса. Еще далее к востоку пыкарваамская свита погружается под отложения коэквиуньской свиты, которая перекрыта эргываамской свитой, слагающей изометричные вулканоструктуры, описанные выше. Мощность пыкарваамской свиты в горах Останцовых достигает 1000 м, что намного превосходит ее мощность в смежных районах. Можно думать, что горст гор Останцовых представляет собой обращенную структуру, возникшую на месте линейного прогиба, в котором накапливалась пыкарваамская свита. Инверсия этой структуры, по-видимому, связана с образованием в «коэквиуньское время» Верхне-Угаткынского грабена. Его протяженность 40—45 км, ширина 5—8 км. Грабен заполнен по преимуществу лавами двуокиселовых андезитов-базальтов коэквиуньской свиты, потоки которых наклонены к югу под углом около 5°; вблизи от разлома, ограничивающего грабен с севера, наклон несколько больше и местами достигает 15° (на юг). Покровы коэквиуньской свиты на юге грабена упираются в разлом, отделяющий его от горста гор Останцовых. Суммарная амплитуда перемещения по этому разлому достигает 1500 м.

К северу от Верхне-Угаткинского грабена располагается наклоненная к юго-востоку моноклинали, сложенная в основном пикарваамской и каленмуваамской свитами. Протяженность моноклинали 110—120 км, ширина 15—25 км. С юго-востока моноклинали ограничена системой разломов.

Крупнейшая система линейных отрицательных вулканоструктур приурочена к зоне Анадырского глубинного разлома, общая протяженность которого достигает 500 км (см. рис. 1). К северной его оконечности, в частности, приурочены вулканоструктуры гор Северный Вапанай, подробно описанные В. Ф. Белым [2]. В принципе строение и условия развития горста гор Северный Вапанай, сложенных итчимбритами эргываамской свиты, такое же, как и ранее охарактеризованного горста гор Останцовых. С северо-запада и с юго-востока к горсту примыкают крупные депрессии (вулканопрогибы), заполненные раннепалеогеновыми базальтами. В плане они имеют близкую к овальной форму, их размеры колеблются от 20×30 км до 30×50 км. В средней части Анадырского разлома раннепалеогеновые базальты слагают преимущественно узкие (15—16 км), но протяженные (до 60—80 км) односторонние приразломные прогибы и грабены. У юго-западного окончания разлома, в бассейне р. Пенжины раннепалеогеновые базальты снова образуют преимущественно изометричные вулканоструктуры. Эти примеры говорят о том, что, по-видимому, резкой границы между линейными и простыми изометричными вулканоструктурами нет. Возникновение же того или иного типа структур обусловлено прежде всего характером пространственных соотношений периферических вулканических очагов и глубинных разломов, а также, возможно, ориентировкой тангенциальных напряжений в зонах глубинных разломов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Преобладание отрицательных структур и их структурный идиоморфизм морфологически как будто бы сильно отличают Охотско-Чукотский вулканический пояс от современных вулканических поясов, в пределах которых наиболее ясным элементом строения является вулкан как положительная структурная форма. Обычно считают, что отрицательные формы — кальдеры — возникают на одной из стадий развития крупного вулканического центра или группы вулканов. Вулканические конусы и кальдеры — это прежде всего формы рельефа, причем глубинное строение кальдер почти никогда не бывает подробно известным (обычно не ясна структура кальдерного обрушения).

Исследования в Восточно-Камчатской вулканической зоне [11] показали, однако, что основная часть вулканических продуктов приходится не на вулканические конусы, а рассредоточена вокруг них, образуя накопления, происхождение которых связано с деятельностью разных вулканов. Структура формирующейся таким образом современной вулканической толщи на Камчатке неясна, но, очевидно, что при переходе в геологический разрез именно эта структура будет иметь главное значение, а характерные элементы геоморфологии современного вулканического пояса вследствие эрозии будут утрачены.

Изложенные данные затрудняют прямое заимствование таких вулканологических терминов, как вулканический конус и кальдеры для характеристики структур древних вулканоструктур.

Описанные выше вулканоструктуры хотя и являются случайной группой изученных или известных авторам структур Охотско-Чукотского вулканического пояса, иллюстрируют большое разнообразие структурных форм, связанное с разнообразием вулканических процессов. По-видимому, характер вулканических накоплений, слагающих вулканоструктуры, должен быть ведущим признаком при их классификации. Прежде

всего различаются элементарные структуры с более или менее однородным выполнением. Независимо от того, слагаются ли они базальтами, андезитами или игнимбритами кислого состава, это преимущественно мульдообразные изометричные структуры, глубина прогибания которых приблизительно одинакова — не более 500—1000 м. Характер изменения фаций и мощностей в этих структурах определенно указывает, что их формирование сопряжено с процессом вулканизма и не связано ни в одном из изученных случаев с пассивным заполнением морфологических депрессий. Важно подчеркнуть, что понятие об элементарных структурах тесно связано с выделением вулканических свит и толщ, подлежащих геологическому картированию.

Сочетания элементарных структур бывают различными. Своеобразна Арманская вулканоструктура, особенностью которой является четко выраженное кольцевое обрамление, где сконцентрированы интрузивные и относительно высоко метаморфизованные породы. Именно наличие такого кольцевого обрамления, возникшего на месте предполагаемого кольца вулканов, и позволяет рассматривать Арманскую структуру (и ей подобные) как единую. Без этого мы могли бы говорить только о группе просядок.

В сложных структурах очень характерно контрастное сочетание вулканических образований кислого и основного среднего состава. Такое же контрастное сочетание бывает и в сравнительно небольших простых по форме структурах, которые можно было назвать элементарными (вулканоструктура на р. Яблон и др.). Во всех случаях при контрастном составе выполняющих структуры вулканогенных толщ имеются доказательства несовпадения мест извержения вулканитов разного состава.

Описанные вулканоструктуры Охотско-Чукотского вулканического пояса имеют аналоги среди хорошо изученных в разных районах Земли вулканоструктур. Некоторые сопоставления, приводимые ниже, могут иметь значение для разработки классификации. Возможно, особый интерес представляют аналогичные структуры, более молодые и менее затронутые эрозией, потому что, как указывалось выше, сравнение вулканоструктур прошлого с современными вулканическими формами затруднено.

Строение (и, вероятно, способ образования) просядок, сложенных преимущественно игнимбритами и туфами кислого состава, сходно со строением подробно изученных (в том числе буровыми скважинами) поздне-неогеновых вулканоструктур в Неваде (кальдеры Сайлент-Каньон [16] и Тимбер [15], хотя кальдера Тимбер усложнена расположенной в центральной части экстружией).

Частое контрастное сочетание вулканических продуктов кислого и основного состава в более сложных вулканоструктурах напоминает строение прогиба Андрой на Мадагаскаре [14]. Структуры типа Арманской с кольцевым интрузивным обрамлением в принципе подобны структуре Глен-Коз в Шотландии [18], но отличаются значительно более крупными размерами и сложным внутренним строением. Аналоги элементарных отрицательных структур, выполненных андезито-базальтами и андезитами нам неизвестны.

Элементарные структуры могут быть названы собственно вулканоструктурами. Сложные структуры правильнее, по-видимому, называть вулcano-тектоническими, так как сочетание в них нескольких элементарных структур определяется не только вулканическим процессом определенного типа, но и различными геологическими факторами. Таким образом, различие вулканоструктур и вулcano-тектонических структур определяется их внутренним строением. Обычный размер вулканоструктур 20—50 км, минимальный 10—12 км, наиболее крупные достигают 100—150 км. Обычный размер вулcano-тектонических структур 40—50 км, максимальный 200—300 км. Примерами последних являются: отмеченный выше Пегтымельский прогиб, Ульяновский прогиб [13], многие крупные

поперечные вулканические поля по периферии внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса [3].

Вопрос о происхождении вулканоструктур, очевидно, тесно связан с данными о природе периферических вулканических очагов. Современные представления по этому вопросу [9] довольно легко могут объяснить происхождение простых вулканоструктур, сложенных однотипными вулканическими породами. Труднее понять случаи, когда в пределах одной крупной вулканоструктуры совмещается несколько простых структур, относящихся к разным вулканическим формациям, а также те случаи, когда в строении единой простой структуры участвуют базальты и игнимбриты кислого состава.

С рассмотренными проблемами связан интересный вопрос о границе Охотско-Чукотского вулканического пояса. Наиболее спорна его северо-западная граница. На тектонических картах и схемах Северо-Востока она проводится более или менее условно по внешнему краю крупных вулканических полей и часто выглядит как общий контур сохранившихся от эрозии вулканических останцов. В то же время подмечено, что вулканоструктуры рассмотренного типа по мере удаления от вулканического пояса уменьшаются в размерах и исчезают вовсе (см. рис. 9). Можно считать, что их развитие отражает существенную перестройку земной коры. Поэтому граница, проведенная по внешнему краю отрицательных вулканоструктур и повторяющая сложный рисунок изгибов этого края, является вполне структурной. Наличие отдельных изолированных вулканоструктур за пределами вулканического пояса только подтверждает специфику его природы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Антикеев Н. П., Титов В. А. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 18, Магадан, 1966.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Центральная Чукотка).— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 15, Магадан, 1961.
3. Белый В. Ф., Сперанская И. М., Устиев Е. К. Позднемезозойский магматизм. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.— В кн.: Геология СССР, т. XXX, ч. 1, кн. 2. М., «Недра», 1970.
4. Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса.— «Геотектоника», 1966, № 2.
5. Гельман М. Л., Сперанская И. М., Филиппов А. У. О влиянии гранитоидных интрузий на явления региональной пропилитизации Охотских эффузивов.— В кн.: Проблемы вулканизма (Матер. по второму Всесоюзному вулканологическому совещанию). Петропавловск-Камчатский, 1964.
6. Еремин Р. А., Ярмолюк В. В. К геологии субвулканических образований Охотско-Чукотского вулканического пояса.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 6.
7. Кобылянский Ю. Г., Ичетовкин И. В. Структуры кальдерного обрушения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока (Матер. объединенной научной конференции геол. ф-та ДВПИ и секции палеовулканологии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Владивосток, 1970.
8. Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.— «Тр. Лаб. вулканол.», вып. 19. М., Изд-во АН СССР, 1961.
9. Мархин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги.— В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алмата. (Тр. Лаб. палеовулканол. вып. 3).
10. Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., «Наука», 1958.
11. Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Кожемяка Н. Н. Основные этапы развития рельефа Камчатки.— «Геоморфология», 1970, № 3.
12. Сперанская И. М. О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитов.— «Известия высших учебных заведений. Геология и разведка», 1963, № 4.

13. Чертовских Г. Н. Ульинский наложенный прогиб.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 17. Магадан, 1964.
14. Battistini Rene. La structure du massif volcanique de l'Androy (Madagascar). Bull. Soc. Geol. France. Ser. 7. 1959, t. 1, № 2.
15. Byers F. M., jr., Orcild P. P., Carr W. J. a Quinlivan W. D. Timber Mountain Tuff, Southern Nevada, and its Relation to Cauldron Subsidence. Geol. Soc. Amer., Inc. Mem. 110, 1968.
16. Orcild P. P., Byers F. M., jr., Hoover D. L. a Sargent R. A. Subsurface Geology of Silent Canyon Caldera, Nevada Test Site, Nevada. Geol. Soc. Amer., Inc. Mem. 110, 1968.
17. Smith R. L. a Bailey R. A. Resurgent Calderons. Geol. Soc. Amer., Inc. Mem. 119, 1969.
18. Taubeneck W. H. Notes on the Glen Coe Cauldron Subsidence, Argillshire, Scotland. Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, v. 78, № 11.

А. А. Гилев

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Для правильного понимания многих вопросов геологии Алтае-Саянской области, как частных, так и региональных, представление о составе и размещении геосинклинальных вулканогенных образований Восточного Саяна имеет большое значение. Наличие Восточно-Саянского антиклинория, сыгравшего существенную роль в тектоническом развитии не только Восточного Саяна, но и всей Алтае-Саянской области, нашло свое отражение и в геосинклинальном развитии вулканизма, особенно в начальные этапы. Продукты вулканизма Восточного Саяна и их терригенные производные составляют значительную часть всех геосинклинальных отложений рифейско-кембрийского возраста, а в Сисим-Казырском синклинории они слагают от двух третей до трех четвертей общего объема эффузивно-осадочных масс. По интенсивности извержений нижнекембрийский вулканизм, знаменующий собой начальный этап геосинклинального развития региона, превосходит все периоды вулканической активности палеозойского времени. Поэтому изучение геосинклинального вулканизма, главным образом кембрийского, является весьма актуальным. Именно с геосинклинальным вулканизмом связаны вулканогенно-осадочные железные руды, фосфориты, марганцевые руды и другие полезные ископаемые.

Общую тектоническую структуру Восточного Саяна создают глубинные разломы двух направлений: Главный Саянский северо-западного направления, отделяющий краевой выступ Сибирской платформы от рифейско-кембрийской геосинклинальной зоны, и Кандатский субширотного простирания, разделяющий структуры Западного и Восточного Саяна; восточнее Базыбайского выступа (верховье р. Казыр), сложенного метаморфическими породами протерозойского возраста, они сопрягаются. Разломы заложилась в докембрийское (кувайское, джебашское) время, определяли и пространственно контролировали позднедокембрийский и кембрийский вулканизм. В пределах Восточно-Саянской геосинклинали выделяются эвгеосинклинальная и мнogeосинклинальная зоны. Границей мнo- и эвгеосинклиналей является Восточно-Саянский антиклинорий, сложенный породами протерозойского возраста. В эвгеосинклинальной зоне выделяются два типа разрезов, существующие с верхнедокембрийского времени: существенно карбонатный (Беллыкское Белогорье, Байтакский хребет) и существенно вулканогенный (Сисим-Казырское междуречье). Сисим-Казырский синклинорий на юге граничит с Западным Саяном и отделен от последнего Кандатским глубинным разломом, а на севере по глубинному разлому граничит с Восточно-Саянским антиклинорием. По тек-

тоническому положению и составу вулканитов в Сисим-Казырском синклинории выделяются Сисимская и Кизир-Казырская синклиналильные зоны.

Наиболее древние вулканогенные образования геосинклиналильного комплекса в Восточном Саяне относятся к кувайской серии рифейского возраста и в виде узких полос, довольно выдержанных по простиранию, вскрываются на крыльях Восточно-Саянского антиклинория. Вулканиты северной полосы тяготеют к верхам метаморфической серии, в южной их стратиграфическая приуроченность не совсем четкая, и они повсеместно чередуются с метаморфическими сланцами, образованными нередко по вулканогенным породам. Состав вулканитов существенно диабазовый с резким преобладанием диабазов, диабазовых и авгитовых порфиритов. А. Д. Шелковников [6] относит эти отложения к диабазовой, а Н. М. Чернышев [4] к спилито-диабазовой формации. Эффузивы обычно с шаровой отдельностью или рассланцованы и интенсивно изменены процессами хлоритизации, альбитизации, амфиболитизации вплоть до типичных амфиболитов. Для пород характерна натровая специализация, недонасыщенность кремнеземом, превышение магnezиальности над железистостью и повышенная титанистость. Коэффициенты А. Н. Заварицкого для эффузивов кувайской серии (среднее из 9 анализов по данным А. Д. Шелковникова [5]) равны: $s=55,6$; $a=6,8$; $c=6,0$; $b=32,0$; $Q=-9,2$; $a/c=1,4$; $c'=18,1$; $m'=42,6$; $f'=38,2$; $n=78,5$; $\varphi=11,8$; $t=6,5$. Близкий химический состав всех вулканогенных пород кувайской серии говорит о том, что они являются продуктом кристаллизации единой магмы, а накопление мощных (до 2500 м) эффузивных толщ, очевидно, связано с заложением троговых зон по периферии древней антиклинальной структуры — Восточно-Саянского антиклинория. Излияние вулканитов (офиолитов) «кувайского» времени приурочено не к осевой части эвгеосинклиналильного прогиба, а к окраине геосинклиналильного поднятия, частично распространяясь в пределы последнего.

К синийскому времени относится консолидация ранее мобильной зоны, «залечивание» разломов, прекращение вулканизма и накопление карбонатных отложений в тектонически спокойной обстановке (павловская, овсянковская, шадринская свиты).

В верхнедокембрийско-кембрийское время в результате тектонической активизации региона отмечается новая вспышка вулканизма (енисейская серия, тарбатская, колпинская свиты), значительно превосходящая по объему и площади развития «кувайский этап». Магмоподводящими каналами служат разломы, оперяющие Главный Саянский и Кандатский глубинные разломы. К этому времени на месте единого геосинклиналильного прогиба, охватывающего обширную территорию (большую часть Восточного Саяна, Кузнецкий Алатау, северную часть Западного Саяна) и испытывающего геосинклиналильное развитие с верхнего протерозоя, возникают внутригеосинклиналильные поднятия (Джебашское, Базыбайское и другие, более мелкие). Активизация вулканизма «продвигается» в юго-восточном направлении от Беллыкского Белогорья к Байтакскому хребту и Кизир-Казырскому междуречью. Раньше всего активность вулканизма на этом этапе проявилась в Беллыкском Белогорье в верхнедокембрийско-нижнекембрийское время (енисейская серия в районе с. Уяр, верховье р. Узы и др.). Состав вулканических продуктов этого уровня исключительно диабазовый. Вулканиты тесно ассоциируют с карбонатными и кремнистыми породами и объединяются в карбонато-кремнисто-вулканогенную формацию. Для них характерны натровая специализация и преобладание магnezиальности над железистостью больше, чем для кувайских эффузивов, недонасыщенность кремнеземом и щелочами, повышенная фосфатонность. Числовые характеристики А. Н. Заварицкого для вулканогенных пород карбонато-кремнисто-вулканогенной формации (среднее из 14 анализов) равны: $s=58,1$; $a=9,4$; $c=5,6$; $b=26,9$; $Q=-8,2$; $a/c=1,7$; $c'=19,2$; $m'=45,5$; $f'=35,3$; $n=87,4$; $\varphi=10,8$; $t=3,0$.

К началу нижнего кембрия формируются три частных эвгеосинклинальных прогиба: Кузнецкий, Западно-Саянский и Сисим-Казырский, разделенные внутригеосинклинальным Беллыкско-Байтакским поднятием, консолидирующимся одновременно с формированием этих прогибов. Возникновению Беллыкско-Байтакского поднятия существенным образом повлияло на состав вулканогенных образований. Если в пределах Кизир-Казырского синклинория, остающегося по-прежнему мобильной зоной, формируется спилито-диабазовая формация, то в пределах Беллыкско-Байтакского поднятия и по его периферии формируется существенно кварц-кератофировая формация. Все отложения этого уровня А. Д. Шелковниковым [6] объединяются в спилито-альбитофировую формацию, а Б. П. Зубкус и Е. А. Шнейдером [2] в спилито-диабазово-порфировую.

Кварц-кератофировая формация [1] развита в среднем течении р. Сисим, Байтакском хребте и Беллыкском Белогорье. Главными членами формации являются кератофиры (альбитофиры) и кварцевые кератофиры (кварцевые альбитофиры) — до 30—50%, диабазы и диабазовые порфириты — до 15—35%, спилиты и спилитовые порфириты до 15—30%. Кроме того, встречаются туфы, сланцы, агломераты, вариолиты, андезитовые порфириты (трахитовые), известняки, кремнистые породы, конгломераты. Следует отметить контрастность вулканитов — наличие разностей основного (диабазового) и кислого (липаритового) состава без промежуточных пород, а также латеральное изменение их роли в формировании формации — по мере приближения к Кизир-Казырской синклинальной зоне роль основных вулканитов возрастает, а кислых уменьшается. Для вулканогенных пород кварц-кератофировой формации характерны натровая специализация как основных, так и кислых разностей, преобладание железистости над магнезиальностью, бедность щелочами и насыщенность кремнекислотой основных, пересыщенность глиноземом, кремнекислотой и щелочами кислых эффузивов. Коэффициенты А. Н. Заварицкого для основных вулканитов формации (среднее из 29 анализов) следующие: $s=59,9$; $a=10,0$; $c=5,7$; $b=24,4$; $Q=-5,9$; $a/c=1,8$; $c'=16,2$; $m'=38,0$; $f'=45,8$; $a'=-$; $n=84,0$; $\varphi=14,5$; $t=2,1$, для кислых (среднее из 14 анализов): $s=75,4$; $a'=14,5$; $b=1,5$; $b=8,6$; $Q=20,3$; $a/c=9,7$; $c'=-$; $m'=19,5$; $f'=50,9$; $a'=29,6$; $n=76,7$; $\varphi=22,2$; $t=0,6$. Контрастность состава (наличие двух ветвей) вулканитов кварц-кератофировой формации объясняется близким расположением их к консолидированным зонам или расположением в пределах последних.

Спилито-диабазовая формация [1] развита в Кизир-Казырском между-речье и замещается в Байтакском хребте и среднем течении р. Сисим кварц-кератофировой. Главные члены формации — диабазы, спилиты, диабазовые и спилитовые порфириты, слагающие до 60—80% общего объема, второстепенные (до 10—20%) — туфы, сланцы. Еще реже встречаются андезитовые порфириты, вариолиты, кератофиры, известняки, песчаники, алевролиты, конгломераты, кремнистые породы. Для вулканитов спилито-диабазовой формации характерны натровая специализация, незначительная недосыщенность кремнеземом, бедность щелочами, а отношение магния к железу близко к 1. Числовые характеристики А. Н. Заварицкого (среднее из 28 анализов) равны: $s=58,0$; $a=8,0$; $c=6,1$; $b=27,9$; $Q=6,1$; $a/c=1,3$; $c'=18,7$; $m'=40,0$; $f'=41,3$; $a'=-$; $n=87,7$; $\varphi=15,4$; $t=3,1$. Эффузивам кварц-кератофировой и спилито-диабазовой формаций свойственна шаровая (для спилитов и диабазов) или подушечная (для кератофиров) отдельность. Породы сильно изменены процессами альбитизации, хлоритизации, кальцитизации, ороговикованием.

К концу нижнего кембрия происходит инверсия, консолидация, вулканическая активность затухает, а на обширной территории геосинклинали идет накопление терригенно-карбонатных отложений (балахтисонская, уярская, осиновская свиты). До середины среднего кембрия вулканизм проявляется эпизодически, при этом преобладают вулканогенно-об-

ломочные породы, покрывающие значительную часть региона. Геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия уже не играют существенной роли в осадкообразовании и составе вулканогенных продуктов. Однако различие в строении геосинклинальных прогибов и разделяющих их поднятий сказывается в напряженности складкообразования (большая напряженность в прогибах). Среди вулканитов преобладают породы кислого состава, которые залегают в виде прослоев и линзообразных тел в мощной известняково-терригенной толще (котельская, оспновская, моисеевская свиты).

К концу среднего — началу верхнего кембрия происходит замыкание геосинклинали, и вулканическая активность проявляется с новой силой (кизирская свита). Но на этом этапе подводный и островной вулканизм сменяется континентальным, а линейные вулканические зоны, преобладающие в «кувайское» и «тарбатское» время, сменяются изометрическими. Меняется и состав вулканогенных продуктов — идет накопление андезит-дацитової формации [1,6] орогенного этапа геоантиклинальной подвижной зоны.

Андезит-дацитовая формация развита на значительной площади Кизир-Казырского междуречья, Беллыкском Белогорье и Байтакском хребте. Взаимоотношения со смежными формациями весьма сложные — от выше- и нижележащих формаций она отделена несогласием. Породы формации характеризуются большим разнообразием состава и значительным колебанием мощностей. Главными членами формации являются андезитовые порфириды (в основном андезитовые) и их пирокластические разности, слагающие до 60—70% общего объема, дациты и дацитовые порфириды — до 15—20%. Второстепенные — кварцевые диабазы и диабазовые порфириды (до 7—10%), фельзиты и фельзит-порфиры (0—30%). Диабазы, дациты, диабазовые и дацитовые порфириды распространены главным образом в нижней и средней, а андезитовые порфириды в средней и верхней частях формации. Кроме того, встречаются песчаники, конгломераты, сланцы, известняки, аргиллиты. Для вулканогенных пород андезит-дацитовой формации характерны натровая специализация, преобладание железистости над магниальностью, насыщенностью кремнеземом и бедность щелочами. Числовые характеристики А. Н. Заварицкого (среднее из 60 анализов): $s=65,0$; $a=9,8$; $c=6,5$; $b=18,7$; $Q=3,9$; $a/c=1,5$; $c'=17,4$; $m'=36,6$; $f'=46,0$; $a'=-$; $n=85,5$; $\varphi=16,8$; $t=1,5$.

ВЫВОДЫ

1. Излияние кувайских вулканитов (офиолитов) проявляется не в осевой части геосинклинального прогиба, а по окраине геоантиклинального поднятия, частично распространяясь в пределы последнего.

2. Состав вулканогенных пород в значительной мере определяется тектоническим положением и активностью зоны — в мобильных областях формируются основные, а в консолидированных контрастные (основные и кислые без промежуточных разностей) вулканиты.

3. Для всех вулканитов геосинклинального комплекса Восточного Саяна характерна натровая специализация.

4. Частая смена вулканогенных формаций карбонатными и терригенными объясняется близким расположением мобильных зон к докембрийским консолидированным поднятиям, оказывающим большое влияние на тектонику и вулканизм Восточного Саяна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г и л ё в А. А. Кеморийские эффузивные формации западной части Восточного Саяна.— В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований, вып. 2. Новосибирск, 1970.

2. Зубкус Б. П., Шейдер Е. А. Вулканогенно-осадочные отложения кембрия юго-западной части Восточного Саяна и их металлогения.— В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. М., «Недра» (Гр. СНИИГГИМС, вып. 35), 1964.
3. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Новосибирск, 1964.
4. Чернышев Н. М. К вопросу о спилито-диабазовой формации западной части Восточного Саяна.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края». Красноярск, 1964.
5. Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых эффузивных и интрузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Красноярского края», вып. 3, Красноярск, 1962.
6. Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1965.

Б. П. Ланин

ТРАХИТОВЫЙ КУПОЛ НА Р. ТЕМНИК (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Мезозойские вулканогенно-осадочные образования Западного Забайкалья, развитые в пределах хребтов Мал. Хамар-Дабан и Хамбинский, а также на территории Удино-Хилокского междуречья, изучались многими геологами. За последние годы появились статьи и отдельные монографии, в которых освещаются новые данные по геологии и итоги проведенных работ по стратиграфическому расчленению мезозойских толщ, петрографии и петрохимии вулканических пород, сводки по формационному анализу вулканогенных комплексов Западного Забайкалья и сравнение их с другими районами континентального вулканизма [1, 4—5, 8—11].

На современном уровне наших знаний известны общие закономерности распределения мезозойских вулканогенных образований Забайкалья и направленность развития вулканизма в целом по району, например, кулисное расположение вулканических зон, смена основного вулканизма кислым и щелочным и перемещение центров активного вулканизма со временем с запада на восток.

При этом отмечалось, что «разнообразные изверженные породы мезозойского этапа вулканизма представлены как излившимися, так и полуглубинными и глубинными типами» [7] (стр. 81). Обращалось внимание также и на то, что комплекс вулканических образований, приуроченный к тектоническим швам, сложен всегда эффузивами и «гипабиссальными интрузиями малых и средних размеров, часть из которых несомненно является размытыми вулканическими аппаратами» ([13] стр. 173). П. И. Налетов не без оснований полагал, что «эффузивы изливались, вероятно, не только из глубоких трещин, но и из аппаратов центрального типа» ([10], стр. 162). Однако, конкретного описания геологического строения тел жерловой и прижерловой фации никем еще не приводилось. Все известные сведения носят пока самый общий характер и не содержат данных о местоположении и составе пород упоминаемых вулканических аппаратов.

Летом 1969 г. автор статьи, совместно с В. И. Сотниковым, проводил исследования в Западном и Юго-Западном Забайкалье и имел возможность ознакомиться с составом мезозойских вулканогенных пород хребтов Мал. Хамар-Дабан и Хамбинский. Наибольшее внимание привлекли вулканогенные образования в нижнем течении р. Темник, где широко распространены породы цаган-хунтейской свиты.

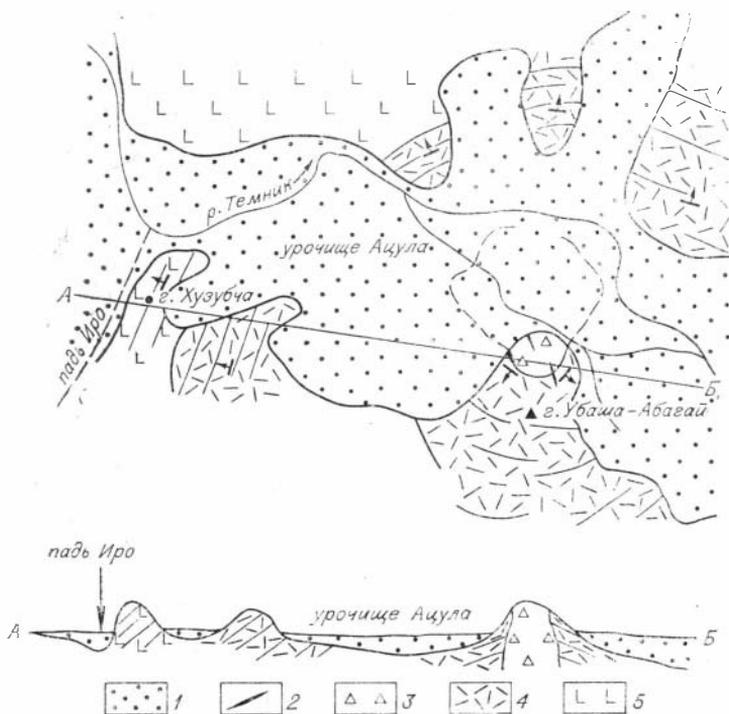


Рис. 1. Схема геологического строения нижнего течения р. Темник (урочище Ачула). Составлена Б. И. Лапиным с использованием данных Д. Д. Сагануева.

1 — современные отложения р. Темник (пески, глинны, галечники), 2 — дайки диабазов, долеритов; 3 — породы жерловой фации: лавобрекчии трахитов и щелочно-земельных трахитовых порфиров (ортофиров). Лавовые потоки и пирокластические отложения цаган-хунтэйской свиты; 4 — трахитовые порфиры и туфобрекчии; 5 — трахиандезитовые порфириты.

По данным предыдущих исследований [4, 5, 11] известно, что вулканогенно-осадочная цаган-хунтэйская свита наиболее распространена среди триасовых отложений. Она представлена пестрым эффузивно-туфовым комплексом, образованным кислыми и щелочными эффузивами и их туфами. Характерна частая смена пород и невыдержанность их по простиранию. Средние и основные эффузивы занимают подчиненное положение, хотя и встречаются по всему разрезу свиты. Низы свиты сложены грубо-обломочными пирокластическими образованиями смешанного состава: средняя часть — субщелочными и щелочными эффузивами, верхняя — кислыми лавами и их туфами. Мощность цаган-хунтэйских вулканогенных отложений для района Гусино озеро (Хамбинский хребет) 700—800 м.

При картировании вулканогенных образований цаган-хунтэйской свиты по обоим берегам р. Темник, ниже пади Иро (урочище Ачула) было обращено внимание на обилие своеобразных неотсортированных различных пирокластических пород, среди которых встречаются четкие потоки лав и лавобрекчии главным образом щелочного состава. Детальное изучение пород цаган-хунтэйской свиты позволило обнаружить среди нагромождения туфобрекчии часть купола (некка), сложенного пестрыми по окраске лавобрекчиями известково-щелочных трахитов и ортофиров. Купол находится на правом борту р. Темник и занимает северные склоны г. Убаш-Абагай, круто спускающиеся в долину урочища Ачула (рис. 1). Северная часть купола (вероятно, большая) разрушена и перекрыта рыхлыми отложениями долины р. Темник. Размеры обнажающейся части нек-

ка небольшие и не превышают 100—150 м по диаметру. Диаметр всего нека, по-видимому, достигает 1,5—2,0 км.

Внутреннее строение массива выражается грубозональным расположением слагающих его пород и характерно для большинства тел жерловой фации в других районах [2, 6, 12, 14 и др.]. Малые размеры южной части остатков Темникского купола не дают полного представления о морфологии тела и его составе, однако оставшаяся от эрозии краевая часть показывает зональное строение, меняющееся от периферии к центру. Показательно также наличие кольцевых и радиальных трещин, выполненных дайками диабазов и долеритов.

Краевая зона наиболее обогащена крупными неотсортированными обломками вулканогенных пород и минералов, среди которых встречаются даже граниты. Она резко, но по сложному контакту сменяется стекловатой трахитовой лавобрекчией темно-серой и черной окраски. Следующая зона ортофиров изобилует только мелкими осколками различных вулканических пород и минералов. Еще ближе к центру предполагаемого купола, в скальных выходах правого борта р. Темник, обнажаются лавобрекчии щелочных пород, в которых мелкий осколочный материал несет признаки частичного изменения и ассимпляции основной тонкораскристаллизованной массой. Для многих зон характерна также четкая вертикальная флюидалность.

Весьма показательно строение вулканогенных образований, прилегающих к неку. Здесь преобладают хаотично нагроможденные туфобрекчии щелочных лав, среди которых иногда встречаются потоки лавобрекчий и лавы, лишенные вулканических обломков. Последние всегда подчиняются направлению движения от нека. Так, на горе Хузубча, в пригустевой части пади Иро, обнажен мощный поток трахиандезитов. Ниже по р. Темник эффектной гривой отпрепарирован другой поток — известково-щелочных ортофиров. На северо-западных склонах горы Убаш-Абагай, среди пирокластических отложений выделяется поток трахитовых лавобрекчий, в котором обломочный материал частично отсортирован и расположен по потоку слоями. В нижней части потока изобилуют очень крупные обломки пород, в средней и верхней их количество и размеры резко сокращаются. Отчетливо видно направление течения лавы от нека в юго-западном направлении.

На левом борту р. Темник распространен примерно тот же комплекс вулканогенных пород. Против пади Иро обнажены трахиандезиты мощного лавового потока горы Хузубчи. Ниже — неотсортированные туфы и туфобрекчии известково-щелочных трахитов с общим от нека северным падением слоев и пачек.

Таким образом, в целом структура вулканогенных образований цаган-хунтейской свиты по р. Темник в урочище Ацула дает представление о строении глубоко эродированного мезозойского вулканического аппарата с остатками конусной постройки и неком, заполнившим канал этого вулканического сооружения. Ориентировочные размеры диаметра основания конуса вулкана по полученным данным оцениваются в 7—8 км.

При изучении пород прижерловой пачки и массива жерловой фации было установлено, что все они по составу относятся к вулканогенным образованиям повышенной щелочности. Среди них выделяются трахибазальты, трахиандезиты, известково-щелочные трахиты, ортофкры и их прокластические отложения. Главными породообразующими минералами повсеместно являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, реже биотит, пироксен и рудный минерал.

Трахиты и ортофкры слагают неку Темникского вулканического аппарата. Все они переполнены обломками пород и минералов и, по существу, представлены пестроокрашенными трахитовыми лавобрекчиями. Распространены красные, бурые, темно-серые и даже черные разновидности. Под микроскопом структура пород порфировая. Большое количество пор-

фировых выделений плагноклаза и их мелких осколков хаотично распределены среди бурой стекловатой, нередко узорно флюидальной основной массы. Значительно реже встречаются фенокристы опациitized биотита. Многочисленные обломочки пород представлены трахитами и трахиандезитами либо бурым вулканическим стеклом щелочного состава. Последние имеют флюидальность, частично раскристаллизованы с образованием микросферолитовых структур. Плагноклаз образует серицитизированные и эпидотизированные призматические кристаллы, отвечающие по составу олигоклазу № 27 или шахматному альбиту № 7—8 с широкими и тонкими полисинтетическими двойниками. Единичные зерна их воднопрозрачны или нацело замещены хлоритом. Среди акцессорных минералов незначительно развиты апатит и магнетит.

Трахитовые порфиры или ортофиры участвуют в сложении нека жерловой фации и лавовых потоков вулканической постройки. Ортофиры нека изобилуют обломками пород, ортофиры изученных лавовых потоков обломков не содержат. Последние обладают темно-бурой окраской и ясно порфировой структурой. Породы сильно изменены и изобилуют вторичными минералами, развивающимися за счет порфировых выделений и основной массы. Фенокристы плагноклаза густо серицитизированы, ортоклаза — пелитизированы, биотита — хлоритизированы. Основная масса сложена плохо обозначенными лейстами и зернами щелочного полевого шпата, которые образуют нечетко выраженную структуру, занимающую промежуточное положение между трахитовой и бостонитовой (рис. 2). Встречаются и сферолитовые структуры (рис. 3). Породы содержат крупные кристаллы магнетита и заметное количество апатита, ассоциирующих с порфировыми выделениями биотита. Иногда присутствует кварц, по-видимому, вторичный.

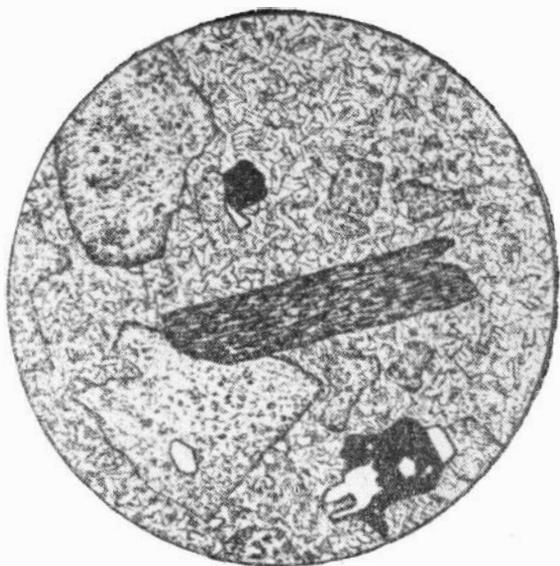


Рис. 2. Трахитовый порфир. Николи+, $d=4,0$ мм. Порфировые выделения плагноклаза, ортоклаза, биотита. Основная масса промежуточная — трахитовая и бостонитовая. Акцессорные минералы — магнетит и апатит.

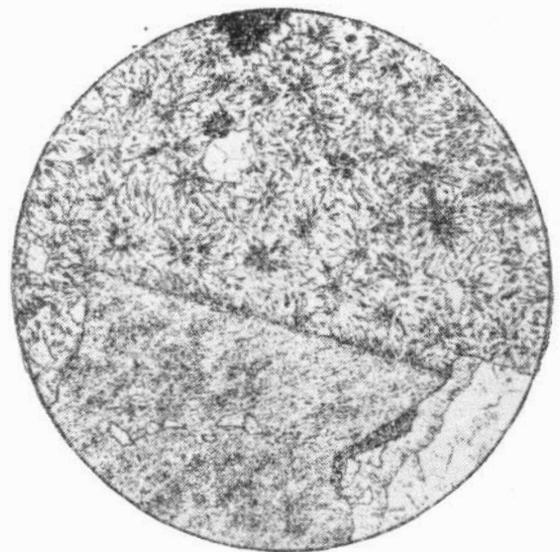


Рис. 3. Трахитовый порфир. Николи+, $d=1,9$ мм. Крупные выделения ортоклаза. Основная масса сферолитовая. Вторичные продукты — хлорит, кальцит, пелит.

Трахиандезиты цаган-хунтейской свиты по р. Темник являются палеотипными породами и в связи с этим должны быть отнесены к группе трахиандезитовых порфиритов. Внешне это буро-лиловые и лиловые породы с большим количеством порфировых выделений и миндалин, выполненных вторичными минералами. Для них характерна ориентировка большинства фенокристов, расположенных согласно направлению движения потока, и отсутствие обломочного материала в лаве.

Под микроскопом основная масса имеет трахитовидное или апоинтерсертальное сложение и состоит из беспорядочно расположенных лейст преобладающего буроватого щелочного полевого шпата, плагиоклаза, хлорита и большого количества рудного материала. Иногда, однако, наличие щелочного полевого шпата в основной тонкозернистой массе определить очень трудно, и тогда решающим в диагностике трахиандезитов может служить только полный силикатный анализ [3].

Порфировые выделения представлены зернами плагиоклаза, образующими короткопризматические и шестоватые индивиды с широкими полисинтетическими двойниками и зональным погасением. Реже встречаются частично оплавленные мелкие выделения эгирин-авгита, с которым ассоциируют кристаллы магнетита и апатита. Последний вообще заметно распространён в трахиандезитах и распределён в породах повсеместно. Обильные миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, цонзитом и альбитом [?].

Трахибазальты на тех же основаниях, что и трахиандезиты, принадлежат к группе трахибазальтовых порфиритов. Последние очень близки по минеральному составу и структуре к трахиандезитам и имеют с ними постепенные взаимопереходы. Решающим в их диагностике часто служит химический анализ образца лавового потока. Однако и под микроскопом можно заметить, что в основной апоинтерсертальной массе трахибазальтов уже в заметном количестве содержатся видимые мелкие хлоритизированные зерна пироксена. Повышено также содержание хлорита, рудного минерала и апатита. В порфировых выделениях преобладает сосюритизированный плагиоклаз; отмечаются пироксен, оливин, очень редко базальтическая роговая обманка.

Вулканогенно-обломочные породы преобладают над эффузивами. Они слагают западные и восточные склоны горы Убаша-Абагай и широко распространены по левому борту р. Темник. Большая часть из них относится к плохо отсортированным туфобрекчиям трахитового состава с литокристаллокластической структурой. В сложении этих пород принимают участие обломки, главным образом, трахитовых лав и, в несколько меньшей мере, осколки плагиоклаза, щелочного полевого шпата и рудного минерала. Спорадически встречается биотит, пироксен и роговая обманка. Обломки остроугольные, с границами соприкосновения. Менее развиты нормальные среднеобломочные туфы. В них преобладают порообразующие минералы щелочных лав, а обломочки пород в количественном отношении занимают второе место. Цементирующая масса тонкоосколочная полевошпатовая, с большой примесью пылевидного щелочного полевого шпата. Мелкоосколочные и пепловые туфы в исследованном районе неизвестны. Для всех пирокластических пород характерно наличие вторичных минералов — хлорита, пелита, эпидота, цонзита, серицита.

Долериты и диабазы, как уже отмечалось, выполняют кольцевые и радиальные трещины и располагаются в центральной и периферической частях массива жерловой фации. К кольцевым трещинам приурочены обычно дайки долеритов — маломощные тела, обладающие тонкозернистым строением. Под микроскопом усматривается порфировая структура пород с диабазо-офитовой структурой основной массы, при которой выдерживается одинаковый размер зерен плагиоклаза и пироксена. Порфировые выделения представлены только зернами сосюритизированного плагиоклаза. Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, рудным минералом и кварцем. В породах повышено содержание апатита и биотита. Много

Химический состав вулканогенных пород цаган-хунтейской свиты на р. Темник

| № п.п. | № образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | P ₂ O ₅ | Сумма |
|-----------------------------|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|-------------------------------|-------|
| Породы тела жерловой фацции | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Б-16/8 | 69,38 | 0,56 | 14,71 | 0,61 | 1,51 | 0,06 | — | 1,16 | 4,60 | 5,56 | 0,04 | 1,39 | 0,03 | 99,61 |
| 2 | Б-16/3 | 68,00 | 0,55 | 15,54 | 0,31 | 2,66 | 0,10 | 0,17 | 0,58 | 5,04 | 5,34 | 0,12 | 1,12 | 0,06 | 99,59 |
| 3 | Б-16/6 | 61,64 | 0,71 | 17,57 | 1,15 | 3,23 | 0,10 | 0,84 | 1,86 | 5,30 | 5,85 | 0,08 | 1,48 | 0,14 | 99,89 |
| 4 | Б-16/9 | 63,12 | 0,63 | 16,05 | 1,78 | 2,95 | 0,06 | 1,38 | 2,38 | 5,93 | 2,68 | 0,18 | 2,53 | 0,17 | 99,84 |
| 5 | Б-16/4 | 63,60 | 0,58 | 14,92 | 1,47 | 3,30 | 0,10 | 1,30 | 2,91 | 4,80 | 3,25 | — | 3,32 | 0,16 | 99,74 |
| Породы эффузивной фацции | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | 139г | 60,60 | 1,23 | 17,81 | 3,35 | 2,16 | 0,11 | 1,19 | 1,52 | 5,36 | 6,16 | — | 0,40 | — | 99,89 |
| 7 | Б-14 | 59,40 | 0,71 | 18,23 | 1,95 | 2,87 | 0,10 | 1,09 | 2,91 | 5,72 | 5,04 | 0,06 | 1,40 | 0,27 | 99,75 |
| 8 | 2874 | 62,92 | 1,37 | 17,00 | 2,73 | 0,65 | 0,04 | 3,04 | 0,80 | 4,83 | 5,53 | 0,04 | 1,00 | — | 99,95 |
| 9 | Б-13/1 | 55,40 | 1,28 | 16,38 | 5,03 | 2,30 | 0,09 | 1,92 | 5,23 | 6,48 | 2,06 | 0,06 | 2,88 | 0,66 | 99,79 |
| 10 | 1062 | 58,48 | 1,28 | 17,60 | 5,59 | 4,17 | 0,09 | 3,45 | 4,65 | 5,30 | 2,55 | 0,20 | 2,00 | 0,10 | 99,46 |
| 11 | 150/2 | 52,24 | 1,41 | 17,35 | 5,59 | 5,03 | 0,10 | 3,05 | 5,10 | 5,08 | 2,89 | 0,10 | 2,00 | 0,05 | 99,99 |
| 12 | 139а | 50,66 | 2,45 | 15,20 | 11,83 | 2,00 | 0,10 | 2,76 | 4,77 | 4,31 | 3,08 | 0,10 | 2,00 | 0,05 | 99,76 |

Примечание: 1, 2, 4, 5 — лавобрекчия трахитового порфира, р. Темник (1); 3 — лавобрекчия трахита, р. Темник (1), 6 — щелочной трахитовый порфир, правый борт пади Иро (2); 7 — то же, р. Темник (1); 8 — трахиандезитовый порфирит, р. Темник (2); 9 — то же (1); 10 — лавобрекчия трахиандезитового порфира, левый борт р. Темник (2); 11 — трахиандезитовый порфирит, р. Темник, против устья пади Иро (2); 12 — трахибазальтовый порфирит правый борт пади Иро (2). Цифры в скобках: (1) — пробы автора, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, аналитик П. А. Семядова, (2) — заимствовано из работы А. Я. Салтыковского, 1967.

вторичных продуктов (хлорит, кальцит, серицит), развивающихся за счет породообразующих минералов. По минеральному составу породы, по-видимому, следует отнести к кварцевым трахидолеритам.

Радиальные трещины обычно имеют несколько большие размеры и заполнены диабазами и диабазовыми порфиритами. Диабазы обладают равномерно-зернистой диабазо-офитовой структурой и сложены плагиоклазом, пироксеном и рудным минералом (магнетит, гематит). В незначительном количестве содержатся апатит и кварц, биотит отсутствует. Для диабазовых порфиритов характерна гранулитово-офитовая структура, в которой многочисленные выделения плагиоклаза распределены в тонкозернистой плагиоклаз-пироксен-магнетит-хлорит-кальцитовой массе.

Химический состав пород жерловой и эффузивной фацции района нижнего течения р. Темник и пади Иро приведены в табл. 1. Пересчет данных весовых количеств химических анализов на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (табл. 2) показывает принадлежность изученных пород к известково-щелочной группе трахитов. Отдельные эффузивные члены цаган-хунтейской свиты приближаются к щелочным трахитам, трахиандезитам и даже к трахибазальтам, у которых начальные точки векторов на диаграмме (рис. 4) располагаются вдоль линии средних типов щелочного ряда. Щелочной индекс a/c очень высок, у отдельных пород он равен 20,0 и 36,6, несколько уменьшается в лавах основного состава. Соотношение щелочей, выраженное числовой характеристикой $n-54,4-83,2$ (среднее 66,0), показывает некоторое преобладание натрия над калием. Это наглядно видно на левой части диаграммы: векторы имеют не очень крутой наклон.

Остальные параметры (полевошпатовая известь, количество кремнекислоты, титана и магнезии) для щелочных пород Темникского вулканического аппарата следует считать нормальными. Например, содержание кремнекислоты постепенно уменьшается от кислых пород к основным и величина Q для первых имеет положительное значение, для вторых — отрицательное. Содержание t в этом же порядке без скачков увеличивается

Числовые характеристики вулканогенных пород цаган-хунтейской свиты на р. Темник по А. Н. Заварицкому

| № п/п | № обр. | a | c | b | s | f' | m' | c' | a' | n | t | φ | Q | NpIg | alc |
|----------------------------|--------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|-------|------|------|
| Породы тела жерловой фации | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Б-16/8 | 18,3 | 0,5 | 2,8 | 78,4 | 69,0 | 0 | 31,0 | — | 54,4 | 0,6 | 19,0 | +19,7 | 5 | 36,6 |
| 2 | Б-16/3 | 18,5 | 0,7 | 3,8 | 77,0 | 73,3 | 7,1 | — | 17,8 | 59,2 | 0,5 | 7,1 | +16,3 | 5 | 27,4 |
| 3 | Б-16/6 | 20,4 | 1,8 | 6,0 | 71,8 | 67,4 | 23,3 | 8,1 | — | 57,8 | 0,9 | 16,3 | +1,0 | 13 | 11,3 |
| 4 | Б-16/9 | 17,2 | 2,3 | 7,3 | 79,2 | 59,5 | 32,0 | 8,5 | — | 76,5 | 0,7 | 20,7 | +9,7 | 15 | 7,5 |
| 5 | Б-16/4 | 15,6 | 2,3 | 8,0 | 74,1 | 55,6 | 27,8 | 15,6 | — | 68,7 | 0,7 | 15,6 | +14,7 | 18 | 6,8 |
| Породы эффузивной фации | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | 139г | 21,0 | 1,6 | 7,4 | 70,0 | 67,3 | 28,0 | 3,7 | — | 56,6 | 1,5 | 39,2 | —3,6 | 12 | 13,1 |
| 7 | Б-14 | 20,2 | 2,3 | 7,7 | 69,8 | 55,6 | 24,3 | 17,1 | — | 63,5 | 0,9 | 21,6 | —3,1 | 15 | 8,8 |
| 8 | 2874 | 18,0 | 0,9 | 10,2 | 70,9 | 28,3 | 48,7 | — | 23,4 | 57,0 | 1,6 | 22,0 | +4,9 | 8 | 20,0 |
| 9 | Б-13/1 | 17,6 | 2,5 | 14,0 | 65,9 | 47,3 | 23,6 | 28,7 | — | 83,2 | 1,7 | 31,2 | —5,9 | 15 | 7,0 |
| 10 | 1062 | 16,0 | 4,2 | 16,8 | 63,0 | 54,2 | 35,8 | 9,7 | — | 75,2 | 1,8 | 29,6 | —10,2 | 26 | 3,8 |
| 11 | 150/2 | 15,9 | 4,1 | 17,5 | 62,5 | 56,5 | 29,9 | 13,3 | — | 72,5 | 2,0 | 28,3 | —10,9 | 26 | 3,9 |
| 12 | 139а | 14,4 | 4,1 | 20,0 | 61,5 | 62,2 | 24,0 | 13,4 | — | 67,6 | 3,5 | 52,4 | —9,9 | 30 | 3,5 |

Примечание. 1—12 см. в примечании к табл. 1.

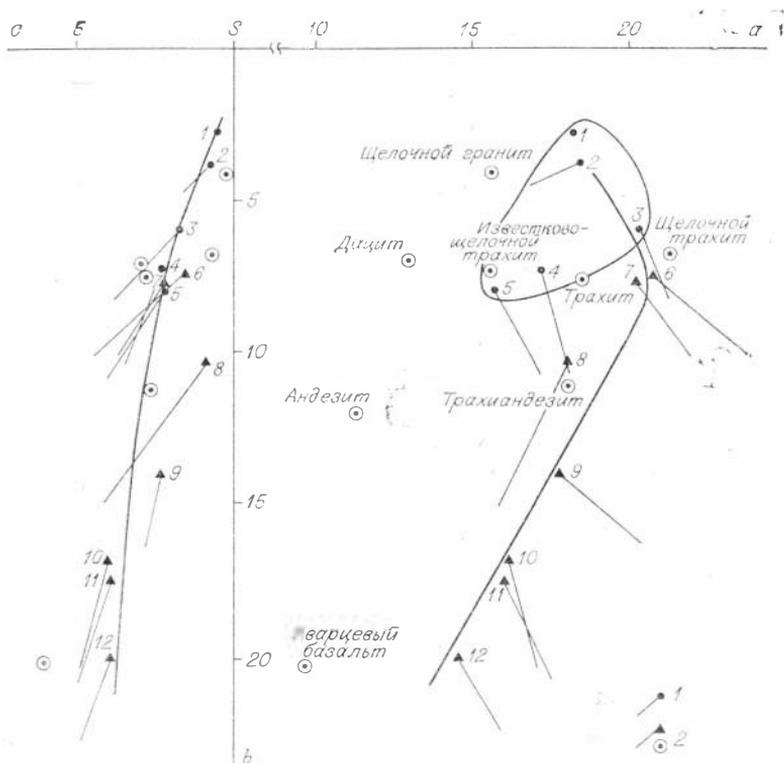


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород цаган-хунтейской свиты нижнего течения р. Темник.
Фации: 1 — жерловая, 2 — эффузивная.

от 0,5 у трахитов до 3,5 у трахибазальтов. Только единичные лавы трахитов и трахиандезитов пробы (Б-16/3 и 2874) переиспещены глиноземом.

Таким образом, по полученным данным довольно отчетливо устанавливается щелочной характер извергавшихся лав. Однако при сравнитель-

но высоком содержании щелочей в породах в целом для них характерна все же натровая специализация.

Первая находка мезозойского вулканического сооружения в пределах цаган-хунтейской свиты дает основание считать, что этот вулкан, конечно, был не единственным в пределах Хамбинского хребта. Дальнейшие работы в районе несомненно приведут к обнаружению остатков древних аппаратов, из которых формировались целые вулканические хребты. Знание мест расположения древних вулканов, особенностей строения и состава тел жерловой фации и сопутствующих им субвулканических интрузий имеет большое значение для определения их формационной принадлежности и для решения многих спорных вопросов эндогенной металлогении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Краткий очерк вулканизма Удино-Хилокского междуречья (Зап. Забайкалье). — «Тр. ГИН АН СССР», 1954, вып. 128.
2. Волков В. П. Геологическое строение и состав Яуринских куполовидных вулканов. — «Тр. Лаб. палеовулканол.», 1963, № 2.
3. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
4. Комаров Ю. В. Триасовая система. Мезозойская группа. — В кн.: Геология СССР, т. XXXV. Бурятская АССР, 1964.
5. Комаров Ю. В., Киселев А. И. О возрасте боргойской толщи в Западном Забайкалье. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 3.
6. Лапин Б. Н. Особенности строения некоторых магматических тел жерловой фации в девонских эффузивных толщах Горного Алтая. — «Геология и геофизика», 1960, № 4.
7. Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. — «Петрография СССР», вып. 12, 1950.
8. Мяхно Н. П. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья. — «Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР», вып. 7. Улан-Удэ, 1961.
9. Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования. — «Тр. ГИН АН СССР», 1951, вып. 128.
10. Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
11. Салтыковский А. Я. Некоторые черты континентального вулканизма. М., «Наука», 1967.
12. Фрейд Г. М. Строение и история формирования Кожамджарского вулкана в горах Каратау. — «Тр. Лаб. палеовулканол.», 1964, № 3.
13. Шталь Н. В. Петрохимические особенности верхнемезозойских формаций Восточного Забайкалья. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. АН СССР, 1963.
14. Щерба И. Г. Строение верхнепалеозойского вулкана в горах Сарыоба Центрального Казахстана. — «Тр. Лаб. палеовулканол.», 1964, № 3.

Б. Н. Лапин

ЖЕРЛО ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНА НА ВОСТОКЕ ТУВЫ

Для решения многих задач палеовулканологии важно знать местоположение и строение остатков древних вулканических аппаратов. Это имеет большое значение, например, для реконструкции древних вулканических цепей и восстановления истории развития вулканизма в целом.

Следует отметить, что несмотря на значительную изученность геологического строения Тувы, в том числе строения и состава широко развитых нижнедевонских и эйфельских эффузивно-пирокластических толщ, сведения о наличии и расположении центров вулканических извержений раз-

рознены и явно недостаточны. Это вполне естественно, ибо многим известна трудность картирования сравнительно быстро разрушающихся даже более молодых вулканических сооружений. В некоторых случаях удается обнаружить отдельные элементы девонских вулканов и частично реконструировать особенности их строения. Дальнейшие исследования вулканогенных толщ несомненно приведут к обнаружению новых мест захоронения древних вулканических аппаратов и дадут дополнительные сведения по девонскому вулканизму края.

Наличие среди девонских эффузивно-пирокластических образований пластовых и секущих риолитовых порфиров, связанных с девонским вулканизмом отмечалось еще в 1932—1938 г. И. П. Рачковским [9] и З. А. Лебедевой [7]. Позднее порфировые интрузии, синхронные вулканогенным толщам, выделяли Т. Н. Иванова [1], А. П. Кривенко, А. П. Павлов [4] и др. В последующем сведения о наличии среди близповерхностных порфировых интрузий субвулканических тел жерловой фации сообщил А. Н. Кен [2], который совместно с Г. И. Шапошниковым обнаружил девонские вулканические аппараты на крайнем юго-западе Тувы. В. Л. Авруцкий, ссылаясь на исследования В. А. Гуменюка и П. А. Никиткина, указывает наличие жерлового массива на горе Сары-хая (бассейн р. Ханделен), расположенного среди порфиров и вторичных кварцитов девонского возраста. Там же на горе Удзай-Таг лично им были изучены подводящие каналы трех девонских вулканов центрального типа и сопутствующие им лавобрекчии, скопления лапиллей и различного рода туфобрекчий и бомб. К. А. Клигин [3], а затем И. В. Лучицкий и В. В. Кебезинская [8] описали Кулбудацкий и Поштагский палеовулканы, расположенные в центральной части Тувы, в урочище Кызылжар, в 18 км восточнее пос. Баянкол. Работы последних лет на востоке Тувы привели к обнаружению девонского вулкана на горе Балдырханлык, южнее дер. Владимировки [6].

Настоящая статья посвящена характеристике обнаруженного нами еще одного девонского массива жерловой фации и прижерловых вулканических образований в восточной части Тувы. Остатки этого вулканического сооружения находятся на правом борту р. Мал. Енисей (р. Каа-Хем) в 6 км выше дер. Бол. Грязнуха (рис. 1). Там, в крутых скальных обрывах правого и левого бортов р. Каа-Хем, обнажаются нижедевонские вулканогенно-осажденные породы сайлыгской толщи, которая занимает сравнительно небольшое поле в междуречье Мал. Енисей—Дерзиг—Эжэй и в бассейне

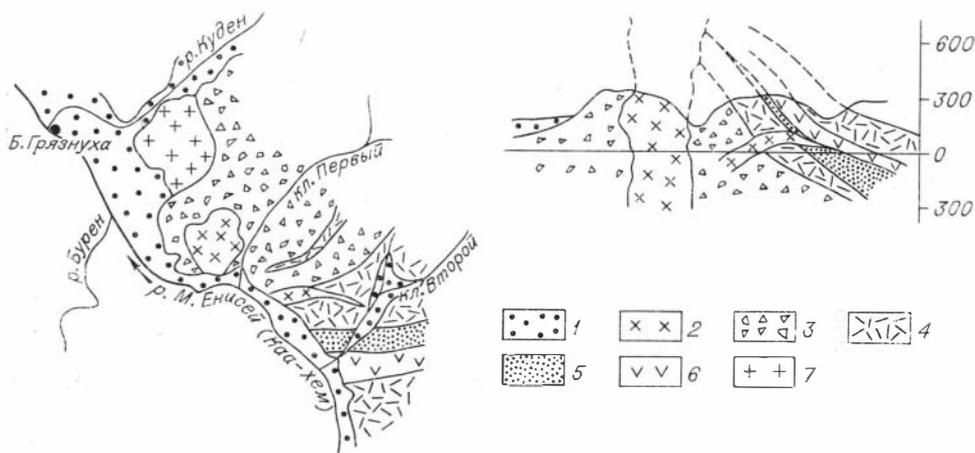


Рис. 1. Схема строения и реконструкция Куденского палеовулкана.

1 — современные отложения речных долин: пески, галечники, 2 — породы жерловой фации: микрогранодиорит-порфиры, лавобрекчии дацитового порфира. Прижерловые отложения: 3 — туфобрекчии дацитового состава, 4 — туфы дацитового состава, 5 — мелкоосколочные и пепловые туфы, 6 — дацитовые порфиры. Гипабиссальные интрузии: 7 — граниты и грапит-порфиры.

р. Буреп. В районе широко развиты нижнепалеозойские и девонские гранитоиды, образующие крупные плутоны по правым и левым бортам р. Каа-Хем. Интрузии девонского возраста представлены сравнительно небольшими массивами, как правило пространственно тяготеющими к нижнедевонским вулканогенным образованиям.

По данным В. Б. Агентова, отложения сайлыгской толщи в районе устья р. Буреп представлены туфами и туфобрекчиями кислого, иногда смешанного состава, реже кислыми эффузивами и туфопесчаниками. Он указывает на развитие темно-серых туфобрекчий, трудно отличимых от эффузивов, и красновато-лиловых платиопорфиров, однако наличие остатков девонского вулканического аппарата не отмечается.

При картировании вулканогенных образований по правобережью р. Каа-Хем было обращено внимание на чрезвычайную изменчивость пород по простиранию и массовое развитие своеобразных туфобрекчий в районе, прилегающем к устью р. Буреп. Детализация геологического строения участка, заключенного между р. Куден, устьями первого и второго безымянных ключей, привела к обнаружению грубо изометричного в плане некка, сложенного красными и светло-розовыми макроскопически слабо раскристаллизованными порфирами и дайко-силлового тела красно-розовых гранодиорит-порфиров. Оба магматических тела принадлежат к единой вулканической постройке, хотя по условиям обнаженности несколько разобщены друг от друга.

По внутреннему строению оба тела характеризуются однообразием слагающих их пород. Элементов зонального расположения пород, четкой характерной флюиальности, обычно присущих массивам жерловой фации и резко бросающихся в глаза, не наблюдается. Лишь в восточной и западной частях некка развиты порфиры, переполненные мелкими обломками измененных пород, окруженных розовой каймой вторичного альбита. Морфология некка достаточно проста и хорошо отрисовывается по существующим обнажениям. Его диаметр в плане в среднем составляет 1,5 км. Некк, вероятно, не имеет существенных нарушений и обладает крутыми извилистыми границами, уходящими под современные делювиально-аллювиальные наносы. В вертикальном разрезе тело просматривается более чем на 300 м.

Дайка-силл, расположенная в 1,5—2 км к юго-востоку от некка между первым и вторым безымянными ключами, заключена среди туфобрекчий, туфов, туфопесчаников и эффузивов. На приведенной схеме (см. рис. 1) можно видеть, что дайка-силл в разрезе представляет тело неправильной формы, в одном случае секущее, в другом — подчиняющееся напластованию эффузивно-осадочной пачки. В обнаженной части оно обладает грубо широтным простиранием и пологим падением на юг. Максимальная видимая мощность не превышает 40—50 м; к востоку мощность постепенно уменьшается до полного выклинивания. Таким образом, главный некк сопровождается апофизой-инъекцией, которая распространяется во вмещающие пирокластические отложения до 4—5 км. По-видимому, эта пластовая залежь не единственная, так как в северной и северо-восточной частях исследованного участка, в значительной степени задернованного и заросшего, встречаются разрозненные выходы аналогичных ей пород.

Внутреннее строение вулканогенной пачки, прилегающей к некку, очень сложное и резко изменчиво по простиранию. Непосредственно у некка со всех сторон распространены весьма характерные хаотично нагроможденные темно-серые и розоватые туфобрекчии. Это грубообломочные, плохо отсортированные пирокластические образования с неокатанными остроугольными формами слагающих компонентов. Крупноглыбовых брекчий не обнаружено; величина отдельных обломков пород не превышает 5—10 см, чаще же обломки достигают 1—2 см и менее. Среди туфобрекчий развиты линзовидные участки со сплюснутыми и ориентированными об-

ломками, общим обликом напоминающими игнибриты. Последние, однако, встречаются спорадически и играют эпизодическую роль в огромной массе пирокластических пород.

С удалением от некка туфовые брекчии скрываются под наносы и заменяются нормально-среднезернистыми туфами, сложенными обломочным материалом лав примерно того же состава. В них преобладают уже осколки минералов и раскристаллизованного стекла. Еще далее распространены светло-серые мелкообломочные и палевые пепловые туфы, большинство из которых не очень «чисто» отсортированы и пестрят видимыми обломочками розоватых порфиров. Однако встречаются и пласты четких ритмично-слоистых «стирильных» пепловых туфов, принимаемых в поле за плотные кремнистые породы.

Среди пирокластических отложений, в главном образом среди мелкообломочных и пепловых туфов, некоторое развитие получили и лавовые потоки. Последние зафиксированы в 4—5 км юго-восточнее некка и обнажены в скальных выходах у устья второго безымянного ключа. Здесь лавовая залежь перекрывает пепловые туфы, имея с ними меняющееся общее южное падение. Породы этих эффузивных потоков представлены плотными мелко и редкопорфировыми и даже афировыми разностями, резко выделяющимися своей темно-красной и бурой окраской. Роль эффузивных членов в прилегающей к жерлу пирокластической пачке незначительна. В западной части они размыты и погребены под современные отложения р. Каа-Хем, в восточной — быстро выклиниваются.

Еще юго-восточнее господствующее положение занимают мелкообломочные туфы, которые образуют довольно мощные накопления.

Таким образом, эффузивно-пирокластические образования вулканогенной пачки, прилегающей к некку, дают представление о строении прижерловой части Куденского вулканического аппарата. Реконструкция формы залегания продуктов вулканической деятельности позволяет воспроизвести юго-восточную часть конуса вулкана, в котором углы падения залежей заметно выглаживаются по мере удаления от центрального некка.

При изучении жерловых и прижерловых вулканогенных пород под микроскопом в шлифах было установлено, что все они относятся к гранодиоритам и дацитовым порфирам нередко повышенной щелочности. Среди них выделяются микро-гранодиорит-порфиры и кварцевые дацитовые порфиры, их туфы и туфобрекчии. Главными породообразующими минералами во всех случаях являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц, различными сочетаниями которых и обуславливаются указанные разновидности.

Гранодиорит-порфиры слагают центральные части некка дайкового тела. Повсеместно это обильно порфировые красноватые и буроватые породы, в которых фелокристы плагиоклаза хорошо различимы даже невооруженным глазом. Плагиоклаз преобладает над кварцем и в отдельных случаях составляет единственный минерал порфировых выделений. Он чаще образует призматические кристаллы, группирующиеся в кучки из 3—4 зерен (элемент гломеропорфировой структуры). По составу это олигоклаз № 16—27 с ровными полисинтетическими двойниками. Наблюдается умеренная пелитизация, серицитизация и в единичных случаях частичная альбитизация (шахматный альбит). Кварц морфологически представлен различными зернами, но наиболее типичны оплавленные, резорбированные формы. Встречаются зерна с более или менее сохранившимися гранями, окруженные каймой щелочного полевого шпата (элемент порфирово-реакционной структуры).

Основная масса гранодиорит-порфиров имеет обычно такситовое строение. На общем фоне микрогипидиоморфнозернистого агрегата, сложенного из калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита, возникают сферолитовые и микрографические структуры. Такие разновидности

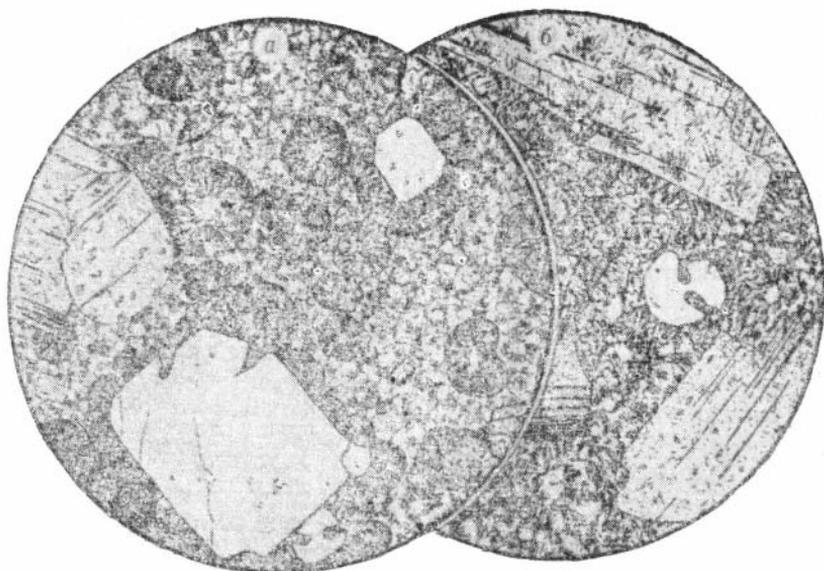


Рис. 2. Микрогранодиорит-порфир. Николи+, $\alpha=4,0$ мм. Жерловая фация.
 а — сферолитовые образования щелочного полевого шпата в аллотриоморфзернистой основной массе, б — микрографическая структура основной массы. Порфировые выделения кварца и плагиоклаза.

Структурных рисунков характерны только для пород жерловой фации и совершенно неизвестны среди эффузивных порфиров. Сферолитовые стяжения, образованные щелочным полевым шпатом, встречаются одиночными и групповыми «шарами», обрастающими простой или сложной каймой из полусфер фенокристы кварца (рис. 2, а).

Микрографические структуры обусловлены наличием пегматитовых и мирмеkitовых зерен и полос в общей массе либо на границах порфировых выделений (рис. 2, б), что указывает на повышение кислотности раствора в последней стадии кристаллизации жерлового тела. Среди аксессуарных минералов распространены апатит, циркон, магнетит и скелетные формы ильменита.

Все породы изобилуют вторичными продуктами, среди которых широко развиты буроватый пелит по щелочному полевоому шпату, серицит и эпидот по плагиоклазу, хлорит по биотиту и лейкоксен по ильмениту.

Кварцевые дацитовые порфиры распространены среди лавовых потоков прижерловой вулканогейной пачки. Это обычно ярко окрашенные красные и темно-бурые породы с мелкопорфировым и скрыто афировым сложением. Порфировые выделения представлены кварцем и плагиоклазом при равном значении обоих минералов. Их мелкие зерна оплавлены, резорбированы, иногда растресканы. Плагиоклаз (олигоклаз № 15—20), мутный от присутствия большого количества глинистого материала, нередко содержит включения рудных минералов. Основная масса аллотриоморфная, сложена из изометричных зерен щелочного полевого шпата и переменного, обычно небольшого количества кварца (рис. 3). Участки с обособившимися более крупными зернами кварца характеризуются микропойкилитовыми структурами, напоминающими пегматоидные сростки. Порфиры содержат пылевидные частицы рудного минерала, равномерно рассеянного по всей основной массе. Комплекс вторичных минералов тот же (обильный пелит, серицит, эпидот, цоизит, хлорит).

Дацитовые порфиры иногда представлены лавобрекчиями, переполненными обломками различных пород и минералов. Такие образования известны среди эффузивов прижерловой пачки и в краевой части нека — главного тела жерловой фации. В обломках преобладают зерна плагиок-

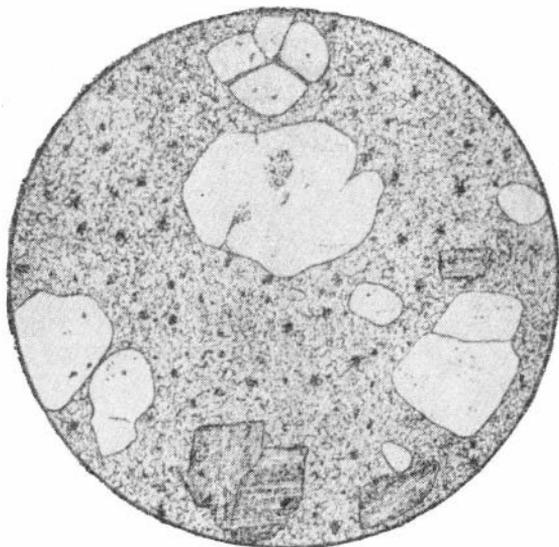


Рис. 3. Кварцевый дацитовый порфир. Без анализатора, $d=4,0$ мм. Прижерловые лавовые потоки. Выделения щелочного полевого шпата и кварца.

вые полости заняты пылевидным и пепловым материалом из щелочного и щелочноземельного полевого шпата. Расположение осколков и пылевидных частиц иногда создает в туфобрекчиях волнистую слоистость и придает им гнигмбитоподобный облик.

Нормальные среднеобломочные туфы также широко развиты в пачке прижерловых отложений. К ним относятся породы с размером обломочков

лаза и кварца, встречаются дацитовые порфиры, туфы и даже породы с трахитоидными структурами. Основная масса несет следы течения, обусловленного комбинациями фельзитовой и аллотриоморфной структур.

Вулканогенно-обломочные породы дацитового ряда имеют все разновидности от крупно- до мелкообломочных туфов. Преобладают крупнообломочные туфобрекчии, сосредоточенные главным образом возле жерлового массива. Это плохо отсортированные серые литокристаллокластические образования, сложенные из обломков дацитовых порфиров и туфов, сцементированных осколками плагиоклаза, реже кварца и мирмекита. Межзерновые

Таблица 1

Химический состав вулканогенных пород сайлыгской толщи и гранитов девонского возраста

| № п/п | № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | П.п.п. | H ₂ O | P ₂ O ₅ | Сумма |
|--|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|--------|------------------|-------------------------------|--------|
| Породы тела жерловой фации | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Б-43/1 | 68,66 | 0,51 | 16,07 | 0,90 | 2,37 | 0,03 | 0,84 | 1,76 | 5,00 | 2,67 | 1,49 | — | 0,05 | 100,37 |
| 2 | Б-42 | 67,19 | 0,64 | 15,73 | 2,34 | 2,23 | 0,10 | 0,84 | 2,94 | 4,32 | 2,16 | 1,88 | — | 0,04 | 100,41 |
| 3 | Б-43/4 | 66,78 | 0,70 | 16,48 | 2,14 | 1,87 | 0,06 | 1,28 | 2,94 | 4,40 | 2,67 | 1,27 | — | 0,04 | 100,63 |
| Породы эффузивной (прижерловой) фации | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | Б-36/1 | 68,62 | 0,53 | 15,28 | 1,70 | 1,65 | 0,06 | 1,48 | 2,06 | 4,31 | 2,60 | 1,00 | — | 0,03 | 99,30 |
| 5 | Б-31/1 | 67,92 | 0,56 | 15,26 | 1,14 | 3,01 | — | 1,90 | 1,50 | 4,48 | 2,85 | 1,19 | — | 0,02 | 99,82 |
| Породы субвулканической и гипабиссальной фации | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | А-1 | 76,54 | 0,11 | 12,44 | 1,88 | — | 0,06 | — | 0,42 | 4,21 | 4,74 | 0,07 | — | 0,10 | 100,20 |
| 7 | Ш-2 | 74,44 | 0,25 | 13,21 | 1,34 | 1,20 | 0,04 | 0,24 | 1,11 | 3,42 | 4,44 | 0,46 | — | — | 100,15 |
| 8 | 295-А | 72,24 | 0,50 | 15,28 | 0,83 | 0,75 | 0,09 | 0,76 | 1,73 | 3,94 | 2,80 | 0,61 | — | — | 99,53 |
| 9 | Б-37/1 | 70,98 | 0,49 | 15,10 | 1,42 | 1,51 | — | 0,74 | 1,50 | 4,04 | 2,79 | 0,87 | — | 0,02 | 99,47 |

Примечание. 1—2 — микрогранодиорит-порфир (Центральная часть жерлового массива), р. Каа-Хем (1); 3 — лавобрекчия дацитового порфира (краевая часть жерлового массива), р. Каа-Хем (1); 4 — туф дацитового состава р. Каа-Хем (1); 5 — туфобрекчия дацитового состава, р. Каа-Хем (1); 6 — гранит мелкозернистый, хр. Чаз — Тайга (2); 7 — аляскитовый гранит мелкозернистый, правобережье р. Дерзиг, кл. Озерный (2); 8 — гранодиорит-порфир, левобережье р. Ий-Хем (2); 9 — микрогранодиорит-порфир, дайк-силл р. Каа-Хем (1). Цифры в скобках —: (1) — пробы автора, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, аналитик П. А. Сердюкова, (2) — химанализы заимствованы у Б. В. Агентова и Я. Д. Шенкмана.

Числовые характеристики вулканогенных пород сайлыгской толщи и гранитов девонского возраста

| № п/п | № обр. | a | c | b | s | f' | m' | c' | a' | n | t | φ | Q | N ₇₁ | a/c |
|--|--------|------|-----|-----|------|------|------|----|------|------|------|------|-------|-----------------|------|
| Породы тела жерловой фации | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Б-43/1 | 14,7 | 2,1 | 6,5 | 76,7 | 46,4 | 21,0 | — | 33,0 | 74 | 0,5 | 12,4 | +21,9 | 16 | 7,0 |
| 2 | Б-42 | 12,5 | 3,6 | 7,0 | 76,9 | 57,8 | 19,6 | — | 21,6 | 76 | 0,7 | 27,4 | +25,2 | 27 | 3,5 |
| 3 | Б-43/4 | 13,5 | 3,5 | 7,0 | 76,0 | 50,5 | 30,0 | — | 19,4 | 71 | 0,8 | 25,2 | +21,5 | 27 | 3,8 |
| Породы эффузивной (прижерловой) фации | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | Б-36/1 | 13,0 | 2,5 | 7,6 | 76,9 | 39,8 | 31,8 | — | 28,3 | 71 | 0,5 | 19,5 | +25,3 | 21 | 5,2 |
| 5 | Б-31/1 | 13,5 | 1,8 | 9,6 | 75,1 | 38,5 | 32,4 | — | 29,0 | 70 | 0,6 | 9,6 | +21,4 | 16 | 7,2 |
| Породы субвулканической и гипабиссальной фации | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | А-1 | 15,1 | 0,4 | 2,5 | 82,0 | 63,2 | 0 | — | 36,8 | 37,8 | 0,08 | 63,2 | +33,4 | 5 | 37,8 |
| 7 | III-2 | 13,4 | 1,3 | 3,5 | 81,8 | 62,3 | 11,3 | — | 26,5 | 54 | 0,2 | 30,2 | +35,5 | 15 | 10,3 |
| 8 | 295-А | 12,4 | 2,0 | 6,0 | 79,6 | 24,2 | 20,9 | — | 55,0 | 68,1 | 0,5 | 10,9 | +32,4 | — | 6,2 |
| 9 | Б-37/1 | 12,6 | 1,8 | 7,1 | 78,5 | 36,5 | 16,8 | — | 46,7 | 68,5 | 0,5 | 16,8 | +30,0 | 17 | 7,0 |

Примечание. 1—9 см. в примечании к табл. 1.

от 2 до 5 мм. Эти кристаллокластические туфы состоят из осколков густо пелитизированного плагиоклаза, к которым редко примешиваются обломочки пород и зерна кварца. Обломки слабо окатаны, но чаще остроугольные, с границами соприкосновения. Цемент полевошпатовый, смешанного состава, изобилует пелитом, серицитом и бурыми окислами.

Мелкоосколочные туфы имеют подчиненное значение. Они легко узнаются по светло-серой окраске и ритмичной слоистости. Под микроскопом наблюдается обычная и слоисто-такситовая текстура не отличается от других пирокластических образований.

Химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому пород Куденского вулканического аппарата приведены в табл. 1—2. По этим данным породы отвечают пересыщенным глиноземом дацитовым порфирам иногда повышенной щелочности и приближаются к кварцевым латитам, у которых щелочной полевой шпат содержится только в основной массе. Усредненный состав вулканогенных пород имеет основные параметры ($a=13,3$ и $b=7,5\%$), отклоняющиеся от их средних значений в породах щелочноземельного ряда вправо на 1—1,5 порядка (рис. 4). Увеличенное содержание щелочей отражается и по данным отношений a/c , достигающим 7,2. Соотношение ще-

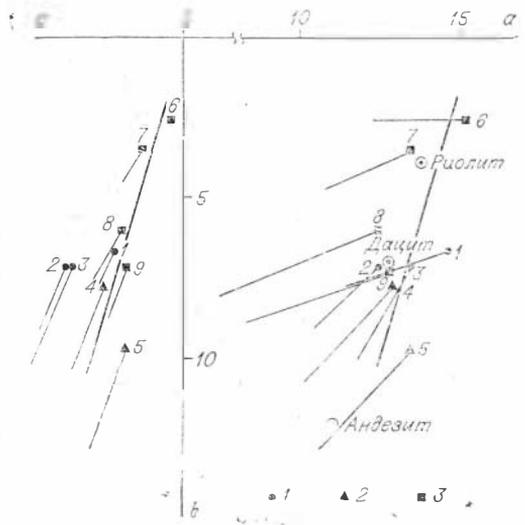


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород Сайлыгской толщи по р. Каа-Хем.

Фации: 1 — жерловая, 2 — эффузивная, 3 — интрузивная.

лочей в породах устойчивое (в среднем 70%); во всех случаях натрий преобладает над калием.

Для сравнения приводятся химические анализы девонских грацитов и гранодиорит-порфиров гипабиссальной фации из этого же района, по материалам В. Б. Агентова и Я. Д. Шенкмана. По составу они немногим отличаются от изученных пород жерловой фации и рассмотренный пример остатков девонского вулкана на востоке Тувы показывает, что связь между телами горловин вулканических аппаратов и девонскими гранитоидами вполне реальна и возможна. Убежденность в подобном выводе уже была высказана автором в ряде публикаций [5, 6] после находок промежуточных образований типа субвулканических и гипабиссальных интрузий, обнаруживающих тесную пространственную и генетическую связь с девонскими вулканогенными членами сайлыгской толщи. По-видимому, уже в настоящее время может быть обосновано выделение в девоне на востоке Тувы конкретных комагматичных эффузивно-интрузивных комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы. «Сов. геол.», 1959, № 11.
2. Кен А. Н. О девонском магматизме Тувы и Западного Саяна.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1962, № 53.
3. Клитин К. А. Тектоника Центральной Тувы.— «Тр. ГИН АН СССР», 1960, вып. 36.
4. Кривенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. 1963. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 33).
5. Лапин Б. Н. Девонский субщелочной вулканоплутонический комплекс на востоке Тувы.— В кн.: Новые данные по магматизму рудоносности Алтае-Саянской складчатой области, 1968. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 70).
6. Лапин Б. Н. Девонские палеовулканы и возраст Бренского интрузивного комплекса (Тува).— «Геология и геофизика», 1969, № 10.
7. Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы.— «Тр. Монгольской комплексной экспедиции АН СССР», 1938.
8. Лучицкий И. В., Кепежинская В. В. О девонских вулканических аппаратах центрального типа в Туве.— «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геологии», 1966, т. 41 (3).
9. Рачковский И. П., Лебедева З. А. Краткий очерк о результатах геологического отряда экспедиции АН СССР и научно-исследовательского комитета МНР в 1931 г.— «Тр. Монгольской комиссии АН СССР», 1932, № 6.

В. В. Ветренников

КРИПТОВУЛКАНЫ — ОСОБЫЙ ТИП ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Среди большого разнообразия вулканических структур особое место занимают криптовулканы. В отличие от обычных вулканов при криптовулканических извержениях магма не сообщалась с поверхностью, и вулканический процесс происходил в условиях замкнутой или почти замкнутой системы при повышенных давлениях и температурах. Такие извержения могут иметь самостоятельное значение и образовывать криптовулканические структуры I порядка (кальдеры провала скрытовулканического типа, известные в США и Европе) [2 — 4], или побочное значение, когда они приурочены к конечным стадиям деятельности вулканов и происходят после главных извержений вследствие интенсивной дегазации

какой-либо части близповерхностного магматического очага в закрытые трещины со взрывами газов в подземных пустотах (за счет резкого локального спада давления) с образованием криптоэкслозивных брекчий или без взрывов при отсутствии пустот и при возможной частичной эмиссии газов. В этом случае возникают небольшие криптовулканические структуры II порядка, осложняющие основную вулканическую структуру. Они могут возникать и при локальных взрывах близповерхностных интрузий — закрытые брекчиевые дайки и трубки взрыва, выполненные образованиями, промежуточными между обычными туфовыми и интрузивными породами [11]. Нами описываются криптовулканические структуры II порядка, образованные глубинными прорывами газов, без первичного магматического материала, внутри сформированных главными извержениями вулканогенных толщ. Вулканические газы, не сумев преодолеть их прочную покрывку (на отдельных участках которой отсутствовали открытые трещины) воздействовали на вмещающие породы повышенным давлением, температурой и летучими компонентами. В таких термодинамических условиях возможен переход стекловатых, еще не подвергнутых девитрификации пелловых частиц и фиаем игнимбритов и туфов в пиропластическое состояние без вспучивания (которому препятствует повышенное давление) с соединением их в единую стекловатую массу, нагруженную обломками ранее образовавшихся кристаллов и пород. При понижении температуры и постепенном снятии давления эта масса застывает, образуя вторичные вулканические стекла — игнимбрито-перлиты или туфо-перлиты. Этот процесс, названный нами перлитизацией, приводит к образованию дайкообразных тел и блоков вторичных перлитов, а также желваковых и пятнистых зон, в которых вторичные вулканические стекла слагают отдельные желваки и пятна.

Описывается несколько криптовулканических структур II порядка, изученных при крупномасштабной геологической съемке в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе (Приморье, Ольгинский район).

Шесть криптожерлови поперечником до 200 м обгажаются на берегу Японского моря между бухтой Нерпа и мысом Южным среди толщи туфов и игнимбритов биотитовых липаритов сеноско-датского возраста, сформированной деятельностью выделенного автором в 1970 г. Нерпинского палеовулкана. Они сложены перекрытым сверху комплексом пород, состоящим из зональных даек и блоков вторичных вулканических стекол, заключенных в мелкообломочную брекчиевую массу (в разной степени раздробленные вмещающие игнимбриты) в сочетании с желваковыми и пятнистыми зонами, постепенно переходящими в боковые игнимбриты липаритов.

Более крупный Шмейгедирский криптовулкан расположен на правом берегу р. В. Тонауза в пределах выделенной автором в 1970 г. Тумановской кальдеры, сложенной игнимбритами и туфами, реже лавами липаритов витрофровой толщи датского возраста. На эрозионном срезе криптовулкан представлен телом игнимбрито-перлитов в виде двух вложенных друг в друга эллипсов, слившихся в юго-восточной части (длинная ось внешнего эллипса 3,5 км, короткая — 2,5 км). В пространстве игнимбрито-перлиты, судя по наблюдениям в горных выработках, образуют конические дайки с наклоном во внутрь под углом 40—70° и с постепенными переходами в боковые породы. Под криптовулканом, по данным аэромагнитной и наземной магнитной съемок, предполагается выступ магматического очага, выполненного лавой с высокой остаточной намагниченностью, верхняя кромка которого располагается на глубине около 500 м.

Образование криптожерлови происходило в следующей последовательности. Восходящий газовый поток в локальных участках в результате взрыва производил раздробление пород *in situ*. Газовые струйки после взрыва заполняли изометричные ослабленные участки и пустотки,

образуя своеобразные газовые желваки — насыщенные газами комки пород, в которых создавались условия для перлитизации. Оптимальные условия для перлитизации были в центральной части желваков, где стекловатый пепловый материал, переведенный в пирокластическое состояние, сливался в единую гелеобразную массу. При застывании последней вследствие сокращения объема образовывались паукообразные трещины, в которых происходила конденсация газообразной фазы в концентрированный раствор с последующей его кристаллизацией. В периферических частях криптожерловин «перлитизирующее» воздействие газовых струек было более слабым и выразилось в образовании пятен и полос стекловатых игнимбритов. В последующий импульс дегазации магматического очага газовый поток состоял из круто наклоненных струй, в местах прохождения которых породы также подвергались перлитизации. При этом в желваковой зоне желваки оплавливались, приобретали более правильную округлую форму и спаивались в монолит в виде зональных дайкообразных тел и блоков.

Образование Шмейгедирского криптовулкана происходило в условиях мощной концентрированной закрытой фумарольной деятельности, возникшей при дегазации выступа близповерхностного магматического очага, без взрывов газов. Газы, рассредоточивавшиеся в виде системы конусообразно расходящихся струй (фумарол), в благоприятных термодинамических условиях производили перлитизацию пород на путях их прохождения. Глубина зарождения газовых струй, судя по их наклону, составляла около 2—2,5 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. И в а н к и н П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роль при формировании рудных месторождений.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966.
2. М а р х и н и н Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги.— В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов, 1964 (Тр. Лаб. палеовулканол., вып. 3).
3. Д е С и т т е р Л. У. Структурная геология. ИЛ., 1960.
4. Я к о в л е в П. Д. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер.— «Сов. геология», 1967, № 9.

В. Ф. Белый

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

После выделения на «Тектонической карте СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000» [41] Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского вулканических поясов и общей характеристики тектонического положения этих структур [38], а также выхода в свет работ Е. К. Устьева [50] и А. А. Богданова [40] стала очевидной необходимость различать новый, особый тип тектонических структур — вулканические пояса. Актуальность и плодотворность идеи о вулканических поясах как своеобразных тектонических элементах верхней части земной коры подтвердилась последующими исследованиями.

На обширной территории советской Восточной Азии были обнаружены вулканические пояса различного возраста и разного тектонического положения, что, в частности, служило основой для первых схем классификации этих структур [5, 7, 8, 11, 21, 22, 55, 56]. Не вдаваясь в подробный анализ перечисленных работ, отметим, что в понятии «вулканический пояс» общим для них было представление о том, что это протяженные относительно своей длины узкие структуры, сложенные субаэральными вулканическими толщами существенно известково-щелочного класса. Таким образом, предложения некоторых исследователей включать в состав вулканических поясов и магматические комплексы эвгеосинклиналей [35, 52, 61] надо признать нецелесообразными. Среди известных в литературе примеров вулканических поясов нет и структур, которые могли бы принадлежать зонам платформенного вулканизма. Следовательно, место вулканических поясов среди основных типов структур земной коры ограничивается структурами орогенного класса в том широком значении этого термина, которое ему придавал Н. П. Херасков [53, 54].

Вулканические пояса охватывают далеко не все тектонические элементы, формирующиеся в связи с проявлениями вулканизма орогенного класса. Так, Минусинские впадины, Тувинский прогиб, система впадин Прибалхашья, прогиб Большого Хингака по чисто морфологическим признакам к категориям вулканических поясов отнесены быть не могут.

На территории Азии известны вулканические пояса протерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Подавляющая часть их расположена в Восточной Азии и связана с проявлением мезозойского и кайнозойского тектогенеза (рис. 1). Пространственное положение, условия и время образования, строение и размеры вулканических поясов, сформировавшихся в Восточной Азии в течение мезозоя и кайнозоя, чрезвычайно разнообразны.

В крайней западной части этой территории, в пределах Селенгино-Витимского свода, принадлежащего к области каледонской складчатости, четко прослеживаются протяженные узкие зоны вулкано-тектонических структур пермо-триасового и юрского возраста [23, 40, 55].

В областях мезозойской складчатости достаточно широко распространены позднемезозойские вулканические поясы. Их формирование происходило в стадию эпигеосинклинального орогенеза* мезозонд [5—7, 28, 37].

Грандиозная система вулканических поясов следует вдоль границы области кайнозойской складчатости северо-западного сектора Тихоокеанского кольца со структурами более древних складчатостей [42, 50]. Вслед за Е. К. Устиевым [50] автор именует эту систему Восточной-Азиатской [5].

На Камчатке линейные зоны олигоцен-миоценовых и мио-плиоценовых субаэральных вулкаников образуют достаточно четко выраженные тектонические зоны и были с полным основанием отнесены А. В. Горячевым [18] к вулканическим поясам.

Наконец, в пределах всего Азиатско-Аляскинского сектора Тихого океана [33] широко развиты вулканические дуги — зоны интенсивного современного существенно субаэрального вулканизма. Они тесно сопряжены с глубоководными желобами, которые большинством исследователей рассматриваются в качестве современных геосинклинальных прогибов. Вопросы типизации и происхождения вулканических дуг и глубоководных желобов разработаны пока недостаточно и решаются исследователями по-разному. Автор полагает, что следует различать два крайних типа этих тектонических зон. К первому относятся такие системы глубоководных желобов и вулканических дуг, как Алеутская, Курило-Камчат-

* Термин «эпигеосинклинальный орогенез» употребляется в том значении, какое ему придавал Н. П. Херасков [53, 54].

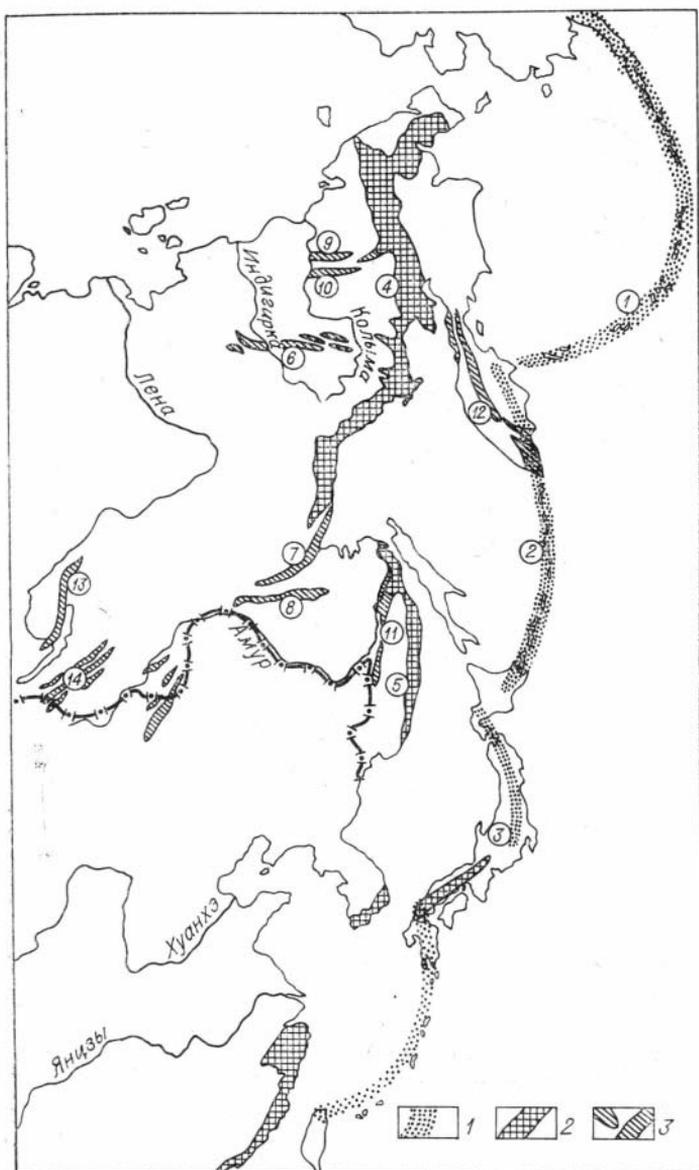


Рис. 1. Схема пространственного размещения вулканических поясов Восточной Азии.

1 — система четвертичных и современных приконтинентальных вулканических дуг; 2 — Восточно-Азиатская система позднемезозойских — кайнозойских вулканических поясов; 3 — прочие вулканические пояса. Цифровые обозначения на схеме: 1 — Алеутская, 2 — Курило-Камчатская, 3 — Японская вулканические дуги; 4 — Охотско-Чукотский; 5 — Сихотэ-Алиньский вулканические пояса Восточно-Азиатской системы; 6 — Уядинско-Ясачненский; 7 — Удский; 8 — Умлекано-Огоджинский; 9 — Курьинский, 10 — Олойско-Березовский; 11 — Нижне-Амурский и Западно-Сихотэ-Алиньский вулканические пояса в структурных мезозоидах; 12 — неразделенные олигоцен-среднемиоценовый (анавгайский комплекс) и позднемиоценово-плиоценовый (алиньский комплекс), вулканические пояса Камчатки; 13 — Прибайкальский среднепротерозойский вулканический пояс; 14 — пермско-раннемезозойские вулканические пояса Западного Забайкалья.

ская, Японская, Нансей. Они могли бы быть названы приматериковыми в противоположность системам Идзу-Боинской, Волкано, Марканской, Ял, Палау, тыловые области которых совершенно лишены структур материкового типа.

Очевидно, что в связи с затрагиваемой в данной статье проблемой нельзя не коснуться природы и структурного положения отмеченных при материковых вулканических дуг. Такая необходимость вызвана следующим: а) существует несомненная общность очертаний Восточно-Азиатской системы вулканических поясов и перечисленных вулканических дуг, б) в этих вулканических дугах происходит интенсивное развитие преимущественно андезитового вулканизма орогенного класса, в) некоторые исследователи уже предпринимали попытки сравнительного анализа указанных тектонических зон.

Поскольку в рамках предлагаемой статьи невозможно с одинаковой подробностью охарактеризовать все известные в Восточной Азии вулканические пояса, ограничимся относительно подробной характеристикой тех структур, которые приняты в качестве тектонотипов. Остальные, параллелизуемые с ними структуры будут только перечислены.

I. Восточно-Азиатская система вулканических поясов прослеживается от Чукотского полуострова до северного побережья Южно-Китайского моря. В этих пределах ее протяженность достигает 8 тыс. км. На общую аналогию структурного рисунка системы и современных вулканических дуг указал Е. К. Устиев [50]. Анализируя строение и историю магматизма Охотско-Чукотского вулканического пояса, являющегося крупнейшим элементом Восточно-Азиатской системы, Е. К. Устиев отметил, что от современных вулканических дуг пояс отличается как стадией развития, так и положением относительно Тихого океана.

Л. А. и Б. А. Снятковы [38] вслед за С. В. Обручевым [31] рассматривают эту структуру как прямой аналог современных вулканических дуг. Несколько позже Б. А. и Л. А. Снятковы [39] провели сопоставление «позднемеловой Эвенской» и современной Курило-Камчатской вулканических дуг, обратив особое внимание на аналогию между тектоническими зонами, примающими к ним со стороны, обращенной к Тихому океану.

Полученные в последнее время новые данные о геологическом строении Чукотских мезозонд, Охотско-Чукотского пояса, Корякского нагорья, Камчатки и Курильских островов позволяют провести достаточно детальный сравнительный историко-геологический анализ Охотско-Чукотского пояса и Курило-Камчатской вулканической дуги и по-прежнему решить проблему сходства и различия этих структур.

Курило-Камчатская вулканическая дуга как единая вулканотектоническая зона сформировалась в течение четвертичного периода. Она приурочена к сложной системе продольных и поперечных преимущественно вертикальных активных глубинных разломов, соединяющихся на глубине с наклоненной в сторону континента фокальной зоной [27]. По существу, всеми исследователями отмечается структурное несогласие между четвертичными формациями и более древними образованиями, именуемыми комплексом фундамента дуги. Оно выражено более резко на Камчатке и Хоккайдо, нежели на Курильских островах. В пределах последних четвертичные вулканы приурочены в основном к горст-антиклинальным структурам—островам [18], которые в южной части дуги расположены кулисно друг относительно друга. Продукты вулканизма здесь имеют довольно однообразный, преимущественно андезит-андезито-базальтовый состав. Они участвуют в современном процессе формирования осадочно-вулканогенных толщ, сходных с неогеновой формацией «зеленых туфов» Японии [35]. Крупные кальдеры для островной части дуги не характерны. Камчатская часть вулканической дуги образует крупные структуры типа грабен-синклиналей [60], в пределах которых обособляются крупные кальдеры. Состав вулканических продуктов здесь более контрастный, чем на Курильских островах; не образуется здесь и формация «зеленых туфов». Четвертичные вулканотектонические структуры Восточной Камчатки срезают все более древние тектонические зоны [45].

В южной части к вулканической дуге со стороны Тихого океана примыкают междугорной прогиб и островная невулканическая дуга, продолжающаяся на север подводным хребтом Витязь. Вдоль Камчатского побережья эти структуры не выражены. Далее располагается Курило-Камчатский глубоководный желоб — некомпенсированный геосинклинальный трог в начальной стадии развития. Некомпенсированный характер Курило-Камчатского желоба, как и других аналогичных ему структур, вероятно, обусловлен большими амплитудами вертикальных составляющих тектонических движений и их молодостью [15, 25, 43, 45, 46, 48, 62].

П. И. Токарев показал, что расстояние между осевыми зонами вулканической дуги и глубоководного желоба сохраняется почти постоянным на всем их протяжении и «в районе Камчатки составляет приблизительно 200 км, в районе центральных Курил — 220 км, а в районе острова Хоккайдо возрастает до 250 км» ([47], стр. 16). Примерно на равном расстоянии от осевых зон вулканической дуги и глубоководного желоба земную поверхность пересекает выход глубинной фокальной поверхности. В средней части дуги выход фокальной поверхности в основном совпадает с пазобатой дна 3000 м, а на флангах поднимается до 1000 м. Участки «затухания» вулканической дуги и выклинивания глубоководного желоба находятся примерно на одних и тех же радиусах этой дуговой системы. Это позволяет полагать, что наиболее активное формирование желоба происходило синхронно с развитием четвертичной вулканической дуги.

Со стороны, обращенной к Азиатскому матерiku, к Курило-Камчатской дуге примыкают: а) в северо-восточной половине — структуры миоценовой складчатости Камчатки; б) в средней и юго-западной частях — Южно-Охотская глубоководная впадина; в) наконец, в самой юго-западной оконечности — мезокайнозойские зоны Хоккайдо-Сахалинской системы.

Охотско-Чукотский вулканический пояс как крупное геологическое тело, единое в своем общем структурно-формационном облике, начал формироваться с апта. В развитии пояса достаточно четко различаются три периода: ранний — апт-туронский, средний — сенон-датский и поздний — раннепалеогеновый. Главным был ранний этап — в этот период произошло около 85% общего объема вулканизма. Контуры пояса и его районирование проводятся в основном по вулканизмам раннего этапа.

Большая часть вулканического пояса, располагающаяся между Эскимосским массивом на северо-востоке и Охотским на юго-западе (рис. 2), обладает четко выраженной продольной зональностью. По отношению к Анадырско-Корякской системе здесь выделяются внешняя и внутренняя зоны. Крупные поля вулканизма, находящиеся к востоку и западу от этой главной части пояса, образуют его фланги.

Во внутренней зоне преимущественно развиты прроксеновые андезиты, андезито-базальты и их туфы. В ней по направлению от внешней зоны к Анадырско-Корякской системе выделяются две подзоны: унаследованная и новообразованная. Унаследованная возникла на месте системы сближенных глубинных разломов, которые разделяли Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую геосинклинальные области и были отмечены на протяжении почти всего мезозоя высокой вулканической активностью. Новообразованная подзона наложена на периферические части Анадырско-Корякской геосинклинально-складчатой системы [2, 3, 9].

Унаследованная подзона характеризуется наиболее мощными (до 5000 м) и полными (вплоть до турона — низов сенона?) разрезами вулканизма раннего этапа. В новообразованной подзоне преимущественно развиты вулканические толщи апта — сеномана, слагающие обычно крылья антиклинальных поднятий общего северо-восточного и субширотного простирания. Этому же направлению следуют ряды крупных гранитоидных интрузий — преимущественно диоритов, кварцевых диоритов,

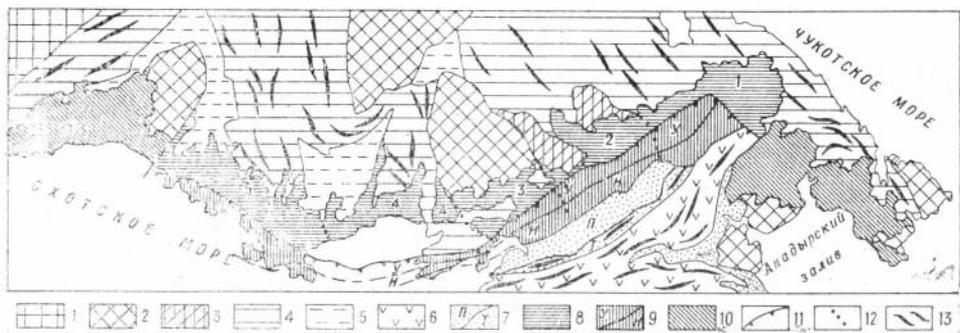


Рис. 2. Схема тектонического районирования Охотско-Чукотского вулканического пояса.

1 — Сибирская платформа; 2 — дорифейские жесткие массивы; 3 — массивы палеозойской консолидации; 4, 5 — Верхояно-Чукотская область мезозойд; 4 — складчатые системы, 5 — районы полого залегания верхоянского комплекса; 6, 7 — Анадырско-Корякская система Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости; 6 — внутренние, эвгеосинклинальные зоны, 7 — внешние, миогеосинклинальные зоны (П — Пенжинский прогиб, Т — Саловско-Мойский антиклинорий северо-западной внешней зоны), 8—10 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 8 — внешняя зона, 9 — внутренняя зона (V — унаследованная, П — новообразованная подзоны), 10 — фланги; 11 — границы внешней и внутренней зон вулканического пояса, 12 — границы вулканических районов (цифры на схеме, 1 — Центральне-Чукотский, 2 — Средне-Анадырский, 3 — Пенжинский, 4 — Омсукчанский, 5 — Центральне-Охотский районы); 13 — простирание складчатости.

тоналитов и граподиоритов, обладающих резко выраженным натриевым характером.

Во внешней зоне, несогласно положенной на структуры мезозойд, широко распространены пгнимбриды и туфы кислого и умеренно кислого состава большей частью сеноман-туронского, реже альбского возраста, образование которых последовало за мощным апт-альбским андезитовым вулканизмом. Вулканиды кислого состава часто переслаиваются с андезитами и их туфами. Излияниями двупроксеновых андезитов и андезитобазальтов обычно заканчивается ранний этап внешней зоны. С пгнимбридами и туфами кислого состава ассоциируют гранитоиды (преимущественно граподиориты, а также граниты и кварцевые монцоциты со значительно повышенной относительно шпрузий внутренней зоны ролью калия). В целом внешняя зона имеет мозаичное строение, обусловленное сложным сочетанием различных по размерам, форме и условиям образования отрицательных вулканооструктур; положительные структуры здесь играют подчиненную роль. Периферические вулканические поля внешней зоны часто имеют поперечное к общему простиранию Охотско-Чукотского пояса направление. Это лишь подчеркивает более общую особенность строения внешней зоны — ее поперечную зональность. Главными элементами этой зональности являются вулканические районы (см. рис. 2), различающиеся как характером вулканизма, так и спецификой структуры. Границы вулканических районов совпадают с границами структурно-формационных зон мезозойд и древних жестких массивов.

В тех случаях когда внешняя зона накладывалась на структуры мезозойд, в которых еще шло интенсивное развитие эпигеосинклинального орогенного магматизма, вулканизм наследовал характер магматизма мезозойд [6]. Таким образом, в Центральне-Чукотском районе образовалась мощная апт-альбская пгнимбритовая формация, как бы продолжившая эпигеосинклинальный гранитоидный магматизм Амгуэмо-Апюйской зоны мезозойд. Наоборот, в Средне-Анадырском районе формирование пояса началось извержением оливин-проксеновых базальтов, в чем можно видеть наследование предшествовавшего существенно базальтового магматизма Олойской зоны мезозойд.

Фланги — это районы затухания Охотско-Чукотского пояса. Продольной зональностью они не обладают, так как наложены главным образом на жесткие дорифейские массивы и структуры мезозойд, следуя про-

стиранию крупнейших зон разломов. По характеру разрезов и условиям залегания вулканических толщ фланги сходны с некоторыми районами внешней зоны. Однако среди позднемеловых вулканитов здесь постоянно присутствуют породы повышенной щелочности.

Вулканиты среднего и позднего этапов не имеют столь существенного значения в строении Охотско-Чукотского пояса, как толщи раннего этапа. В течение среднего этапа образовалась игнибритовая (дипаритовая, на флангах местами трахит-дипаритовая) формация, а в течение позднего — базальтовая. В разрезах последней часто встречаются щелочные базальты. В чукотском разрезе эти формации локализируются преимущественно во внутренней, а в охотском — главным образом во внешней зоне.

Рассмотрим подробнее особенности строения основания внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса, поскольку без этого решать вопросы о его тектоническом положении и закономерностях развития нельзя. В бассейнах рек Анадырь и Пенжина в пределах новообразованной подзоны хорошо видно, что апт-альбские наземные вулканические толщи ложатся иногда со слабым несогласием, иногда без видимого несогласия, но, вероятно, с перерывом на отложения валаажинского, готерив-барремского, а иногда и баррем-аптского возраста. Среди валаажинских отложений преобладают сложно переслаивающиеся между собой вулканомиктовые песчаники, алевролиты и туффииты, состоящие главным образом из кластического материала андезитового состава. В разрезах готеривских и готерив-барремских отложений развиты преимущественно туфобрекчии и туфы андезито-базальтового, андезитового, дацитового и базальтового состава, обычно окрашенные в зелено-фиолетовый и голубовато-зеленый цвет. Породы часто окремнены и цеолитизированы. Характер фаций и органических остатков указывает на то, что их формирование происходило существенно в морских и прибрежных условиях (мощность колеблется от 600—800 до 3000 м). По направлению к унаследованной подзоне в разрезах готерива — баррема увеличивается количество лав, а в валаажинских отложениях в заметном количестве появляются зеленые туфы и туфобрекчии. Баррем-аптские отложения выделяются не повсеместно. В бассейне р. Пенжины — это довольно мощные (до 2500 м), преимущественно континентальные разнообломочные вулканомиктовые толщи.

В пределах северо-западного борта Пенжинского прогиба (Анадырьско-Корякская геосинклинальная система) готеривские и баррем-аптские отложения сходны с охарактеризованными выше. Однако в юго-восточном направлении они постепенно приобретают большую сортированность, увеличиваются в мощности, в их разрезах преобладают породы морского происхождения. Из этого можно заключить, что новообразованная подзона Охотско-Чукотского пояса наложена на периферическую часть Анадырьско-Корякской геосинклинальной системы.

Для объяснения структур основания унаследованной подзоны решающее значение имеют исследования на п-ове Тайгонос [14, 20, 30]. Здесь полого дислоцированные наземные апт-альбские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, принадлежащие к структурному комплексу Охотско-Чукотского пояса, в виде сравнительно узкой полосы прослеиваются вдоль системы крупных глубоких разломов, названных Вискичунской шовой зоной [20]. Апт-альбские образования несогласно залегают на существенно морских вулканогенно-осадочных отложениях готерива (1700 м), также примыкающих непосредственно к Вискичунской шовой зоне, и на субаральных вулканогенных толщах среднего, основного и кислого состава (3500—4300 м) волжского—валаажинского возраста. Эти вулканогенные толщи слагают своеобразную крупную асимметричную структуру, в которой относительно Вискичунской шовой зоны различаются два крыла: юго-восточное и северо-западное. Узкое юго-восточное имеет вид крутой моноклинали. Ширина северо-западного

крыла достигает 20—22 км. Близ Вискинчунской шовной зоны пласты вулканитов стоят на головах. В северо-западном направлении они постепенно приобретают более пологое залегание, а затем образуют моноклиналь со средним наклоном пластов около 30° , усложненную разломами и флексурами преимущественно северо-восточного простирания. Северо-западное крыло характеризуемой структуры наложено на позднепалеозойские — среднемезозойские геосинклинальные толщи мезозойского, а юго-восточное — на юрские вулканогенно-осадочные отложения, по облику близкие к формации «зеленых туфов». Юго-восточнее этой структуры выделяются две зоны: Нейнегская и Прибрежная [14]. В их пределах распространены преимущественно верхнеюрские и валаажинские морские отложения. По характеру отложений и условиям их залегания Нейнегская зона является продолжением Пенжинского прогиба, а Прибрежная — внутренней (эвгеосинклинальной) зоны Анадырско-Корякской системы [8, 44].

Ранее было показано [2, 6, 7, 32], что северо-восточнее п-ова Тайгонос в бассейнах рек Пénжинна и Анадырь на месте унаследованной подзоны в поздней юре — готериве (и, вероятно, до начала апта) существовала зона интенсивного субаэрального вулканизма (по-видимому, типа островной вулканической дуги). Полученные автором новые данные о геологическом строении внутренней зоны вулканического пояса в районах, расположенных к югу и юго-западу от Ямской губы, позволяют говорить о том, что в районе п-ова Пьягина прослеживается позднемезозойская структурно-формационная зона, сходная с Нейнегской зоной п-ова Тайгонос.

Изложенный материал довольно однозначно указывает на то, что в конце поздней юры и, по-видимому, до начала апта на месте унаследованной подзоны Охотско-Чукотского пояса (в зоне сочленения Анадырско-Корякской системы и Верхояно-Чукотской области) интенсивно развивался субаэральный андезитовый вулканизм. Сравнительный историко-геологический анализ зоны сочленения Анадырско-Корякской системы и Верхояно-Чукотской области в позднеюрское — раннемеловое время и современной Курило-Камчатской вулканической дуги, а также анализ парагенезисов важнейших сопряженных с ними структурно-формационных элементов указывают на наличие между ними большого сходства (рис. 3). Действительно, если верно, что Курило-Камчатский желоб — геосинклинальный трог в начальной стадии развития, то аналогом ему является позднеюрская — валаажинская внутренняя (эвгеосинклинальная) зона Анадырско-Корякской системы. Выходу фокальной поверхности на склоне глубоководного желоба, по-видимому, отвечает граница эвгеосинклинальной зоны Анадырско-Корякской системы с ее внешней северо-западной зоной (Таловско-Майский антиклинорий и Пенжинский прогиб). Вдоль этой границы, выраженной системой глубинных разломов, прослеживаются интрузии раннемеловых гипербазитов. В подводном хребте Витязь и островах внешней дуги можно видеть развивающиеся аналоги Таловско-Майнского антиклинория, а междуговой прогиб Курило-Камчатской системы, по-видимому, отвечает начальной стадии формирования Пенжинского прогиба.

В области мезозойского, вступившей в поздней юре в стадию эвгеосинклинального орогенеза, четко обособились зоны поднятий и разнообразные отрицательные структуры (впадины, заполнявшиеся существенно морскими молассами и осадочно-вулканогенными континентальными и прибрежно-морскими толщами, локальные остаточные и регенерированные геосинклинальные прогибы), особенно широко развитые в пределах Чукотской системы. Размеры отрицательных структур и мощности накопившихся в них только позднеюрских — валаажинских отложений сопоставимы с размерами и глубиной Южно-Охотской впадины. В готериве — барреме площади впадины резко сократились, однако интенсивность прогибания в них стала даже большей, чем в поздней юре — валаажине

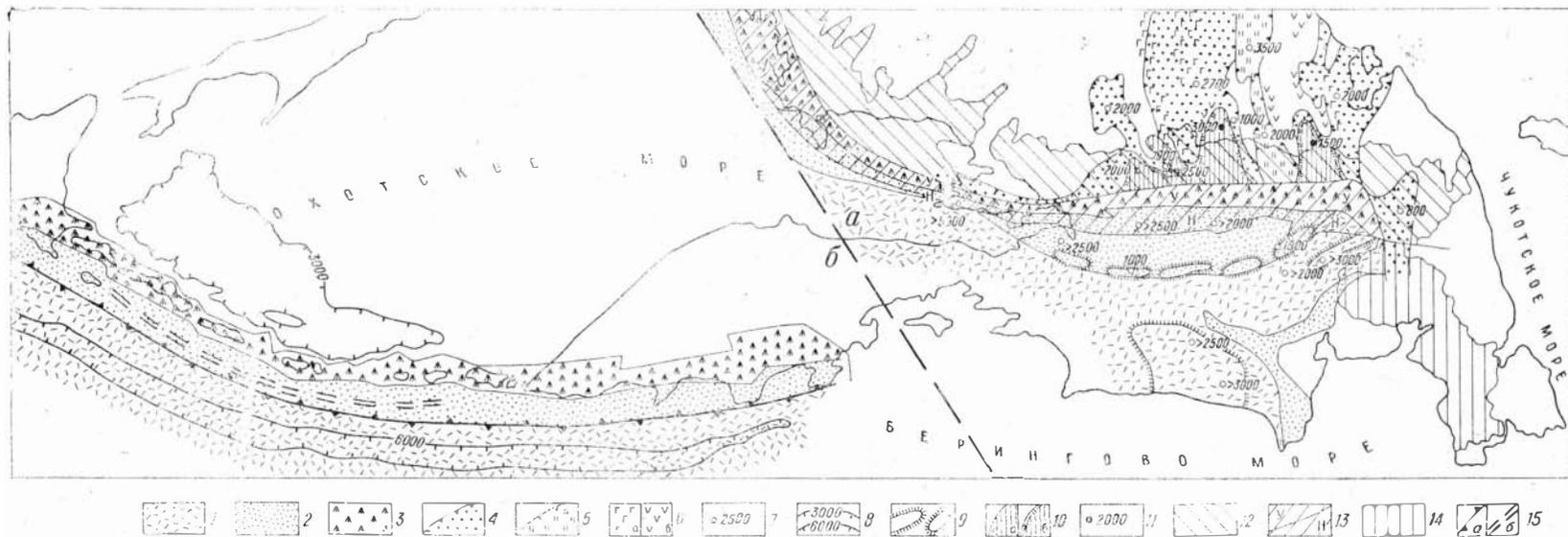


Рис. 3. Схема палеотектоники северной части Анадырско-Корякской геосинклинали и Чукотских мезозойд в поздней юре — валанжине (а) и современных структур Курило-Камчатской системы (б).

Анадырско-Корякская (А₃—С₁У) и Курило-Камчатская (К) геосинклинали системы: 1 — внутренние, 2 — внешние зоны; 3 — вулканические дуги — «зоны сочленения» геосинклинали систем и более древних структур. Главнейшие конседиментационные отрицательные структуры (А₃—С₁У) в Чукотских мезозойдах и на древних жестких массивах: 4 — существенно морские вулканогенно-осадочные, вулканомитовые молассовые и флиноидные толщи, а также субэвральные вулканогенные образования; 5 — регенерированные геосинклинали прогибы; 6 — главные зоны субэврального вулканизма (а — основного и среднего, б — кислого и среднего состава); 7 — мощности верхнеюрских и валанжинских отложений; 8 — конгуры Южно-Охотской впадины (по изобате 3000 м) и Курило-Камчатского желоба (по изобате 6000 м). Некоторые структурные элементы баррем-аптского этапа; 9 — озоновые поднятия в Анадырско-Корякской системе; 10 — наиболее крупные впадины в пределах мезозойд и древних жестких массивов, заполненные вулканомитовыми и вулканогенно-осадочными (а) и существенно вулканогенными (б) образованиями; 11 — мощности отложений, заполняющих впадины. Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс: 12 — внешняя зона; 13 — внутренняя зона и в ее пределах унаследованная (У) и новообразования (Н) подзоны; 14 — Восточно-Чукотский фланг. Некоторые структурные элементы Курило-Камчатской системы: 15а — выход фокальной поверхности; 15б — осевая зона хребта Витязь.

(рис. 3). До начала этапа в некоторых впадинах встречаются морские отложения. Следовательно, впадины имели непосредственные палеогеографические связи с морским бассейном Анадырско-Корякской системы.

Безусловно, полное отождествление всех элементов рассматриваемых тектонических зон невозможно. Во-первых, потому, что они занимают разное положение относительно Тихого океана и, во-вторых, вследствие глубоких различий между Верхояно-Чукотскими мезозондами и кайнозойдами Корякско-Камчатской области и о. Хоккайдо. В частности, это касается сопоставления Южно-Охотской впадины и орогенных впадин мезозойд. По-видимому, в период заложения последних кора под ними и смежными поднятиями не имела столь существенных различий, как в Южно-Охотской впадине, с одной стороны, и в пределах Камчатки и Хоккайдо — с другой. Именно характер коры под Южно-Охотской впадиной и явился главным признаком для отнесения ее к категории геосинклинальных котловин [43]. Не вдаваясь в детальное обсуждение этого вопроса, отметим лишь, что кора под позднемезозойскими отрицательными структурами северо-западной Чукотки, по-видимому, обладала весьма разнообразными свойствами. И, возможно, что под регенерированным позднеюрским — валайнским геосинклинальным прогибом* (см. рис. 3) она имела свойства океанической коры.

По-видимому, в конце этапа начался новый этап развития структур северо-востока Азии. Морских бассейнов и крупных впадин в пределах мезозойд уже не имелось. Мезозойды представляли собой единый континентальный блок с общей тенденцией к воздыманию. На территории Анадырско-Корякской системы после готерив-барремской складчатости происходило накопление очень мощных (более 5000 м) существенно терригенных, часто флишондных вулканогенных толщ, среди которых отмечаются мелководные фации. Одновременно с этими процессами началось формирование Охотско-Чукотского пояса.

Таким образом, Охотско-Чукотский пояс отличается от охарактеризованного выше типа структур островных вулканических дуг не только более обширными ареалами вулканизма, характером тектонического строения и формационными особенностями (отсутствие формации зеленых туфов, широкое развитие итчимбритовых полей больших объемов, мощный гранитоидный магматизм), но и отношением к стадиям тектогенеза смежных с ним геосинклинальных систем.

По особенностям тектонического положения, строения и условиям развития к структурам типа Охотско-Чукотского пояса могут быть также отнесены Сихотэ-Алиньский и Казахстанский вулканические пояса. В литературе за этим типом структур укоренилось название «краевой вулканический пояс» [2, 7, 9—10, 12, 58].

Позднеюрские — раннемеловые структуры зоны сочленения мезозойд и кайнозойд северо-востока Азии, а также четвертичную Курило-Камчатскую вулканическую дугу предлагается выделять в особый тип вулканических поясов с названием «краевая вулканическая дуга».

II. Вулканические пояса, входящие в состав структур мезозойд северо-востока Азии, формировались на ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза (поздняя юра — первая половина раннего мела). Они находятся в тесной пространственно-временной связи с другими типами структур, возникшими в этот период развития мезозойд: наложенными впадинами, остаточными и регенерированными геосинклинальными прогибами.

Обычно формации вулканических поясов отделены четким несогласием от главного геосинклинального комплекса. По положению относительно структур главного геосинклинального комплекса различаются пограничные и внутренние вулканические пояса. К первому типу отно-

* Это впервые выделенный А. Я. Радзивилом [34] Южно-Алиньский прогиб.

сятся Уяндинско-Ясачненский пояс в Яно-Колымской системе, ко второму — Курьинский и Олойско-Березовский пояса в Чукотской системе.

Уяндинско-Ясачненский пояс [28, 29] приурочен к зонам глубинных разломов, которые ограничивают крупные блоки палеозойского основания Яно-Колымской системы, прослеживающиеся вдоль юго-западного края Колымского среднего массива. Отдельные звенья пояса находятся непосредственно в пределах блоков палеозойского фундамента. Протяженность Уяндинско-Ясачненского пояса достигает 750—800 км. В центральной части он образован почти непрерывно следующими друг за другом приразломными и грабенообразными структурами, ширина которых варьирует от 10 до 30 км. На юго-востоке кулисно относительно центральной части располагается Лыглыхтахский грабен длиной 100 км, а в 40 км к востоку от него — Элекчанский длиной 150 км. Ширина грабенов не превышает 25 км. На северо-западе также наблюдается аналогичное «расщепление» пояса на грабены.

Подавляющая часть вулканических образований Уяндинско-Ясачненского пояса сформировалась в течение оксфорда, киммериджа и первой половины нижнего волюжского века. Вулканические толщи (андезиты и андезито-базальты преимущественно в нижних частях разрезов, а игнимбристы, лшариты и их туфы — в верхних) нередко чередуются с морскими терригенными слоями и пачками, составляющими иногда до 30—35 % объема разрезов. Общие мощности разрезов колеблются от 1500 до 3000 м. Здесь неизвестны типичные представители формации «зеленых туфов». Возможно, это указывает на то, что процессы накопления существенно наземных вулканических толщ и морского осадконакопления чередовались во времени. Верхнеюрские образования Уяндинско-Ясачненского пояса дислоцированы в брахиформные складки общего северо-западного простирания. Складки нередко имеют асимметричную форму, что обусловлено как изменением мощности вулканических отложений, так и разломами внутри грабенов. Некоторые из разломов представляют собой взбросы, иногда переходящие в крутые надвиги. В этих случаях степень дислоцированности осадочных пород оказывается весьма значительной. Ширина складок обычно не превышает 6—8 км. Их крылья иногда имеют падение 50—70°, однако обширные центральные части, структур, как правило, характеризуются сравнительно спокойными условиями залегания пород (здесь углы падения очень редко бывают больше 30°).

Внутренние вулканические пояса Чукотской системы изучены слабо. В междуречье Омолон—Большой Анюй находится верхнеюрский Курьинский вулканический пояс. Он располагается на территории крупного поднятия, слеженного интенсивно складчатыми толщами верхнего триаса. В современной структуре пояс прослеживается в северо-западном направлении примерно на 200 км при ширине от 15 до 40 км. В его пределах четко выделяются горстообразные поднятия также преимущественно северо-западного простирания, сложенные существенно верхнетриасовыми толщами. Горсты располагаются кулисно друг относительно друга и имеют протяженность до 100 км при ширине от 5 до 15 км, редко 25 км. Курьинский пояс сложен преимущественно базальтами, их туфами и туфобрекчиями, среди которых встречаются отдельные пачки морских слоев. Вулканы дислоцированы в пологие складки, интенсивность нарушений возрастает близ границ с горстами. В периферических частях Курьинского пояса вулканические толщи замещаются морскими и континентальными вулканогенно-осадочными отложениями маломассового типа.

Олойско-Березовский вулканический пояс прослеживается почти на 400 км вдоль юго-западного борта впадин, заполненных отложениями позднеюрского и отчасти берриасского возраста. В его строении, по-видимому, принимают участие преимущественно раннемеловые (вероятно, готерив-барремские) образования. Они дислоцированы значительно слабее позднеюрских толщ.

К типу пограничных вулканических поясов может быть отнесен Удский позднеюрский — раннемеловой пояс, образовавшийся вдоль границы Монголо-Охотской системы с Сибирской платформой, и, по-видимому, раннемеловой Умлекано-Огоджинский пояс, располагающийся вдоль границы Монголо-Охотской системы с герцинидами Хингаано-Буренской зоны.

В Сихотэ-Алинской системе могут быть выделены внутренние вулканические пояса. Это сенюман-турошские и сенюские вулканические зоны Западного Сихотэ-Алиния, а также лишейные структуры Нижнего Приамурья, сложенные андезитами и туфами бильбинской свиты сенюского возраста [17]. Вероятно, к этой же категории структур принадлежат позднеюрские — раннемеловые вулкано-тектонические зоны Монголо-Охотской системы в Аргунь-Ононском междуречье.

На Камчатке структуру типа внутренних вулканических поясов образует алиейский комплекс Срединного хребта. Вулканические толщи алиейского комплекса отделены четким несогласием от более древних образований. Они развиты на крыльях и в сводовой части кружного складчато-глыбового поднятия Срединного хребта и в латеральном направлении заменяются отложениями молассового типа, заоляющими впадины [16].

Отличными от охарактеризованных являются структуры, образованные анавгайским олигоцен-среднемиоценовым комплексом, обнажающимся главным образом в пределах Срединного и Южно-Быстринского хребтов Камчатки. В Срединном хребте анавгайский комплекс сложен существенно лавами и вулканическими брекчиями, представленными главным образом андезитами, реже базальтами. В верхней части комплекса присутствуют туфы и туфобрекчин лларитового и дацитового состава, и также пинимориты. Среди вулканитов встречаются слои осадочных пород морского и континентального происхождения. В Южно-Быстринском хребте в строении комплекса преобладают породы, состоящие из перетолженного вулканического материала преимущественно среднего состава [16, 35]. В. К. Ротман [35] полагает, что анавгайский комплекс — типичный представитель формации «зеленых туфов». Однако последние работы С. Е. Апрелюва указывают на то, что верхняя часть комплекса (березовская свита) к этой формации уже не относится. Нижние члены комплекса, претерпевшие интенсивные гидротермальные изменения, прорваны интрузиями габбро-гранодиоритового ряда.

В пределах Срединного хребта породы анавгайского комплекса, по данным С. Е. Апрелюва, образуют несколько субпараллельных блоков общего северо-восточного простирания. Блоки имеют преимущественно юго-восточное падение, обычно 30—40°, иногда 50—60°. Нормальные складки не характерны, лишь близ разломов наблюдаются мелкие пликативные дислокации в начках туфов и осадочных пород.

Анавгайский комплекс формировался в условиях длительно развивавшихся геосинклинальных структур. От более древних геосинклинальных толщ он отделен поверхностью несогласия. Геосинклинальные поднятия олигоцен-среднемиоценового возраста разделяли зоны геосинклинального осадконакопления: существенно терригенного (флишоидного) на западе Камчатки и кремнисто-вулканогенного и терригенного на востоке. Изложенный материал указывает на то, что анавгайский комплекс — особая структура, которую автор считает возможным рассматривать в качестве вулканического пояса геосинклинального типа. Возможно, к геосинклинальному типу принадлежит и среднепротерозойский Прибайкальский вулканический пояс, выделенный П. М. Хреповым и др. [55].

III. Пермо-триасовые и юрские вулкано-тектонические структуры Западного Забайкалья приурочены к продольным зонам разломов, пересекающим Селенгино-Витимское сводовое поднятие. Как показали исследования В. А. Соловь-

ева [40], здесь более или менее отчетливо обособляются три узкие зоны протяженностью 500—700 км каждая. Вдоль них прослеживаются асимметричные, часто односторонние грабены до 100 км в длину и не более первых десятков километров в ширину. Грабены заполнены очень мощными (местами более 5000 м) наземными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, отделенными резким структурным несогласием от складчатого комплекса каледонид. Вулканическая деятельность сопровождалась мощными проявлениями интрузивного магматизма. Эволюция вулканизма была сложной и в латеральном направлении испытывала некоторые изменения. В целом же пермо-триасовый этап характеризовался преимущественным развитием пород известково-щелочной базальт-андезит-липаритовой серии с преобладанием вулканистов кислого состава, а в течение юры преимущественное распространение получили трахибазальты и трахиандезиты [23, 40].

П. М. Хренов и др. [55] рассматривали всю область Селенгино-Витимского свода как единый мезозойский Западно-Забайкальский вулканический пояс. Вряд ли с этим можно согласиться. Правильнее различать здесь самостоятельные вулканические пояса (зоны вулканотектонических структур), каждый из которых состоит из ряда частных грабенообразных структур, приуроченных к единой системе разломов.

Из материалов, изложенных выше, следует, что в настоящее время понятию «вулканический пояс» отвечает полигонный комплекс линейных тектонических структур, сложенных существенно субаэральными вулканистами известково-щелочного класса.

В некоторых работах, посвященных вопросам магматизма различных тектонических зон советской Азии, уже делались попытки сравнительного анализа вулканических поясов путем сопоставления общих петрографических особенностей слагающих их вулканических серий [23, 36, 59]. К сожалению, сравнения эти обычно проводились на весьма общей и поэтому недостаточно представительной основе. Недостаток этот в какой-то мере неизбежен: во-первых, особенности пространственно-временных и количественных соотношений разнотипных вулканических формаций во многих случаях устанавливаются лишь в самых общих чертах; во-вторых, петрография, петрохимия и геохимия вулканических формаций изучены слабо, а сведения о минералогии вулканических пород обычно носят весьма общий характер, совершенно недостаточно разработаны вопросы региональной петрохимии вулканических поясов. Очевидно, поэтому, не обнаружив принципиальных различий между сериями известково-щелочных пород различных вулканических поясов, указанные авторы приходят к выводу об однотипности таких структур, как, например, ранне-мезозойские вулканотектонические зоны Западного Забайкалья и Охотско-Чукотский пояс.

В настоящей статье сделана попытка применить к исследованию вулканических поясов тектонический анализ и прежде всего использовать признаки их пространственно-временных соотношений с геосинклинальными и складчатыми структурами. Основные результаты этого анализа кратко суммированы в таблице.

Структуры типа «краевой вулканической дуги» и «краевого вулканического пояса», которые образуют окаймление развивающихся геосинклинальных систем со стороны более древних складчатых областей и формируются на разных, но последовательно сменяющих друг друга стадиях тектогенеза геосинклинальной системы, предлагается выделить в класс перигеосинклинальных вулканических поясов.

Олигоцен-среднемiocеновый вулканический пояс Камчатки (анавгайский комплекс), возникший внутри системы на стадии накопления главного геосинклинального комплекса, представляет особый класс структур, который предлагается именовать интрагеосинклинальным.

Вулканические пояса, сформировавшиеся в стадию эпигеосинклиналь-

| Класс структур | Тип структур | Тектонотипы | Аналогичные структуры |
|-------------------------------------|------------------------------------|---|--|
| Дейтероорогенный | Зона вулканотектонических грабенов | Вулкано-тектонические структуры Забайкалья (Р—Т, J) | |
| Эпигеосинклиальный (протоорогенный) | Внутренний вулканический пояс | Вулкано-тектонические структуры Огойской зоны Чукотских мезозонд (J ₃ —Сг ₁) | Вулканические зоны Олюторско-Камчатской (N ₄ ³ —N ₂) и Сихотэ-Алипской (Сг ₂ сн — t; Сг ₂ сп) систем |
| | Пограничный вулканический пояс | Уядинско-Ясаченский пояс Яно-Кольмский системы мезозонд (J ₃) | Удский (J ₃ — Сг ₁), Умлено-Огоджинский (Сг ₁) вулканические поясы |
| Интрагеосинклиальный | Геосинклиальный вулканический пояс | Вулканическая зона Среднего хребта Камчатки (Рg ₃ —N ₁ ²) | Прибайкальский пояс (Рt ₂) |
| Перигеосинклиальный | Краевой вулканический пояс | Охотско-Чукотский вулканический пояс (Сг ₁ ар — Сг ₂ t; Сг ₂ сп; Рg ₁) | Сихотэ-Алипский (Сг ₂ d — Рg ₁ ; Рg ₃ — N ₁ ¹) и Казахстанский (D) вулканические поясы |
| | Краевая вулканическая дуга | Курло-Камчатская вулканическая дуга (Q) | Японская и Алеутская дуги (Q); вулканотектонические структуры «зоны сочленения» мезозонд и Корякско-Камчатской области (J ₃ — Сг ₁ ар) |

ного орогенеза (их типичные представители находятся в складчатых системах мезозонд), выделяются в эпигеосинклиальный (или же, используя терминологию К. В. Боголепова, протоорогенный) класс.

Наконец, мезозойские вулканотектонические зоны Западного Забайкалья, образовавшиеся в области вторичного орогенеза, целесообразно выделять в дейтероорогенный класс (термин «дейтероорогенез» автор принимает в том значении, которое ему придает К. В. Боголепов).

Предлагаемая схема классификации вулканических поясов может быть использована в качестве основы изучения роли историко-геологических и провинциальных факторов, влияющих на особенности петрологии орогенных вулканических зон. В то же время необходимость в конкретных знаниях структур различных типов вулканических поясов и характерных для них парагенезисов формаций требует развития и применения специальных палеовулканических исследований.

Автор сознает, что далеко не все стороны затронутой в статье проблемы разработаны и обоснованы достаточно удовлетворительно. Прежде всего это касается интерпретации природы приматериковых вулканических дуг, относимых автором к классу перигеосинклиальных вулканических поясов.

Относительно островных дуг укоренилось представление, что это геосинклиальные структуры современных геосинклиальных систем [13, 25, 26, 33, 43, 49 и др.]. Однако применительно к рассматриваемым приматериковым вулканическим дугам это правомерно лишь относительно тех их частей, к которым непосредственно примыкают глубоководные котловины окраинных морей. По удалении от них четко видно, что вулканическая дуга теряет свойства геосинклинали. Во-вторых, геосинклиальными в тех случаях, когда они действительно достаточно хорошо выраже-

ны, являются сложные, длительно формировавшиеся и почти недоступные непосредственному наблюдению (за исключением островов) крупные структурные комплексы, по отношению к которым рассматриваемые четвертичные вулканические дуги имеют паложенный характер. И наконец, в-третьих, следует еще раз отметить, что в статье затрагивается вопрос лишь о четвертичных и современных приматериковых вулканических дугах, структурное единство которых совершенно очевидно, как очевидна и их взаимосвязь с фокальными зонами и глубоководными желобами.

В заключение необходимо подчеркнуть, что полигенность вулканических поясов — структур, сложенных наиболее типичными представителями орогенных вулканических серий, — подтверждает сделанный ранее Н. П. Херасковым вывод о том, «что класс орогенных формаций с тектонической точки зрения полигенен» (153), стр. 43).

ЛИТЕРАТУРА

1. Б е л ы й В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии). Магадан, 1963 (Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16).
2. Б е л ы й В. Ф. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса). — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968а.
3. Б е л ы й В. Ф. Пример тектонического районирования Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск, 1968б.
4. Б е л ы й В. Ф. Охотско-Чукотский и Казахский краевые вулканические пояса (попытка сравнительного историко-геологического и структурного анализа). — В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, «Наука», 1969а.
5. Б е л ы й В. Ф. Вулканические пояса в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969б.
6. Б е л ы й В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. — «Тр. СВКНИИ» вып. 29. М. «Наука», 1969в.
7. Б е л ы й В. Ф., Н и к о л а е в с к и й А. А., Т и л ь м а н С. М., Ш и л о Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1 : 2 500 000). — В кн: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. (Тр. СВКНИИ, вып. 14).
8. Б е л ы й В. Ф., Н и к о л а е в с к и й А. А., Т и л ь м а н С. М., Ш и л о Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб. 1 : 2 500 000). Гл. управление геодезии и картографии Мин. геол. СССР. М., 1966.
9. Б е л ы й В. Ф., Т и л ь м а н С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — «Геотектоника», 1966, № 2.
10. Б о г д а н о в А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. X, вып. 5.
11. Б о г д а н о в А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.» 1965, т. XI, вып. 6.
12. Б о г д а н о в А. А., М у р а т о в М. В., Х а н и В. Е. Об основных структурных элементах земной коры (в связи с обсуждением проекта легенды второго издания Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. XXXVIII, вып. 3.
13. В а н Б е м м е л е н Р. В. Геология Индонезии. М., ИЛ., 1957.
14. Г е л ь м а н М. Л., З а б о р о в с к а я Н. Б., Н е к р а с о в Г. Е. Тектоника зоны перехода мезозойского к структурам Корякско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайтонос. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969.
15. Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
16. Геология СССР. т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М., «Недра», 1964.
17. Геология СССР. Т. XIX, Хабаровский край и Амурская область. ч. 1, М., «Недра», 1966.
18. Г о р я ч е в А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. — «Сов. геология», 1960, № 10.
19. Г о р я ч е в А. В. Структурно-тектонические районы Камчатки и Курильских островов. — «Докл. АН СССР» 1963, т. 153, № 4.

20. Заборовская Н. Б., Липков Д. З., Марков М. С., Некрасов Г. Е. Генезис меловых структур полуострова Тайгонос.— «Геотектоника», 1965, № 6.
21. Ициксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы вулканизма, М., 1962.
22. Ипиксон М. И., Красный Л. И., Матвеев В. Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения.— В кн.: Матер. межвед. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций», М., «Недра», 1965.
23. Комаров Т. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Автореф. докт. дис., Иркутск, 1970.
24. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
25. Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры.— «Геотектоника», 1967, № 1.
26. Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шубаев А. С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
27. Мархини Е. К. Роль вулканизма в формировании структур земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., «Наука», 1967.
28. Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР.— «Труды ВНИИ-1», геол. вып. 64, Магадан, 1960.
29. Мерзляков В. М., Лычагин И. П. Позднемезозойские вулканогенные формации юго-западной окраины и складчатого обрамления Колымского среднего массива и их рудоносность.— В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока, Магадан, 1967.
30. Некрасов Г. Е. Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР, Магадан, 1968.
31. Обручев С. В. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии.— «Проблемы сов. геологии», т. II, № 6; т. III, № 7, 1934.
32. Паракцов К. В. Северо-Восточное Приколымье в раннемеловую эпоху.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 18, Магадан, 1966.
33. Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского пояса.— «Геотектоника», 1965, № 6.
34. Радзивилл А. Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южно-Ануйского хребта.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-востока СССР», вып. 17, Магадан, 1964.
35. Ротман В. К. О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с ней проблемах.— «Геология и геофизика», 1965, № 12.
36. Салтыковский А. Я. Некоторые черты континентального вулканизма (на примере Юго-Западного Забайкалья). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1965.
37. Салун С. А. Тектоника позднемеловых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алинской области. Складчатые области Евразии. «Наука», 1964.
38. Снятков Л. А., Снятков Б. А. Складчатые области Востока СССР. Верхояно-Чукотская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.
39. Снятков Б. А., Снятков Л. А. О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М., «Наука», 1964.
40. Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968.
41. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, масштаб 1 : 5 000 000. Под редакцией Н. С. Шатского. Изд. ГУГК, 1956.
42. Тектоническая карта Евразии масштаб 1 : 5 000 000. Под ред. А. Л. Яншина. ГИИ АН СССР, ГУГК, М., 1966.
43. Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, масштаб 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1968.
44. Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шпело Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР (объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока СССР, масштаб 1 : 2 500 000).— «Тр. СВКНИИ», вып. 33, Магадан, 1969.
45. Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., «Наука», 1963.
46. Тихонов В. И., Удинцев Г. Б. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 130, № 3.
47. Токкарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности в вулканизме Курило-Камчатской зоны.— «Физика Земли», 1970, № 3.
48. Удинцев Г. Б. Геологическое строение Курило-Камчатской впадины.— «Природа», 1955, № 12.

49. Умбгров Дж. Х. Островные дуги.— В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952.
50. Устиев Е. К. Охотский тектопо-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— «Сов. геология», 1959, № 3.
51. Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций.— В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.
52. Фрейд Г. М. Опыт типизации вулканических поясов.— В кн.: Мезозойский тектогенез. VII сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969.
53. Херасков П. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
54. Херасков П. П. Тектоника и формации.— В кн.: Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
55. Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. И. О вулканоплутонических поясах юга Восточной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 6.
56. Хренов П. М., Бухаров А. А. Краевые вулканоплутонические пояса Северо-Азиатского кратона.— В кн.: Мезозойский тектогенез Магадан, 1969.
57. Четвериков Н. П. Строение широтной ветки девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1966, т. 11, вып. 2.
58. Шатский П. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000 (объяснительная записка). М., Госгеолтехиздат, 1957.
59. Шужанов В. М. Девонский вулканизм юга Центрального Казахстана. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1968.
60. Эрлих Э. П. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма.— «Геотектоника», 1966, № 6.
61. Эрлих Э. П. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца — проблемы соотношений. Автореф. докт. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1969.
62. Grim P. Y., Naugler F. P. Fossil deep-sea on the Aleutian plain.— «Science», 1969, v. 1963, № 3865.

В. И. Тихонов

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Тектоническое строение Тихоокеанского сегмента Земли, включающего в себя Тихоокеанский пояс, в последние десятилетия привлекает все большее и большее внимание. Интерес этот вполне понятен, если учесть, что данный сегмент — одна из крупнейших структур Земли, и ее расшифровка дает возможность подойти к решению многих глобальных проблем тектоники.

В одной из предыдущих работ мы уже касались вопроса развития вулканических дуг. В данной статье дается попытка развить некоторые из полученных ранее выводов.

В ранее опубликованной работе [17] рассматривался вопрос о последовательности образования (или активизации) молодых (илиоцен-четвертичных) вулканических дуговых систем. Было показано, что образование вулканических дуг в современном их виде является результатом выхода на поверхность активных глубинных зон скалывания. Эти зоны, судя по фокальным поверхностям, как правило, полого падают в сторону континента. Была рассмотрена наиболее характерная система дуг, охватывающая Алеутскую, Курило-Камчатскую, Японскую и Идзу-Бонинскую дуги.

В пределах этой системы выделились наиболее подвижные (присутствуют активно действующие вулканы) дуги и их участки и менее подвижные (действующие вулканы, как правило, отсутствуют).

Анализ фактического материала показал, что Курило-Камчатская островная дуга и сопряженный с ней глубоководный желоб явились поверхностным выражением крупной зоны скола между Охотским и, частично, Японским морями, с одной стороны, и Тихим океаном, с другой. Интенсивные тектонические движения, протекавшие в этой зоне, сопровождались мощным вулканизмом, который в настоящее время выражается цепью действующих и потухших вулканов на Курильских островах, Камчатке и Корякском нагорье. В дальнейшем к Курило-Камчатской дуге причленились дуговые структуры Алеутских и Японских островов. Внешние участки этой дуги, т. е. северный Камчатско-Корякский (севернее Алеутской структуры) и южный, располагающийся в бассейне Японского моря, западнее Хонсю, не были охвачены активными движениями и в них отсутствуют проявления активного вулканизма. Структура островов Идзусито и Бонин активизировалась в последний этап развития данной системы и, причленившись к Японской дуге в центральной части о. Хонсю, выключила из активных движений, а следовательно, и активного вулканизма часть дуговой структуры, расположенной на юго-западной половине острова.

Таким образом, в рассмотренной системе дуговых структур первоначально активной была Курило-Камчатская. В дальнейшем активизировались Алеутская и Японская дуговые структуры и, наконец, энергично проявила себя Идзу-Бонинская дуга.

Внутренние участки дуговых структур, заключенные между причленившимися поперечными дугами, обладают наибольшей подвижностью и активным вулканизмом. В то же время их внешние участки, расположенные за пределами причленившихся дуговых структур, после присоединения последних теряют свою подвижность и вулканическую активность.

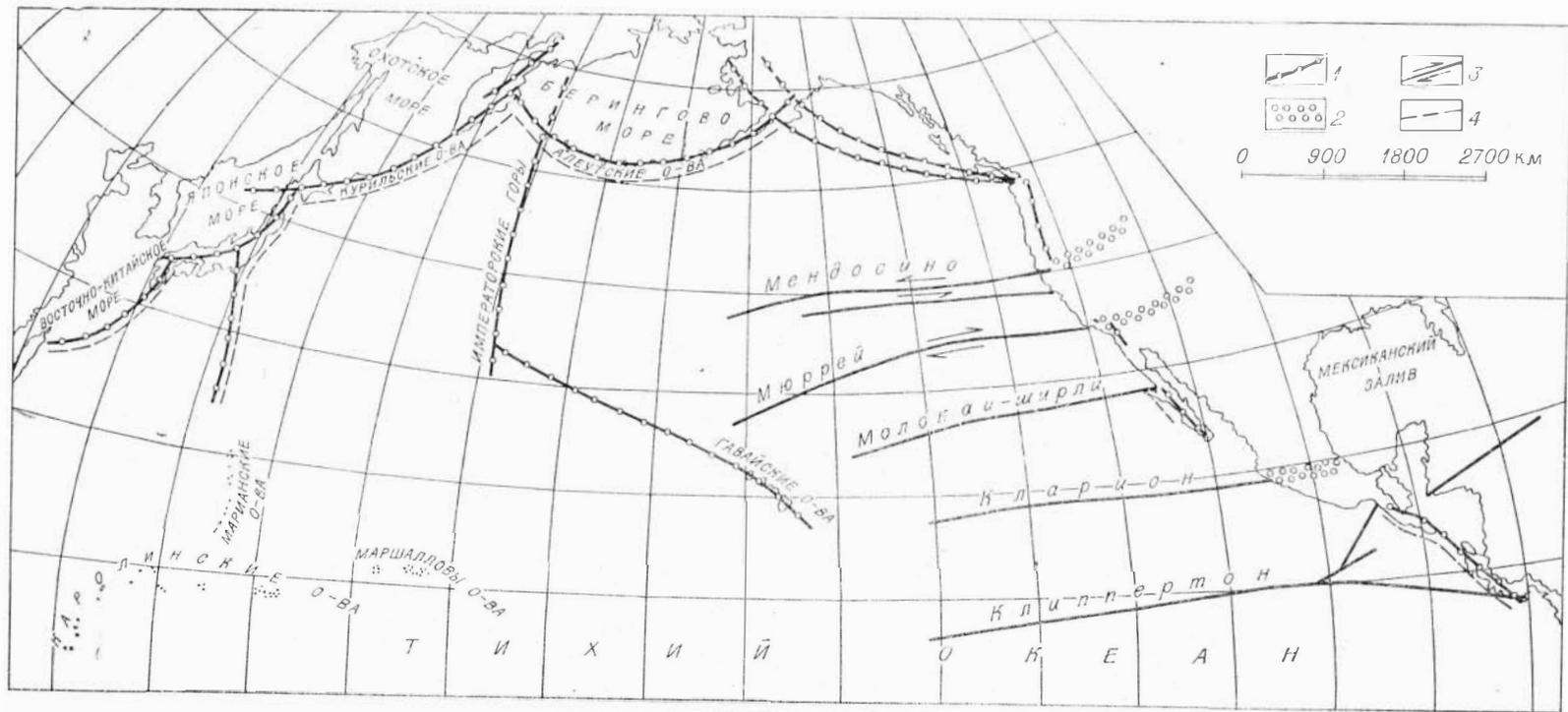
Длина активных частей ранее сформированных структур в процессе развития (возникновения или активизации) последующих дуг сокращается.

И наконец, последующие дуги причлениются к ранее возникшей с внешней фронтальной стороны, т. е. со стороны океана, следовательно, общая последовательность причленения возникающих (или активизирующихся) дуговых структур в данном случае происходит по направлению к центральным частям Тихого океана, а не к континенту.

Все вулканические дуговые структуры рассмотренной системы располагаются в пограничной зоне континента и океана, однако много вулканических зон располагается и на океаническом ложе (см. рисунок). Попытаемся проверить закономерности, установленные для вулканических зон пограничных систем, на вулканических зонах океана. Для этой цели наиболее удобными будут Императорские горы и Гавайские острова, имеющие связь с Алеутской и Курило-Камчатской системами.

Вулканическая зона подводного хребта (Императорские горы) напоминает биссектрису угла, образуемого Курило-Камчатской и Алеутской дугами. Свое начало она берет у восточного окончания Командорских островов и прослеживается на юг до 30° с. ш. Здесь к ней причлениется вулканическая зона Гавайских островов, в основном располагающихся в центральных частях Тихого океана.

Императорские горы примыкают к Алеутской дуге вулканов у восточного окончания Командорских островов, отсекая их от собственно Алеутских. Характерно, что если Алеутские острова изобилуют действующими вулканами, то на Командорских они отсутствуют. Зона действующих вулканов Гавайских островов, в свою очередь, подходит к Императорским горам, срезает их южное окончание, но сама за их пределы не



Вулканические структуры.

1 — вулканические дуги; 2 — вулканические пояса; 3 — океанские разломы; 4 — глубоководные желоба.

запад не распространяется. В подводном хребте Императорских гор действующие вулканы неизвестны.

Как видно, здесь имеются подвижные и неподвижные участки вулканических дуг, подобные установленным на примере Алеутской, Курило-Камчатской и Японской систем.

Очевидно, что рассмотренные нами вулканические зоны ложа океана имеют сходную природу с дугowymi системами пограничных зон между континентом и океаном и иногда с ними взаимосвязаны.

Такое сходство в строении дуг позволяет присоединиться к мнению тех исследователей, которые связывают проявление вулканизма с процессами, происходящими в верхней мантии [5]. Этот вывод подтверждается также тем, что глубинные сколы дугowych систем, фиксирующиеся фокальными зонами землетрясений, имеют глубокое заложение, достигая 500—700 км.

Используя установленные закономерности, попытаемся разобраться в особенностях строения вулканических зон Северной Америки.

Практически уже Алеутская вулканическая дуга в значительной степени принадлежит Северной Америке, так как многие из ее вулканов располагаются на Аляскинском полуострове вплоть до залива Кука.

Много вулканов существует и в других областях Америки, размещающихся главным образом в пределах широкой полосы горной системы Кордильер и береговых хребтов.

После Аляскинского полуострова на территории Канады, вплоть до гор Ванкувер, вулканических построек, образующих дуги, мы не находим. Лишь в горах Врангеля имеются два одиноких вулкана — Стафффорд и Врангеля.

Далее на юг от гор Ванкувер вдоль Каскадных гор, в значительной мере образуя их, прослеживается вереница крупных и мелких вулканических построек. На 40° с. ш. она резко обрывается и на продолжении Каскадных гор в Сьерра-Неваде до широт Лос-Анжелеса встречаются лишь редкие и мелкие вулканические аппараты.

От южного окончания Каскадных гор в северо-восточном направлении, пересекая Скалистые горы вдоль долины р. Снейк, протягивается широкий пояс рассыпанных в беспорядке многочисленных вулканов.

На северо-восток от Лос-Анжелеса до верховьев Рио-Гранде наблюдаются изолированные друг от друга небольшие группы и «россыпи» вулканов. Эти группы вулканов также объединяются в вулканический пояс, пересекающий Скалистые горы и южный край плато Колорадо.

Вдоль южной части п-ова Калифорния протягивается тонкая ниточка вулканов, в значительной степени разрушенных. Еще южнее находится короткий, но широкий пояс, богатый разнообразными вулканами, стягивающий континент по широте г. Мехико.

Следующая зона вулканов, расположенная на побережье Тихого океана, от Гватемалы до Панамы, напоминает вулканические дуги западного обрамления океана и сопровождается глубоководным желобом.

Несмотря на многие черты сходства вулканических зон Азии и Северной Америки (линейная их вытянутость, сходный состав материала извержений и пр.), легко заметить и существенные различия.

Вулканические зоны Северной Америки практически не образуют дугowych систем. Это сравнительно короткие и прямолинейные зоны вулканов, резко обрывающиеся с обоих концов и не сопряженные со смежными вулканическими дугами, как это имеет место в азиатских дугах. Эти зоны представляют как бы куски и обрывки дугowych структур.

Если азиатские вулканические зоны располагаются, как правило, на островах, на границе континента и океана, и сопрягаются с фронта глубокими желобами, а с тыла — внутренними морями (Беринговым, Охотским, Японским), то американские находятся в пределах континента и не имеют ни внутренних морей, ни глубоководных желобов (кроме Гватемальско-Панамской).

Кроме того, в Северной Америке имеются такие вулканические области (долина рек Снейк, Лос-Анжелес, Рио-Гранде и Мехико), которые напоминают уже не дуги, а широкие пояса, перехватывающие горную систему Кордильер.

Таким образом, в горной системе Кордильер мы имеем либо «обрывки» дуговых структур, либо короткие широкие пояса вулканов. Естественно, возникает вопрос — чем оборваны эти структуры и почему образовались короткие вулканические пояса. Попробуем выяснить это, используя установленные выше закономерности. Рассмотрим упомянутые «обрывки» дуг и пояса с севера на юг, т. е. от Аляски к Панамскому перешейку.

Как уже отмечалось, Алеутская дуговая структура с действующими вулканами обрывается на п-ове Аляска у залива Кука.

Новая цепочка вулканов начинается лишь у гор Ванкувер. Где же соединяющее звено этой части гирлянд? Логично было бы ожидать его на территории залива Аляска. И действительно, на дне залива Аляска находится большое количество подводных вулканических гор — гайотов, которые образуют здесь две полные вулканические дуги. Одна из них прирывается к Аляскинской дуге на п-ове Аляска севернее о. Кадык, другая — южнее его. Далее, плавно нагибаясь в сторону океана и постепенно сближаясь, они подходят к северной части о. Ванкувер, т. е. к северному окончанию вулканической зоны Каскадных гор. Иными словами, устанавливается дуговая структура, ограничившая распространение вулканов Алеутских островов и Каскадных гор соответственно в северо-восточном и северо-западном направлении.

Обращаем внимание на сходство взаимоотношений Курило-Камчатской вулканической дуги с Алеутской и Японской. Отличие дуги залива Аляска состоит в том, что, во-первых, она располагается на океанической коре и не имеет глубоководного желоба, во-вторых, имеет две цепи вулканических построек.

Теперь попытаемся выяснить, чем оборваны вулканические зоны юга Каскадных гор, п-ова Калифорния и Гватемала—Панама.

Рассматривая области континента, мы нигде не находим продолжения указанных вулканических зон, а также примыкающих к ним иных дуговых систем, как в западном секторе Тихоокеанского пояса. Видимо, и в данном случае необходимо обратиться к структурам океанического ложа.

Примерно южнее 40° с. ш. на дне океана находятся линейно вытянутые зоны резких уступов с перепадом высот 500, 1000 м и более. Эти зоны прослеживаются от берегов Северной Америки в сторону океана, имеют субширотное простирание и теряются в его центральных частях. Различными методами исследований было установлено, что эти уступы образовались в результате движений по зонам крупных разломов, а горизонтальные смещения по ним линейных зон магнитных аномалий ложа океана способствовало формированию представлений о их сдвиговой природе [3, 11, 23]. Наиболее крупные зоны сдвигов в настоящее время имеют собственные наименования. С севера на юг это будут: зона разломов Мендосино и Пионер, примыкающие к американскому побережью у южного окончания Каскадных гор; зона Мюррей, примыкающая севернее г. Лос-Анжелес; сопрягающиеся по простиранию зоны Молокаи и Ширли, примыкающие к центральной части п-ова Калифорния; зона Кларнон, располагающаяся на широте г. Мехико; зона Клиппертон, подходящая к континенту на широте Гватемалы.

Все эти зоны достаточно прямолинейны в плане, а следовательно, плоскости разломов, их образующих, имеют крутое падение. Кроме того, эти зоны в пределах океанического ложа не несут на себе вулканов.

Разлом Мендосино подходит к континенту там, где кончаются вулканы Каскадных гор, а дальше по его направлению располагается широкий пояс вулканов долины р. Снейк. На простирании зоны разлома Мюррей

на континенте находится пояс вулканов Лос-Анжелес—Рио-Гранде. Зона разломов Молокаи—Ширли является северной, а зона Кларигон — южной границей распространения вулканических построек Калифорнии. Кроме того, на продолжении зоны Кларигон находится широкий пояс вулканов Мехико. Зона же Клиппертон является северным ограничением зоны вулканов Гватемала — Панама.

Разломы океанического ложа как бы таранят фронт береговых зон вулканов, рвут их, заставляя умолкнуть целые звенья, или преграждают распространение по фронту. В то же время эти зоны разломов способствуют формированию широких поясов вулканов на флангах, поперечных горной системе Кордильер.

Воздействие океанических разломов на континент станет еще более несомненным, если учесть, что против каждой без исключения зоны разломов на континенте располагаются поясы складчатых структур, поперечных Кордильерам.

Кроме того, как заметил Ф. Кинг [7], они делят Кордильеры на сегменты, существенно различающиеся по своему геологическому строению.

Установив взаимоотношение крупных разломов ложа океана с вулканическими дугами и поясами, попытаемся подойти к механизму образования вулканических зон.

В данном аспекте необходимо решить следующие вопросы:

1. Почему в таких зонах разломов, как Мендосино, в океанах вулканы отсутствуют, а на их продолжении, на континенте, их много?

2. Почему, например, вулканы располагаются к северу от разлома Мендосино, а южнее нет, а не наоборот?

Для того, чтобы подойти к решению этих вопросов, уясним, какие из данных структур являются лавообразующими, или лавоподводящими. При анализе вулканизма Курило-Камчатской и других дуг запада Тихого океана наблюдается приуроченность зон вулканов к полого падающим под континент глубинным разломам. Других структурных элементов, взаимосвязанных с вулканическими дугами, не отмечалось. Следовательно, путями доставки вулканических продуктов, видимо, являлись эти зоны сколов. Зоны глубинных разломов вырезали из земной коры и верхней мантии крупные «чешуи», надвигавшиеся в сторону Тихого океана. При движении «чешуй» должны были образовываться зоны растяжения, обеспечивающие транспортировку вулканических продуктов к аппаратам вулканов. Другими словами, полого падающие зоны глубинных разломов дуговых структур являются лавоподводящими.

Поперечные зоны глубинных разломов (Мендосино и др.) с крутыми, почти перпендикулярными к земной поверхности плоскостями, видимо, не являются лавоподводящими путями. Когда же они пересекают какую-нибудь «чешую», образованную полого падающими глубинными швами, то, дойдя до «лавовода» зоны «чешуи», сами становятся лавоподводящими. Таким образом можно объяснить механизм образования таких поперечных поясов вулканов, как пояс долины р. Снейк, Лос-Анжелес — Рио-Гранде и Мехико.

Ниже попытаемся ответить на второй вопрос.

Для образования вулканов в указанных зонах крупнейших разломов необходимым условием является преобладание в них сил растяжения.

Обращаясь к конкретным примерам, рассмотрим блоки, образованные крупными нарушениями, поперечными горной системе Кордильер — Мендосино и Мюррей и продольными — зонами Каскадных гор и п-ова Калифорния.

Исследователи, изучавшие строение океанического ложа [3, 11] установили, что зоны разломов Мендосино, Мюррей и др. являются огромными сдвигами. Так, по сдвигу Мендосино произошли левосторонние перемещения океанической коры примерно на 1200 км, а по сдвигу Мюррей — правосторонние на 750 км. Другими словами, блок океанического

ложа, расположенный между разломами Мендосино и Мюррей, перемещался (а возможно, и перемещается) в восточном направлении. Блоки же, примыкающие к нему с севера и юга, двигались на запад. Следовательно, векторы сил, вызвавшие эти перемещения, ориентированы в соответствующих направлениях.

На континенте по простиранию океанических разломов располагаются системы складок и разломов, поперечных Кордильерам и, в то же время, являющихся зонами раздела различных сегментов Кордильер [7]. В то же время горизонтальных перемещений структур континентальной коры, подобных океаническим, здесь не наблюдается. Отсюда, естественно, следует, что амплитуды горизонтальных перемещений коры океанической и верхней мантии значительно больше амплитуд перемещения коры континента.

Если высказанные выше положения верны, то зоны Каскадных гор и п-ова Калифорния будут зонами растяжения, а потому и вулканическими, а зона разломов береговых хребтов между Каскадными горами и Калифорнией будет зоной сжатия, куда доступ вулканических продуктов был перекрыт. Заметим также, что блок, расположенный между разломами Мендосино и Мюррей, является опущенным по отношению к смежным — северному и южному блокам. Даже в современной морфологии океанического дна он опущен более чем на 500—1000 м, в чем нетрудно убедиться, рассматривая батиметрию Тихого океана, т. е. и в этом случае в указанном блоке действуют силы сжатия, но в вертикальном направлении.

Таким же образом можно объяснить механизм образования и других вулканических зон.

Учитывая изложенное выше для северной части Тихого океана и его обрамления, можно выделить два основных типа структур.

I. Гигантские «чешуи», на которые распадается земная кора северной части Тихого океана и его обрамления. Образование «чешуй» обязано своим происхождением крупным, полого падающим зонам разломов. Наиболее ярким поверхностным выражением этих «чешуй» являются вулканические дуги. Корни «чешуй» располагаются глубоко под землей, в верхней мантии Земли. Активная вулканическая деятельность в этих зонах, очевидно, связана с движением верхней мантии.

II. Крупные блоки, вырезанные круто падающими зонами разломов (Мендосино и др.), глубоко уходящими в верхнюю мантию. Эти блоки подвержены огромным горизонтальным перемещениям и таранят кору как океанов, так и континентов, разрывая «чешуи» и гася вулканы некоторых отрезков дуг или препятствуя их возникновению. В то же время они способны создавать широкие поперечные «пояса» вулканов.

Испытывая огромные горизонтальные перемещения, «чешуи» и «блоки» взаимодействуют между собой, управляя процессами вулканизма.

Следует заметить, что каждый тип структур охватывает как континентальную и океаническую кору, так и верхнюю мантию Земли. На примере зон Мендосино, Мюррей и др. можно убедиться, что в пределах океанической коры и верхней мантии горизонтальные смещения весьма значительны, а структуры континента их отражают в слабой степени. Видимо, и большинство крупных структур континента является отражением процессов, протекающих в верхней мантии, а следовательно, позиции структур континентальной коры по отношению к глубинным — мантийным — структурам непостоянны, и с течением времени возможно смещение в пространстве как вулканических зон, так и других структурных элементов.

В соответствии с выделенными типами структур выделяются и два типа вулканических зон.

Первый тип вулканических зон порождается процессами, связанными с движением структур типа «чешуй». К нему относятся вулканические

зоны Курильских островов и Камчатки, Алеутских, Японских, Гавайских островов, а также зоны Каскадных гор и Гватемала — Панама. Этот тип можно назвать дуговым.

По своей позиции к океану и континенту среди них можно выделить три категории: 1) дуги континентов; 2) дуги океана; 3) дуги, расположенные на границе континента и океана.

По своей морфологии, пожалуй, только третья категория четко отличается от первых двух. Дуги этой категории, как правило, сопровождаются узкими длинными глубоководными желобами. что, по всей видимости, можно объяснить положением крупных зон разломов на границе континентальной и океанической коры. Две первые категории подобных желобов не имеют, хотя в ряде случаев с их фронтальной стороны предполагаются прогибы.

Второй тип вулканических зон обусловлен движением блоковых структур по круто падающим глубинным разломам типа Мендосино, Мюррей и др. Они образуют вулканические зоны лишь в случае пересечения ими структур «чешуй». Зоны эти образуют обычно короткие и широкие «пояса» вулканов, типа поясов долины р. Снейк, Лос-Анжелес—Рио-Гранде и Мехико, перехватывающие, как правило, горные системы.

Данный тип, видимо, следует называть типом вулканических «поясов». Его, в свою очередь, можно подразделить на две категории: 1) «пояса» континентов; 2) «пояса» океанов.

Последняя категория пока только намечается, а потому в данный момент их нельзя сравнивать.

Отдавая себе отчет в некоторой односторонности и схематичности предложенной картины механизма образования вулканических зон, тем не менее полагаем, что, руководствуясь установленными принципами и привлекая данные различных наук о Земле, можно в дальнейшем подойти к расшифровке развития вулканических зон в пределах всего Тихоокеанского сегмента.

ЛИТЕРАТУРА

1. А про до в В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. Изд. МГУ, 1965.
2. Б е н и о ф ф Х. Движения по крупным разломам.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
3. В а к е В. Магнитные данные о горизонтальных смещениях ложа Тихого океана.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
4. Геология и минеральные ресурсы Японии. Пер. с англ. В. М. Гурьян. Под ред. и с пред. Н. А. Беляевского. ИЛ, 1961.
5. Гор ш ко в Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
6. Д е м е н и ц к а я Р. М. Кора и мантия Земли. «Недра», 1967.
7. К н и г Ф. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1961.
8. К он д о р с к а я Н. В., П о с т о л е н к о Г. А. Сейсмическая активность Курило-Камчатской области за 1954—1956 гг.— «Известия АН СССР. Сер. геофиз», 1958, № 9.
9. К р о п о т к и н П. Н., Ш а х в а р с т о в а К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— «Тр. ГИН АН СССР», 1965, вып. 134.
10. М е н а р д Х. У. Восточно-Тихоокеанское поднятие.— В кн.: Рельеф и геология дна океанов. «Прогресс», 1964.
11. М е н а р д Г. У. Геология дна Тихого океана. «Мир», 1966.
12. П е й в е А. В. Разломы и тектонические движения.— «Геотектоника», 1967, № 5.
13. П у щ а р о в с к и й Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны.— «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 89.

14. Пущаровский Ю. М., Афромова Р. А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе.— «Геотектоника», 1967, № 1.
15. Пущаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— «Геотектоника», 1967. № 5.
16. Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— «Тр. ГИН АН СССР», 1965, вып. 139.
17. Тихонов В. И. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг.— «Тр. ГИН АН СССР», 1965, вып. 139.
18. Удницев Г. Б. Батиметрическая карта Тихого океана, м-б 1 : 10 000 000. Изд. ГУГК, 1964.
19. Удницев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана. Междунар. геол. конгр., XXII сес. Доклады сов. геологов. «Недра», 1964.
20. Удницев Г. Б. Геоморфология дна Тихого океана. Автореф. докт. дисс. М., 1966.
21. Умбгров Дж. Островные дуги.— В кн.: Островные дуги. Пер. с англ. М. А. Заварицкой. Под ред. и с пред. акад. А. Н. Заварицкого. ИЛ., 1952.
22. Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Островные дуги. Пер. с англ. М. А. Заварицкой. Под ред. и с пред. акад. А. Н. Заварицкого. ИЛ., 1952.
23. Хизен Б. К. Ложе океанов. В кн.: Дрейф континентов. «Мир», 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 3 |
| В. В. Кепежинская. Петрохимия позднепалеозойских — раннемезозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии | 7 |
| А. Е. Егоров, В. Ф. Ерохов. Вулканические формации Сахалина и их положение в структуре острова | 23 |
| А. Ф. Белоусов, В. А. Кутолин, В. М. Фролова. Липейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и их петрогенетическое толкование | 34 |
| В. В. Волков. Нижнепалеозойские вулканогенные формации Южной Сибири, Монголии и Казахстана | 43 |
| В. В. Бабич. Вулкан Бонгапти в Среднем хребте Камчатки | 49 |
| Р. А. Еремин, В. В. Ярмолюк. Геологическое строение и рудоносность Арманской кальдеры (Охотско-Чукотский вулканический пояс) | 57 |
| В. Ф. Белый, М. Л. Гельман. Об отрицательных вулканооструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса | 70 |
| А. А. Гилев. Геосинклинальный вулканизм Восточного Саяла | 86 |
| Б. Н. Ланин. Трахитовый купол на р. Темник (Западное Забайкалье) | 90 |
| Б. Н. Ланин. Жерло девонского вулкана на востоке Тувы | 97 |
| В. В. Ветренников. Криптовулканы — особый тип вулканических структур | 104 |
| В. Ф. Белый. Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии | 106 |
| В. И. Тихонов. Механизм образования вулканических зон северной части Тихоокеанского пояса | 122 |

АССОЦИАЦИИ
ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД
И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Ответственный редактор *Игорь Владимирович Лучицкий*

Редактор *Г. А. Костин*
Художник *В. И. Кондрашкин*
Художественный редактор *Э. В. Филоновичева*
Технический редактор *Л. В. Кобзева*
Корректоры *Н. Н. Тясто, В. В. Бухалова*

Сдано в набор 28 июня 1973 г. Подписано в печать 3 января 1974 г. МП 01002. Бумага машиномелованная 70×108¹/₁₆. 8,5 печ.=11,9 усл. печ. л.+1 вкл., 12,9 уч.-изд. л. Тираж 1500 экз.
Цена 1 р. 29 к. Заказ № 118.

Издательство «Наука». Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Петрохимия позднего палеозойских—раннемезозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии. Кежежинская В. В. «Ассоциации вулканических пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974. с. 4—23.

Рассмотрены состав и строение вулканических ассоциаций позднего палеозоя — раннего мезозоя Центральной Монголии. На основе обширного аналитического материала и статистического петрохимического анализа этих данных изучена петрология вулканических серий высокоглиноземистого и щелочного типов. Выделены петрохимические провинции и охарактеризованы особенности проявления орогенного вулканизма.

Табл. 13, библи. 23.

УДК 551.21

Вулканические формации Сахалина и их положение в структуре острова. Егоров А. Е., Ерохов В. Ф. «Ассоциации вулканических пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974. с. 23—34.

Рассматриваются ассоциации вулканических пород Сахалина, сформированные в период от позднего палеозоя до плиоцена включительно. На основании анализа истории формирования геоструктуры острова, минералого-петрографических и петрохимических особенностей продуктов вулканизма, их парагенезиса и ассоциаций с типами осадочных пород выделяются пермско-верхнемеловая спилито-диабазовая и нижнемелово-плиоценовая андезитовая многофазовые магматические формации. Показана взаимосвязь последних с определенными этапами геотектонической эволюции региона и их пространственная приуроченность к структурно-фациальным зонам.

Табл. 1, рис. 4, библи. 23

УДК 552.11+552.16+552.313

Линейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и вопросы их петрогенетического истолкования. Белоусов А. Ф., Кутолин В. А., Фролова В. М. «Ассоциации вулканических пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974. с. 34—43.

Рассматривается соответствие по знаку между эмпирическими корреляциями химических элементов в базальтах и корреляциями, выведенными теоретически на основе сочетаний главных фаз, участвующих в образовании базальтовых магм. Устанавливается, что большинство устойчивых связей в базальтах соответствует формированию их в системе плагиоклаз—клинопироксен—расплав, но некоторые связи скорее отражают влияние других сочетаний фаз, характерных для глубинных условий. При помощи сравнений с корреляциями в кислых породах выделяются связи между элементами, независимые от состава минеральных фаз и отражающие более универсальные физико-химические механизмы формирования магм и пород, в частности кислотно-основное взаимодействие. Отмечаются специфические корреляции, возникающие при зеленокашном изменении базальтов.

Табл. 1, библи. 15.

УДК 551.21, 551.73

Нижнепалеозойские вулканические формации Южной Сибири, Монголии и Казахстана. Волков В. В. «Ассоциации вулканических пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974. с. 43—49.

На основании изложенных в статье данных о распространении, составе и положении в разрезе вулканических образований, выделены вулканические формации, сгруппированные в три возрастные группы: кембрийскую, ордовикскую и силурийскую. Среди кембрийских формаций наиболее распространены базальтовая и липарито-андезито-базальтовая, менее характерны андезито-липаритовая и контрастная липарито-базальтовая. В ордовикской группе выделены липарито-андезито-базальтовая и андезито-липаритовая, а в силурийской группе — андезито-базальтовая и андезито-липаритовая. Для каждой из выделенных формаций определены палеогеографические и палеотектонические условия образования.

Библи. 10.

УДК 551.21:551.24

Вулкан Бонгаби в Среднем хребте Камчатки. Бабич В. В. «Ассоциации вулканических пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974. с. 49—57.

Срединный вулканический пояс Камчатки накладывается на разновозрастные тектонические элементы — древний Срединный Камчатский антиклинарий и молодую наложенную грабен-синклинальную депрессию. Это обусловило некоторые различия в проявлениях вулканизма южной и северной частей пояса. На формирование грабен-синклинали оказал влияние древний (дочетвертичный) структурный план. Южная оконечность депрессии, в которой расположен вулкан Бонгаби, имеет ярко выраженное блоковое строение. Вулканические аппараты локализируются в пределах обособленных тектонических блоков и контролируются главным образом ослабленными зонами фундамента.

Вулкан Бонгаби — типичный представитель древнетвердых образований. Он характеризуется пологой щитообразной постройкой и исключительно эффузивной деятельностью. Объем пирокластики по отношению ко всему изверженному материалу незначителен, так же как отношение кислых продуктов к основным.

Рис. 3, библи. 19.

УДК 551.21:551.24:553/9

Геологическое строение и рудоносность Арманской кальдеры. Еремин Р. А.,

Ярмолюк В. В. «Ассоциации вулканических пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974. с. 57—59.

Арманская кальдера расположена в центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса в пределах Арманского вулканотектонического прогиба. Она локализуется в зоне пересечения региональных разломов северо-восточного и северо-западного простираний, что наложило отпечаток на ее конфигурацию.

Вулканические образования кальдеры представлены игнимбридами ольской свиты сенон-датского возраста, которые сконцентрированы преимущественно в пределах структуры обрушения. Многочисленные субвулканические и гипабиссальные интрузии размещаются вдоль разломов, ограничивающих кальдеру, слагая прерывистую цепь, полукольцом охваты-

вающую структуру с востока. Устанавливается зависимость степени раскристаллизации интрузивных тел от уровня эрозионного среза. Геологические наблюдения и данные о определении абсолютного возраста позволяют сделать вывод о практически одновременном формировании интрузивных и эффузивных образований.

В пределах кальдеры и ее обрамления широко проявились процессы гидротермального метаморфизма, с которыми в пространственной и генетической связи находится золото-серебряное и ртутное оруденение. Контроль оруденения осуществляется системами региональных разломов.

Особенности геологического строения Арманской кальдеры позволяют предположить механизм ее образования, промежуточный между типами Кракатау и Гленко (по Х. Вильямсу). Образование структуры произошло за счет обрушения кровли магматического резервуара при его опустошении.

Табл. 1, рис. 4, библ. 15.

УДК 551.21:551.24

Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Белый В. Ф., Гельман М. Л. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974, с. 70—86.

Отрицательные структуры широко распространены в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и обладают четким структурным идиоморфизмом, это конседиментационные структуры. Сложные отрицательные структуры складываются различными по составу вулканитами, относящимися к нескольким свитам мела и палеогена. Простые вулканоструктуры формируются синхронно с накоплением каждой толщи. Общие особенности морфологии простых структур — центростремительное залегание пластов на крыльях и почти горизонтальное в центре, где увеличивается мощность толщи, главным образом лав и игнимбритов. Пластовые интрузии распространены повсеместно, мелкие штоки и дайки чаще наблюдаются во внутренней части структуры. Максимальная мощность вулканитов в простой структуре 600—900 м, поперечник от 10—20 км (просадки) до 50—60 км редко до 100 км (прогибы). Последовательность накоплений в каждой структуре своя, но петрографические особенности пород, относящихся к одной вулканической свите, устойчивы, что и позволяет выделять такие свиты. Для сложного сочетания раннемеловых — палеогеновых вулканоструктур, образующих вулканическое поле в северных р. Анадырь, Малый Анной, Угачкин и Эймваам, характерно срезаение более молодыми образованиями более древних, сочетание изометрических и линейных форм. В расположении двух простых вулканоструктур южной части Печтымельского прогиба отмечены явления унаследованности в расположении центра извержения игнимбритов различного состава, отличающихся условиями залегания.

В качестве примера сложной вулканоструктуры с кольцевым интрузивным обрамлением описана Арманская структура размером 80×75 км². В ней выделяются внутренняя часть и внешнее кольцо шириной 10—15 км. В центральной части вулканогенные свиты позднего мела и палеогена залегают почти горизонтально, а ближе к внешнему кольцу — центростремительно (с наклоном до 30°). Внутри структуры имеются более мелкие простые формы, в том числе грабен-депрессия, выполненная верхнемеловыми лавитовыми игнимбритами мощностью не менее 1500 м. За пределами грабен-депрессии мощность кислых вулканогенных пород невелика, и вулканогенные накопления от раннего мела до палеогена предств.влены в основном андезитами и базальтами.

Во внешнем кольце обнаруживаются относительно более древние образования, широко распространены комагматичные вулканиты интрузивы раннего и позднего мела, характерны изменения в фаши среднетемпературной пропилитизации. Строение структуры контролирует размещение оруденения.

Вулканоструктуры мезозойского вулканогенного пояса отличаются от вулканических форм современиых вулканогенных поясов, что связано с разрушением отдельных вулканических построек.

Рис. 9, библ. 18.

УДК 551.21:551.24

Геосинклинальный вулканизм Восточного Саяна. Гилев А. А. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974, с. 86—90. Общую тектоническую структуру Восточного Саяна создают Главный Восточно-Саянский и Капдатский глоупные разломы, определяющие и контролируемые геосинклинальный вулканизм. Состав вулканитов в начальные этапы развития геосинклинали зависит от тектонического развития зоны — в мобильных областях идет накопление продуктов вулканизма основного состава, в консолидированных отлагаются вулканиты контрастного состава без промежуточных разностей. В конечный этап развития геосинклинали геосинклинальные прогибы и разделяющие их поднятия не оказывают существенного влияния на состав вулканогенных пород — выщелачиваются вулканиты среднего состава, а линейные вулканические зоны начального этапа сменяются изометрическими зонами. Для всех вулканитов геосинклинального комплекса характерна натриевая специализация.

Рис. 1, библ. 6.

УДК 551.224

Трахитовый конул на р. Темник (Западное Забайкалье). Лавин В. Н. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974, с. 90—97.

Приводится характеристика геологического строения вулканогенных образований даган-хунтэефской свиты на р. Темник (возле окрестности Хамтэнского хребта в Западном Забайкалье). Впервые для этого района описывается строение глубоко эродированного мезозойского вулканического аппарата с остатками конусной постройки и пенком, заполнившим канал этого вулканического сооружения.

Рис. 4, библ. 14.

УДК 551.224

Жерло девонского вулкана на Востоке Тувы. Лавин В. Н. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974, с. 97—104.

Приводится характеристика геологического строения вулканогенных образований слайльской толщи на р. Каа-Хем (Восточная Тува). Описывается строение глубоко эродированного девонского вулканического аппарата с остатками конусной постройки и пенком, заполнившим канал этого вулканического сооружения. Дается петрохимическая характеристика жерловых, прижерловых и интрузивных пород.

Рис. 4, библ. 9.

Криптовулканы — особый тип вулканических структур. Встретников В. В. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974, с. 104—106.

Описаны криптовулканические структуры, выделенные в восточном Приморье, небольшие криптожерловины в районе мыса Южного и более крупный Шмейгендирский криптовулкан, представленный коническими пучками даек вторичных вулканических стекол. Образование криптовулканических структур связывается с закрытыми газовыми эксплозиями. Возникшие при криптовулканических эксплозиях вторичные вулканические стекла считаются результатом высокотемпературной вторичной гидратации пирокластических обломков и сваривания их в массивное стекло.

Библ. 4.

Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии. Белый В. Ф. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974, с. 106—122.

Вулканические пояса широко распространены в структурах Восточной Азии. По характеру строения, тектоническому положению и условиям развития предлагается различать четыре класса вулканических поясов: перигеосинклиальный, интрагеосинклиальный, эпигеосинклиальный (протоорогенный) и дейтероорогенный. В перигеосинклиальном классе выделены два типа: крайняя (приматериковая) вулканическая дуга и крайней вулканический пояс. Их тектонотипами являются Курило-Камчатская дуга и Охотско-Чукотский пояс. Специально рассматривается вопрос пространственно-временных соотношений этих типов структур. В эпигеосинклиальном классе также выделяется два типа вулканических поясов (пограничный и внутренний), различающиеся пространственным положением относительно структур главного геосинклиального комплекса. К интрагеосинклиальному классу относятся вулканические пояса, приуроченные к геосинклиальным подпоясам внутри геосинклиальных систем. Дейтероорогенные вулканические пояса связаны с зонами повторного орогенеза.

Табл. 1, рис. 3, библ. 62.

Механизм образования вулканических зон северной части Тихоокеанского пояса. Тихонов В. И. «Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры». Новосибирск, «Наука», 1974, с. 122—130.

На основе анализа одного из типов разрывных нарушений Тихоокеанского пояса, сопровождающихся вулканизмом, обсуждается механизм образования вулканических зон. Предлагается модель, объясняющая формирование поперечных поясов вулканов и других вулканических зон. Выделяется два типа структур в северной части Тихого океана и его обрамления.

Рис. 1, библ. 23.