



*Вулканогенно-
кремнистые
формации
Камчатки*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

551.21; 551.24.

ВУЛКАНОГЕННО- КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ КАМЧАТКИ

Ответственный редактор
д-р геол.-минерал. наук *Е. Ф. Малеев*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1974



1090

УДК 551.214 : 551.244 (571.66)

В книге проанализированы данные о геологическом строении, возрасте, составе и структурно-тектонических позициях трех разновозрастных групп вулканогенно-кремнистых формаций. Проведенный структурно-формационный анализ в различных тектонических зонах Камчатки и сопоставление закономерностей развития этих зон с данными о строении современных систем островных дуг и глубоководных желобов позволили авторам построить гипотезу развития геосинклиналей и эволюции геосинклинального вулканизма Камчатки.

Книга предназначена для широкого круга геологов.

Авторы:

*Г. П. Авдейко, Ю. В. Ванде-Кирков, Н. К. Дмитренко, Е. Ф. Малеев,
Г. П. Пономарев, И. В. Флоренский.*

ВВЕДЕНИЕ

Камчатка — одна из наиболее молодых в тектоническом отношении областей, расположенная в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, — является хорошим объектом для выявления закономерностей геосинклинального развития и положения различных формационных комплексов на определенных стадиях развития геосинклиналей. Особый интерес представляет изучение кремнисто-вулканогенной группы формаций — своего рода индикатора ранних стадий развития геосинклиналей, изученных пока в самой общей форме. Основным компонентом, определяющим эту группу, служат спилито-кератофировые и сопутствующие им кремнистые формации. Именно спилито-кератофировый вулканизм, проявляющийся в подводных условиях, — одна из наиболее характерных и постоянных особенностей ранних стадий развития геосинклинальных систем. Его обычно приурочивают к эвгеосинклинальным прогибам в отличие от терригенных миеосинклинальных прогибов. Изучение вулканогенно-кремнистых формаций Камчатки позволило уточнить структурные позиции проявления спилито-кератофирового вулканизма и его место в развитии геосинклинальных систем.

В пределах Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости часто фиксируются три эпохи спилито-кератофирового вулканизма, в результате которых были образованы три разновозрастные группы кремнисто-вулканогенных формаций: позднеюрско-нижнемеловая, верхнемеловая и палеоген-неогеновая. Формации пространственно разобщены, и возраст их омолаживается по направлению от мезозойд Северо-Востока СССР к впадине Тихого океана. Это послужило основой для выделения трех разновозрастных по времени заложения геосинклинальных прогибов тектонических зон: Аладырско-Корякской с верхнеюрско-нижнемеловыми, Ветвейско-Камчатской с верхнемеловыми и Восточно-Камчатской с палеоген-неогеновыми кремнисто-вулканогенными формациями. Структурно-формационный анализ выявил однотипность развития этих зон, а сопоставление общих закономерностей развития зон с основными характеристиками систем островных дуг и глубоководных желобов позволило выдвинуть гипотезу развития Камчатских геосинклиналей, которая изложена в последней главе.

Характеристика кремнисто-вулканогенных формаций дается в первых трех главах отдельно по каждой зоне. В соответствии с направленностью монографии основное внимание уделено вопросам взаимоотношения формаций, фаціальным соотношениям внутри формаций и закономерностям пространственного и временного распространения различных

формационных комплексов. В несколько меньшем объеме дается петрографическая и петрохимическая характеристика спилито-кератофировых формаций, отчасти затрагивается проблема происхождения спилитов и совсем не освещены вопросы геохимии продуктов спилито-кератофирового вулканизма. Эти вопросы имеют самостоятельное значение, и авторы надеются вернуться к ним в своих последующих работах.

В основу работы положены данные, полученные в результате изучения кремнисто-вулканогенных формаций различных районов Камчатки. Вместе с тем широко использованы и многочисленные литературные материалы. Химические анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Института вулканологии. Часть материалов и аналитических данных была любезно предоставлена нам Н. А. Храмовым, Э. Н. Эрлихом и А. Е. Шанцером. В процессе подготовки к печати настоящей работы отдельные ее положения обсуждались с сотрудниками Института вулканологии К. К. Зеленовым, Н. А. Храмовым, Э. Н. Эрлихом, О. Н. Волынцом, А. Е. Шанцером и др. Ценные советы и замечания по последней главе монографии были сделаны академиком В. В. Меннером, И. В. Хворовой и И. О. Мурдмаа. Всем вышеупомянутым лицам авторы выражают свою глубокую благодарность. Авторы особо признательны К. Н. Рудичу и Л. К. Чадаевой за постоянную помощь и поддержку в работе.

ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ ЗОНЫ

В Анадырско-Корякской зоне Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости широко распространены вулканогенно-кремнистые образования, относимые по возрасту к концу поздней юры — валаажину. Они известны в хребтах Пенжинском, Пекульней, Рарыткин, в бассейнах рек Великой, Хатырки и др. (рис. 1). Выходы их приурочены преимущественно к центральным частям Таловско-Майнского и Пекульнейского антиклинориев, а также к ядрам антиклинальных структур сложно построенной Корякской антиклинальной зоны. Вулканогенные породы представлены спилитами, диабазами, реже — базальтами, спилитовыми порфиритами, кератофирами и их туфами, а кремнистые — преимущественно яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Часто они переслаиваются с терригенными породами. С вулканогеннокремнистыми образованиями обычно тесно связаны интрузии основного и ультраосновного состава.

Первые сведения о наличии в пределах рассматриваемой территории зеленокаменных пород содержатся у Б. Н. Елисеева (1936). В результате развернувшихся в пятидесятые годы геологосъемочных и поисковых работ (Пенжинская и Анадырская экспедиции СВГУ, Корякская экспедиция НИИГА и др.) удалось установить здесь широкое развитие вулканогенно-кремнистых образований. Из-за слабой палеонтологической характеристики их возраст трактовался по-разному — от ордовика до верхнего мела. Более того, одни и те же вулканогенно-кремнистые отложения относили то к пермо-карбону (Русаков, Егиазаров, 1959), то к сенонскому ярусу верхнего мела (Богидаева, Матвеев, 1960). В шестидесятые годы значительно возрос интерес к исследованию вулканогенно-кремнистых образований с точки зрения их возраста, тектонического положения и вещественного состава. Следует упомянуть работы А. Ф. Михайлова, И. Е. Заединой (1960), Г. Г. Кайгородцева (1961) и Ю. Б. Гладенкова (1963), непосредственно посвященные изучению вулканогенно-кремнистых и офиолитовых формаций Таловских гор, хр. Пекульней и бассейна р. Хатырки. Возраст вулканогенно-кремнистых образований рассмотрен также в других работах (Жамойда и др., 1963; Дундо, Жамойда, 1963; Андейко, 1966; Похиалайнен, 1967).

В результате перечисленных исследований установлено, что вулканогенно-кремнистые образования Анадырско-Корякской зоны приурочены к двум стратиграфическим уровням. Большинство их имеет позднеюрско-палеозойский возраст, а другая часть относится к среднему девону.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Чтобы яснее представить стратиграфо-тектоническую позицию вулканогенно-кремнистых образований Анадырско-Корякской зоны, кратко остановимся на ее геологическом строении. Эта задача в значительной мере упрощается благодаря монографиям М. А. Пергамента (1961), Б. Х. Егиазарова и др. (1965), Г. П. Авдейко (1968) и целому ряду сбор-

ников, среди которых особое место принадлежит «Трудам совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР», опубликованным в 1959 г.

Наиболее широко распространены в рассматриваемой зоне отложения мелового возраста. Выходы палеозойских и нижнемезозойских пород сравнительно редки и приурочены в основном к ядрам крупных антиклинальных структур и поднятым тектоническим блокам в Пежинском хребте, на правобережье р. Майи и в северо-восточной части Корякского нагорья. Из них наиболее древние, видимо, метаморфические сланцы янданайской свиты (более 500 м), известные на северо-востоке Корякского нагорья, и метаморфические породы Пежинского хребта (более 1700 м).

В Понтонейских горах вскрываются филлитовидные сланцы, песчаники и алевролиты мощностью около 620 м с линзами известняков, в которых содержатся остатки трилобитов, брахиопод и стеблей криноидей ордовик-силурийского возраста (Мигович, 1963). По мнению Л. Г. Пономаревой и Н. Д. Добрецова (1966), эти известняки могут быть блоками или клиппенами в нижнекаменноугольных отложениях.

В Таловских горах и на правобережье р. Майи известны вулканогенно-кремнистые отложения (диабазы, спилиты, прослои яшм, туфопесчаников и кристаллических известняков) девонского возраста. Мощность их, по данным А. Ф. Михайлова (1959), достигает 900 м.

Выше, с базальными конгломератами в основании, несогласно залегают филлитовидные сланцы и песчаники нижнего карбона мощностью до 2100 м. В них, как полагают Л. Г. Пономарева и Н. Д. Добрецов (1966), содержатся клиппены известняков среднедевонского возраста, а в Понтонейских горах, как отмечалось выше, клиппены известняков ордовик-силурийского возраста. Аналогичные терригенные породы нижнедевонского возраста отмечаются в Усть-Бельских горах.

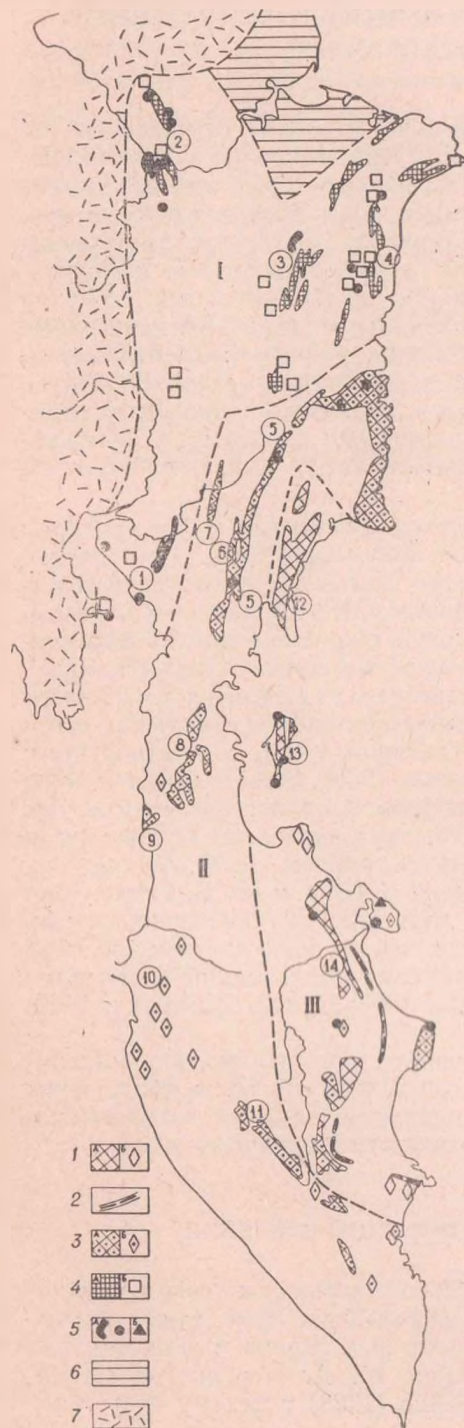


Рис. 1. Распространение кремнисто-вулканогенных формаций в Корякско-Камчатской области.

1-4 — площади распространения (А) и отдельные выходы (Б) кремнисто-вулканогенных формаций. 1, 2 — верхняя и нижняя формации палеогено-неогенового возраста, 3 — формации сенонского возраста, 4 — формации позднеюрско-валлажинского возраста, 5 — ультраосновные (А) и основные (Б) интрузии, 6 — Эскимосский массив, 7 — Охотско-Чукотский вулканический пояс. Тектонические зоны: I — Анадырско-Корякская, II — Ветвейско-Камчатская; III — Восточно-Камчатская. Цифры в кружочках обозначают номера районов, упомянутых в тексте.

Кроме того, в северо-восточной части Корякского нагорья (Русakov, Егизаров, 1959; Егизаров, 1963; Егизаров и др., 1965) выделяется хатурская толща, представленная яшмами, яшмо-кварцитами и подчиненными покровами зеленокаменно-измененных основных эффузивов и их туфов. В рифогенных известняках, приуроченных к верхней части толщи, содержится фауна раннекаменноугольного возраста. Теми же авторами в центральной и восточной частях Корякского нагорья выделяется наанкийская толща аналогичного строения с остатками среднекаменноугольно-пермской фауны в известняках. Однако Ю. Б. Гладенковым (1963, 1964) установлено, что известняки с фауной, на основании которых определен возраст указанных свит, представляют собой клиппены, вытянутые в цепочки согласно с простираем вмещающих их кремнисто-вулканогенных толщ позднеюрско-валанжинского возраста.

Отложения раннепермского возраста мощностью около 500 м отмечаются в Пенжинском хребте, где они трансгрессивно залегают на гипербазитах и габбро Калисимиткинского массива (Пономарева, Добрецов, 1966). Здесь же выделяются и достоверные верхнепермские слои мощностью до 250 м, несогласно залегающие на нижнекаменноугольных породах.

Отложения мезозойского возраста вплоть до верхней юры пользуются крайне незначительным распространением. Терригенные породы верхнего триаса выделяются на северо-востоке Корякского нагорья, а верхнетриасово-среднеюрские (?) — в бассейне р. Ваеги. Последние содержат клиппены известняков среднего и верхнего девона (Кайгородцев, 1963). Выходы триасовых туфо-терригенных пород в тектоническом блоке известны на побережье Пенжинской губы.

Отложения юрской системы наиболее полно развиты в Понтонейских горах. Здесь в составе нижней юры выделяется анадыркуульская свита, залегающая с угловым несогласием на нижнекаменноугольных породах (Мигович, 1963). Свита сложена песчано-алевролитовыми породами общей мощностью 360 м. Среднеюрские отложения (чахматкуульская свита) мощностью 350 м залегают согласно на породах нижней юры и состоят преимущественно из песчаников с редкими прослоями алевролитов.

Мощные толщи пород нижнего мела вместе с верхними горизонтами верхней юры распространены достаточно широко и включают отложения всех ярусов, причем фациальный состав их, палеонтологическая характеристика и общие закономерности распространения довольно хорошо поддерживаются на всей обширной территории Анадырско-Корякской зоны (Лвдейко, 1966, 1968). В основании разрезов выделяется интересующий нас комплекс вулканогенно-кремнистых и терригенных пород позднеюрско-валанжинского возраста общей мощностью до 4000 м.

Отложения готеривского, барремского и аптского ярусов распространены менее широко и приурочены к синклиориям. Готерив-баррем (мощностью до 1150 м) в основном терригенный, а в составе апта (1200 м) большую роль играют вулканогенные породы (туфобрекчии андезитобазальтов).

Альбские отложения местами с угловым несогласием залегают на валанжинских и более древних породах, а местами имеют согласные взаимоотношения с породами аптского яруса. В большинстве районов альб представлен морскими фациями, а в бассейне р. Великой — континентальными. Общая мощность альбских отложений достигает 4200 м.

Отложения верхнего мела, наряду с нижнемеловыми, преобладают в строении этой территории, всюду с угловым несогласием перекрывая различными своими горизонтами нижнемеловые и более древние породы. В одних случаях это отложения сеномана, в других — турона или нижнего сенона. Верхний мел представлен в основном морскими фациями. Менее широко по площади и по времени распространены континентальные фации. Наиболее полные разрезы верхнего мела описаны М. А. Пер-

гаментом (1961) на восточном побережье Пенжинской губы, где выделяются отложения всех ярусов верхнего мела, за исключением датского. Мощность их достигает 4800 м.

Палеогеновые и неогеновые образования приурочены в основном к Опухско-Пекульнейскому, Параспольскому и Пенжинскому прогибам, где они несогласно залегают на подстилающих породах и как морскими, так и лагунно-континентальными породами. Среди континентальных пород широко распространены вулканогенные фации. Палеоген, как правило, представлен отложениями олигоцена; сравнительно реже — палеоцена и эоцена. Наибольшие мощности зафиксированы в пределах Опухско-Пекульнейского прогиба (палеоген до 1300 м, неоген около 8000 м). Внутри палеоген-неогеновых толщ наблюдаются перерывы в осадконакоплении между эоценом и олигоценом, нижним и средним миоценом, средним и верхним миоценом и в конце неогена.

Отложения четвертичной системы залегают практически горизонтально с резким угловым несогласием на подстилающих породах. В их составе выделяются андезиты и базальты ранне-среднечетвертичного возраста и рыхлые верхнечетвертичные и современные осадки.

В истории тектонического развития Корякско-Анадырской зоны четко выделяется два крупных периода: 1 — период до заложения геосинклинали Анадырско-Корякской зоны, или период до главного геосинклинального этапа развития*; 2 — период существования геосинклинали и превращения ее в складчатую систему. В первом периоде С. М. Тильман (1967) выделяет в свою очередь собственно геосинклинальный этап (ордовик — ранний карбон), орогенный этап (поздний палеозой) и этап стабилизации (ранний мезозой) с образованием «особых структурных форм (нейтралид)». Нижнемезозойские отложения выделяют еще под названием квазиplatformенного основания кайнозойских складчатых областей (Белый и др., 1964). Все палеозойские и нижнемезозойские отложения до юры включительно входят в состав комплекса основания.

Второй период, или главный геосинклинальный этап развития, начался в конце поздней юры (Белый и др., 1964; Авдейко, 1966; Тильман, 1967) образованием единого комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций. Выделяются три стадии развития, каждая с собственным набором формаций. Этот вопрос более детально будет рассмотрен ниже.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Таловские горы и полуостров Елистратова

В Таловских горах (рис. 1, 1)** вулканогенно-кремнистые образования объединены в кингивеевскую свиту, выделенную А. Ф. Михайловым и И. Е. Заединовой (1960) при изучении Куюльского гипербазитового массива. Наиболее полно отложения ее развиты на правом берегу р. Мяс-Лекасын, где они протягиваются полосой восток-северо-восточного направления, обнажаясь в виде отдельных часто гривообразных выходов. На юге свита прорвана гипербазитами Куюльского массива, и потому нижняя граница ее нигде не наблюдалась. В северной части она согласна перекрывается туфо-терригенными породами мялекасынской свиты валанжинского возраста (Авдейко, 1966). В сопоставлении разрезов правого берега р. Мяс-Лекасын (рис. 2) отложения кингивеевской свиты пред-

* Термин «главный геосинклинальный этап» приводится в значении, принятом в работе М. В. Муратова (1964).

** Здесь и далее вторая цифра (полужирная) означает номер района в кружочках на рис. 1.

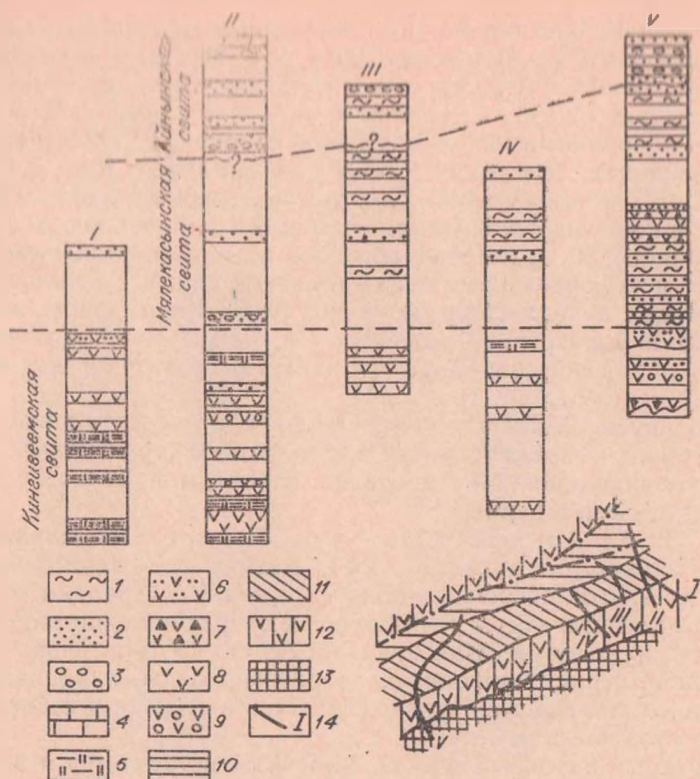


Рис. 2. Сопоставление разрезов терригенных и вулканогенно-кремнистых образований нижнего мела бассейна р. Мялекасын (по Г. П. Авдейко, 1968, с некоторыми упрощениями). Номера колонок соответствуют номерам разрезов на геологической схеме-врезке.

1 — алевролиты и аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — яшмы и яшмовидные породы; 6 — туфы псаммитовые; 7 — туфы агломератовые; 8 — спилиты; 9 — миндалекаменные порфириды; 10 — айныцкая свита (альб); 11 — мялекасыйнская свита (валанжин); 12 — кингивеевская свита (верхняя юра); 13 — гнейсбазиты, габбро; 14 — линии разрезов.

ставлены спилитами, миндалекаменными диабазами и их туфами, а также яшмами и яшмовидными породами общей видимой мощностью до 1100 м, сосредоточенными в основном в нижней половине разреза. Выходы спилитов повсеместны. Туфы и туффиты сравнительно редки. Возможно, туфо-терригенные образования играют несколько большую роль в разрезах, но они обнажены значительно хуже, чем спилиты и особенно яшмы. Видимая мощность вскрывающихся горизонтов спилитов и миндалекаменных диабазов достигает 20 м, яшм и яшмовидных — 7, а туфов и туфобрекчий 20—25 м. В отдельных случаях чередуются прослой спилитов мощностью до 3 м с псаммитовыми и алевропелитовыми туфами мощностью до 5—7 м. Видимая мощность таких пачек в разрезах достигает 150 м. Яшмы и спилиты ассоциируют (см. разрез II на рис. 2), наблюдается непосредственное залегание спилитов на яшмах. Туфобрекчии мощностью до 20 м встречаются вместе со столь же мощными потоками спилитов. Небольшие прослой спилитов и спилитовых порфиритов до 5 м мощностью есть внутри туфо-терригенных отложений вышележащей мялекасыйнской свиты.

Вместе с тем известны разрезы кингивеевской свиты, почти сплошь сложенные спилитами и диабазами. Один из таких разрезов описан В. П. Похиалайненом, В. П. Василенко и Л. А. Егоровым в верховье р. Кингивеем. «Снизу вверх по разрезу наблюдаются: 1. Спилиты минда-

лекарственные, сильно брекчированные; миндалины выполнены халцедоном, кальцитом и цеолитами. Мощность 200 м. 2. Спилиты и диабазы с зелеными и мясо-красными яшмами в виде оторочек вокруг шаровых отделенностей, мощностью 330 м. 3. Диабазы мелко- и крупнозернистые; по многочисленным трещинам в них развиваются кварцевые, цеолитовые и карбонатные прожилки. Мощность 120 м» (Похиалайнен, 1967, с. 90).

В береговых обрывах п-ова Елистратова вскрывается только самая верхняя часть кингвеевской свиты, состоящая из пачек кератофилов видимой мощностью 90 м, которые согласно перекрываются туфогенными песчаниками и туфобрекчиями мялекасынской свиты с ранневаланжинским комплексом ауцелл (Авдейко и др., 1966). Кератофиры, возможно, присутствуют и в разрезах Таловских гор, однако они не обнаружены из-за слабой обнаженности. Приведем краткую характеристику основных типов пород.

Спилиты представляют собой породы с интерсертальной, реже с пойкилоофитовой, микродиабазовой, вариолитовой структурами. Для них характерен следующий набор минералов: альбит, моноклиный пироксен, хлорит, пренит, сфен и рудный.

Альбит (4—5% An) в спилитах — это, обычно, сдвойникованные лейсты, количество которых доходит до 40%. Размеры по длинной оси варьируют от 0,1 до 0,8 мм, отношения ширины к длине составляют от 1 : 10 до 1 : 20. Нередко лейсты имеют расплывчатые очертания с растворенными в основной массе концами. Как правило, лейсты относительно меньших размеров, чаще серицитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, при этом не наблюдается закономерностей в степени и избирательной способности вторичных изменений.

Моноклиный пироксен (рис. 3, 1—3, 5, 8) встречается в виде идиоморфных довольно свежих зерен, пластинок, иногда изогнутых коротких призм. Размеры выделений не постоянны — от 0,05 до 0,3 мм. Характерно двойникование по призматическим граням (см. рис. 3, 1, 2). Пироксен представлен авгитом $+2V=48-52^\circ$, $cNg=36-40^\circ$, $\Delta=0,024-0,030$. Отмечен метелковидный агрегат. Такие метелковидные пироксены встречаются в новозеландских спилитах (Батти, 1963а), в одном случае (шл. 339, см. рис. 3, 4) выявлен опациitized пироксен.

Хлорит (пирохлор, пеннин) вместе со сфеном развивается по стеклу основной массы, а с пренитом самостоятельно выполняет радиально-лучистыми агрегатами миндалины и прожилки. Повсеместны чешуйки хлорита вдоль трещин спайности и по периферии лейст альбита, реже пироксена. Встречается избирательная хлоритизация лейст плагиоклаза по ядру (см. рис. 3, 6, 7).

Рудный минерал (до 3—10%) характеризуется неправильными очертаниями, отмечаются ромбовидные, квадратные и прямоугольные разрезы.

Структурные вариации спилитов обусловлены взаимоотношениями плагиоклаза и пироксена, количественными соотношениями кристаллов и основной массы. При этом указанные вариации нередки в пределах одного образца. Интерсертальные структуры характеризуются беспорядочным расположением лейст плагиоклаза и зерен пироксена, интерстиции между которыми выполняет хлорит, развивающийся по стекловатому базису, который составляет 40—60% всей породы. Среди кристаллической фазы преобладает плагиоклаз (до 40% всей породы), количество пироксена доходит до 10—15%. Размеры лейст плагиоклаза колеблются с постепенными переходами от 0,1 до 0,8 мм, а у пироксена не превышают 0,2 мм. Пойкилоофитовые взаимоотношения в спилитах подчеркиваются включением беспорядочных лейст альбита в крупные изометрические зерна пироксена, причем степень идиоморфизма плагиоклаза выше. Участки с микродиабазовой структурой отличаются распространением среди лейст плагиоклаза относительно крупных зерен пироксенов.

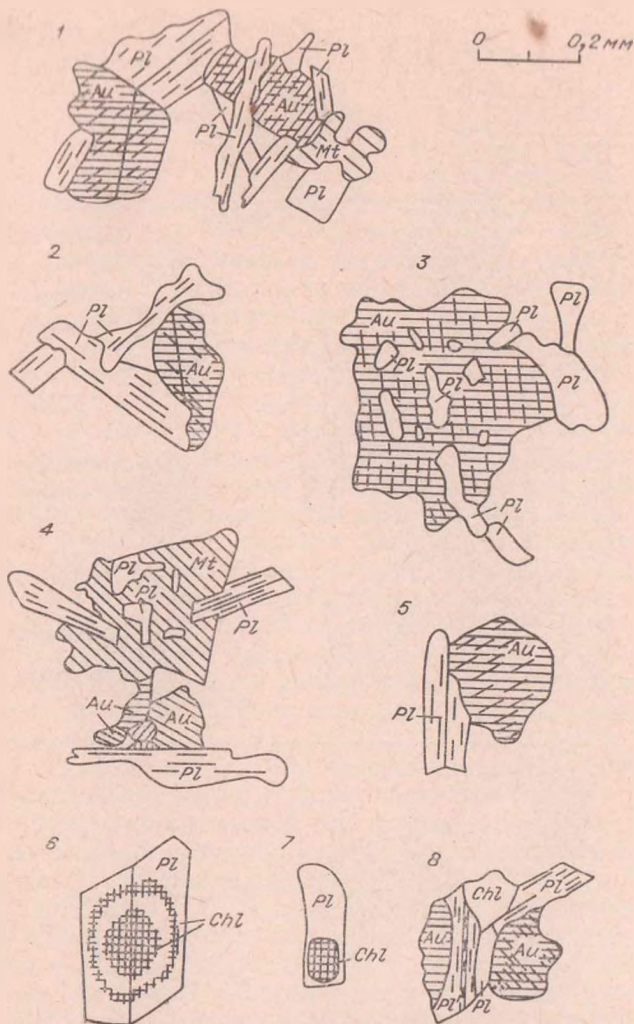


Рис. 3. Структурные взаимоотношения минералов в спилитах Таловских гор.
Pl — плагиоклаз, Au — авгит, Mt — рудный минерал, Chl — хлорит.

В основной массе встречаемых вариолитовых структур присутствуют сферолиты, вариоли до 0,2 мм, выполненные хлоритом, карбонатом или различно ориентированными микролитами плагиоклаза и зерен пироксена.

Андезитовые порфиры отличаются порфировыми структурами. В качестве фенокристаллов включают плагиоклаз (до 25%) и пироксен (до 10%). Слабо и интенсивно измененные вкрапленники погружены в разложившуюся стекловатую массу со спилитовой структурой.

Плагиоклаз фенокристаллов представлен в виде таблиц 0,2—4 мм с четкими кристаллографическими очертаниями, нередко образует гломеропорфировые выделения (рис. 4, 1—4). Зонален. Двойники простые, с широкими двойниковыми полосками. Характерно развитие по плагиоклазу хлорита, кальцита, соссюрита (см. рис. 4, 1—6). При этом даже в одном образце есть частичные (избранные) и полные псевдоморфозы. В отдельных случаях по реликтам устанавливается состав первоначального плагиоклаза — 30—55% An.

Моноклинный пироксен вкрапленников идиоморфен, имеет размеры до 0,2 мм, образует скопления. Часто сдвойникован (см. рис. 4, 8). От-

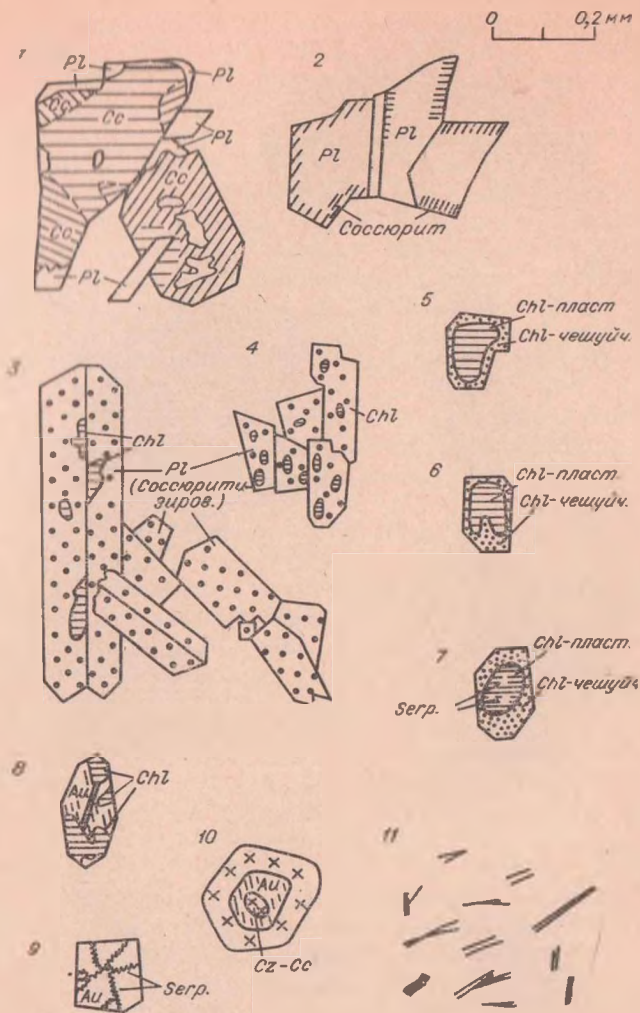


Рис. 4. Структурные взаимоотношения минералов в андезитовых порфиритах.

Pl — плагноклаз, Au — авгит, Cc — кальцит, Chl — хлорит, Cz—Cc — цизито-кальцитовая смесь, Serp — серпופит.

дельные индивиды — со слабо развитой «фигурой песочных часов». Пироксен представлен авгитом $+2V=58^\circ$, $cNg=40^\circ$, $\Delta=0,030$. Наряду со свежими выделениями авгита в одном шлифе встречаются фенокристаллы, полностью или частично замещенные хлоритом или кальцитом, серпופитом (см. рис. 4, 7—10). В свежих разностях нередко включения буроватого стекла, рудного минерала.

Основная масса с гиалопилитовой структурой характеризуется беспорядочно разброшенными микролитами плагноклаза размерами $0,15 \times 0,01$ мм (см. рис. 4, 11). Микролиты едва намечаются на фоне основной массы представленной карбонат-халцедон-хлоритовым агрегатом. Довольно редко в основной массе встречаются округлые миндалины, выполненные хлоритом и кальцитом.

Кератофиры имеют порфировую структуру. Вкрапленники, составляющие до 10—15% породы, представлены только альбитом № 2—5, который обычно пелитизирован. Основная масса состоит из кварц-кальцинат-альбитового агрегата с подчиненным количеством эпидота, магнетита и хлорита. Структура основной массы трахитоидная.

Туфы характеризуются преобладанием среднеобломочных (псаммитовых) и мелкообломочных (алевритовых) разностей; агломератовые туфы сравнительно редки. По составу туфы обычно литокластические и кристаллолитокластические. Крупные обломки обычно сильно измененные эффузивы, среди которых иногда удается различить спилиты и кераитофиры. Среди мелких обломков преобладают плагиоклазы и кварц. Основная цементирующая масса — пелитовое вещество, почти нацело карбонатизированное или хлоритизированное.

Яшмы и яшмовидные породы весьма характерны для отложения кингивеевской свиты. Цвет их сургучно-красный и мясо-красный, иногда зеленоватый. Сложены они криптокристаллическим кварцем с гематитом, реже хлоритом. Остатки радиолярий и их реликты встречаются довольно часто. Породы сильно трещиноваты, и жилки молочно-белого кварца создают густую сеть.

Подробное обоснование позднеюрско-валанжинского возраста кремнисто-вулканогенных отложений кингивеевской свиты дано нами в предыдущих работах (Авдейко, 1966, 1968; Авдейко и др., 1966). Возраст их уверенно определяется по находке остатков ауцелл в туфо-терригенных прослоях и на основании согласного залегания отложений мялекасын-ской свиты, нижние горизонты которой по остаткам ауцелл датируются ранневаланжинским (берриасовым) возрастом (Авдейко, 1968). Мощ-ность кингивеевской свиты (1100 м), соизмеримая с мощностью мялека-сын-ской свиты (1500 м) и с максимальной мощностью валанжинских от-ложений Анадырско-Корякской зоны (2000 м), с учетом примерно одина-ковой скорости осадконакопления позволяет, видимо, нижний возрастной предел кингивеевской свиты ограничить волжским веком поздней юры.

Как уже отмечалось, согласно залегающие выше терригенные обра-зования мялекасын-ской свиты содержат прослои туфов и спилитов, ана-логичных таковым кингивеевской свиты. Между туфо-терригенными от-ложениями и кремнисто-вулканогенными образованиями мялекасын-ской свиты возможны фациальные взаимопереходы.

А. Ф. Михайловым и И. Е. Заединовой (1960) подмечена тесная ас-социация кремнисто-вулканогенных образований с гипербазитами и габ-бро. По данным М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко (1960), гипербазит-овые массивы вытянуты полосой северо-восточного направления (Ку-юльский гипербазитовый пояс) в соответствии с простираем складчат-ых толщ. Наиболее крупным массивом является Куюльский, вытянутый на 60 км при максимальной ширине 12 км. Гипербазиты обычно проры-вают кремнисто-вулканогенные образования кингивеевской свиты и от-ложения мялекасын-ской свиты (валанжин). На юго-западе они контак-тируют с терригенными породами готерив-барремского возраста (свита «Маметчинских гор»), которые ранее относились к апт-альбу. На кон-тактах гипербазита габбро и вмещающие породы брекчированы. Гипер-базитовые массивы обычно представлены аногарцбургитовыми серпенти-нитами, перидотитами, реже лерцолитами и верлитами (Богидаева, Матвеевко, 1960). Наблюдаются дайкообразные тела пироксенитов в перидотитах. Габбро образуют собой тела внутри гипербазитовых масси-вов. В одних случаях габбро моложе гипербазитов, в других — древнее (Богидаева, Матвеевко, 1960).

Хребет Пекульней

Кремнисто-вулканогенные образования хр. Пекульней (см. рис. 1, 2) подробно описаны Г. Г. Кайгородцевым (1961, 1966). Из вулканогенных пород распространены диабазы, спилиты, вариолиты и их туфы, реже ан-дезитовые порфириды и альбитофиры; из кремнистых представлены крем-нисто-гематитовые, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, а также

яшмы. Кроме того, в разрезах встречаются туффиты, песчаники, алевролиты, гравелиты и линзы пелитоморфных известняков. Общая мощность, по последним данным Г. Г. Кайгородцева (1966), достигает 3000 м.

Характер распределения по разрезу вулканогенных и кремнистых образований несколько отличен от такового в Пенжинском хребте. Здесь вулканогенные породы тяготеют в основном к нижней части разреза, а кремнистые — к верхней. В собственно вулканогенных породах также отмечается некоторая дифференциация: пирокластические породы преобладают в основании вулканогенных разрезов, а эффузивные — вверху. Кислые разновидности вулканогенных пород (альбитофиры и их туфы) встречаются вместе со спилитами, но обычно приурочены к верхним горизонтам разрезов. Как правило, спилиты, вариолиты и альбитофиры залегают среди агломератовых туфов. Встречаются типично шаровые лавы спилитов. Величины подушек и шаров колеблются от 0,15 до 2 м. Промежутки между шарами и подушками заполнены яшмовидными породами или плотными лавами. Происходит изменение фациального состава и по площади. В южной части хребта существенную роль играют пирокластические породы, среди которых имеются прослои терригенных пород и пелитоморфных известняков. Севернее наблюдается увеличение количества лав спилитов и диабазов. В разрезах появляются также пласты яшм и яшмо-кварцитов, которые переслаиваются то со спилитами, то с туфами. В центральной и северной частях хр. Пекульней вновь уменьшается количество лав. По петрографической характеристике вулканогенно-кремнистые образования хр. Пекульней почти не отличаются от аналогичных образований Таловских гор.

Кремнисто-вулканогенные отложения в хр. Пекульней являются наиболее древними, и потому нижняя граница их не вскрыта. Валанжинский возраст их определяется находками средневаланжинских ауцелл в известняках (Кайгородцев 1961). Возможно, нижний возрастной предел их приходится на конец поздней юры, как и в Таловских горах.

Терригенные и вулканогенно-кремнистые образования валанжинского возраста согласно перекрываются готеривскими терригенными отложениями. Как и в Таловских горах, вулканогенно-кремнистые породы тесно ассоциируют с гипербазитами и габбро. В составе гипербазитов установлены дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты, серпентиниты и горнblendиты. Отмечается пространственная разобщенность габбро и гипербазитов, но иногда в пределах одного массива наблюдаются постепенные переходы от габбро до пироксенитов и перидотитов.

Бассейн р. Великой

По данным О. П. Дундо (Дундо, Жамойда, 1963; Егназаров и др., 1965), в бассейне р. Великой (см. рис. 1, 3) отмечаются хорошие разрезы вулканогенно-кремнистых и терригенных образований. В их нижней части выделяется талякаурхынская толща мощностью 850 м, сложенная преимущественно терригенными породами с остатками ауцелл. Терригенные породы в верхних горизонтах талякаурхынской толщи местами фациально замещаются миндалекаменными базальтами и туфами основных эффузивов. Эту толщу О. П. Дундо относит к самым верхним горизонтам верхней юры. Согласно залегающую выше койвэрэланскую свиту мощностью до 800 м он подразделяет на три толщи: нижнюю — вулканогенно-кремнистую, среднюю — терригенную и верхнюю — вулканогенно-кремнистую. В терригенных породах содержатся остатки валанжинских ауцелл. Вулканогенно-кремнистые породы представлены преимущественно яшмами, туфами и туффитами с прослоями известняков. Местами они фациально замещаются базальтами, андезитовыми порфиритами, кераатофирами и туфами основного состава. Кремнистые и карбонатные породы в этом случае присутствуют в подчиненном количестве.

В целом в составе вулканогенно-кремнистых отложений бассейна р. Великой эффузивные породы играют резко подчиненную роль, в большом количестве присутствуют терригенные породы. Значительное место принадлежит также кремнистым образованиям, встречается согласное залегание вулканогенно-кремнистых отложений на терригенных породах, относимых по возрасту к концу поздней юры. Между кремнисто-вулканогенными и терригенными породами отмечаются фациальные взаимопереходы. Кремнисто-вулканогенные отложения согласно перекрываются терригенными породами конгыгаирской свиты конца валанжина — готерива (?).

В бассейне р. Великой также наблюдается пространственная приуроченность гипербазитовых массивов к выходам вулканогенно-кремнистых образований. Одним из таких массивов является Тамватнэйский, сложенный в основном пироксеновыми и пироксенсодержащими оливинитами. В состав массива включаются мелкие тела пегматоидных габброидов.

Бассейн р. Хатырки

Кремнисто-вулканогенные образования бассейна р. Хатырки (см. рис. 1, 4) наиболее подробно описаны Ю. Б. Гладенковым (1963). В их составе — яшмы, кремнистые сланцы, спилиты, палеотипные базальты и их туфы, а также терригенные породы с линзами перекристаллизованных известняков. Мощность кремнисто-вулканогенной толщи достигает 1500 м. Ее нижняя часть (500 м) сложена преимущественно яшмами, средняя (250—300 м) — вулканогенными образованиями, а выше вновь следуют яшмы (400 м) и переслаивающиеся кремнисто-вулканогенные породы (300 м). Здесь же расположены разрезы, сложенные в основном терригенными породами, алеволитами и песчаниками, часто с примесью пирокластического материала, в которых есть прослойки кремнистых и пирокластических пород и линзы известняков. Терригенные породы занимают более высокое стратиграфическое положение, чем вулканогенно-кремнистые, но между ними наблюдаются фациальные взаимопереходы. В целом весь этот комплекс объединен Ю. Б. Гладенковым в пекульнейскую серию. Возраст серии по находкам ауцелл позднеюрско-валанжинский. На основании того, что на двух разобщенных участках обнаружены известняки с палеозойской фауной, вулканогенно-кремнистые образования района относились к палеозою. Сейчас Ю. Б. Гладенковым убедительно доказан их позднеюрско-валанжинский возраст. Известняки же являются, видимо, экзотическими телами (клиппенами).

Здесь, так же как и в перечисленных районах, к кремнисто-вулканогенным образованиям пространственно приурочены интрузии ультраосновных пород — перидотитов, пироксенитов и серпентинитов, а также габброидов и плагиогранитов. Интрузии прорывают отложения пекульнейской серии и перекрываются сенонскими толщами.

Аналогичные разрезы кремнисто-вулканогенных толщ совместно с терригенными наблюдаются и в других районах Анадырско-Корякской зоны (см. рис. 1). Они почти не отличаются от описанных выше кремнисто-вулканогенных образований, и потому нет надобности останавливаться на их характеристике.

ВЫВОДЫ

Сравнительный анализ кремнисто-вулканогенных и терригенных отложений позднеюрско-валанжинского возраста позволяет выявить следующие общие особенности их состава, а также пространственного и стратиграфического положения.

1. В целом во всех этих районах кремнисто-вулканогенные и терригенные образования представляют собой естественные парагенетические ассоциации горных пород, связанные между собой постепенными переходами как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. В связи с этим в пределах Анадырско-Корякской зоны можно выделить единый комплекс вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций позднеюрско-валанжинского возраста мощностью до 4000 м. Отмечается фациальное замещение существенно вулканогенных типов разрезов с наличием спилитов, диабазов, кератофиров и их туфов терригенными. В целом наблюдается как абсолютное, так и относительное увеличение количества кремнисто-вулканогенных пород и уменьшение терригенных по мере удаления от мезозойд Северо-Восточного Приколымья, которые были основным поставщиком терригенного материала. В вертикальном распределении намечается следующий ряд формаций (спизу вверх): терригенные, кремнисто-вулканогенные, терригенные. Эта закономерность затухает в тех случаях, когда вулканогенно-кремнистые образования фациально замещаются терригенными. Терригенные формации основания этого ряда отмечаются лишь в бассейне р. Великой, а в остальных районах они, видимо, не вскрыты.

2. Состав вулканогенных пород во всех районах в целом одинаков: спилиты, диабазы, спилитовые и базальтовые порфириды, туфы различного состава, реже кератофиры (альбитофиры), т. е. породы спилито-кератофировой группы формаций, в основном спилито-диабазовой. С ними парагенетически связаны яшмы, яшмовидные породы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. Количественные соотношения кремнистых и вулканогенных пород в разрезах различные. В хребтах Пенжинском и Пекульней вулканогенные компоненты резко преобладают над кремнистыми (в соотношении 5:1), в бассейне р. Великой вулканогенные и кремнистые составляющие разрезов примерно равны, а в бассейне р. Хатырки кремнистые породы преобладают над вулканогенными (в соотношении 1:2).

Различный характер соотношения кремнистых и вулканогенных компонентов объясняется, видимо, двумя причинами: удаленностью от источников сноса терригенного материала, с одной стороны, и удаленностью от зон интенсивного вулканизма — с другой. Основным поставщиком терригенного материала в начале мелового периода была, видимо, поднимающаяся область мезозойской складчатости. В наиболее близких к источнику сноса районах (хребты Пенжинский и Пекульней) кремнистые породы развиты слабее, чем в наиболее удаленных (бассейн р. Хатырки).

В пограничных с мезозойдами районах (Мургальский антиклинорий) отложения конца поздней юры — валанжинца представлены преимущественно терригенными породами, и лишь в верхней части разреза наблюдаются прослойки андезитов (Егиазаров и др., 1965). Кремнистые породы здесь отсутствуют.

Судя по парагенетическому комплексу вулканогенных и кремнистых пород, развитых в пределах Анадырско-Корякской зоны, их можно отнести к вулканогенно-кремнистой группе формаций первого рода (по Н. С. Шатскому, 1954).

3. Вулканогенно-кремнистые формации занимают строго определенное возрастное положение от самого конца поздней юры до валанжина включительно. Почти во всех случаях возраст их уверенно определяется по остаткам ауцелл. Встречающиеся в яшмах радиолярии пока трудно использовать для точной возрастной привязки (Авдейко, 1966). В указанных пределах возраст непосредственно кремнисто-вулканогенных толщ может варьировать в зависимости от их соотношения с терригенными.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ВЕТВЕЙСКО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ

На обширной территории Западной и Центральной Камчатки от южной части Корякского нагорья на севере до южной оконечности Срединного хребта распространены вулканогенно-кремнистые образования сенонского возраста (см. рис. 1). Наиболее крупное поле их развития отмечается на юге Корякского нагорья, где они слагают большую часть хребтов Ветвейского, Олюторского и Ватын и выделяются под названием ватынской свиты. К северо-западу от Ветвейского хребта, в бассейне р. Ванэат, вскрываются вулканогенные образования эссовеемской свиты. В более южных районах вулканогенно-кремнистые толщи объединяются в ирунейскую серию, а вулканогенные породы, вскрывающиеся в бассейнах рек Кирганик и Хайрюзовой, — соответственно в кирганикскую серию и хайрюзовскую свиту.

По составу и строению вулканогенно-кремнистые толщи близки к описанным выше вулканогенно-кремнистым формациям позднеюрско-валанжинского возраста Анадырско-Корякской зоны. Вулканогенные породы представлены спилитами, диабазами, спилитовыми и базальтовыми порфиритами, туфами различного состава, реже кератофирами, а кремнистые — яшмовидными породами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. В некоторых районах отмечается тесная ассоциация их с интрузиями ультраосновного и основного состава.

Сенонский возраст вулканогенно-кремнистых формаций в большинстве районов определяется довольно уверенно по находкам иноцерамов в осадочных частях разрезов.

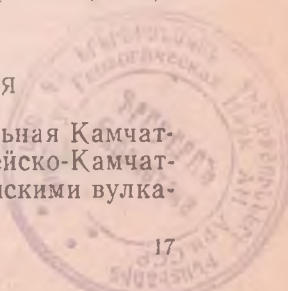
1090
Первые указания о наличии зеленокаменно-измененных вулканогенно-осадочных пород в пределах рассматриваемой территории появляются со времен экспедиции К. Дитмара (1851—1855 гг.). Он обнаружил зеленокаменные породы в районе г. Петропавловска. С. Ф. Машковцевым и П. В. Чуриным (1914 г.) на юге Ветвейского хребта описаны кремнистые и туфогенные сланцы с остатками мезозойских радиолярий, определенных А. В. Хабаковым.

Более полные сведения о широком площадном распространении и о верхнемеловом возрасте вулканогенно-кремнистых образований получены начиная с 1930 г. в результате работ геологов Нефтяного геологоразведочного института Л. В. Микулича, Б. Ф. Дьякова, М. Ф. Двали и др., а также работ экспедиции Дальневосточного геологического управления под руководством Г. М. Власова. Дальнейшими геологосъемочными и поисковыми работами, проводившимися в основном геологами Камчатского геологического управления, закартированы основные площади развития вулканогенно-кремнистых формаций. В наиболее полном виде эти данные обобщены в «Геологии СССР» (1964).

Несмотря на проявляющийся в последние годы повышенный интерес к вулканогенно-кремнистым формациям, работы, посвященные изучению вещественного состава, структурного положения и условий образования формаций, практически отсутствуют. Эти вопросы в какой-то мере затронуты в работах Г. М. Власова (1964), В. К. Ротмана (1961а, 1963а, б), Л. И. Красного, А. Ф. Михайлова (1966), Н. К. Дмитренко (1969), Г. П. Авдейко, Н. А. Храмова (1969).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Южная часть Корякского нагорья, Западная и Центральная Камчатка, т. е. территория, выделенная нами под названием Ветвейско-Камчатской зоны, сложена в основном верхнемеловыми и кайнозойскими вулка-



ногенно-осадочными образованиями, которые прорваны сравнительно немногочисленными мелкими интрузиями различного состава. Кроме того, довольно обширные площади Ганальского и юга Срединного хребтов заняты метаморфическими образованиями. В связи с тем, что геологическое строение данной территории подробно рассмотрено в сводных работах (Белова, Васильев, Власов и др., 1961; Геология СССР, 1964; Егиазаров, Дуидо и др., 1965), мы считаем возможным в данном разделе рассмотреть лишь основные, с нашей точки зрения, аспекты геологического строения, которые необходимы для выяснения геотектонической и структурной позиции вулканогенно-кремнистых формаций.

Породы метаморфического комплекса Срединного Камчатского массива и Ганальского хребта представлены различными гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, филлитами и другими метаморфическими породами, которые являются продуктами метаморфизма осадочных и вулканогенных пород. Вопрос о возрасте метаморфических пород до сих пор спорен. Существуют две противоположные точки зрения. По первой из них, наиболее полно отраженной в Геологии СССР (1964), породы метаморфического комплекса имеют в основном докембрийско-палеозойский возраст. По мнению М. М. Лебедева (1968) и некоторых других исследователей, возраст метаморфических образований мезозойский в основном позднемеловой, а исходные породы принадлежат к осадочно-вулканогенным формациям, в том числе и спилито-кератофировой группе формаций. Наиболее аргументированной, на наш взгляд, является вторая точка зрения, но это, однако, не исключает, что часть метаморфического комплекса может иметь более древний возраст.

Широким и повсеместным распространением пользуются породы позднемелового возраста. Они входят в состав единого комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций мощностью до 6000 м. За исключением метаморфических пород, они являются наиболее древними геологическими образованиями для рассматриваемой территории, и поэтому нижняя граница их нигде не отмечалась. Разрез, как правило, начинается с терригенных образований (омгонская толща, лесновская серия, хозгонская, тавенская и аяонская свиты), которые выше сменяются вулканогенно-кремнистыми породами (ирунейская серия, ватынская и эссоевская свиты). В верхних частях разрезов появляются либо терригенные (энычайская свита), либо вулканогенные отложения (кирганикская серия и хайрюзовская свита). Среди них наиболее древними палеонтологически охарактеризованными слоями являются нижние горизонты омгонской толщи на мысе Омгон с альбской и сеноманской фауны. Нижние горизонты лесновской серии и хозгонской свиты также, возможно, имеют раннемеловой возраст. Породы кирганикской серии предположительно относятся к маастрихт-датскому возрасту (Геология СССР, 1964), а энычайской свиты — к кампан-маастрихту.

Палеогеновые и неогеновые отложения в Ветвейско-Камчатской зоне распространены наиболее широко и представлены как морскими, преимущественно терригенными породами, так и континентальными, в основном вулканогенными образованиями. Рассмотрим характер их разрезов по отдельным тектоническим зонам, используя по преимуществу данные, опубликованные в «Геологии СССР» (1964). Наиболее полные разрезы палеогеновых и неогеновых отложений наблюдаются в пределах Тигильского поднятия, где общая мощность их превышает 10 000 м. Они подразделяются на тигильскую (палеоцен — нижний олигоцен), ковачинскую (средний — верхний олигоцен), воямпольскую (нижний — средний миоцен) и кавранскую (верхний миоцен — плиоцен) серии. Хулгунская свита тигильской серии, занимающая наиболее нижнее стратиграфическое положение, представлена морскими и континентальными терригенными породами мощностью более 1500 м. Взаимоотношения ее с верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми образованиями изучены недостаточно, но

исходя из наличия в базальных конгломератах галек верхнемеловых пород предполагают, что она залегает на верхнемеловых породах несогласно. Возраст ее в основном палеоценовый, но нижние горизонты свиты могут иметь позднемеловой (датский) возраст. Выше предположительно несогласно залегают континентальные, угленосные и морские терригенные отложения напанской свиты (1500 м) и морские отложения снатольской свиты (2500 м). Для последних характерно ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов. Общая мощность тигильской серии превышает 5500 м. Венчающие разрез палеогена отложения ковачинской серии имеют согласный контакт с тигильской серией и представлены в основном переслаиванием морских филлитов и алевролитов мощностью до 2000 м.

Породы воямпольской серии залегают на палеогеновых отложениях местами с резким угловым несогласием, а в ряде случаев — без видимого несогласия. Наблюдается преимущественно однообразное переслаивание морских туфогенных алевролитов, филлитов, песчаников, туфов и опок мощностью до 2700 м. В нижних частях разрезов воямпольской серии (аманинская свита) морские туфотерригенные отложения фациально замещаются вулканогенными (андезиты и туфобрекнии Утхолокского мыса).

Отложения кавранской серии мощностью до 2500 м представлены как морскими, так и континентальными фациями. Они ложатся с угловым несогласием на породы воямпольской серии. В целом облик их более грубый по сравнению с воямпольской, ковачинской и тигильской сериями: обычные конгломераты, гравелиты, песчаники, туфы, особенно это заметно в верхней половине разреза серии. Пронсходит фациальное замещение терригенных отложений вулканогенными.

Таким образом, в пределах Тигильского поднятия отмечается почти непрерывный палеоген-неогеновый разрез морских терригенных осадков частично с континентальными фациями в палеоцене — раннем эоцене и в позднем миоцене — плиоцене. С конца олигоцена в разрезах отмечаются вулканогенный материал и частичное фациальное замещение терригенных отложений вулканогенными.

Неполные и менее мощные разрезы палеоген-неогеновых отложений отмечаются в Паланской впадине и на юго-западном окончании Паропольской впадины. В отличие от разрезов Тигильского поднятия отложения палеоценового возраста, т. е. аналоги хулгунской свиты, здесь неизвестны, а более высокие горизонты тигильской серии (эоцен — нижний олигоцен) представлены менее мощным разрезом (до 1500 м) морских и континентальных, частично угленосных, отложений.

Отложения среднего и верхнего олигоцена (аналоги ковачинской серии) представлены эффузивно-пирокластическими, угленосными и прибрежно-морскими образованиями. Мощность терригенных фаций обычно не превышает 500 м, а вулканогенных достигает 2500 м. Нижний и средний миоцен характеризуются накоплением прибрежно-морских, частично континентальных угленосных и вулканогенных образований, которые резко несогласно с базальными конгломератами в основании залегают на более древних породах. Внутри разреза отмечаются размывы. Мощность отложений нижнего и среднего миоцена, как правило, не превышает 1000—1200 м.

Отложения кавранской серии (верхний миоцен — плиоцен) близки к одновозрастным образованиям тигильского поднятия и отличаются от них несколько большим развитием континентальных угленосных и вулканогенных фаций и меньшей мощностью (до 1000 м). В Большерецкой впадине распространены в основном морские, континентальные и вулканогенные породы неогенового возраста общей мощностью до 4000—5000 м, которые подразделяются снизу вверх на ичинскую (нижний миоцен?), крутогоровскую (средний миоцен) свиты и кавранскую серию (верхний миоцен — плиоцен) с несогласием в основании кавранской серии. Палео-

генотоме отложения — аналоги верхних горизонтов тигильской серии — отмечаются в бассейне р. Ичи, а южнее они неизвестны.

Совершенно иной характер имеют палеогеновые и неогеновые отложения Центрально-Камчатской вулканической зоны, которая в целом совпадает со Срединным хребтом, а на юге Камчатки, южнее Авачинской бухты, выходит к побережью Тихого океана. На всем протяжении этой зоны отложения палеоцена и эоцена неизвестны, а в олигоцене и миоценое развиты существенно вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Они предположительно несогласно залегают на верхнемеловых вулканогенно-кремнистых и вулканогенных породах ирунейской и кирганинской серий. Среди них выделяются анавгайская (верхний олигоцен — средний плиоцен) и алнейская (верхний миоцен — плиоцен) серии. По данным А. Е. Шанцера (1968), вулканогенный комплекс, относимый к алнейской серии, в некоторых районах, в том числе и в стратотипическом разрезе горы Алней, имеет позднеплиоцен-плейстоценовый возраст. В связи с этим А. Е. Шанцер предлагает отказаться от названия алнейской серии и выделять керуковский вулканогенный комплекс (верхний плиоцен-плейстоцен). Наряду с этим выделяется вулканогенный комплекс позднемиоцен-плиоценового возраста. Существенным является тот факт, что вне зависимости от названия в Центрально-Камчатской вулканической зоне распространены вулканогенные аналоги кавранской серии. В составе анавгайской серии наряду с вулканогенными фациями распространены прибрежно-морские терригенные образования с фауной позднего олигоцена — среднего миоцена. Количество морских осадков вверх по разрезу уменьшается. Общая мощность палеоген-неогеновой вулканогенно-осадочной толщи достигает 4000—5000 м. Повсеместно отмечаются два несогласия: внутри анавгайской серии между нижним и средним миоценом и в основании вулканогенных аналогов кавранской серии.

Разрез палеогеновых и неогеновых отложений Паропольской впадины, по которой проходит граница между Анадырско-Корякской и Ветвейско-Камчатской зонами, изучен недостаточно в связи с преобладанием во впадине рыхлых четвертичных образований. На юго-восточном крыле впадины, которое относится к Ветвейско-Камчатской зоне распространен вулканогенный комплекс неогенового возраста мощностью до 1200 м, залегающий непосредственно на вулканогенно-кремнистых образованиях верхнего мела.

При анализе фаций и мощностей палеоген-неогеновых отложений обнаруживаются две ярко выраженные тенденции в характере их распространения.

1. Вкрест простирания структур, с северо-запада на юго-восток, т. е. от Западно-Камчатского прогиба к Камчатско-Корякскому антиклинорию наблюдается сокращение мощностей разрезов и выпадение их отдельных частей. В этом же направлении морские терригенные отложения фациально замещаются вулканогенными прибрежно-морскими и континентальными. В частности, в пределах Камчатско-Корякского антиклинория почти целиком отсутствуют отложения палеоценового возраста, а неогеновые представлены в основном вулканогенными фациями. Причем, по мнению В. К. Ротмана (1963), в позднелигоцен-раннемиоценовое время здесь существовала цепь вулканических островов, а к концу неогена уже сформировался вулканический горный хребет.

2. Аналогичная тенденция и по простиранию зоны. На северо-восток и на юг от Тигильского поднятия также отмечаются более сокращенные разрезы палеоген-неогеновых отложений и частичное фациальное замещение их вулканогенными образованиями.

В четвертичное время для некоторых районов Камчатско-Корякского антиклинория характерна вулканическая аккумуляция, которая является продолжением неогенового вулканизма.

Изложенные данные позволяют присоединиться к ранее высказанному мнению о заложении геосинклинального трога в поздне меловую эпоху (Власов, 1959; 1964; Ротман, 1963; Белый и др., 1964). Доверхнемеловая история развития этой зоны трудно восстанавливаема, так как за исключением пород метаморфического комплекса доверхнемеловые образования неизвестны. По мнению Г. М. Власова (1964), для Камчатки в этот период характерны континентальные условия. Геосинклинальная история этой зоны будет рассмотрена ниже.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Ветвейский хребет

Вулканогенно-кремнистые образования этого района (см. рис. 1, 5—7) изучены попутно при геологосъемочных работах. Наиболее полные сведения о них приведены в работе Б. В. Лопатина, Т. В. Тарасенко, Л. А. Анкудинова (1963). Здесь эти породы входят в состав единого комплекса терригенных и вулканогенно-кремнистых формаций корякской серии, которая подразделяется на следующие свиты: аяонскую, тавенскую, аянкинскую, ватынскую, эсовеевскую и энычайскую. Из них аяонская является наиболее древним стратиграфическим подразделением района. Сопоставление дано на рис. 5. Как видно из приведенной схемы,

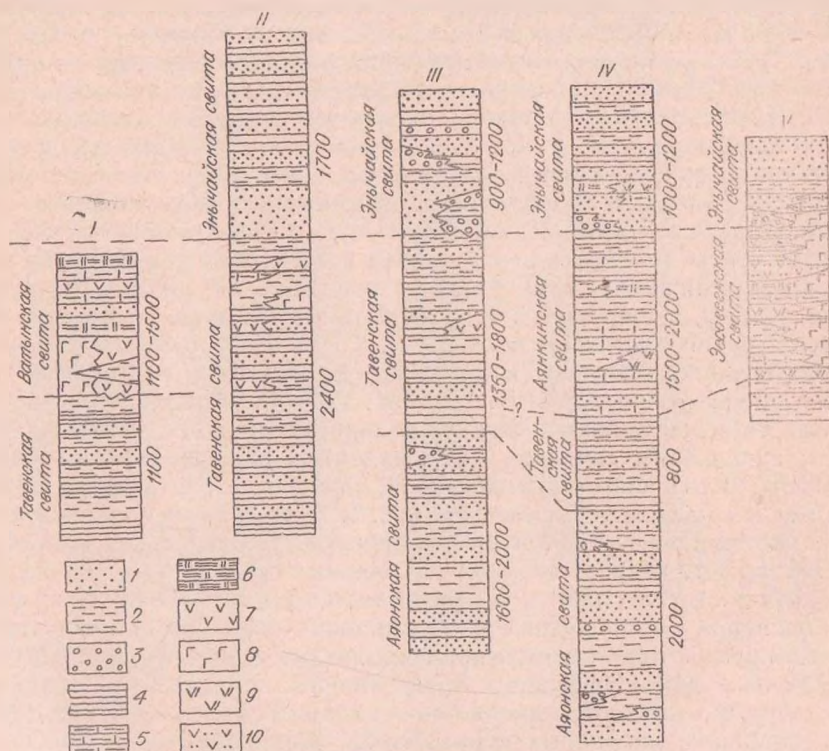


Рис. 5. Сопоставление вулканогенно-кремнистых и терригенных свит корякской серии (по Б. В. Лопатину и др., 1963, с некоторыми упрощениями, мощность — в метрах).

1 — песчаники и туфопесчаники, 2 — алевриты и глинистые сланцы, 3 — конгломераты, 4 — флишное переслаивание песчаников, алевритов и иргиллитов, 5 — туфо-кремнистые породы, 6 — яшмы, кремнистые сланцы; 7 — порфириды, 8 — диабазы, спилиты, 9 — кварцевые и дацитовые порфириды, 10 — туфы, I — правобережье р. Вывенки, II — истоки р. Имлан, III — среднее течение р. Энычайваям, IV — бассейн р. Эуленваям и верхнего течения р. Пахачи, V — среднее течение р. Эсовеев и правобережье р. Ванзат.

собственно вулканогенно-кремнистые образования представлены ватынской и эссоевской свитами. Ватынская в Ветвейском хребте сложена миндалекаменными порфиритами, диабазами, спилитами, разнообразными туфами, яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и туфоогенно-осадочными породами. Б. В. Лопатиным, Т. В. Тарасенко, Л. А. Анкудиновым (1963) приводятся убедительные данные о том, что вулканогенно-кремнистые образования ее в северо-западном направлении, т. е. вкост простирающихся структур, фашиально замещаются туфо-терригенными отложениями верхней половины тавенской свиты. Породы последней еще далее к северо-западу, в бассейне р. Ванэтат, вновь фашиально замещаются вулканогенными образованиями эссоевской свиты, среди которых наряду со спилитами, диабазами и туфами встречаются, правда значительно реже, кварцевые и дацитовые порфиры, кварцевые кератофиры и их туфы. Эти же авторы отмечают также фашиальные взаимопереходы между кремнисто-вулканогенными и терригенными образованиями по простирающемуся структур.

По находкам иноцерамов достаточно уверенно определяется сантонкампанский возраст как для ватынской, так и для эссоевской свиты. Вулканогенно-кремнистые образования обеих согласно подстилаются терригенными породами аяонской свиты и нижней половины тавенской. Мощность собственно вулканогенно-кремнистых пород достигает 1500 м, а всего сенонского комплекса — 6000 м.

Для ватынской свиты характерно значительное изменение фашиального состава, но четкой закономерности в распределении по разрезам вулканогенных, терригенных и кремнистых компонентов не отмечается. По данным Б. В. Лопатина и др. (1963), на правом берегу среднего течения р. Вывенки ватынская свита подразделяется на две части: нижнюю (мощностью 50—500 м), сложенную переслаивающимися эффузивами, туфами, туфобрекчиями и подчиненными им нормально-осадочными и кремнистыми породами, и верхнюю (мощностью 700—1200 м), представленную тонкопереслаивающимися яшмами, яшмо-кварцитами, кремнисто-глинистыми сланцами, туфоогенными алевролитами и тонкообломочными туфами. Обратные соотношения эффузивных и туфокремнистых пород отмечаются северо-восточнее этого района в верховьях рек Вывенки и Пахачи. Здесь в нижних частях разрезов преобладают кремнистые и туфоогенные породы, а порфиры и грубообломочные туфы занимают более высокое стратиграфическое положение. Среди эффузивных пород ватынской свиты также отмечаются вариации состава. Если в Вывенско-Пахачинской полосе развития свиты (см. рис. 1, 5) преобладают порфиры и их туфы, то в протягивающейся параллельно ей полосе, вскрывающейся по руч. Тапельная (см. рис. 1, 6), развиты преимущественно спилиты и диабазы. В отличие от ватынской эссоевская свита в центральной части полосы распространения (см. рис. 1, 7) имеет в основном вулканогенный состав с резко подчиненными прослоями осадочных и кремнистых пород. Мощность непрерывно прослеживаемых по разрезу пачек основных эффузивов достигает 1000 м. К северо-востоку и юго-западу роль вулканогенных пород уменьшается и они фашиально замещаются глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с линзами мяско-красных яшм. Эффузивы представлены спилитами и диабазами, среди которых отличаются пачки более кислых пород: кварцевых и дацитовых порфиров, кварцевых кератофиров. Для спилитов и диабазовых порфиров характерно подушечно-шаровое сложение.

С вулканогенно-кремнистыми образованиями тесно связаны пластовые тела и интрузии диабазов, габбро-диабазов и перидотитов.

В северо-западной части района, на границе с Параспольской впадиной, породы единого комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций несогласно перекрываются нерасчлененными неогеновыми эффузивами.

В северной части Срединного хребта, в пределах Лесновского поднятия (см. рис. 1, 8) по данным А. М. Садреева, А. А. Арсанова, И. Ф. Мороза и Н. К. Дмитренко (Геология СССР, 1964; Дмитренко, 1969), вулканогенно-кремнистые образования представлены порфиритами, спилитами, кератофирами, туфами, яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами общей мощностью до 2600 м. Они согласно перекрываются пачкой терригенных пород (более 400 м) и предположительно согласно подстилаются терригенными породами лесновской серии (2900 м). Остатки иноцерамов в осадочных фациях свидетельствуют о сантон-кампанском возрасте вулканогенно-кремнистой формации. Палеонтологические остатки в подстилающих и перекрывающих терригенных отложениях неизвестны. Согласно взаимоотношениям и фациальные переходы между кремнисто-вулканогенными и терригенными породами позволяют и здесь выделить единый комплекс кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций общей мощностью до 6000 м.

Породы нижней терригенной формации этого комплекса (лесновская свита) являются наиболее древними. На юго-восточном и северо-западном крыле Лесновского поднятия верхнемеловые кремнисто-вулканогенные формации резко несогласно перекрываются лавами и туфами, реже терригенными отложениями раннеэоценового возраста.

Наиболее полно изучен разрез вулканогенно-кремнистых образований в бассейне р. Белой (рис. 6). Среди них, по материалам Н. К. Дмитренко, выделяются следующие толщи (снизу вверх): эффузивно-туфовая (около 400 м); нижняя кремнистая (до 1000 м); нижняя вулканогенная (150 м); верхняя кремнистая (до 400 м); верхняя вулканогенная (около 350 м); терригенная (более 300 м). Последняя принадлежит уже к верхней терригенной формации комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций.

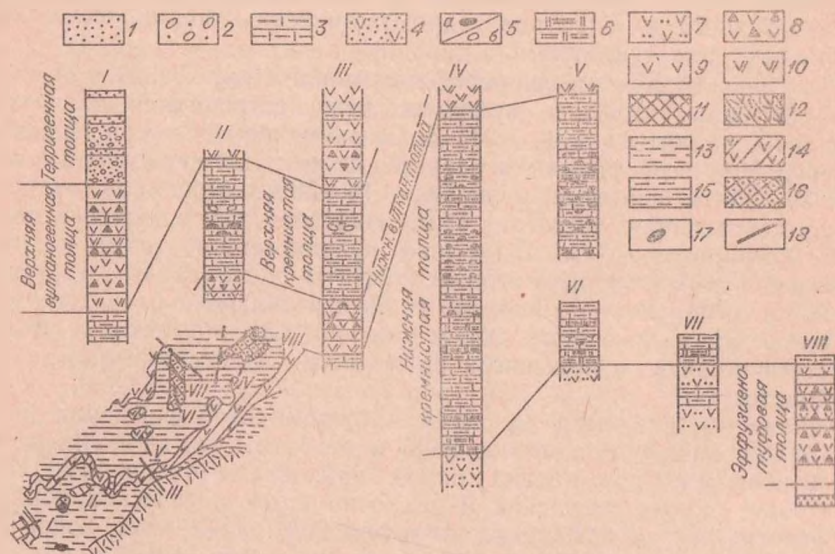


Рис. 6. Сопоставление разрезов кремнисто-вулканогенных образований ирунейской свиты в бассейне р. Белой. Номера колонок соответствуют номерам разрезов на геологической схеме-врезке.

1 — песчаники; 2 — конгломераты и гравелиты; 3 — кремнистые туффиты; 4 — туффиты псаммитовые, 5 — кремнистые (а) и известковые (б) конкреции, 6 — яшмы и яшмовидные породы, 7 — туфы псаммитовые, 8 — туфы агломератовые, 9 — основные эффузивы (спилиты, диабазы и др.), 10 — кератофиры. Толщи: 11 — терригенная, 12 — верхняя вулканогенная, 13 — верхняя кремнистая, 14 — нижняя вулканогенная, 15 — нижняя кремнистая; 16 — эффузивно-туфовая, 17 — интрузивные породы; 18 — линии разрезов.

Эффузивно-туфогенная толща основания разреза сложена преимущественно псаммитовыми витрокластическими и фациально замещающими их агломератовыми и псефитовыми туфами (см. рис. 6). Пепловый цемент агломератовых и псефитовых туфов почти нацело превращен в бентонит, стекло в туфах замещено ломонитом. В кровле разреза отмечается поток альбитизированных диабазов-спилитов мощностью до 40 м, а в основании — горизонт алевропсаммитовых кремнистых туффитов и яшмовидных пород мощностью около 20 м.

Нижняя и верхняя кремнистые толщи состоят из монотонно чередующихся кремнистых туффитов, яшмовидных пород, яшм и сравнительно редких прослоев литокластических туфов базальтов, базальтовых порфиритов и спилитов. Много маломощных горизонтов (5—10 см) органогенных кремнистых известняков с известковым материалом из микрозернистого кальцита и обломков призматического слоя иноцерамов. В кремнистых туффитах и яшмах встречаются многочисленные остатки радиолярий. Нижняя половина разреза нижней толщи более кремнистая, с многочисленными диагенетическими конкрециями халцедонолитов размером до 10—15 см и мелкими (до 1—2 см) конкрециями пирита; верхняя половина — более известковистая и более туфогенная. В основании верхней кремнистой толщи, помимо перечисленных разновидностей пород, встречены два довольно выдержанных прослоя бентонитовых глин (0,1—0,2 м и около 5 м) среди кремнистых линзовидно-плитчатых туффитов, в верхней половине обычны известняковые караваеобразные конкреции размером от 10—20 до 50 см в поперечнике.

Нижняя вулканогенная толща (мощностью около 150 м) состоит из переслаивающихся кератофиров, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, спилитов, туфов и туффитов, причем эффузивы в целом составляют 50—75% от общей мощности разреза, из которых на долю кератофиров приходится 35—50, а спилитов, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов — 15—25%. Мощность отдельных потоков кератофиров колеблется в пределах от 1 до 23 м, а основных эффузивов — от 2 до 20 м. В группе пирокластических пород туфы резко преобладают над туффитами.

Для верхней вулканогенной толщи мощностью до 350 м характерны кератофиры, диабазы, туффиты; реже встречаются базальтовые порфириты, спилиты и туфы. На долю эффузивных пород приходится примерно 50% всей мощности разреза, из которых кератофиры составляют 30—35, а основные разновидности — 15—20%. Мощность отдельных потоков кератофиров достигает 55 м, диабазов — 35, а шаровых базальтовых порфиритов — 2 м. В верхней вулканогенной толще в отличие от нижней псаммитово-псефитовые туффиты преобладают над туфами, достигая в отдельных прослоях 50 м. Для венчающей разрез терригенной толщи мощностью более 300 м типичны вулканомиктовые песчаники и конгломераты с прослоями аргиллитов. Песчаники иногда с косою слоистостью.

Анализ всего разреза вулканогенно-кремнистой формации бассейна р. Белой общей мощностью 2300 м показал, что на долю кремнистых и известково-кремнистых пород приходится около 40% объема всей толщи; пирокластических и осадочно-пирокластических образований примерно 40, а эффузивных — около 20%. При этом непосредственно в эффузивных толщах, как было показано выше, кератофиры преобладают над основными разновидностями. Потоки спилитов и базальтовых порфиритов отмечаются также в составе кремнистых толщ. Подсчет их показал, что в целом для формации спилиты и кератофиры находятся примерно в равных соотношениях.

Кратко охарактеризуем основные типы пород.

Базальтовые порфириты — темно-зеленые, до почти черных, крепкие монолитные породы с отчетливой порфировой структурой, основ-

ная масса в них сложена короткими микролитами основного плагиоклаза и пироксена, реже стекловатыми разностями, с войлокоподобными перешлепываниями микролитов плагиоклаза, титаномагнетита и пироксена. Вкрапленники представлены основным плагиоклазом (лабрадором) и пироксеном. Из вторичных изменений отмечаются интенсивная хлоритизация стекла и сосюритизация вкрапленников плагиоклаза. Пироксен вкрапленников представлен свежим авгитом и, реже, пижолитом. Почти во всех базальтовых порфиритах — миндалены, выполненные кальцитом, хлоритом, пренитом, цеолитом и реже кварцем. Кварц только в самых мелких миндалинах.

Спилиты в самих вулканогенных толщах редки, но обычно в прослоях среди кремнистых толщ. Это зеленовато-серые миндалекаменные породы, состоящие обычно из тонких лейст серицитизированного и хлоритизированного альбита с хлоритом и рудными минералами в интерстициях. Реже обнаруживаются разности спилитовых порфиритов с фенокристаллами кислого плагиоклаза и мелкими ксеноморфными зернами свежего авгита. Миндалины выполнены кальцитом, халцедоном, пренитом, цеолитом и хлоритом.

Диабазы — темно-серые, почти черные, очень крепкие монолитные породы с интерсертальной структурой. Вкрапленники и лейсты плагиоклаза (лабрадора) обычно почти свежие, слабо хлоритизированные. Моноклинный пироксен — в виде редких мелких идиоморфных зерен. Интерстиции обычно выполнены хлоритом. Миндалины кварца мелкие.

Кератофиры — наиболее частый тип эффузивных пород этого района. Среди них выделяются: массивные, крепкие — 70%, миндалекаменные с жилами и пятнами яшм — 20% и флюидально-полосчатые — 10%. Массивные крепкие кератофиры напоминают базальты с интерсертальной и гиалоофитовой структурой основной массы. Стекло замещается кварцем и хлоритом, плагиоклаз фенокристаллов и частично основной массы — калиевым полевым шпатом. В основной массе сохраняются участки, где плагиоклаз (альбит-олигоклаз) не замещен калиевым полевым шпатом. Миндалекаменные кератофиры отличаются от массивных наличием миндалин, выполненных кварцем и хлоритом.

Флюидально-полосчатые кератофиры представляют собой коричневые и красно-коричневые породы обычно с хорошо заметной полосчатостью, которая обусловлена разным цветом полос и разной крупностью зерен. В шлифах хорошо заметно обтекание полосчатой основной массы вкрапленников калиевого полевого шпата, пироксена, обломков базальта и перлитизированного стекла.

Пирокластические породы встречаются по всему разрезу вулканогенно-кремнистой формации. В основании они представлены преимущественно псаммитовыми витрокластическими и кристалловитрокластическими туфами, которые состоят из нацело цеолитизированного стекла в форме изогнутых пластинок, изометричных, резко удлиненных зерен плагиоклаза от альбита до андезина, редких обломков кварца, сфена и хлорита в цементирующей массе. Для некоторых туфов характерна почти полная цеолитизация. В последнем случае хлорита очень мало. Окремнение в туфах — в виде пятен неправильной формы, линз и прослоев.

В нижней и верхней вулканогенных толщах и частично в эффузивно-туфовой толще туфы обычно более грубые (размер обломков до 5—6 мм), кристаллолитокластические. В их составе обломки стекол базальтовых порфиритов, спилитов, флюидально-полосчатых лав, пироксенов, плагиоклазов и других пород и минералов, которые погружены в хлоритовую и кремнисто-хлоритовую основную массу. Кроме того, отмечаются агломератовые туфы, из которых кристаллолитокластические псаммитовые и псефитовые являются базальным цементом для угловатых и слабо окатанных обломков зеленокаменно-измененных

эффузивов и осадочных пород. Этих обломков 20—30% от объема пород, а размер их достигает 0,3 м.

Кремнистые породы составляют немного менее половины всей мощности вулканогенно-кремнистой формации. Наиболее распространены линзовидно-плитчатые и массивные кремнистые туффиты. Линзовидно-плитчатая текстура обусловлена наличием линз пепельно-серых кремней и тонких прослоев листоватых аргиллитов. Кремнистые туффиты представляют собой агрегаты криптокристаллического кварца и хлорита с рассеянными остроугольными обломками плагиоклазов, эффузивов, сфена, лейкоксена, довольно свежего моноклинного пироксена, пластиночек гемтитита и шариков пирита. Часто встречаются остатки радиолярий. Ясно различимые обломки размером от 0,015 до 0,05 мм обычно не превышают 20—25% породы.

Яшмы и яшмовидовые породы — красного, темно-красного, зеленого, темно-серого, реже сиреневого цвета распространены значительно реже. Сложены микро- и криптокристаллическим кварцем с гематитом, хлоритом, лейкоксеном и пиритом. Радиолярии распределены неравномерно, местами переполняют прослон. В яшмах и яшмовидных породах часто присутствуют мелкие (до 3 см) чечевицеобразные конкреции мелкокристаллического кварца и халцедона пепельно-серого цвета. В них иногда наблюдаются остатки радиолярий.

Карбонатные конкреции приурочены к верхним частям кремнистых толщ представляют собой тела караваеобразной формы высотой до 0,3 и диаметром до 0,5 м. Подошва их обычно почти плоская, а верхняя сторона — выпуклая. Тонкая слоистость вмещающих толщ позволяет видеть, что слои прилегают к нижним частям и огибают верхние части конкреций, уменьшаясь в мощности. Таким образом, эти конкреции сингенетичны осадку и образованы даже несколько ранее вмещающего их слоя. Представлены мелкозернистым кальцитом и кварцем. Кварца обычно 10—15 иногда 25—30%.

Ракушняковые известняки образуют маломощные (до 0,3 м) прослон и линзы среди кремнистых туффитов. Сложены мелкими, часто окатанными обломками призматического слоя иноцерамов.

Интрузивные образования представлены мелкими телами диабазов и ультраосновных пород. Отмечаются силлы и дайки диабазов и кератофиров.

Западная Камчатка

Вулканогенно-кремнистые образования Западной Камчатки (ирунейская серия) встречаются на небольших площадях Кинкильского (см. рис. 1, 9) и Тигильского (см. рис. 1, 10) поднятий. Они обычно наиболее древние в этих районах, но иногда согласно залегают на терригенных породах лесновской серии мощностью до 2500 м. Сенонский возраст ирунейской серии в большинстве случаев умеренно определяется по остаткам иноцерамов. Породы несогласно перекрываются палеогеновыми конгломератами.

Интересны вулканогенно-кремнистые образования Кинкильского поднятия, вскрывающиеся на морском берегу к северу от устья р. Паланы. В нижней части разреза М. Ф. Двали выделил паланский горизонт, представленный переслаиванием зеленых и красных кремнистых сланцев, кремнисто-туфогенных пород и светло-серых дымчатых кремней. В кремнисто-туфогенных породах — многочисленные остатки иноцерамов (Дьяков, 1955; Геология СССР, 1964). Кремнистые сланцы содержат линзы марганцевой руды.

Средние части разрезов ирунейской серии Тигильского и Кинкильского поднятий более вулканогенные. Они состоят из переслаивающих-

ся андезитовых порфиритов, литокластических и кристаллолитокластических туфов и туфогенно-кремнистых сланцев мощностью 700—800 м. «Мощность отдельных слоев порфиритов и туфов колеблется от 10 до 50 м, сланцев — от 3 до 20 м» (Геология СССР, 1964, с. 86).

Верхние части разрезов вновь становятся более кремнистыми. Они сложены переслаиванием окремненных кристаллолитокластических туфов и туфогенно-кремнистых сланцев мощностью 500—600 м. Общая мощность вулканогенно-кремнистого разреза достигает здесь 1500—1600 м.

В Тигильском поднятии, в среднем течении р. Хайрюзовой, Л. В. Микулич и Б. Ф. Дьяков выделили вулканогенную хайрюзовскую толщу, которая согласно залегает на вулканогенно-кремнистых образованиях ирунейской серии и сложена массивными порфиритами и туфами мощностью до 1500 м. Туфы преимущественно крупно- и грубообломочные, мелкообломочные туфы и туффиты встречаются реже.

К западу от Тигильского поднятия на мысе Омгон, в хр. Морошечном и в междуречье Белоголовой и Морошечной верхнемеловые образования представлены преимущественно терригенной омгонской толщей с богатой иноцерамовой и аммонитовой фауной сеноман-сенонского возраста. В нижних частях разреза омгонской толщи отмечается альбская фауна, в верхних ее горизонтах, видимо, соответствующих ирунейской серии, появляются прослои основных эффузивов, туфов и кремнисто-туфогенных пород. Мощность терригенной части разреза между мысами Омгон и Промежуточный превышает 2700 м (Геология СССР, 1964), мощность более верхней части с прослоями вулканогенных пород не указывается.

Таким образом, на Западной Камчатке распространен единый комплекс вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций. По сравнению с разрезами северной части Срединного хребта количество вулканогенных образований в его составе уменьшается. В самых западных районах заметно убывает и количество кремнистого материала, в разрезах преобладают терригенные породы. В бассейне р. Хайрюзовой мощная вулканогенная толща согласно сменяет вверх по разрезу вулканогенно-кремнистые образования.

Южная часть Срединного хребта

Верхний мел южной части Срединного хребта (см. рис. 1, 11) представлен терригенными, вулканогенно-кремнистыми и вулканогенными образованиями. В его составе различными исследователями (Геология СССР, 1964) выделяются (снизу вверх): хозгонская свита, ирунейская и кирганикская серии.

Терригенная хозгонская свита, по данным А. Ф. Марченко, по-видимому, несогласно лежит на метаморфических породах кихчикской серии. В ее составе преобладают чередующиеся филлитовидные сланцы, алевролиты и песчаники. Характерно наличие кремнистых и песчаных дисковидных конкреций размером до 20 см в поперечнике. Отмечаются прослои кремнисто-туфовых пород. Общая мощность свиты, по данным А. Ф. Марченко, превышает 1300—1400 м. Она является аналогом лесновской серии Западной и Северной Камчатки.

Вверх по разрезу терригенные породы согласно сменяются широко представленными среди верхнемеловых отложений вулканогенно-кремнистыми образованиями ирунейской свиты, сложенной главным образом кремнистыми сланцами и алевролитами, туфами, туффитами, спилитами, базальтовыми порфиритами, а также песчаниками и глинистыми сланцами. Верхнемеловой (сенонский) возраст ирунейской серии определяется находками обломков иноцерамов, а разрезы ее «...отличаются фациальной невыдержанностью. В одних районах преобладают

эффузивы и туфы, в других — туффиты и кремнистые сланцы. А. Ф. Марченко подметил на территории восточного склона Среднего хребта (бассейны рек Андриановка, Кенсол, Санопадь) значительное развитие эффузивно-пирокластических пород, которые в западном направлении постепенно уступают место туффитам и кремнистым сланцам» (Геология СССР, 1964, с. 92).

Вулканогенная кирганикская серия, вскрывающаяся в бассейнах рек Кирганик и Андриановка, разделена В. К. Ротманом (1961б) на три толщи общей мощностью 2600 м. Нижняя (1000—1100 м) сложена грубообломочными туфами, порфиридами и спилитами. Обломочный материал туфов представлен роговообманково-пироксеновыми, пироксеновыми, роговообманковыми и пироксеново-плаггиоклазовыми порфиридами. «Иногда в туфах присутствуют обломки туффитов с остатками призматического слоя раковин иноцерамов, т. е. обломки пород ирунейской свиты» (Ротман, 1961б, с. 81). В средней толще мощностью 250—500 м преимущественно переотложенные вулканогенные породы: туфоконгломераты, псаммитовые и алевролитовые туффиты, туфоалевролиты и туфопесчаники. Встречаются потоки спилитов, прослой туфов и углистых алевролитов с растительными остатками. По мнению Б. М. Штемпеля, «...комплекс флоры определяет верхнесеноманский — датский возраст вмещающих отложений» (Ротман, 1961б, с. 81).

Для верхней толщи кирганикской серии (мощностью более 1000 м) характерны базальтовые и андезитово-базальтовые порфириды и грубообломочные агломератовые туфы. В подчиненном количестве присутствуют менее грубые туфы и туффиты.

Вопрос о возрасте кирганикской серии и о взаимоотношении ее с ирунейской свитой до сих пор остается спорным. По мнению А. Ф. Марченко (1961), кирганикская серия является вулканогенной фацией кремнисто-вулканогенной ирунейской серии. В. К. Ротман (1961б) считает ее, напротив, самостоятельным стратиграфическим подразделением, залегающим выше ирунейской серии. В. А. Ярмолик предполагает, что кирганикская серия лежит на ирунейской несогласно. Наиболее обоснована, на наш взгляд, точка зрения В. К. Ротмана. Однако возможно, что нижняя толща кирганикской серии или часть ее является вулканогенной фацией ирунейской. Об этом свидетельствует спилитовый характер вулканизма нижней толщи кирганикской серии. Мы разделяем мнение В. К. Ротмана (1963), что вулканогенные образования обеих серий сформированы в течение единого этапа вулканизма, причем формирование вулкаников кирганикской серии происходило в конце этого этапа, когда часть вершин подводных вулканов в результате тектонических процессов и вулканической аккумуляции уже находилась выше уровня моря. Об этом же свидетельствует и принадлежность эффузивов кирганикской серии к океаническому петрохимическому классу пород, выделенному Г. С. Горшковым (Авдейко, Храмов, 1969).

Для полноты картины рассмотрим по материалам Н. К. Дмитренко, данные о характере распространения кремнисто-вулканогенных толщ и их вещественном составе в бассейне р. Правой Андриановки. Для кремнисто-вулканогенных образований характерны весьма значительные фациальные взаимопереходы между западной и восточной частями, т. е. вкрест простирания структур (рис. 7). В целом в составе вулканогенно-кремнистой формации выделяются четыре толщи (снизу вверх): туфовая, кремнистая, вулканогенная и туфо-кремнистая.

Туфовая толща основания разреза мощностью до 1000 м в своей западной части представлена псаммитовыми, псефитовыми и алевритовыми туфами, переслаивающимися с псаммитовыми и алевритовыми туффитами и туфопесчаниками. Прослоями отмечаются кремнистые туффиты. В восточном направлении уменьшается количество туфопе-

счаников, по возрасту увеличивается содержание туфов и появляются прослои спилитовых порфиритов и кератофиров.

Кремнистая толща мощностью около 300 м сложена в основном слоистыми кремнистыми алевритовыми и алевропелитовыми туффитами, переслаивающимися с псаммитовыми и алевритовыми туфами. Среди кремнистых туффитов — прослои яшмовидных пород. Типичных яшм нет. В восточной части бассейна р. Правой Андриановки в составе кремнистой толщи — прослои туфов и спилитов, практически отсутствующие в западной части. Обломки призматического слоя иоцерамов — только в западной части.

Максимальные фациальные изменения характерны для вулканической толщи. В восточной части она сложена эффузивами и пирокластическими породами мощностью около 800 м, причем на долю эффузивов приходится примерно 55—60%, а пирокластов — 40—45%. Среди эффузивов господствуют основные разновидности — спилитовые и базальтовые порфириты, составляющие около 75—80% от их общего объема. Кератофиры встречаются значительно реже (20—25%) и больше тяготеют к верхней части разреза вулканогенной толщи. Пирокластические породы представлены псаммитовыми, псефитовыми и агломератовыми туфами основного состава, причем последние туфы среди них играют заметную роль. Соотношение эффузивных и пирокластических пород по разрезу варьирует в широких пределах. В нижней трети пирокласты и эффузивы присутствуют примерно в равных соотношениях с некоторым преобладанием последних. В средней части туфов значительно больше эффузивов, а верхнюю треть они составляют почти целиком. В разрезе вулканогенной толщи западной части (см. рис. 7) эффузивы и агломератовые туфы почти полностью исчезают из разреза, преобладающими становятся псефитовые и псаммитовые туфы. Заметно увеличивается количество кремнистых туффитов.

Венчает разрез вулканогенно-кремнистой формации туфо-кремнистая толща видимой мощностью до 150 м, в основном из кремнистых туффитов с прослоями алевритовых и псаммитовых туфов и яшмовидных пород. Встречаются обломки призматического слоя иоцерамов и радиоларий. В восточной части роль пирокластических пород заметно увеличивается. Кратко остановимся на характеристике основных типов пород.

Спилиты встречаются отдельными потоками мощностью до 3 м в туфовой и кремнистой толщах. Это крепкие массивные зеленовато-серые породы, обычно с мидалекаменной текстурой, состоящие из альбита или олигоклаза и мелких зерен моноклинного пироксена и рудного минерала. В интерстициях, как правило, наблюдается хлорит, реже эпидот. Мидалины выполнены кварцем, хлоритом, изредка пренитом и лотритом.

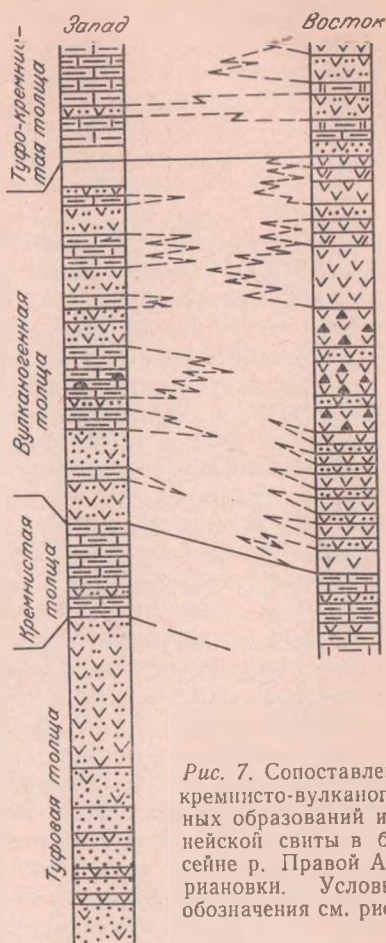


Рис. 7. Сопоставление кремнисто-вулканогенных образований ирунейской свиты в бассейне р. Правой Андриановки. Условные обозначения см. рис. 6.

Спилитовые и базальтовые порфириды широко распространены в вулканогенной, прослоями в туфовой толще. Базальтовые порфириды в той или иной степени затронуты процессами спилитизации и поэтому рассматриваются совместно со спилитовыми порфиридами. Во вкрапленниках плагиоклаз обычно альбитизирован и серицитизирован, реже встречается основной плагиоклаз, авгит — совершенно свежий. Основная масса имеет спилитовую, реже пилотакситовую структуру с длинными лейстами альбит-олигоклаза, мелкими зернами авгита и магнетита и хлоритовой основной массой. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем и эпидотом.

Кератофиры обладают спилитовыми структурами, в которых основная масса выполнена лейстами плагиоклаза и зажатыми между ними мелкими зернами моноклинного пироксена и хлорита.

Пирокластические породы представлены разнообразными литокластическими, кристаллолитокластическими и, реже, кристаллокластическими туфами. В туфовой толще преобладают псаммитовые литокластические туфы базальтовых и диабазовых порфиритов, в кремнистой — наблюдаются литокластические и кристаллолитокластические алевропсаммитовые туфы, в вулканогенной толще западной части развиты литокластические, но встречаются и литокристаллокластические туфы, а в восточной части к ним добавляются еще и кристаллокластические. В самой верхней, туфо-кремнистой толще кристаллокластических непловых туфов довольно много. Таким образом, туфовый материал распределен закономерно: в нижних толщах преобладают литокластические туфы, выше среди них появляются кристаллолитокластические, в самой верхней толще широко представлены и кристаллокластические туфы. Литокластический материал в основном состоит из базальтов и базальтовых порфиритов с черной стекловатой гиалиновой и интерсертальной основной массой и шлаковых базальтов с вкрапленниками и микролитами основного плагиоклаза, обычно имеющего свежий вид. Реже среди обломков отмечается спилитовые и диабазовые порфириды, которые, как правило, более окатаны, чем базальты и базальтовые порфириды. Причем в одних и тех же образцах встречаются обломки как тех, так и других пород. Литокластический материал со свежими плагиоклазами поступал, видимо, с наземных вулканических построек, так как среди эффузивных образований эти породы отсутствуют.

Кристаллокластический материал туфов представлен плагиоклазами и пироксенами в различных соотношениях. Плагиоклаз обычно серицитизирован, иногда альбитизирован. Пироксеново-литокластические туфы встречаются почти исключительно в вулканогенной толще. Их особенность — в большом количестве кристаллокластики моноклинных пироксенов. Хорошо образованные, обычно свежие кристаллы пироксена размером от 0,3—0,5 до 5—7, иногда почти до 10 мм отчетливо видны макроскопически. Цемент поровой, порово-пленочный и пленочный представлен в основном хлоритом, реже кварцем, эпидотом, цеолитом, иногда замещается кальцитом.

Агломератовые туфы образуют самостоятельные пласты мощностью до 5 м, которые чередуются с пироксеново-литокластическими туфами. Угловатые и слабо окатанные обломки диаметром 5—20 см состоят из мишалекаменных базальтовых и спилитовых порфиритов, встречаются также и более мелкие угловатые обломки. Они базально рассеяны в псаммитово-псефитовых литокластических и пироксеново-литокластических туфах.

Кремнистые туффиты распространены в разрезах наиболее широко. Это тонкозернистые, тонкослоистые породы, слоистость в которых обусловлена распределением пирокластического материала (обломки эффузивов, плагиоклазов, стекла, сфена и лейкоксена), в кремнисто-

хлоритовой и хлоритово-кремнистой массе часты округлые образования, обычно выполненные кварцем,—вероятно, это остатки радиолярий. Слоистость текстуры иногда подчеркивается распределением окатанных и прямоугольных обломков призматического слоя иноцерамов. Совершенно передробленный ракушняк дает основание присоединяться к мнению В. К. Ротмана (1961а) о том, что он переносился из области мелководья мутьевыми потоками, которые содержали в основном алевропсаммитовый туфовый материал.

Яшмовидные породы сравнительно редки. Встречаются прослоями и линзами среди кремнистых туффитов и представлены крипто- и микрокристаллическим кварцем с примесью хлорита, гематита, слюды и рассеянных обломков сильно измененных эффузивов. В них, иногда до 10%, присутствуют остатки радиолярий. Повсеместно рассеяны мельчайшие шарики пирита.

Анализируя весь разрез вулканогенно-кремнистой формации бассейна р. Правой Андрияновки, отметим следующие особенности. Во-первых, в составе формации видимой мощностью до 2400 м наиболее распространенными являются пирокластические и кремнисто-пирокластические породы, а эффузивные — сравнительно редки. В восточной части они не превышают 25% общего объема, а в западной едва достигают 2—3%. Из эффузивных пород наиболее распространены спилитовые и базальтовые порфириты, спилиты и кератофиры — значительно реже. Вулканомиктовых песчаников и алевролитов не более 15% всего объема, приурочены они в основном к самым нижним и самым верхним горизонтам формации западной части района. Собственно, кремнистые — яшмовидные породы также сравнительно редки (не более 3—5%), а типичные яшмы отсутствуют.

И, во-вторых, для формации характерны значительные фациальные взаимопереходы с уменьшением роли вулканогенного материала по направлению с востока на запад.

ВЫВОДЫ

1. Вулканогенно-кремнистые формации Ветвейско-Камчатской зоны имеют определенное стратиграфическое положение на всем протяжении зоны от хр. Ватына на севере до южных районов Камчатки. Сенонский (в ряде районов позднесенонский) возраст их уверенно определяется по остаткам иноцерамов. Они пространственно отделены от позднеюрско-валанжинских вулканогенно-кремнистых формаций Анадырско-Корякской зоны (см. рис. 1). Интервал времени также значительный: почти вся раннемеловая эпоха, за исключением валанжинского века, а также сеноманско-туронское время позднего мела.

2. Вулканогенно-кремнистые образования тесно связаны с терригенными породами и образуют с ними единый комплекс вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций мощностью до 6000 м (рис. 8). Стратиграфически формации образуют следующий ряд (снизу вверх): терригенные, преимущественно аспидные — вулканогенно-кремнистые — терригенные. Наряду с терригенными в верхней части комплекса локально распространены и вулканогенные. Намечаются закономерности пространственного распределения формаций (см. рис. 8). Вулканогенно-кремнистые в своем типичном виде распространены в хребтах Срединном, Ветвейском и Ватына. К западу и северо-западу роль вулканогенного материала постепенно уменьшается и увеличивается значение терригенных пород до почти полного исчезновения из разрезов эффузивных и кремнистых пород в наиболее западных районах (мыс Омгон). В этом случае описанный выше ряд формаций несколько нарушается.

3. Состав вулканогенных пород во всех районах сходный: спилиты, спилитовые и базальтовые порфириты, диабазы, кератофиры, кварце-

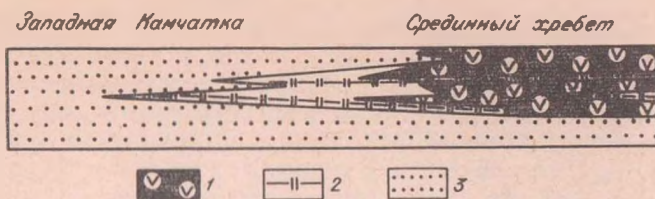


Рис. 8. Обобщенная схема соотношения вулканогенных, кремнистых и терригенных формаций Ветвейско-Камчатской зоны.

Формации: 1 — вулканогенные; 2 — кремнистые; 3 — терригенные.

вые кератофиры и туфы различного состава. В большинстве районов преобладают основные породы, а кислые занимают подчиненное положение. Однако на севере Срединного хребта основные и кислые эффузивы присутствуют в равных соотношениях. Литокластические обломки туфов представлены как эффузивами спилито-кератофировой формации, так и продуктами наземного вулканизма (см. стр. 30). С вулканогенными образованиями тесно связаны кремнистые туффиты, кремнисто-глинистые сланцы, яшмы и яшмовидные породы. Нередки случаи переслаивания вулканогенных и кремнистых пород. В западных районах, где роль вулканогенных продуктов сильно снижается, часто наблюдаются кремнисто-глинистые сланцы без видимой связи с вулканогенными формациями, когда они приобретают черты отдельных кремнистых формаций (Шатский, 1954).

4. Наряду с эффузивными породами в составе вулканогенно-кремнистых формаций отмечаются силлы и дайки диабазов, спилитов и кератофиров. Кроме того, вулканогенно-кремнистые формации тесно ассоциируют в большинстве районов с интрузиями ультраосновного и основного состава.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Наиболее сложными и, пожалуй, наиболее интересными являются данные о возрасте, вещественном составе и геологической позиции кремнисто-вулканогенных формаций Восточно-Камчатской зоны. Трудности выяснения геологической позиции кремнисто-вулканогенных формаций обусловлены рядом причин, и в первую очередь сложным характером тектоники Восточной Камчатки, однообразным вещественным составом терригенных и кремнисто-вулканогенных формаций, частыми фациальными взаимопереходами и большими мощностями осадков при очень бедной палеонтологической характеристике, часто при полном отсутствии фауны. В этих условиях единичные находки фауны, определяющие возраст вмещающих слоев, вполне естественно, экстраполируются на значительные стратиграфические интервалы и территории. Однако такой подход нередко приводит к тому, что разновозрастные, но однотипные образования оказываются объединенными в одну стратиграфическую единицу. Накопление же немногочисленных палеонтологических данных из различных районов ведет к разноречивым выводам о возрасте этих толщ.

В этом отношении характерна эволюция взглядов на возраст так называемой вочвинской свиты, развитой в пределах Олюторского прогиба. Выделенный в 1956 г. Ю. Г. Егоровым и И. Ф. Морозом под этим

названием комплекс кремнисто-вулканогенных образований предположительно относился к палеогеновому возрасту (Жамойда и др., 1963). В дальнейшем даже одни и те же исследователи относили свиту то к олигоцен-миоцену (Егиазаров, Титов, 1961), то к верхнему мелу (Егиазаров и др., 1965). В последнее время благодаря работам М. Я. Серовой, Т. В. Тарасенко, С. А. Мельниковой и других исследователей (Серова, 1969; Тарасенко и др., 1970) стало ясно, что под этим названием объединены два разновозрастных комплекса — с одной стороны верхнемеловой, а с другой — палеогеновый либо палеоген-неогеновый.

Крупные противоречия обнаруживаются при определении возраста и геологического положения кремнисто-вулканогенных формаций о. Карагинского и Восточного хребта Камчатки.

На о. Карагинском Д. С. Харкевич (1941) выделил предположительно верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования. В результате тематических работ, проведенных здесь Н. А. Храмовым, И. В. Флоренским, Ю. С. Салиным (1969), описан мощный (не менее 8000 м) комплекс кремнисто-вулканогенных и терригенных пород, по всему разрезу которого собрана многочисленная фауна миоценового возраста (определение и заключение Ю. С. Салина). Однако из пестроцветного терригенного комплекса, венчающего этот разрез, Ю. Б. Гладенковым, В. И. Гречиным (1969) собрана богатая позднеолигоцен-раннемиоценовая фауна, указывающая на более древний возраст кремнисто-вулканогенного комплекса. Вместе с тем в средней части его разреза, вблизи интрузии ультраосновных пород, Б. К. Долматовым, С. А. Мельниковой, Ю. М. Стефановым (1969) описаны тектонические блоки кремнисто-вулканогенных пород верхнемелового возраста с отпечатками иноцерамов. Эти блоки находятся среди песчано-аргиллитовой толщи с фауной среднепалеоценового (?) возраста и прослоями спилитов. Более богатый комплекс фауны из этой же толщи позволил Ю. С. Салину отнести ее к миоцену (Храмов и др., 1969).

На п-ове Озерном Ю. Б. Гладенковым описан разрез туфолавовых и осадочных образований, датируемый на основании палеонтологических остатков верхним олигоценом — миоценом (Гладенков, Луцкина, 1967), однако позже в поле распространения туфовой толщи средне-масштабной съемкой (Б. И. Сляднев, С. А. Мельникова) были выявлены выходы верхнемеловых пород с фауной иноцерамов.

Первые исследователи Восточного хребта Камчатки (М. Ф. Двали, Б. Ф. Дьяков, А. В. Щербаков, В. А. Ярмолюк и др.), основываясь на литолого-петрографическом сходстве с однотипными породами Срединного хребта, условно относили распространенные здесь кремнисто-вулканогенные образования к верхнему мелу. Эта точка зрения нашла свое полное отражение в «Геологии СССР» (1964). Последние находки призматического слоя и отпечатков иноцерамов в Валагинском хребте (данные В. С. Селиверстова, А. В. Колоскова), а также выделение в хр. Тумрок палеогенового комплекса фораминифер из терригенных отложений, перекрывающих кремнисто-вулканогенные образования (Серова и др., 1970), свидетельствуют о том, что хотя бы часть кремнисто-вулканогенных образований Восточного хребта имеет верхнемеловой возраст.

С другой стороны, на побережье Тихого океана еще с времен работ Л. А. Гречишкина (1935) известна богачевская свита (серия) с фауной моллюсков олигоцен-нижнемиоценового возраста, содержащая в своем составе вулканогенные и кремнистые образования (Геология СССР, 1964). Эти же отложения более северных районов хр. Кумроч (восточные склоны) на основании микропалеонтологических данных относятся уже к палеогену и выделяются в особый ветловский комплекс (Марков и др., 1965).

Оригинальные взгляды на стратиграфическую последовательность и возраст развитых в пределах Восточной Камчатки терригенных и кремнисто-вулканогенных комплексов высказали Н. А. Храмов и Ю. С. Салин (1966). Они объединили под общим названием *серии кумроч* отложения богачевской свиты и ее аналоги с вулканотерригенными породами хр. Кумроч, причем последние, по их мнению, венчают разрез серии. Эти выводы они сделали, исходя из закономерной последовательной смены с востока на запад разнородных литологических комплексов и господствующего западного или северо-западного падения пород. Миоценовый возраст серии кумроч определялся ими на основании согласного, по их мнению, залегания серии кумроч на породах усть-камчатской серии (тюшевской свиты) позднеолигоцен (?) - раннемиоценового возраста. Однако большинство геологов считает, что отложения богачевской свиты (нижняя часть серии кумроч) надвинуты по так называемому надвигу Гречишкина на породы тюшевской свиты (Геология СССР, 1964; Супруненко, Смирнов, 1966). Вместе с тем взгляды Н. А. Храмова и Ю. С. Салина получают подтверждение в данных по фауне из аналогов серии кумроч на побережье Озерного залива у мыса Тупого. Из венчающей разрез серии песчано-глинистой толщи, залегающей на туфовой толще, собран богатый комплекс фауны, определяющий позднемиоценовый возраст вмещающих слоев (Храмов, Салин, 1966). С другой стороны, это противоречит данным А. Г. Цикунова, А. А. Пронина, Ю. Б. Гладенкова (1966), которые в Валагинском хребте детально описали разрез выделенной ими осиповской серии, залегающей резко несогласно на вулканогенно-терригенных породах верхних частей серии кумроч. Послойные сборы многочисленной фауны моллюсков из осиповской серии позволили указанным авторам выделить в ее составе как средне-, так и верхнемиоценовые отложения.

Значительно более ясная картина наблюдается в пределах Кроноцкого полуострова и п-ова Камчатского мыса. Здесь выделены как верхнемеловые или условно верхнемеловые кремнисто-вулканогенные образования, так и близкие им по составу палеогеновые (на Кроноцком полуострове олигоценовые) породы (Садреев, Долматов, 1965; Борзунова и др., 1969).

Таков далеко не полный перечень взглядов и фактов на стратиграфическое положение и возраст кремнисто-вулканогенных формаций Восточной Камчатки. Их противоречивость не позволяет нам дать обзор геологического строения Восточно-Камчатской зоны и положения в ней кремнисто-вулканогенных формаций в целом, как это сделано для двух предыдущих зон. В связи с этим мы рассредоточиваем материал по отдельным районам, что, как нам кажется, облегчит выбор путей для правильного решения.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ

Олюторский район

Достоверные меловые и палеогеновые отложения известны на границе между Ветвейско-Камчатской и Восточно-Камчатской зонами в хр. Майни-Какыйнэ и на востоке Ильпинского полуострова. Наибольший интерес представляет разрез хр. Майни-Какыйнэ, где, по данным Т. В. Тарасенко, С. А. Мельниковой, М. Я. Серовой (1970), вскрывается комплекс вулканогенно-терригенных пород от маастрихта до олигодена включительно без несогласий и перерывов в осадконакоплении. Снизу вверх указанными авторами выделяются:

Хакинская свита

1 — брекчиевские лавы и туфы андезито-базальтового состава, туфо-терригенные породы с остатками маастрихтских иноцерамов. 900 м.

Инетывваямская свита

2 — конгломераты и гравелиты с остатками иноцерамов, устриц, ежей. 25—105 м.

3 — красно-бурые алевролиты с большим количеством зубов и чешуи рыб, а также неопределимыми иноцерамами, теребратуллидами, пектенами и единичными фораминиферами. 10—40 м.

4 — кремнистые породы с единичными зубами и чешуей рыб, неопределимыми пелециподами, радиоляриями и фораминиферами. 140—300 м.

Ивтыгынская свита

5 — чередование туффитов с кремнисто-глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами с остатками пелеципод, морских ежей, радиолярий, фораминифер и др. 130—325 м.

Иночвиваямская свита

6 — аргиллиты и алевролиты с тонкими пропластками туффитов и туфопесчаников, пелециподы, зубы акул, богатый комплекс фораминифер. 160—350 м.

Ильпинская свита

7 — пепловые туфы. 30—100 м.

8 — аргиллиты с пропластками туффитов и песчаников с многочисленными пелециподами и редкими фораминиферами. 900—1000 м.

В этом разрезе слои с иноцерамами (хакинская свита, 2—3 пачки инетываямской свиты), несомненно, имеют позднемеловой возраст. Инетываямскую и ивтыгынскую свиты по комплексу фораминифер М. Я. Серова (Тарасенко и др., 1970) относит к датско-палеоценовому возрасту выделяя здесь фораминиферовую зону *Rzehakina epigona* К верхнему палеоцену по комплексу фораминифер М. Я. Серова относит и инетываямскую свиту, однако макрофауна, по определению Л. В. Криштофович, позволяет предполагать эоценовый возраст (Тарасенко и др., 1970) и относить ее к олигоцену, в основном к верхнему, в то время как по фораминиферам М. Я. Серова относит нижнюю часть ильпинской свиты к эоцену. Здесь обращает на себя внимание несоответствие определения возраста по макрофауне и фораминиферам: может быть, происходит занижение возраста по фораминиферам, а возможно, завышается возраст моллюски.

Несомненный интерес представляет и разрез Ильпинского полуострова. На южной оконечности полуострова Д. С. Несвит (1967) выделяет уналскую свиту, сложенную в нижней части покровами базальтов, андезитов и альбитофиринов (более 330 м), которые перекрываются пачкой переслаивания алевролитов, аргиллитов, туфов, кремней и песчаников (220 м). В последних непосредственно над эффузивами отмечаются сантон-кампанские аммониты. Этот верхнемеловой комплекс вулканогенно-терригенных пород несогласно перекрывается терригенными отложениями ильпинской свиты олигоценового возраста.

На востоке Ильпинского полуострова М. Я. Серова, П. В. Гуляев (1967) описали флишеподобную толщу датско (?)-палеоценового возраста, которая отделена разломом от поля развития ильпинской свиты. Снизу вверх по разрезу ими выделены:

Ложноильпинская свита

Плотные черные аргиллиты с пропластками алевролитов и дайками альбитизированных диабазовых порфиритов и диабазов мощностью до 5 м, редкие фораминиферы. 500 м.

Такетуирская свита

Флишеподобное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с единичными фораминиферами в верхней части. 1000 м.

Орийская свита

Песчаники с прослоями алевролитов и пачками чередования алевролитов и аргиллитов, фораминиферы. 660 м.

Богатый комплекс фораминифер орийской и редкие фораминиферы такетуирской и ложноильпинской свит позволили М. Я. Серовой и П. В. Гуляеву отнести флишеподобную толщу к палеоцену. По их мнению, не исключен и датский возраст для ложноильпинской свиты.

Несогласно залегающими на верхнемеловых породах (уналская свита) отложениями ильпинской свиты начинается мощный (около 6000 м) терригенный комплекс олигоцен-миоценового возраста. В его составе А. С. Арсановым и А. М. Садреевым (Голяков, 1966) выделяются свиты: ильпинская (верхний олигоцен), алугинская (нижний миоцен) и пахачинская (средний — верхний миоцен). Д. С. Несвит (1968) предлагает более дробное деление этого комплекса. Наиболее распространены являются алевролиты и аргиллиты, реже встречаются песчаники, в основании комплекса и в верхней его части отмечается более грубый материал, в пахачинской свите — пласты бурых углей.

Несогласно залегающие выше отложения корфовской свиты (плиоцен) представлены континентальными угленосными и вулканогенными фациями мощностью до 1200 м.

Вопрос о характере стратиграфических взаимоотношений и возрасте развитого в пределах Олюторского прогиба мощного комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных образований в значительной мере спорный. Во многих случаях неясен объем и характер стратиграфических взаимоотношений выделяемых здесь вочвинской, говенской и ильпинской свит. Общепринято, что наиболее низкое стратиграфическое положение занимает кремнисто-вулканогенная вочвинская свита. Свита была выделена в 1965 г. Ю. Г. Егоровым и И. Ф. Морозом в верховьях р. Вывенки и по комплексу радиолярий предположительно отнесена к палеогену (Жамойда и др., 1963). В дальнейшем в результате геологосъемочных работ кремнисто-вулканогенные образования под этим же названием были выделены в хр. Майни-Какыйнэ и на значительном протяжении вдоль побережья Олюторского залива от п-ова Говена на юго-западе до р. Пахачи на северо-востоке (З. А. Абдрахимов, Л. А. Анкудинов, С. А. Мельникова и др.). Повсюду свита сложена спилитами, часто шаровыми пироксен-плагноклазовыми андезитами, туфами андезитового и андезито-базальтового состава, туфо-кремнистыми породами, кремнистыми сланцами, яшмовидными породами и яшмами мощностью до 3000 м. Разрез ее не постоянен, отмечаются фациальные замещения вулканогенно-кремнистых образо-

ниний песчано-аргиллитовыми, причем в последних в ряде мест собрана фауна, в основном пелециподы олигоценового возраста, а в кремнистых породах отмечаются радиолярии (Мигович, Титов, 1966).

На побережье Олюторского залива от южной оконечности п-ова Говена до бухты Сомнения и далее на северо-восток протягивается мощная (2500—3000 м) толща черных рассланцованных аргиллитов и алевролитов с прослоями кремнистых сланцев, выделяемая под названием ильпинской свиты (Егиазаров и др., 1965; Мигович, Титов, 1966). Эта толща, по нашим данным, в нижней половине своего разреза местами фацциально замещается пачкой ритмичного прослаивания туффитов от псефитовых до алевроитовых, которую З. А. Абдрахимов и С. А. Мельникова ошибочно отнесли к вочвинской свите. Песчано-аргиллитовая ильпинская свита на всем своем протяжении отделена от кремнисто-вулканогенной вочвинской круто падающим (40—60°) на северо-запад надвигом, иначе говоря, последняя надвинута на ильпинскую. Падение пород обеих свит также северо-западное. Однако в районе бухты Сомнения нами (Г. П. Авдейко, И. В. Флоренский) отчетливо зафиксировано совершенно согласное залегание кремнисто-вулканогенной вочвинской свиты на ильпинской. Здесь же, непосредственно ниже контакта, З. А. Абдрахимовым и нами в мергелистых конкрециях собрана многочисленная фауна, определяющая, по мнению А. Д. Кочетковой и Н. Г. Прониной (сборы З. А. Абдрахимова), позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст вмещающих слоев (Егиазаров и др., 1965; Мигович, Титов, 1966).

Из разрезов вочвинской и говенской свит западного побережья п-ова Говена М. Я. Серовой (1969) описан комплекс фораминифер характерных для зоны *Globigerina* *papa* — *Acarinina* *primitiva* (верхний палеоцен), выделенной исследователем в разрезе ильпинской серии на п-ове Ильпинском. Судя по описаниям разрезов, слои, содержащие фораминиферы, на наш взгляд, соответствуют ильпинской свите побережья Олюторского залива и частично терригенной фации вочвинской свиты. Здесь, так же как и в разрезах хр. Майни-Какыйнэ, обращает внимание несоответствие определений возраста по макрофауне (олигоцен — нижний миоцен) и фораминиферам (верхний палеоцен). Тем не менее в любом случае возраст вулканогенно-кремнистых образований, развитых на побережье Олюторского залива, не древнее верхнего палеоцена.

В то же время в верховьях р. Вывенки и в хр. Майни-Какыйнэ, т. е. в районах, где впервые была выделена вочвинская свита, А. А. Коляда, Т. В. Тарасенко, С. А. Мельникова (Егиазаров и др., 1965; Тарасенко и др., 1970) собрали верхнемеловых (сенопских) иноцеромов, что послужило Б. Х. Егиазарову (Егиазаров и др., 1965) основанием для отнесения всей вочвинской свиты, в том числе и на побережье Олюторского залива, к верхнему мелу.

Таким образом, под названием «вочвинская свита» оказались объединенными два разновозрастных кремнисто-вулканогенных комплекса. С одной стороны, это верхнемеловые образования, развитые на границе с Ветвейско-Камчатской зоной и генетически связанные с описанными ранее кремнисто-вулканогенными образованиями Ветвейского хребта (ватынская свита), с другой — палеогеновые образования побережья Олюторского залива, характерные, только для Восточно-Камчатской зоны. Поэтому представляется целесообразным полностью отказаться от названия «вочвинская свита». Первые шаги — в этом направлении уже сделаны — в хр. Майни-Какыйнэ вместо вочвинской выделена кремнисто-вулканогенная хакинская свита верхнемелового возраста (Тарасенко и др., 1970). Кремнисто-вулканогенные образования побережья Олюторского залива в дальнейшем будем называть лавровским (или нижним) кремнисто-вулканогенным комплексом, так

как они наиболее типично представлены в районе бухты Лаврова и раньше Б. Ф. Дьяковым именовались толщей бухты Лаврова.

Согласно залегающий выше комплекс туфо-эффузивных пород объединяется в говенскую свиту, выделенную Л. А. Анкудиновым на п-ове Говена. Эта свита широко распространена также в хр. Малиновского и в Пылгинских горах. По своему составу и строению она во многом напоминает лавровский кремнисто-вулканогенный комплекс и отделяется от него темными аргиллитами и алевролитами мощностью до 600 м. Свита представлена чередованием пачек туфов, часто агломератовых, с включением глыб и бомб основных эффузивов со спилитами, диабазами, андезито-базальтовыми порфиритами, аргиллитами и алевролитами. По данным А. А. Коляды, мощностью свиты в районе Пылгинских гор достигает 5600 м (Мигович, Титов, 1966). В отличие от лавровского комплекса она характеризуется меньшим содержанием кремнистых пород, широким развитием агломератовых и глыбовых туфов и частыми фаціальными взаимопереходами. В ряде мест из туфотерригенных фаций этой свиты отмечаются находки фауны моллюсков верхнего олигоцена — нижнего миоцена (Мигович, Титов, 1966). Б. Х. Егiazаров (Егiazаров и др., 1965) склонен относить эту фауну к нижнему миоцену.

Отложения среднего и верхнего миоцена, объединяемые в пахачинскую свиту, приурочены к двум районам. Они протягиваются полосой от Ильпинского полуострова по левобережью р. Вывенки, вдоль границы с Ветвейско-Камчатской зоной, а также вскрываются в междуречье Пахачи и Апуки. Пахачинская свита сложена в основном грубообломочными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками, аргиллитами мощностью обычно от 2000 м и представляет собой типичную молассовую формацию (Егiazаров и др., 1965; Мигович, Титов, 1966). В некоторых районах наблюдается фаціальное замещение терригенных отложений вулканогенными. На Ильпинском полуострове и на левобережье р. Вывенки отмечается согласное залегание пахачинской свиты на подстилающих породах (Голяков, 1966; Мигович, Титов, 1966; Несвит, 1968), в то время как в междуречье Пахачи и Апуки она лежит несогласно на олигоцен-нижнемиоценовых образованиях, причем различными своими горизонтами: в одних случаях это средний миоцен, а в других — верхний (Егiazаров и др., 1965).

К верхней части молассовой формации принадлежат залегающие выше континентальные угленосные, частично вулканогенные, образования, объединяемые обычно в корфовскую свиту. Данная свита локализована примерно в тех же районах, что и пахачинская, но пользуется значительно меньшим распространением. Остатки фауны, встречающиеся в этих отложениях, позволяют относить ее к плиоцену или к верхнему миоцену — плиоцену (Егiazаров и др., 1965), в то время как флористические остатки говорят о более древнем возрасте (Мигович, Титов, 1966).

Четвертичные образования представлены покровами андезитов, базальтов и их туфов, а также лагуно-континентальными и озерно-аллювиальными образованиями.

Суммируя изложенное выше, можно отметить некоторые закономерности в распространении различных типов разрезов (рис. 9):

1. На границе с Ветвейско-Камчатской зоной наблюдаются практически полные разрезы кайнозоя начиная с верхнего мела.

2. Верхнемеловые кремнисто-вулканогенные образования по составу и возрасту близки аналогичным образованиям Ветвейско-Камчатской зоны.

3. В центральных и восточных частях описанного района широко развит комплекс кремнисто-вулканогенных и терригенных образований (лавровский комплекс, говенская свита и их терригенные аналоги)

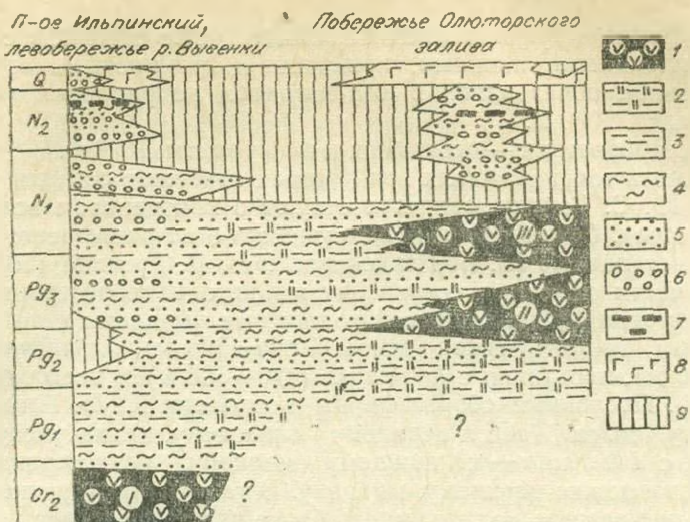


Рис. 9. Принципиальная схема соотношения в пространстве и времени кремнисто-вулканогенных формаций и сопутствующих образований Ильпинского прогиба.

1 — кремнисто-вулканогенные формации: I — верхнемеловые, II — лавровский комплекс, III — говецкий комплекс; 2 — кремнистые аргиллиты; 3 — аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — бурые угли; 8 — плато-эффузивы; 9 — перерывы в осадконакоплении.

мощностью около 8000 м, охватывающий интервал от верхнего палеоцена (?) до нижнего миоцена включительно.

4. В северо-западном направлении, вкрест простирания структур, отмечается фациальное замещение вулканогенных образований терригенными. Такие же фациальные взаимопереходы наблюдаются и по простиранию структур.

5. Средний — верхний миоцен и плиоцен представлены молассоидными формациями, выполняющими отдельные прогибы, причем в прогибах восточной части отмечается несогласное залегание различных горизонтов среднего и верхнего миоцена на подстилающих породах.

Остров Карагинский

Геологическое строение о. Карагинского во многом сходно со строением Ильпинского района. Наиболее древними палеонтологически охарактеризованными породами являются верхнемеловые зеленые туфы основного и среднего состава, спилиты и кремнистые сланцы, сидящие в небольших тектонических блоках (Долматов и др., 1969), приуроченных к массиву ультраосновных пород на юго-восточном побережье острова. Мощность верхнемеловых пород не менее 1000 м. Массив гипербазитов окаймляют метаморфические породы — хлоритовые и альбит-актинолитовые сланцы.

На восточном и юго-восточном побережьях острова Н. А. Храмовым, И. В. Флоренским, Ю. С. Салиным (1969) описан разрез, состоящий из толщ (снизу вверх):

1 — песчано-аргиллитовая — аргиллиты, алевролиты, зернистые песчаники, редкие пачки туфов и порфиритов. 1200 м.

2 — вулканогенно-кремнистая с известняками — чередование пачки вулканогенно-кремнистых и песчано-аргиллитовых пород. 2500 м.

3 — песчаная — песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами. 600 м.

4 — флишевая — флишеидное переслаивание песчаников и аргиллитов, прослои шаровых лав порфиритов и их туфов. 2500 м.

5 — туфовая — туфы и лавы базальтов, реже спилитов с подчиненными флишоидными пачками, кремнями и кремнистыми аргиллитами. Вулканогенные образования в юго-западном направлении замещаются терригенными. 2000 м.

6 — пестроцветная — песчаники и алевролиты. 1000 м.

Все шесть толщ в разных количествах содержат остатки фауны, которые, по Ю. С. Салину, свидетельствуют о плиоценовом возрасте вмещающих пород. Однако такому заключению о возрасте всего комплекса противоречат данные Ю. Б. Гладенкова и В. И. Гречина (1969). В юго-западной части острова в составе описанных выше пестроцветной толщи и терригенной фации туфовой толщи ими выделены и детально описаны (снизу вверх): свита мыса Тонс (320 м), ильхатунская свита (около 650 м), песчаники с *Laternula* (420—500 м) и пестроцветная свита (345 м). Послойные сборы фауны позволили Ю. Б. Гладенкову отнести свиту мыса Тонс к верхнему олигоцену, ильхатунскую свиту и песчаники с *Laternula* — к нижнему миоцену, а пестроцветную — к среднему, возможно верхнему, миоцену. В таком случае пачки 1—4 описанного выше разреза должны иметь более древний возраст.

Обращает на себя внимание сходство разреза о. Карагинского с разрезами побережья Олюторского залива. Вулканогенно-кремнистая толща с известняками (толща 2) легко сопоставляется с лавровским кремнисто-вулканогенным комплексом, а туфовая (толща 5) — с говенской свитой. В обоих этих районах вулканогенно-кремнистые образования разделены песчано-аргиллитовыми толщами, и нижний из них подстилается аргиллитами и алевролитами. Видимо, как и на побережье Олюторского залива, весь этот комплекс вулканогенных, терригенных и кремнистых пород имеет возраст от палеоцена (?) до нижнего миоцена.

На северо-западном побережье острова эти отложения несогласно перекрываются туфо-терригенными породами верхнего миоцена (свита мыса Плоского, юньюнваямская свита) и плиоцена (лимимтэваямская и усть-лимимтэваямская свиты). Последние также отделены несогласием от миоценовых отложений. От разновозрастных отложений Олюторского района верхнемиоцен-плиоценовые образования о. Карагинского отличаются менее грубым составом и большим количеством туфодиацитов.

Весьма интересен разрез палеоген-неогеновых отложений западного побережья пролива Литке: он занимает промежуточное положение между Восточно-Камчатской и Ветвейско-Камчатской зонами. Здесь на вулканогенно-кремнистых породах верхнего мела (ирунейская свита) резко несогласно с базальными конгломератами в основании залегают терригенные породы олигоценового возраста, представленные в нижней своей части песчаниками (400—450 м), а выше — флишоидным переослаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов (700—800 м). Терригеновые отложения олигоцена выклиниваются в западном направлении.

Нижнемиоценовые отложения мощностью до 600 м в восточной части состоят из терригенных, часто флишоидных пород, в то время как на западе они фациально замещаются андезитами и андезито-базальтами.

Средний миоцен представлен исключительно вулканогенными породами — андезитами, андезито-базальтами и их туфами и игнимбридами с преобладанием туфов (600—650 м), а верхний миоцен-плиоцен — грубообломочными терригенными породами (250—350 м) в нижней своей части и вулканогенными — в верхней.

В этом разрезе олигоцен-нижнемиоценовые отложения тяготеют к разрезам Восточной Камчатки и сопоставляются с ильпинской серией, в то время как вулканогенные породы более высоких частей разреза близки к разновозрастным вулканитам Срединного хребта.

Строение Восточной Камчатки от хр. Кумроч на севере до Валаггинского хребта на юге, видимо, значительно сложнее. На этой территории по особенностям геологического строения четко выделяются три линейно-вытянутые в соответствии с простираем структур зоны: западная (Восточный хребет), восточная и полуострова Восточной Камчатки. Строение полуостровов более или менее ясно и не вызывает споров. Описание разреза п-ова Камчатский мыс дается по материалам государственной геологической съемки, изложенным в ряде статей (Борзунова и др., 1969; Марков и др., 1969; Долматов, Хотин, 1969).

Верхнемеловые отложения представлены африканской серией, разделенной на смагинскую и пикежскую свиты. Первая (2000—2200 м) — сложена кремнистыми и известковыми туфами с горизонтами и линзами базальтов, спилитов, яшм, кремней и кремнисто-карбонатных пород. Нижняя часть второй свиты (1200—1600 м) также представлена кремнистыми туфами, а верхняя — песчаниками с биотитом.

Мощный (более 11 000 м) комплекс палеогеновых пород (столбовская серия) подразделяется на 4 свиты (снизу вверх): тарховскую, верещагинскую, рифовскую и баклановскую. Тарховская свита (около 1500 м) условно-палеоценового возраста состоит из базальтов и спилитов, часто шаровых, туфов и кремней. Верещагинская свита (4500 м) сложена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками, вверху появляются гравелиты и конгломераты и отмечается обильная фауна верхнего эоцена. В основании рифовской свиты (2500 м) выделяется мощный горизонт конгломератов (320—340 м), а выше свита сложена пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто ритмичными. Здесь обильны остатки моллюсков верхнего эоцена-олигоцена. Баклановская свита (3000 м) олигоценного возраста представлена пачками туфогенного флиша, иногда с мергелями в верхних частях ритмов. На севере полуострова — потоки шаровых базальтов, быстро выклинивающихся к югу.

Обращает внимание наличие вулканогенных пород верхнего мела, основания палеогенового разреза и олигоцена. Остальная часть палеогенового разреза — мощный (7000 м) комплекс терригенных пород.

Интрузивные образования — в виде верхнемеловых массивов — гипербазитов и габбро в южной части полуострова и палеогеновых гипабиссальных интрузий и даек габбро, габбро-порфиринов и диабазов в северной части.

Разрез Кроноцкого полуострова отличается от описанного выше значительно меньшими мощностями палеогеновых отложений и большей ролью вулканогенной составляющей (Садреев, Долматов, 1965; Долматов, Садреев, 1966; Серова, 1966).

Условно-верхнемеловые образования, объединенные в свиту мыса Каменистого, представлены шаровыми базальтами, туфами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами мощностью 700 м. Они прорваны интрузиями гипербазитов. Палеогеновые отложения подразделяются на две свиты (снизу вверх): кубовскую (палеоцен — эоцен) и козловскую (олигоцен). Нижняя подсвита кубовской свиты (1300 м), залегающая с разрывом на породах верхнего мела, состоит из ритмичного переслаивания псефитовых, псаммитовых и алевроитовых туфов с линзами кремнистых пород. На этой части разреза М. Я. Серовой (1966) описан богатый комплекс фораминифер. В верхней подсвите (1600 м) наряду с туфами и кремнистыми породами содержатся линзы и пласты шаровых базальтов. Козловская свита (1400 м) олигоценного возраста залегают несогласно на подстилающих породах и представлена покровами шаровых базальтов с халцедоном между шарами, а также туфами основного состава. Весь этот комплекс резко несогласно

перекрываются верхнемiocеновыми терригенными породами (>100 м).

Второй зоной, где достоверно известны верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования, является Восточный хребет. Из данных о возрасте следует упомянуть находки иноцерамов в Валагинском хребте, определения абсолютного возраста магматических пород хр. Тумрок (84—86 млн. лет, по данным Э. Н. Эрлиха), а также выделение датско-палеоценового комплекса фораминифер в терригенно-туфовом комплексе хр. Тумрок, с размывом залегающим на вулканогенно-кремнистых образованиях (Серова и др., 1970). Отсюда ясно, что по меньшей мере хотя бы часть вулканогенно-кремнистых образований Восточного хребта имеет верхнемеловой возраст.

Наибольший интерес представляет разрез хр. Тумрок. По данным А. Е. Шанцера (1966), нижняя часть вулканогенно-кремнистой свиты является существенно вулканогенной, в основании ее — пересланвание ультраосновных субвулканических пород лав и пикритов и пикритовых базальтов с грубообломочными туфами, выше — нормальные базальты, часто с шаровой отдельностью, пересланвающиеся с редкими пачками туфов. Мощность эффузивной части — около 1600 м. Для залегающей выше туфогенно-кремнистой толщи (600 м) характерны окремненные витрокластические туфы, переслаивающиеся с более грубообломочными разностями туфов и маломощными прослоями андезито-базальтовых порфиритов. Весьма интересны субвулканические тела ультраосновных пород и лавы пикритов и пикритовых базальтов. В этой же толще на стыке хребтов Тумрок и Кумроч, в верховьях р. Правый Толбачик Э. Н. Эрлихом, А. Е. Шанцером, Ф. Ш. Кутыевым (1971) описан эффузивно-интрузивный комплекс основных и ультраосновных пород. Здесь наблюдается сложенный в центре габбро-сиенитами и тешенитами, на периферии — пироксенитами и перидотитами шток диаметром 2,5 км, с которым связана серия конических даек, падающих по направлению к нему и представленных вблизи меймечитами, а на удалении серпентинитами. По мнению авторов, он является жерлом вулкана, от которого периклинально отходят потоки меймечитов, пикритов, пикритовых базальтов, авгититов и нормальных базальтов. Обращает на себя внимание петрографо-петрохимическое сходство этих пород с лавами Гавайских островов (табл. 1). В обоих этих районах отмечается развитие пикрит-базальтов с низким содержанием кремнезема и алюминия и относительно высоким содержанием окиси магния. Особенно близки лавы хр. Тумрок к пикрит-базальтам океанического типа Гавайских островов (см. табл. 1, анализы 3, 4), отличие же — в сравнительно низком содержании титана в пикрит-базальтах хр. Тумрок, хотя авторы (Эрлих и др., 1971) отмечают наличие в породах титан-авгита. Большой интерес представляет находка в хр. Тумрок так называемых авгититовых лав, которые, видимо, нередки среди эффузивных образований ложа океана (Прокопцев, Мурдмаа, 1970). Однако химический состав щелочных авгититовых лав Южной котловины Тихого океана заметно отличается от состава авгититов хр. Тумрок.

Родство пикрит-базальтов хр. Тумрок и Гавайских островов заставляет вспомнить, что непосредственным продолжением Гавайского подводного вулканического хребта является массив Обручева, упирающийся в сочленение Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и трансирующийся непосредственно на хр. Тумрок. Возможно, здесь вулканические и осадочные породы ложа океана попадают в основание (фундамент) геосинклинального комплекса при последовательном продвижении геосинклинальных прогибов в сторону Тихого океана (Avdeiko, 1971). Об этом же свидетельствует и наличие реликтов структур северо-западного простирания в хребтах Тумрок, Кумроч и Валагинском (Тихонов, 1963; Петров и др., 1966; Шанцер, Тихонов, 1967), что соответствует простиранию Гавайского подводного хребта. Показательно еще

Химический состав некоторых эффузивов Гавайских островов и хр. Тумрок

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,10	44,33	46,41	42,60	44,24	42,80	44,84	46,10	36,78
TiO ₂	2,74	2,65	1,98	0,50	0,53	0,71	0,50	0,62	3,68
Al ₂ O ₃	11,20	12,80	8,53	5,73	12,37	9,71	10,36	9,68	13,39
Fe ₂ O ₃	2,84	3,38	2,47	4,41	4,57	7,22	5,54	3,68	7,46
FeO	9,91	9,14	9,82	6,92	6,29	4,33	5,54	7,13	6,25
MnO	0,16	0,15	0,15	0,29	—	0,22	0,25	0,52	0,19
MgO	15,13	11,05	20,81	26,56	9,65	11,67	12,49	14,07	7,16
CaO	10,69	10,52	7,38	5,34	11,08	9,40	10,81	19,45	13,76
Na ₂ O	1,66	3,60	1,58	1,24	2,50	2,48	2,47	1,73	1,47
K ₂ O	0,54	0,99	0,32	1,65	1,80	4,10	0,46	1,33	0,94
H ₂ O ⁺	—	—	—	3,54	2,96	3,62	3,65	2,71	5,22
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,46	0,68	1,68	2,73	0,38	5,22
P ₂ O ₅	0,30	0,43	0,20	0,27	—	—	—	0,18	0,86
CO ₂	—	—	—	—	—	2,41	—	0,85	—
SO ₃	—	—	—	0,32	—	—	—	0,24	0,15
Ш. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	2,57
Сумма				99,83	99,98	100,35	99,64	99,67	99,88

Примечание. 1—3—средние составы лав Гавайских островов (Macdonald and Katsura, 1964); 1—пикрит-базальт анкармитного типа, 2—нефелиновый базальт, 3—пикрит-базальт океанического типа; 4, 5—пикрит-базальты хр. Тумрок (Эрлих и др., 1971); 6, 7—пикрит-базальты хр. Тумрок (колл. А. Е. Шанцера, аналитик И. М. Бендер); 8—авгитит хр. Тумрок (Эрлих и др., 1971); 9—щелочная авгититовая лава Южной котловины Тихого океана (Прокопцев, Мурдмаа, 1970).

и то, что разрез вулканогенно-кремнистых образований мелового или условно-мелового возраста в хр. Тумрок (т. е. прямо на продолжении структуры Гавайского хребта) наименее мощный (2350 м), в то время как к северо-востоку от него, в хр. Кумроч, он увеличивается до 3350 м, а к юго-западу, в Валагинском хребте,— до 6300 м главным образом за счет верхних частей разреза (Шанцер, 1966).

На отложениях вулканогенно-кремнистой свиты в хр. Тумрок с разрывом и угловым несогласием залегает туфо-терригенный комплекс мощностью до 1800 м (Шанцер, 1966; Шанцер и др., 1966). В средней части этого разреза обнаружен довольно богатый комплекс фораминифер и радиолярий, отнесенный М. Я. Серовой к зоне *Rzehakina epigona*; он скользит во времени от позднего маастрихта вплоть до верхней границы палеоцена и, по мнению авторов (Серова и др., 1970), характеризуется в основном осадки геосинклинального типа. Аналогичный комплекс туфо-терригенных пород зафиксирован также в хребтах Валагинском и Гамчен (Шанцер, 1966; Шанцер и др., 1966).

Как уже отмечалось, в Валагинском хребте на вулканогенно-кремнистых и терригенных отложениях, относимых к верхнему мелу и палеоцену, резко несогласно залегают средне-верхнемиоценовые грубообломочные отложения осиповской серии (Цикунов и др., 1966), которые, видимо, представляют собой молассовую формацию и в свбю очередь несогласно перекрываются породами вулканогенного комплекса плиоцен-четвертичного возраста.

В хр. Тумрок аналоги осиповской серии неизвестны, а среди плиоцен-четвертичных образований А. Е. Шанцером, А. И. Челебасовой, А. Р. Гептнером (1966) выделяются следующие подразделения (снизу вверх):

Щапинская свита (нижний? — средний плиоцен)

Континентальные угленосные отложения с прибрежно-морскими фациями с нижней части. 900 м.

Бурковская свита

Агломератовые туфы, кластолавы и лавы андезитов и андезито-базальтов. 600 м.

Тумрокский комплекс (верхний плиоцен)

Вулкано-терригенные отложения, туфы, андезиты и др. до 1200 м.

Гамченский комплекс (верхний плиоцен — плейстоцен)

Преимущественно андезиты и андезито-базальты. 400—500 м.

Отложения тумрокского комплекса с размывом и несогласием залегают на породах щапинской и бурковской свит.

Восточно-Камчатский прогиб (по Г. М. Власову) занимает промежуточное положение между Восточным хребтом и полуостровами Восточной Камчатки. Высказываются противоречивые взгляды как относительно возраста, так и относительно стратиграфических взаимоотношений выделяемых подразделений. Н. А. Храмовым и Ю. С. Салиным (1966) для Усть-Камчатского района предлагается следующая стратиграфическая последовательность развитых в пределах Восточно-Камчатского прогиба отложений (снизу вверх):

Березовская серия (условно мел-палеогенового возраста)

Туфопесчаники и туфогравелиты с маломощными прослоями и линзами кремнистых сланцев и полосчатых кремней. Более 80 м.

Усть-Камчатская серия (олигоцен (?)) — нижний миоцен, возможно низы среднего)

Терригенные, часто флишоидные отложения, содержащие в верхней половине разреза обильную фауну моллюсков нижнего миоцена, в основании — базальные конгломераты мощностью 180 м, залегающие предположительно несогласно на породах березовоярской серии. 2200 м.

Серия кумроч (предположительно миоцен) залегают согласно на породах усть-камчатской серии и подразделяется на следующие толщи:

1 — песчано-аргиллитовая — аргиллиты и песчаники, иногда ритмично переслаивающиеся, редкие пачки кремнистых аргиллитов и пласты псефитовых туфов базальтового состава. 3200 м.

2 — кремнисто-аргиллитовая — темно-серые кремнистые аргиллиты, линзы кремней и пелитоморфного известняка, отмечается обогащение окислами марганца. 1200 м.

3 — кремнисто-карбонатная — темно-серые аргиллиты, часто кремнистые, многочисленные линзы кремней; редко встречаются пластовые залежи спилитов и базальтов шарового сложения и линзы пелитоморфных кремнистых известняков. 2400 м.

4 — песчаная — туфогенные песчаники с прослоями аргиллитов. 1500 м.

5 — песчано-глинистая — флишоидное переслаивание песчаников и аргиллитов с большим числом мощных (до 80 м) линз грубообломочных туфов и редкими пластовыми телами базальтов в верхней части. 3000 м.

6 — туфо-кремнистая — псаммитовые и агломератовые туфы базальтов и базальтовых порфиритов, пачки кремнистых пород. 1700 м.

7 — толща переслаивающихся песчаников и аргиллитов. 1500 м.

В строении разреза в целом есть некоторое сходство со строением палеоген-неогеновых кремнисто-вулканогенных и терригенных образований о. Карагинского и побережья Олюторского залива. Здесь также выделяются два горизонта вулканогенно-кремнистых образований (толщи 3 и 6 вместе с частью толщи 5), но вулканогенные фации выражены менее отчетливо. Это в какой-то мере свидетельствует в пользу правильности стратиграфической последовательности, предлагаемой Н. А. Храмовым и Ю. С. Салиным (1966) внутри серии кумроч. Вместе с тем толщ 6 и 7, вскрывающиеся в осевой части хр. Кумроч, большинством исследователей (Хотин, 1965; Шанцер, 1966; Шанцер, Тихонов, 1967) относятся уже к меловым или мел-палеогеновым отложениям и сопоставляются, как было отмечено выше, с однотипными образованиями хребтов Тумрок и Валагинского. Не исключено, что наряду с меловыми вулканогенно-кремнистыми образованиями в этих хребтах есть и более молодые однотипные породы, как это отмечается на о. Карагинском (Долматов и др., 1969). Это вероятно в связи со сложностью тектонического строения и наличием крупных надвигов (Петров и др., 1966; Шанцер, Тихонов, 1967; Марков и др., 1969).

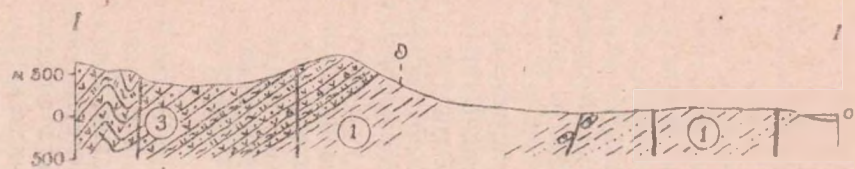
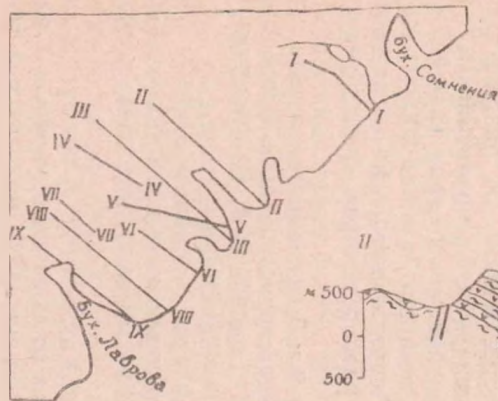
Узловым моментом в определении миоценового возраста серии кумроч явилось согласное (Храмов, Салин, 1966) залегание серии кумроч на породах усть-камчатской (тюшевской) серии. Однако и в этом вопросе имеются существенные расхождения. Большинство исследователей, начиная с Л. А. Гречишкина (1935), считают, что породы серии кумроч (или богачевской серии) надвинуты на породы усть-камчатской серии по «надвигу Гречишкина». Не отдавая предпочтения какой-либо из высказанных точек зрения, напомним, что не обязательно надвинутые отложения являются более древними по сравнению с подвинутыми. Надвиг может и не менять стратиграфического соотношения между толщами, как это неоднократно наблюдалось нами на побережье Олюторского залива.

О возрасте серии кумроч или, во всяком случае, части ее свидетельствует фауна моллюсков из отложений богачевской серии Кроноцкого района. Палеонтологи (Л. В. Криштофович, А. П. Ильина, И. Г. Пронина) датируют ее обычно в пределах нижнего — среднего миоцена, в то время как Ю. С. Салин (Храмов, Салин, 1966) считает предпочтительным среднемиоценовый ее возраст. Другим косвенным аргументом в пользу миоценового возраста являются данные по разрезу района мыса Тупого (побережье Озерного залива). Здесь, по мнению Н. А. Храмова и Ю. С. Салина, вскрываются верхние части серии (аналоги толщ 6 и 7). В этом разрезе туфовая толща мощностью около 2000 м согласию перекрывается песчано-глинистой, содержащей, по заключению Ю. С. Салина, многочисленную и разнообразную фауну верхнего миоцена.

Вместе с тем в известняках толщ 2 и 3 описанного разреза и в их аналогах на Валагинском хребте присутствуют остатки фораминифер палеогенового, по заключению М. Я. Серовой и А. В. Фурсенко, возраста (Петров и др., 1966; Храмов, Салин, 1966).

Приведенный обзор дает представление, насколько сложна общая картина геологического положения вулканогенно-кремнистых образований Восточно-Камчатской зоны. Тем не менее можно сделать вполне определенные выводы.

1. На всем протяжении Восточно-Камчатской зоны практически повсеместны палеоген-неогеновые (без дальнейшего уточнения возраста) кремнисто-вулканогенные образования. Они находятся в тесных фациальных взаимоотношениях с терригенными породами, составляя единый комплекс кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций. На наш взгляд, они представляют собой главный (последний) геосинклинальный комплекс в понимании М. В. Муратова (1964).



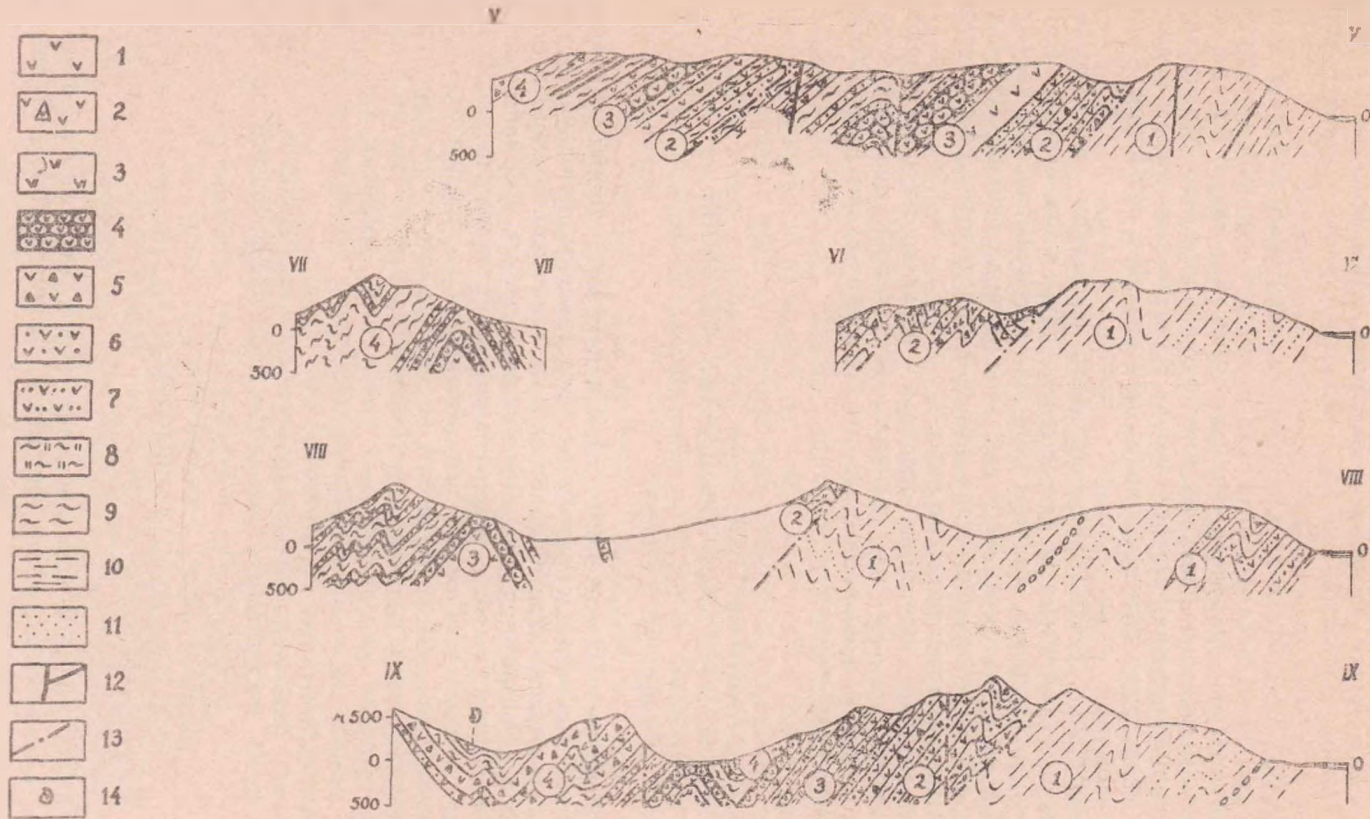


Рис. 10. Разрезы кремнисто-вулканогенных образований района бухты Лаврова. Номера разрезов соответствуют номерам на схеме-врезке.

1 — спилиты и спилитовые порфириты; 2 — кластолавы спилитов; 3 — кератофиры; 4 — шаровые лавы; 5 — агломератовые туфы; 6 — псефитовые и псаммитовые туфы; 7 — туффиты; 8 — кремнистые породы; 9 — алевродиты; 10 — рассланцованные аргиллиты и алевродиты; 11 — песчаники; 12 — дайки и силлы андезитовых порфиритов; 13 — разломы; 14 — места находок фауны. Цифры в кружочках соответствуют порядковым номерам толщ на с. 48—49.

2. В пределах Восточной Камчатки кремнисто-вулканогенные образования верхнемелового возраста являются фундаментом для главного геосинклинального комплекса, а в северных районах Восточно-Камчатской зоны генетически связаны с комплексом разновозрастных кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций Ветвейско-Камчатской зоны. Иными словами, формации главного геосинклинального комплекса краевых частей Ветвейско-Камчатской зоны попадают в фундамент главного геосинклинального комплекса более молодой геосинклинали.

В пределах Восточного хребта туда же, возможно, попадают древние структуры ложа океана и в первую очередь Гавайский вулканический хребет и массив Обручева. Не исключено, что такую же природу имеет часть мел-палеогеновых кремнисто-вулканогенных образований Кроноцкого полуострова. Разрез п-ова Камчатского мыса, видимо, несколько иной природы и в какой-то мере связан с развитием Алеутской островной дуги.

3. Чрезвычайно трудно разграничивать формации главного геосинклинального комплекса и фундамента даже в том случае, когда отмечено ранее (Авдейко, Храмов, 1969), по петрохимическим характеристикам лавы внутриокеанических островов практически не отличаются от лав спилито-кератофирового ряда.

4. Молассоидные формации среднего — верхнего миоцена и плиоцена тяготеют к прогибу на границе с Ветвейско-Камчатской зоной, и в этих случаях можно наблюдать практически полные разрезы кайнозоя (Олюторский район).

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Район бухты Лаврова

На побережье Олюторского залива, в районе бухты Лаврова, кремнисто-вулканогенные образования представлены, пожалуй, в наиболее типичном своем виде. Общие вопросы пространственного и стратиграфического положения кремнисто-вулканогенных формаций этого района, и соотношения их с терригенными образованиями разобраны выше. Здесь же мы остановимся на особенностях строения отдельных толщ, фациальных взаимоотношений и петрографической характеристике преимущественно лавовых компонентов. Взаимоотношение отдельных толщ показано на прилагаемых конкретных разрезах (рис. 10). В составе комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций на разрезах выделены (снизу вверх):

1 — толща рассланцованных аргиллитов и алевролитов, местами в нижней части фациально замещаемых туфо-туффовыми пачками. 2500 м.

Лавровский кремнисто-вулканогенный комплекс

2 — туфовая толща — переслаивание туфов от агломератовых до кремнистых алевролитовых, часто ритмичное, флишеподобное, отдельные потоки спилитов. 1300 м.

3 — эффузивная толща — спилиты, часто шаровые с кремнистым заполнением, спилитовые, реже андезитовые, порфириты, песчано-алевролитовые и кремнистые прослои и пачки. 1200 м.

Говенский кремнисто-вулканогенный комплекс
(говенская свита)

4 — терригенно-вулканогенная толща — ритмичное переслаивание туфов преимущественно грубооломочных, потоки спилитов, спилитовых и андезитовых порфиритов, реже кератофиров, песчано-алевролитовые пачки. 2300 м.

5 — лавы и кластолавы высоты 1318,8 (разрез IV, рис. 10). 1000 м.

Толща рассланцованных аргиллитов и алевролитов, вскрывающаяся в береговых обрывах Олюторского залива, на всем своем протяжении от мыса Говена до района бухты Сомнения сложена однообразными черными и темно-серыми, обычно крупноплитчатыми аргиллитами и алевролитами. В них встречаются редкие линзовидные прослои до 0,1 м мощностью и овальные стяжения до 0,2—0,3 м в поперечнике мергелистых пород. Границы между алевролитами и аргиллитами, как правило, нечеткие. слоистость устанавливается с трудом. Вместе с тем в отдельных районах намечаются пачки тонкого ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. В единичных случаях в основании ритмов мощностью от 0,2 до 1,5 м наблюдаются мелкогалечные конгломераты. Благодаря четкой ритмичности удалось установить несоответствие сланцеватости со слоистостью в устье р. Навыринваем (разрез I, рис. 10). Как правило сланцеватость по простиранию совпадает со слоистостью, но отличается углами падения (рис. 11), иногда наблюдаются противоположные падения. В том же районе нами описаны бескорневые экзотические глыбы сильно измененных эффузивов размером до 4 м и кремнистых пород размером до 1,5 м (разрез I, рис. 10). Кроме того, наряду с овальными стяжениями мергелистых пород правильной формы без каких-либо остатков фауны в верхней части разреза отмечаются известковистые конкреции с обильными остатками мелководных моллюсков, несущие явные следы переотложения.

Тонкий, хорошо отсортированный материал осадков, их слабая карбонатность, выдержанность состава на протяжении по крайней мере 200 м (с привлечением данных по другим районам Восточной Камчатки не менее 1000 км), отсутствие фаунистических остатков или их крайняя редкость позволяют предположить глубоководный характер образования толщи аргиллитов и алевролитов. Экзотические глыбы, переотложенные конкреции и маломощные пачки ритмичного переслаивания являются, видимо, результатом наиболее мощных землетрясений в зоне перехода от континента к океану, сопровождающихся образованием мутьевых потоков. В ряде разрезов нижней части толщи (разрезы II, VIII, рис. 10) наблюдается фациальное замещение аргиллитов и алевролитов пачками ритмичного переслаивания псаммитовых и алевролитовых туфов и туффигов. В верхних частях ритмов иногда отмечаются черные рассланцованные аргиллиты и алевролиты, а также прослои пелитоморфных известняков. Мощность ритмов колеблется от 5 до 20 м, однако два из них в разрезе VIII (см. рис. 10) достигают 100—120 м, причем 70—90 м составляют псаммитовые туфы основания ритмов, четко прослеживающиеся в виде гривок среди окружающих пород.

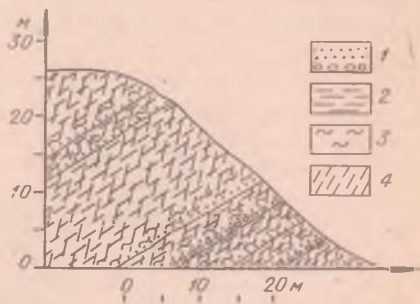


Рис. 11. Соотношение слоистости и сланцеватости в толще рассланцованных аргиллитов и алевролитов в устье р. Навыринваем.

1 — песчаники и конгломераты; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — сланцеватость.

Туфовая толща в большинстве разрезов отделена от толщи рассланцованных аргиллитов и алевролитов надвигом, располагаясь в надвинутом крыле (см. рис. 10). Однако в бассейне р. Навыринваям установлен согласный контакт между этими толщами с переслаиванием туфов и аргиллитов в переходной зоне мощностью 10—20 м. Основной объем этой толщи — туфы и туфо-кремнистые породы, на долю терригенных приходится до 20%, в то время как редкие потоки спилитов, спилитовых и андезитовых порфиритов составляют не более 5%. Наиболее типичный разрез этой толщи описан на северо-западном склоне лагуны Средней (рис. 12). Снизу вверх здесь выделяются:

1 — миндалекаменный спилит со следами расслоения на подушечки. 25 м.

2 — пачка ритмичного переслаивания агломератовых, псефитовых и псаммитовых туфов с преобладанием первых (ритмы достигают мощности 30 м). 270 м.

3 — туфы псефитовые с прослоями псаммитовых. 65 м.

4 — агломератовый туф с прослоями псефитовых туфов. 50 м.

5 — пачка ритмичного переслаивания псефитовых, псаммитовых и окремненных алевропелитовых туфов. В ритмах основания пачки мощностью до 15—20 м, окремненные алевропелитовые туфы редки, в то время как в верхней части практически исчезают псефитовые туфы и появляются линзы яшмовидных пород. Мощность ритмов уменьшается до 5 м. 120 м.

6 — туф агломератовый с размером угловатых обломков лав до 20 см. 20—25 м.

7 — пачка ритмичного переслаивания псаммитовых, алевропсаммитовых и кремнистых алевритовых туфов; вверх по разрезу слоистость пород улучшается и в верхних частях ритмов появляются кремнистые аргиллиты. 190 м.

Выше залегают мощные потоки лав спилитов, иногда шарового сложения, эффузивной толщи. В этом разрезе наряду с ритмичным характером строения толщи намечается тенденция уменьшения зернистости туфов и улучшения слоистости снизу вверх. В этом же направлении увеличивается количество кремнистых пород. Такое строение туфовой толщи в целом хорошо выдерживается во всех разрезах (см. рис. 10). От бухты Лаврова преобладают псаммитовые и алевропсаммитовые разновидности, появляются в значительном количестве туффиты и кремнистые аргиллиты. С исчезновением грубых пачек увеличивается степень дислоцированности пород, нередкими становятся опрокинутые и изоклиналильные складки, которые отчетливо видны в стенках ледниковых карров и цирков.

Эффузивная толща. В строении этой толщи также намечаются фациальные изменения. В разрезах района лагуны Средней (разрезы

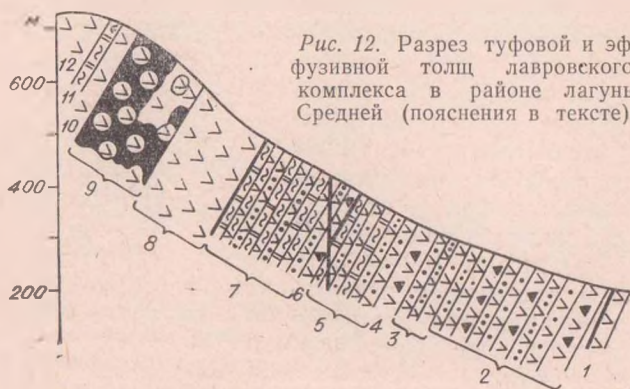


Рис. 12. Разрез туфовой и эффузивной толщ лаврового комплекса в районе лагуны Средней (пояснения в тексте).

II—V, рис. 10) она почти нацело сложена лавами спилитов и спилитовых порфиритов, среди которых весьма редко и лишь в верхней части встречаются прослойки кремнистых аргиллитов мощностью не более 15 м. Спилиты, особенно в верхней половине разреза эффузивной толщи, часто имеют шаровое сложение с яшмовидными породами в промежутках между шарами. В целом на долю эффузивов в этих разрезах приходится около 90% объема толщи, а на долю кремнистых пород, включая межшаровое заполнение, — около 10%. Отдельные потоки спилитов и спилитовых порфиритов достигают 150 м. В том же разрезе, где описана туфовая толща, эффузивы представлены следующими слоями (см. рис. 12):

8 — спилитовые порфириты с крупными порфиритовыми выделениями альбита размером до 2—3 мм; в средней части потока спилитовые порфириты более раскристаллизованы, здесь же наблюдаются стяжения кремней неправильной формы размером от 0,1 до 0,5 м. 140 м.

9 — шаровые спилиты с различной степенью расслоения на подушки с яшмовидными породами в промежутках между шарами; встречаются участки спилитов, в которых отсутствует шаровое сложение. 160 м.

10 — спилитовые порфириты, аналогичные описанным выше. 40 м.

11 — туфы алевролитовые, кремнистые. 10 м.

12 — спилитовые порфириты с крупными порфиритовыми выделениями плагиоклаза размером до 2—3 мм в нижней части и 3—4 мм в верхней. 70 м.

Далее разрез также наращивается спилитами и спилитовыми порфиритами, в которых чаще встречаются пачки переслаивания псаммитовых и кремнистых алевритовых туфов мощностью до 15 м.

В северо-восточном и юго-западном направлениях роль эффузивов заметно уменьшается. В разрезе I (см. рис. 10) спилиты составляют около 20%, а остальной объем приходится в основном на псаммитовые и псефитовые литокристаллокластические туфы основного состава.

В разрезах бухты Лаврова эффузивная толща представлена переслаиванием потоков спилитов и спилитовых порфиритов, реже андезитовых порфиритов с пачками окремненных слонстых алевролитов. Мощность отдельных потоков лав колеблется в пределах от 20 до 70 м, а алевролитов от 10 до 25 м. Отдельные потоки спилитов имеют шаровое сложение. Практически стопроцентная обнаженность позволила сделать наблюдения над особенностями строения шаровых потоков. Форма тел самая разнообразная. Встречаются шары округлой формы размером от 0,2 до 1 м, подушки размером от 1×1,5 до 1,5×2,5 м и тела баллонообразной формы размером до 5—7 м по длинной оси и 1—2 м в поперечнике. Крупные подушки и тела баллонообразной формы повторяют подошвами форму нижележащих тел. Мелкие шары как бы отпочковываются от крупных тел. Стекловатая корка тел — более основного состава, чем центральные части, имеет толщину не более 5 см и хорошо отсланцовывается от внутренней части. Концентрическое сложение внутренних зон — лишь на отдельных шарах. Концентрические трещины тоже, как правило, отсутствуют, но хорошо выдержаны радиальные. Межшаровые пространства выполнены яшмовидными породами, имеющими обычно зональное строение. На контакте с шаровыми телами яшмовидные породы, как правило, имеют дымчато-синий цвет, а в центральной части — до молочно-белого кварца. Иногда яшмовидные породы межшарового заполнения включают обломки стекловатой корки.

По простиранию часто шаровое сложение постепенно исчезает, сначала появляются участки массивных лав, затем элементы шарового сложения улавливаются только по включениям кремней неправильной формы. К юго-западу от бухты Лаврова в районе лагуны Тиштикун эффузивы практически исчезают из разреза этой толщи, замещаясь слонстыми туфами, туффитами и туфокремнистыми породами.

Таким образом, по фаціальным особенностям строения как туфової, так и эффузивной толщи намечается зона интенсивного подводного вулканизма в районе лагуны Средней. По простиранию этих толщ в юго-западном и северо-восточном направлениях интенсивность вулканизма заметно уменьшается. К сожалению, нам не удалось наметить отдельных вулканических центров. Можно предположить, что дайки андезитовых и спилитовых порфиритов, от которых отходят силлы того же состава, являются подводными каналами, но для более категоричного высказывания нет достаточных данных.

Терригенно-вулканическая толща говенского комплекса имеет довольно сложное строение. В разрезах бухты Лаврова она сложена в основном туфо-терригенными породами, причем между туфами и терригенными породами отмечаются резкие фаціальные взаимопереходы (см. разрезы VII—IX, рис. 10). В разрезе IX наблюдается ритмичное переслаивание агломератовых, псефитовых и псаммитовых туфов с резким преобладанием агломератовых, и только нижние 500—600 м толщи сложены кремнисто-туфогенными алевролитами с прослоями псаммитовых туфов. В 2,5 км к северо-западу, в разрезе VIII агломератовые и псефитовые туфы практически отсутствуют, а псаммитовые переслаиваются с кремнисто-туфогенными алевролитами, причем последние явно преобладают. Еще через 1 км, в разрезе VII, псаммитовые и алевропсаммитовые туфы присутствуют лишь в качестве прослоев. Эти данные свидетельствуют о том, что где-то в районе местоположения разреза IX находился центр эксплозивной деятельности. Встречающиеся в алевролитах редкие остатки раковин вариамуссиумов позволяют говорить о глубинах формирования до 1000 м.

В разрезах II—V (см. рис. 10) района бухты Средней наряду с туфогенно-осадочными породами присутствуют потоки лав спилитов, спилитовых и андезитовых порфиритов и реже кератофиров, иногда наблюдаются шаровые спилиты. Вместе с тем туфы здесь представлены менее грубообломочными разностями, иногда отмечаются прослои кремнистых аргиллитов.

Значительный интерес представляет разрез юго-восточного склона высоты 1318,8 (см. разрез IV, рис. 10). Здесь вскрывается пачка ритмичного переслаивания агломератовых, псефитовых и псаммитовых туфов и туфоалевролитов мощностью около 1000 м, причем мощность отдельных ритмов увеличивается вверх по разрезу от 20 до 100—120 м. В том же направлении возрастает и роль агломератовых туфов. Эта толща перекрывается потоком андезитовых порфиритов мощностью около 100 м. Кроме того, в этом же разрезе, несколько выше, в неясном положении относительно порфиритов из-за зоны разлома вскрывается пласт бомбовых туфов. Бомбы обычно продолговатые, эллипсоидальные, размером до 0,3 м представлены пористым андезитовым порфиритом с буроватой коркой закалки толщиной до 1 см. Размеры пор увеличиваются к центру, где достигают 5—10 мм. Вверх по разрезу бомбовые туфы сменяются постепенно туфоалевролитами, в основании которых заключены угловатые глыбы порфиритов размером до 2—3 м. Видимо, в том районе располагался подводный вулкан, поставляющий грубый вулканический материал, включая бомбовые туфы. Вершина вулкана, возможно, поднималась из-под уровня моря. На склонах его в периоды между эксплозиями накапливался терригенный материал, а глыбы лав скатывались к подножью.

Завершается этот разрез лавами спилитов и спилитовых порфиритов (лавы и кластолавы высоты 1318, м). В этой толще не удалось выделить отдельные лавовые потоки, однако нами отмечались как более так и менее раскристаллизованные разности. Привершинная часть этой горы сложена кластолавами тех же спилитов. Угловатые глыбы с закругленными краями имеют обычно размер от 0,2 до 1 м и отчетливо

видны на мокрой поверхности. Такие кластолавы Е. Ф. Малеев выделяет в нецковые фации вулканических построек (см. следующую главу). Здесь мы, видимо, имеем дело с вулканической постройкой. Сначала для этого вулкана была характерна взрывная деятельность, затем эффузивная.

Довольно широким распространением в районе бухты Лаврова пользуются дайки андезитовых порфиритов, которые прорывают породы нижних четырех толщ. Не исключено, что они также прорывают эффузивы 5-й толщи, но нами не отмечались. Андезитовые порфириты характеризуются порфиритовыми структурами с гналопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной структурами основной массы. Порфиритовые выделения размером до 1,5 мм, составляющие 10—15% объема породы, состоят из плагиоклаза (около 70% от количества вкрапленников), пироксена (до 25%), роговой обманки (до 5%). Иногда по характерной форме угадывается оливин, полностью замещенный кварц-эпидотовым агрегатом. Плагиоклаз вкрапленников представлен андезитом № 30—38 в виде идиоморфных кристаллов, часто образующих гломеропорфиритовые сростки. По плагиоклазу обычно развивается соскурит, а при более интенсивном замещении различимы альбит, пиррофиллит, серицит, мусковит, эпидот, цеолиты. Пироксен полностью замещен вторичными минералами и угадывается только по характерным формам. Роговая обманка зеленого цвета имеет довольно свежий вид.

Основная масса выполнена хлоритом, эпидотом, сфеном, которые развиваются по стеклу, а также мелковидными агрегатами альбита с небольшим количеством кварца и землистыми агрегатами тонкой смеси сфена с хлоритом. Среди эффузивных пород обоих вулканогенных комплексов резко преобладают спилиты и спилитовые порфириты, андезитовые порфириты распространены незначительно.

Спилиты обычно обладают интерсертальными (спилитовыми) структурами. Лейсты плагиоклаза составляют 60—65% от общего объема породы, пироксена около 10, а на интерстиционные участки приходится 25—30%. Породы обычно плотные, но нередки миндалекаменные текстуры.

Плагиоклаз лейстов представлен идиоморфными удлиненными кристаллами альбита длиной от 0,2 до 0,8 мм, отношение ширины к длине варьирует в пределах от 1:10 до 1:15. Иногда встречаются крупные кристаллы до 1,5—2 мм, образующие гломеропорфиритовые сростки из 3—4 кристаллов. Концы кристаллов, включая и часть крупных, обычно расщеплены. Для альбита характерны следующие оптические константы: $Np' = 1,525 - 1,528 \pm 0,002$; $Ng' = 1,536 - 1,539 \pm 0,002$; углы угасания в зоне \perp (010) равны $-(17^\circ - 19^\circ)$; $+2V = 74 - 76^\circ$; степень упорядоченности $= 0,25 - 0,5$. Эти константы характерны для альбита № 4—7. Двойникование по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Лейсты плагиоклаза имеют свежий неизменный вид, хотя по спайности иногда отмечаются чешуйки хлорита, которые, видимо, являются продуктами изменений включенного плагиоклазами стекла, как это наблюдается в альбитах новозеландских спилитов (Батти, 1963а).

Моноклинный пироксен представлен довольно крупными (до 0,5 мм), хорошо ограненными кристаллами с наиболее развитыми гранями 111 и 010, а также скоплениями мелких (0,05—0,08 мм) неправильных зерен. Пироксен слабо-розоватого цвета, не затронут вторичными изменениями. Для него характерны: $cNg = 48 - 52^\circ$; $+2V = 50 - 52^\circ$; наклонная дисперсия $r > V$. По цвету и оптическим данным он относится к титанистому авгиту.

Интерстиционные участки выполнены хлоритом, альбитом, пренитом, рудным минералом, кварцем, кальцитом, пумпеллитом; иногда встречаются лейкоксен, развивающийся по сфену, и игольчатые кристаллы апатита. Хлорит встречается в виде чешуек и радиально-лучи-

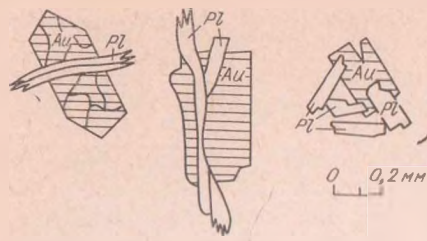


Рис. 13. Структурные взаимоотношения плагиоклаза и авгита в спилитах района бухты Лаврова.

Образование плагиоклаза и пироксена происходило субодновремено, так как в одних случаях мы имеем прорастание плагиоклаза пироксеном, а в других наблюдается обратный процесс (рис. 13).

Спилиты внутренних частей подушек и шаров практически ничем не отличаются от описанных выше. Отметим лишь, что в нижних частях подушек количество вкрапленников пироксена увеличивается в сравнении с верхними (прикровельными) частями. Стекловатые корки подушек содержат лишь до 5% порфиристых выделений и лейст плагиоклаза, а основная масса представлена хлоритизированным стеклом. Кроме того, встречаются пренит, пумпеллит, кальцит, сфен и другие не поддающиеся диагностике минералы.

Спилитовые порфириты аналогичны спилитам, но отличаются от них наличием идиоморфных фенокристаллов альбита, часто образующих гломеропорфиристые сростки. Значительно реже порфиристые выделения пироксена. Порфиристые выделения составляют от 10 до 35% общего объема породы. Нередки скопления гломеропорфиристых сростков плагиоклаза, дающих «офитовые» сетки. Оптические константы фенокристаллов альбита идентичны константам в лейстах спилитов.

Андезитовые порфириты характеризуются интерсертальными, гиалопилитовыми и пилотакситовыми структурами основной массы, составляющей до 80% объема породы. В порфиристых выделениях плагиоклаза 80—90%, а пироксена 10—20%.

Плагиоклаз вкрапленников — идиоморфные кристаллы длиной 1,2—2 мм, редко до 4 мм при отношении ширины к длине от 1:3 до 1:5. Оптические константы плагиоклаза ($Ng' = 1,561 \pm 0,002$; $Np' = 1,550 \pm 0,002$; $+2V = 82-85^\circ$; угол погасания в зоне $\perp (010) = +(22-25^\circ)$) свидетельствуют о том, что здесь мы имеем дело с андезитом № 42—45. Двойники андезитов полисинтетические альбитовые, альбит-карлсбадские, редко бавенские. Крупные микролиты плагиоклаза до 0,2—0,3 мм по длинной оси также позволили замерять их оптические константы: $-2V = 82-89^\circ$; угол погасания в зоне $\perp (010) = +(18-22^\circ)$. Эти данные свидетельствуют о том, что плагиоклаз микролитов представлен кислым андезитом № 32—35. Степень упорядоченности плагиоклазов как во вкрапленниках, так и в микролитах 0,25—0,5. По плагиоклазу развиваются альбит, кальцит, эпидот, хлорит, гидрослюда.

Моноклинный пироксен — мелкие неправильные зерна размером до 0,3 мм, иногда образующие скопления, и довольно крупные (до 1,2 мм), хорошо ограненные кристаллы — по оптическим константам ($cNg = 43-48^\circ$ $+2V = 46-50^\circ$, $r < V$) относится к авгиту. Участками по пироксену развиваются эпидот, хлорит, актинолит.

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена, зерен рудного минерала, хлоритизированного стекла и вторичных минералов: альбита, кварца, хлорита, лейкоксена, кальцита, серицита, пумпеллита, пирофиллита, пренита, иголок апатита. Из них пренит образует радиальнолучистые агрегаты, кальцит выполняет пустоты и развивается по плагиоклазу, а кварц располагается по трещинам.

стых агрегатов, а альбит образует спиновидные сростания с кварцем размером до $0,02 \times 0,1$ мм. Пренит и пумпеллит обычно выполняют пустоты, причем центральные части пустот занимает радиально-лучистый пренит, затем идет пумпеллит, а по краям развивается лучистый хлорит. Кальцит также выполняет пустоты и трещины, а по всей массе равномерно распределены эпидот, лейкоксен и рудный минерал.

Псаммитовые и псефитовые туфы лавровского комплекса представлены витрокристаллокластическими разностями. Кристаллокластика составляет 25—30% от общего объема породы (титанистый авгит, плагиоклаз, единичные зерна оливина, окруженные каймой моноклинного пироксена). Среди обломков — разложенное стекло. Цемент — из раздробленного стекла, по которому развивается альбит-цоизит-эпидот-хлоритовый агрегат. Характерно распределение плагиоклаза по разрезу в составе кристаллокластики. В нижней половине разреза туфовой толщи — это альбит, а в верхней — андезит № 30—38, по которому развиваются хлорит, эпидот, цоизит. В агломератовых туфах, помимо стекла и кристаллокластики, обломки пород, преимущественно спилитов. Для более тонких алевритовых и алевро-псаммитовых туфов характерно интенсивное окремнение.

Туфы говенского комплекса (толща 4) отличаются большим развитием обломков спилитов и андезитовых порфиритов не только в агломератовых, но и в псефитовых и псаммитовых разностях. В составе кристаллокластики плагиоклаз представлен только кислым андезитом № 30—38.

Анализируя разрез в целом, можно отметить постепенное обмеление бассейна от времени формирования толщи рассланцованных аргиллитов и алевролитов вплоть до толщ 4 и 5. Вершины отдельных вулканов, формировавших последние, вероятно, поднимались над уровнем моря.

Туфы, образованные в глубоководных условиях (толща 2) значительно более выдержаны по простирацию, чем туфы, возникшие в приповерхностных условиях (толща 4).

Рассланцованные аргиллиты и алевролиты нижней части разреза, представляет собой, видимо, формацию аспидных сланцев, обычно выделяемую в основании геосинклинальных серий (Рухин, 1961).

В составе собственно кремнисто-вулканогенной формации выделяются два комплекса — лавровский и говенский. Каждый из них начинается формированием туфов, среди которых отмечаются прослой лав, и завершается мощными лавовыми излияниями. Среди эффузивов лавровского комплекса кератофиры неизвестны, в то время как в вышележащем говенском комплексе их около 10% от общего объема лав. Общая мощность собственно кремнисто-вулканогенных формаций достигает 5000—6000 м, а вместе с рассланцованными аргиллитами и алевролитами, видимо, превышает 8000 м. Район лагуны Средней на протяжении формирования обоих комплексов представлял собой зону интенсивного вулканизма.

Южная часть хребта Кумроч

Развитые здесь кремнисто-вулканогенные образования фиксируются в осевой части хр. Кумроч от Больших Щек р. Камчатки на севере до р. Быстрой на юге. На западных склонах хр. Кумроч выделяется несколько изолированных выходов кремнисто-вулканогенных образований в виде изолированных линзовидных тел, все в верхней части разреза серии кумроч (Храмов, Салин, 1966). Стратиграфические уровни различные в пределах терригенных толщ.

Один из наиболее представительных разрезов формации этой зоны изучен нами в районе горы Шиш. Выходы кремнисто-вулканогенной толщи образуют неправильной формы линзу размером 25×2,5 км среди песчано-аргиллитовых образований флишевого типа. Породы здесь слабают моноклинал, полого падающую к западу.

Нижняя песчано-аргиллитовая толща распространена к востоку от горы Острой, на правобережье р. Тополовой. Она представлена флишеподобным ритмичным чередованием песчаников и аргиллитов. Мощности

отдельных ритмов колеблются от 1,5—2 м до 10 см при заметном преобладании песчаников серых, обычно средне- и мелкозернистых, хорошо отсортированных, слоистых. Верх разреза толщи в некоторых местах с гравелитами и гальками из измененных эффузивных пород, кремней, аргиллитов с кальцит-цеолитовым цементом. Они образуют, как правило, не выдержанные по простиранию линзы мощностью до 2—3 м, залегающие в основании некоторых ритмов. В песчаниках — линзочки и отдельные неправильные скопления грубого материала, рассеянная галька и косослоистые текстуры.

Непосредственно вдоль контакта с вышележащей кремнисто-вулканогенной толщей прослеживается выдержанный на всей площади горизонт тонкого переслаивания черных скорлуповатых аргиллитов и серых средне- и тонкозернистых песчаников с отдельными слоями (6—7 см) и линзочками весьма характерных черных пелитоморфных известняков. Мощность горизонта 80—100 м.

Видимая мощность всей песчано-аргиллитовой толщи около 4000 м.

Вулканогенно-кремнистый комплекс залегает на нижележащей толще без перерыва и несогласия, но характер перехода к вулканогенному разрезу в различных участках различен. К северу и югу от горы Острой наблюдается постепенный переход благодаря появлению в осадочных флишоидных пачках мощных (до 2—3 м) пластов псефитовых и псаммитовых туфов. Наибольшая мощность переходной зоны 60 м. К горе Острой осадочные пачки переходной зоны выклиниваются и вулканогенно-кремнистый комплекс контактирует с терригенными образованиями по резкой границе. Выше переходной части или сразу же, непосредственно на осадочных отложениях залегают грубообломочные андезитовые и андезито-базальтовые агломератовые туфы с резкими линзовидными пластами брекчированных лав. Потоки агломератовых туфов сложены овальными обломками лавы размером 10—20 см, сцементированными кальцитом, цеолитом и мелкообломочным пирокластическим материалом.

Некоторые пласты агломератовых туфов, особенно в нижней части разреза вулканогенной толщи, содержат примесь чуждого материала в виде обломков осадочных и кристаллических пород различного состава. Размер обломков в агломератовых потоках максимален (до 30—40 см) в районе горы Острой, там же отмечаются наиболее мощные пласты — до 10—30 м.

Как размер обломков, так и мощности пластов (особенно последние) уменьшаются в направлении к северу и югу от горы Острой. Лавовые потоки в разрезе толщи распространены значительно меньше, чем разнообразные пирокластические образования: не более 5—10% мощности. Состав их различен. В ледниковом цирке горы Острой в верхней части разреза толщи обнажаются базальтовые двупироксеновые порфиры с крупными (до 2 см) порфиrowыми выделениями кристаллов авгита. В разрезах по восточным склонам горы Острой преобладают лавы среднего состава — роговообманковые андезитовые порфиры и андезиты. Мощность лавовых потоков обычно не превышает 5—8 м. Лавы массивного облика, часто брекчированные, неравномерно раскристаллизованные. Текстуры миндалевидные, особенно в краевых частях потоков.

Приведем два описания, дающие представление о характере строения некоторых частей рассматриваемого грубообломочного разреза горы Острой. Самая нижняя часть его на восточных склонах горы имеет следующий вид (снизу вверх):

1 — пачка тонкого переслаивания алевролитов и песчаников с линзочками и конкрециями пелитоморфных известняков. 50 м.

2 — агломератовые туфы с округлыми обломками (размером до 10—20 см) эффузивов среднего состава. 10 м.

3 — псефитовый туф, состоящий из угловатых обломков андезитовых и миндалекаменных лав размером 3—4 см, сцементированных более мелкообломочным туфовым материалом и цеолитом. 5 м.

4 — агломератовые туфы андезитового состава с плохо отсортированными слабо окатанными обломками лавы размером 10—20 см в поперечнике. 10 м.

Другой фрагмент разреза горы Острой, составляющий его верхнюю часть, имеет следующее строение (снизу вверх):

1 — лавы андезитовые с крупными (до 0,5 см) кристаллами зеленой роговой обманки. 3 м.

2 — агломератовые туфы, плохо отсортированные. Преобладают угловатые и сглаженные обломки размером 10—20 см, составляющие около 60% породы. 6 м.

3 — кластолавы. Обломки величиной 10—20 см представлены различными по структуре лавами андезитовых роговообманковых порфиритов, сцементированных также лавой. 5 м.

4 — бомбовый туф. Состоит из округлых миндалекаменных вулканических бомб размером 3—4 см, находящихся в псаммитовом туфе. Бомбы составляют около 30% туфа, к кровле пласта количество их уменьшается. 6 м.

5 — миндалекаменные андезитовые лавы с кристаллами роговой обманки и плагиоклаза величиной до 0,4 см. 3 м. Общая мощность разреза 500 м. В западном направлении, в районе оз. Зеркального, лавовые и грубообломочные образования горы Острой перекрываются толщей (около 1000 м), состоящей из груборитмичного чередования гравийных и псаммитовых туфов, туфоконгломератов, окремненных алевропелитовых туфов и кремней.

Рассматриваемый разрез вулканогенно-кремнистой толщи по линии горы Острая — оз. Зеркальное — наиболее полный в районе. К северу и югу от этой линии происходят изменение фациального состава и уменьшение мощностей вулканогенной толщи вплоть до ее практически полного выклинивания и замещения осадочными образованиями. При этом обнаруживается, что для грубых туфолоавовых образований разреза горы Острой изменения носят характер резкого, без каких-либо переходов, выклинивания среди флишевых пачек. У ритмично-слоистых, более мелкообломочных пачек туфов верхней части разреза (оз. Зеркальное) изменения выражены постепенным замещением сначала осадочно-вулканогенными, кремнисто-вулканогенными, а затем чисто осадочными флишевыми образованиями.

Перекрывающие кремнисто-вулканогенный комплекс песчано-аргиллитовые отложения имеют строение, аналогичное нижней флишевой толще. В их разрезах, пространственно тяготеющих к выходам вулканогенных образований, обычно присутствует большое количество грубообломочных разностей пород — гравелитов, конгломератов, галечной — состав которых отвечает породам подстилающего вулканогенного комплекса.

Анализ пространственного распределения фаций как вулканогенных, так и осадочных образований в целом показывает, что формирование кремнисто-вулканогенного комплекса района горы Шиш происходило около одного вулканического центра, располагавшегося в районе горы Острой. Об этом свидетельствует существенно грубообломочный и лавовый тип разреза горы Острой, во все стороны от которого агломератовые и лавовые потоки уменьшаются в мощности и выклиниваются. Мелкообломочные туфы и пачки вулканогенно-осадочных пород в соответствии с моноклинальной структурой района закономерно, полукольцом обрамляют выходы грубообломочных фаций горы Острой с юга, запада и севера, представляя собой, таким образом, фации более удаленной от центра вулкана зоны.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

В последнее десятилетие многие полезные ископаемые (железо, марганец, фосфор и др.), приуроченные к вулканно-кремнистым формациям, стали связывать с геосинклинальным вулканизмом. Вследствие этого изучению закономерностей образований вулканогенно-кремнистых формаций и влияния на образование осадков уделяется большое внимание (Дзоценидзе, 1965; Хворова, 1968; Зеленов, 1963, и др.). Вулканогенно-кремнистые формации, обусловленные вулканизмом геосинклинального типа, развиты во всех геологических эпохах от докембрия до миоцена и распространены на всех континентах. Площади их развития на территории Советского Союза огромны — на Кавказе, Урале, в Средней Азии, Алтае, Казахстане, Сибири и Дальнем Востоке. Объемы различны: в Карпатах эти отложения выражены весьма слабо, на Урале ими сложены многокилометровые толщи. В Калифорнии францисканская вулканогенно-яшмовая формация содержит только граувакк 350 000 куб. миль* (*Bailey, Irvin, Johns, 1964*). Степень метаморфизма также различна: у докембрийских или палеозойских формаций она высокая, у палеоген-неогеновых на Восточной Камчатке низкая. Еще меньше она у монтерейской туфово-кремнистой формации Калифорнии миоценового возраста, в которой менее метаморфизованные кремнистые породы представлены опоками (*Bramlette, 1946; Хворова, 1968*).

С вулканогенно-кремнистыми формациями связаны осадочные полезные ископаемые: железные, марганцевые, фосфорные руды, известняки, яшмы и пр., магматические рудные месторождения (сульфидные руды и пр.). Для прогноза поисков полезных ископаемых в области развития вулканогенно-кремнистых формаций проводятся геологические съемки, основанные на фациальном анализе (Червяковский, Коротеев, 1968). В свою очередь, такие съемки требуют точных критериев для определения фаций и установления закономерностей их размещения. Наиболее благоприятным для этой цели объектом является Восточная Камчатка. Здесь вулканогенные образования благодаря своему молодому (миоценовому) возрасту почти не метаморфизованы, хорошо обнажены в береговых обрывах Тихоокеанского побережья, что позволяет с полной уверенностью определять критерии одних фаций и проследивать их переходы в другие. По мере удаления от центра извержения они изменяются от лавовых и грубообломочных к тонкообломочным, с появлением примеси терригенного и хемогенного материала — переходят в туффиты, а подвергаясь водной обработке и сортировке, превращаются в вулкано-терригенные породы. Таким образом, вулканогенно-кремнистые формации включают множество групп пород: лавовые, пирокластические, вулканогенно-осадочные и вулкано-терригенные, образуя различные фации. Весьма разнообразны осадочно-пирокластические породы (туффиты). Это обусловлено примешиванием различного хемогенного (кремнистого, карбонатного, железистого, марганцовистого) материала.

В фациях подводного вулканизма общим с наземным является уменьшение крупности материала по мере удаления от центра извержения и увеличения примеси осадочного материала. По периферии образуется шлейф вулкано-терригенных пород. Отличительными чертами подводного вулканизма по сравнению с наземным являются примесь хемогенного материала и более широкое развитие подушечных лав и подушечных агломератов

* Исследования на Камчатке (Малеев, 1965) показали, что граувакки (вулканомиктовые песчаники) представляют собой окатанную и отсортированную пирокластику.

Главнейшие фации вулканогенно-кремнистых формаций

Подводные фации			Фации островных дуг
автохтонные	аллохтонные		
прикратерные и некковые	промежуточной зоны	удаленной зоны	
Лавовые и класто- лавовые — некков; подушечных лав; туфов (бомбовых, агломератовых ла- пиллиевых); ксено- туфов	Осадочно-пиро- кlastические (тер- ригенные, хемоген- ные); пирокласто- осадочные (терри- генные, хемоген- ные)	Вулкано-тер- ригенные	Сейсмоструктурных обла- стов; агломератовых потоков; грязевых потоков; прибреж- но-морские фации островных вулканов

На о. Карагинском развиты также фации островных дуг, обусловленные накоплением вулканогенного материала на границе суши и моря. Таким образом, условия образования вулканогенно-кремнистых формаций весьма разнообразны и требуют специального описания. Поэтому здесь вкратце охарактеризованы только наиболее типичные вулканические фации, наблюдавшиеся на о. Карагинском, в Усть-Камчатском районе и в Валагинском хребте. Они объединены нами в четыре группы: прикратерной зоны, промежуточной, удаленной и фации островных дуг (табл. 2).

Фации прикратерной зоны. В пределах нека и прилегающих к центрам извержения зонам развиты лавы и кластолавы, подушечные лавы, туфы автохтонного происхождения, бомбовые, лапиллиевые; агломератовые и ксенотуфы.

Некковые фации. Вся область развития вулканогенно-кремнистых формаций в пределах Восточной Камчатки рассматривается Н. А. Храмовым как цепь подводных вулканов. Однако центры извержения изучены слабо и их можно отметить в следующих пунктах: на о. Карагинском (мыс Тонс, р. Цветатыр, мыс Кзан, мыс Южный), в хр. Кумроч (горы Острая и Увальчишка) и в Валагинском хребте. Наиболее хорошо обнажен нека на мысе Тонс. Здесь его породы развиты на площади диаметром около 300 м в виде лав и кластолав андезито-базальтового или андезитового состава. Кластолавы весьма разнообразны по крупности глыб, количеству их в лавовом цементе и характеру цементирующей массы. Преобладают глыбы от 0,1 до 0,5 м в поперечнике. Форма их угловатая, сложены они слабопористым андезито-базальтом порфировой структуры с неправильными порами. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом № 44—47. Основная масса гнало-пилитовой структуры — из игольчатых микролитов плагиоклаза, мелких изометричных зерен пироксена, погруженных в стекло, и рудного минерала. Цементирующая масса колеблется в широких пределах; на отдельных участках глыбы исчезают и кластолава переходит в лаву, обладающую вертикальной флюиальностью, обычно с азимутом простирания 250°. Лава имеет такой же состав, как и обломки в ней, но отличается обычно большей пористостью или цветом. Иногда между глыбами трещиноватость лавы увеличивается настолько, что она постепенно переходит в тонкообломочную спекшуюся породу.

Подушечные лавы изучались на о. Карагинском у устья руч. Мейнкакальту, к югу и северу от этого пункта; в восточной части г. Петропавловска. Они также развиты на Шипунском мысе и о. Крашенинникова (примерно в 100 км на север от г. Петропавловска), на о. Говена и других пунктах.

Почти во всех перечисленных пунктах можно было наблюдать постепенный переход плотной массивной лавы в подушечную. Вначале лава

переходит в волнистую, затем отдельные волны переходят в прикрепленные вздутия, которые впоследствии отщепляются, образуя шары, эллипсоиды, баллоны, подушки, мешки и караван*. Наиболее хорошо они изучены в обнажении высотой около 100 м у устья руч. Мейнкакальту. Лавовый поток и подушечные лавы заключены между грубообломочными туффитами, имеющими азимут падения 130° , угол 40° . В некотором удалении от лавового потока подушки хорошо образованы, размеры их от 0,5 до 1,5 м, редко больше в среднем поперечнике. Подушки помельче имеют форму шара, а крупнее — сложные формы (рис. 14). В наибольшем удалении от лавового потока наблюдаются скопления шаров 10—20 см в поперечнике, напоминающие агломератовые туфы. Для всех подушек лавовых потоков характерно следующее: 1) приобретение более правильных шаровых форм по мере уменьшения размеров подушек; 2) преимущественное расположение длинных осей подушек параллельно первичному наклону лавового потока; 3) обособленность тел с образованием корки закалывания; 4) наличие у большинства подушек верхней выпуклой поверхности и нижней — повторяющей форму микрорельефа подстилающих подушек; 5) сплюснутость пор и зональное их расположение параллельно поверхностям подушек; 6) преобладание двух систем трещин — сферической и радиальной; 7) частое присутствие в порах кальцита, арагонита или других минералов; 8) заполнение промежутков между подушками мелкообломочным, преимущественно псаммитовым материалом, представляющим собой результат дробления корок закалывания. Характерно, что в этом передробленном материале часто встречаются хорошо ограненные кристаллы. Это указывает на дробление породы по контактам кристаллов и стекла в полупластичном состоянии. Обычно цементирующая часть подвержена процессам разложения. Иногда промежутки между подушками выполнены кремнеземом, как, например, в районе бухты Лаврова (см. предыдущий раздел). Для подушечных лав в отличие от подушечных агломератов характерно малое количество мелкообломочного материала, выполняющего промежутки (рис. 15).

Подушечные агломераты отличаются от подушечных лав пирокластической природой: материал выброшен фрагментами во время извержения, а не образован за счет расщепления лавового потока. Они могут быть подводного и наземного происхождения. Под водой они образуются при извержениях, близких к стромболианскому типу (из кратера выбрасываются расплавленные куски лавы), или при извержении агломератовых потоков, подобных таковым на вулкане Авача, образовавшимся за счет лавины раскаленных глыб округлой формы (Малеев, 1965, 1969). В отложениях миоценового возраста подушечные агломераты встречены в двух пунктах: на о. Карагинском и в береговых обрывах р. Камчатки у протоки оз. Ажабачьего.

На о. Карагинском, восточном берегу океана, в 1,5 км на север от мыса Кзан обнажен вулканический канал, заполненный андезито-базальтовой лавой. Породы залегают в мелкообломочных вулканогенных образованиях в виде дайкообразного тела мощностью около 5 м. В верхней части тела намечается шаровая отдельность, шары — в общей лавовой массе; затем постепенно отделяются подушки и шары диаметром 1—1,5 м. Таким образом, в разрезе наблюдается грибообразное тело, в котором «ножка» сложена плотным андезито-базальтом, а «шляпка», переходящая в пласт, — шарами и подушками с обильной пирокластикой между ними. Размер шаров и подушек на расстоянии первых десятков метров от центра извержения сокращается от 1,5 м до 0,2 м в поперечнике. Подстилающие пласты — подушечные агломераты сложены псам-

* В дальнейшем все перечисленные формы объединяются под общим термином: «подушки».



Рис. 14. Переход от монолитного лавового потока к подушечным лавам (о. Карагинский, южнее р. Мейнкакальту).



Рис. 15. Подушечные лавы у устья р. Мейнкакальту с малым количеством обломочного материала между подушками.

митовым и гравийным туфом с прослоями бомбовых горизонтов туфов мощностью до 0,3 м. Бомбы по форме и строению аналогичны шарам и подушкам, размер их от 0,1 до 0,25 м. Наиболее мелкие из них отличаются тем, что пористость в них сосредоточена в центре, а не по периферии, как у крупных образований. В протоке у оз. Ажабачьего, среди аргиллитов миоценового возраста залегает горизонт шаровых агломератов средней мощности около 50 м. Крупнообломочный материал размерами от 5 см до 4 м, в количестве около 30%, погружен в псаммитовую пирокластическую массу. Значительная часть крупнообломочного материала имеет шаровую, эллипсоидальную, подушечную или грушевую форму. Шары и подушки здесь — обособленные тела со всеми характерными, свойственными им признаками.

Строение шаров и подушек по двум описанным районам аналогично. Это обособленные тела со сферическим расположением зон и коркой закали. Поверхность их шероховатая и бугристая, иногда с заплатами (рис. 16). Трещины ориентированы радиально и концентрически. В районе протоки оз. Ажабачьего наблюдается значительный автометаморфизм подушечных агломератов. Мелкообломочный материал хлоритизирован, а поры подушек часто выполнены цеолитом, реже карбонатом и хлоритом.

Для подушечных агломератов характерны: 1) большое количество мелкой пирокластики; 2) залегание среди осадочных пород; 3) иногда наличие слоистости; 4) автометаморфизм подушек и мелкой пирокластики; 5) кремнистые и карбонатные стяжения между подушками.

Бомбовый туф подводного происхождения. На восточном берегу о. Карагинского, между реками Цвейтатыр и Мейнкакальту и южнее последней реки в ряде пунктов залегают пласты туфа авхотонных и, видимо, прикратерных фаций. Мощность пластов колеблется от 0,3 до 10 м (мыс Кзан), слоистость и сортировка материала отсутствуют. Туф состоит из бомб андезито-базальтового состава (около 60—70%) размерами от 5 до 25 см. Форма их преимущественно округлая, иногда эллипсоидальная, поверхность шероховатая, сглаженная или слабобугристая. В разрезе бомбы имеют две системы трещин: концентрические и радиальные. Последние выходят на поверхность и образуют своеобразную сетку, что является одним из диагностических признаков вулканических бомб подводного происхождения. Бомбы обладают коркой закалки и пористостью. Поры концентрируются преимущественно в центральной части, и размеры их обычно увеличиваются к центру, часто они выполнены кальцитом. Промежутки сложены неравномерно обломочным материалом.

Под микроскопом лава бомб обладает порфировой структурой. Порфиновые выделения представлены лабрадором (№ 64). Его в породе около 15%. Плагноклаз серицитизирован и хлоритизирован по трещинам спайности. Миндалины составляют около 15% от объема породы. Размеры их колеблются от 1 до 3 мм. Форма чаще округлая, реже вытянутая. Выполнены они хлоритом, карбонатом, пренитом, хальцедоном в различных ассоциациях. Основная масса гиалопилитовой структуры. Микролиты — плагноклаз и пироксен, стекло раскристаллизовано, в значительной степени замещено хлоритом и карбонатом.

Основная цементирующая масса — псаммитовый материал, состоящий из обломков андезито-базальта, менее раскристаллизованного, чем лавы бомб. Вторичные минералы аналогичны таковым, встречаемым в бомбах, но процесс раскристаллизации и замещения хлоритом, карбонатом, пренитом и хальцедоном проявлен здесь более интенсивно.

Бомбы подводного происхождения в отличие от наземных имеют радиальные трещины, создающие на поверхности своеобразную сетку. Формы, являющиеся следствием вращения, и свойственные наземным бомбам основного состава, отсутствуют (рис. 17). Кроме того, в подводных



Рис. 16. Шероховатая поверхность подушек в подушечном агломерате (о. Карагинский, мыс. Кзан).

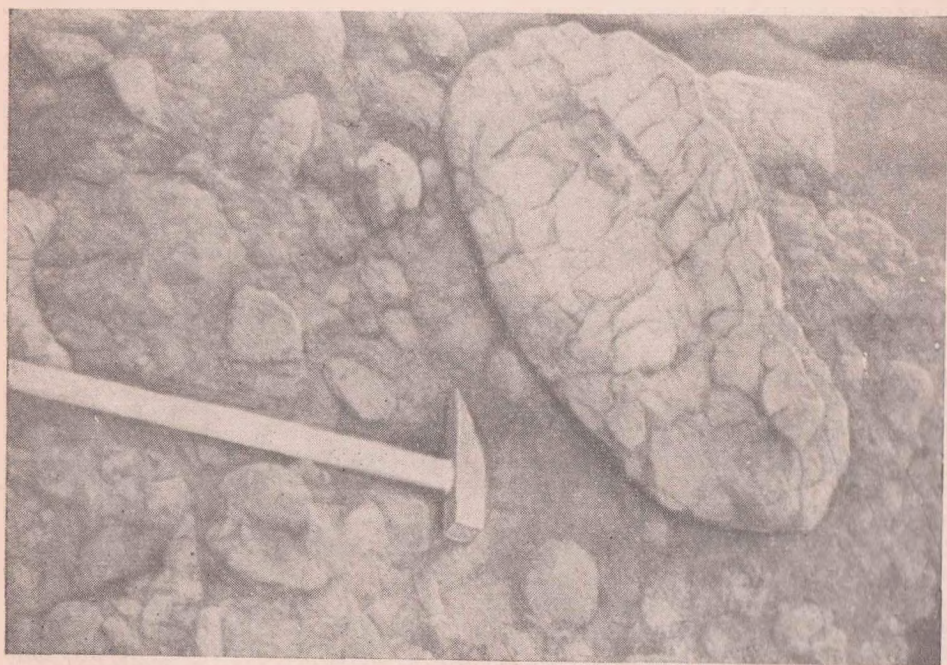


Рис. 17. Система радиальных трещин в бомбах подводного происхождения (о. Карагинский, мыс. Кзан).

бомбах обычно поры выполнены карбонатом, хлоритом, халцедоном и другими вторичными минералами, а в паземных их нет, но есть окисленная корка красного цвета; в древних толщах, гидратируясь, поверхность бомб приобретает коричневый цвет (лимонит).

Лапиллиевые туфы. По простираннию пластов бомбовых туфов с удалением от центра извержения наблюдается уменьшение размеров бомб и переход в лапиллиевые туфы. В них слоистость и сортировка материала также отсутствуют, что свидетельствует об автохтонности. Более крупные фрагменты размерами до 5 см иногда обладают поверхностью типа «хлебной корки», а более мелкие — это обломки андезито-базальта, базальта угловатой и округлой формы, иногда слабопористые. Они имеют витрофиловую структуру. В небольшом количестве присутствуют минералы правильной кристаллографической формы. Стекло в значительной степени хлоритизировано и карбонатизировано. Цемент туфа представлен опалово-хлоритовой массой, вероятно образованной за счет изменения мелкого пеплового материала. Ювенильные обломки нераскристаллизованы. В этом их отличие от терригенных, образованных за счет разрушения лавовых потоков. Мелкие ювенильные обломки витрофировой структуры, терригенные — гиалопилитовой или интерсертальной.

Ксенотуфы развиты на о. Карагинском у устья реч. Ильхатун-вая на берегу океана. Здесь залегают мощная толща грубых агломератовых ксенотуфов. Слоистость и сортировка материала отсутствуют. Размер глыб достигает 1 м в поперечнике, форма угловатая, округлая или с сохранившимися пористыми поверхностями застывания лавы. Материал неравномернообломочный, тонкообломочных фрагментов немного. Глыб размерами свыше 0,1 м около 50%, гравийного материала — около 40, псаммитового — не более 10%. Порода содержит окисленные обломки красного цвета и глыбы такого же состава. Среди крупных глыб их около 40%, среди гравийного материала — 30—40, среди псаммитового — не более 10%. Они относятся к более ранним извержениям, окисленным в субаэральных условиях, поэтому их можно рассматривать как чуждую примесь к ювенильному материалу. Под микроскопом стекло обломков разложено и замещено бурыми окислами железа. Порфиновые выделения плагиоклаза и пироксена, корродированные по периферии, иногда значительно изменены в центре и также замещены бурыми окислами железа. Вся порода прочно сцементирована хлоритизированной опалово-глинистой массой. Отсутствие сортировки, слоистости и окатанности материала указывает на ее автохтонное происхождение. Большое количество грубообломочного материала и отсутствие алевропелитового позволяют отнести их к прикратерным, а наличие чуждого материала — к ксенотуфам, которые обычно развиты в нижних частях вулканических построек прикратерных зон.

Фации промежуточной зоны. В пределах Восточной Камчатки фации промежуточной зоны, особенно аллохтонные, пользуются широким распространением. Они занимают обширные площади при большой мощности пород. Среди них встречаются как мелкообломочные, так и грубообломочные туффиты, последние — реже. По составу выделяются три группы фаций: с примесью терригенного материала, хемогенного кремнистого и хемогенного карбонатного. Увеличение примеси осадочного материала к пирокластическому обуславливает все переходы от туфов к туффитам и затем пирокласто-осадочным породам.

Агломератовые туфы в пределах пластов — с грубой слоистостью и некоторой сортировкой материала, но окатанности не замечено. В качестве примера можно привести описание агломератовых туфов, развитых южнее р. Мейнкакальту. Они состоят из округлых глыб, преимущественно бомб андезито-базальта. Преобладающий размер глыб 5—10 см, отдельных до 20 см. Общее количество агломератового мате-

риала достигает 70%. Здесь же наблюдается агломератовый туф порфировой структуры. В нем около 30% обломков андезито-базальта размером 3—5 см, равномерно рассеянных в основной псаммитовой массе. Иногда некоторые из них приобретают окатанность, и, по мере их увеличения при прослеживании по простиранию, порода переходит в агломератовый туффит. Немного севернее обнажены типично агломератовые туффиты, состоящие из глыб андезито-базальта размерами 0,1—0,3 м, угловатой формы без следов водной обработки (около 10%), гравийно-галечникового материала (30—40%) и основной массы, сложенной преимущественно псаммитовым материалом. Порода слонстая. Мощность слоев 0,5—3 м. Они отличаются крупностью материала и количеством примесей. Гравийно-галечный материал представляет собой переработанные вулканы. По мере увеличения количества галек и гравия порода постепенно переходит в туфо-конгломерат и вулканомиктовый конгломерат, но последний не характерен для промежуточной зоны. По мере удаления от центра извержения крупность материала уменьшается и туфы переходят в псаммитовые и алевритовые. Наиболее хорошие обнажения их можно наблюдать в нижнем течении р. Камчатки в Щеках. Туфы обладают хорошей слоистостью и сортировкой. Мощность прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 2—3 дм, редко она измеряется метрами. В разрезе преобладают псаммитовые и алевритовые разности. Тонко-обломочные туфы встречаются реже. Под микроскопом псаммитовые туфы сложены обломками андезито-базальта и базальта, как правило, витрофировой структуры. Для них характерно отсутствие обломков с раскристаллизованной основной массой вплоть до гналопилитовой. Стекло обычно бутылочного зеленого цвета, пористое. Иногда поры выполнены хлоритом и другими вторичными минералами. В алевритовых туфах, наряду с обломками пород, — кристаллы плагиоклаза и пироксена, часто сохраняющих первичные кристаллографические формы. Ювелирные обломки размерами менее 2 мм, как правило, обладают витрофировой основной массой в более крупных обломках, особенно в вулканомиктовых гравелитах; основная масса обломков лавы содержит микролиты плагиоклаза и пироксена. Это говорит о том, что мелкий пирокластический материал выбрасывался в результате извержений, близких к вулканическому типу.

Туфокремнистые и туфокарбонатные фации. Кремнистые фации среди описываемых формаций пользуются значительным распространением, карбонатные фации — значительно меньшим. Они встречены в пределах промежуточной зоны, среди грубообломочных, чаще псаммитовых вулканитов (туффиты, вулканогенно-осадочные породы). Кремнисто-карбонатные породы обладают слоистостью, которая в карбонатных породах выражена слабее. Те и другие обнаруживают переходы к туфам и реже — к вулкано-терригенным породам. Наблюдается серия взаимопереходов от примеси редких обломков непла до почти полного замещения породы пирокластикой, в которой кремнезем или кальцит образует цемент породы.

Фации удаленной зоны. Вулкано-терригенные породы и тефронды в пределах удаленной зоны вулканов пользуются подавляющим распространением. Они представлены преимущественно псаммитовыми алевритовыми и аргиллитовым разновидностями. Для них типична хорошо выраженная слоистость. Мощность слоев колеблется от дециметров (иногда первых метров) до миллиметров и закономерно уменьшается по мере движения от грубых фаций к более мелким, т. е. от центра извержения к периферии. В наиболее удаленных частях проявляется ритмичное чередование тонких прослоев грубого материала (псаммитового) с мелким, образуя своеобразный вулканогенный флиш (рис. 18).



Рис. 18. Флишвидное строение вулканито-терригенных фаций (перешеек о. Карагинского).

Тефроидные песчинки в тех случаях, когда они более грубые и ближе расположены к центру извержения, состоят из разрушенных вулканитов и обработанной в водной среде пирокластики (кристаллы и андезито-базальт). Последние характеризуются слабой раскристаллизацией основной массы. Она обычно представлена желтоватым или зеленоватым стеклом, иногда с иглочными микролитами плагиоклаза. Форма обломков слабо окатана, иногда наблюдается слабое разложение стекла и минералов. В южной части о. Карагинского обломки, входящие в тефроидный песчаник, свежие. Из кристаллов — плагиоклаз, пироксен и магнетит, они также свежие и слабо окатаны или угловаты. Цементом служит опалово-глинистая масса, образованная за счет разложения мелкого пеплового материала. Тефроидные песчаники в более удаленной от центра извержения области (у перешейка о. Карагинского) состоят из сравнительно мелкого псаммитового материала, который, вероятно, полностью образован ювенильными обломками андезито-базальта и кристаллов. В них обломки пород и минералов свежие или равномерно изменены. По всей вероятности, в более удаленных зонах отлагается и перерабатывается ювенильный пирокластический материал, а ближе к центру примешиваются, кроме синхронного пирокластического материала, обломки от разрушения уже сформированных вулканитов.

Тефроидные алевролиты, как правило, состоят из большого количества обломков кристаллов, погруженных в опалово-глинистую массу. На о. Карагинском, в районе перешейка, тефроидные алевролиты состоят примерно на 50—70% из обломков кристаллов и стекла. Обломки кристаллов обладают угловатой и остроугольной формой и только редко окатаны.

Обломки представлены пирокластическими и терригенно-осадочными фрагментами. Первые, в свою очередь, — свежим андезито-базальтом, кристаллами плагиоклаза, пироксена и стекла, они слабо окатаны или сохранили первичные формы, стекло иногда в виде рогулек, что характерно для кислых продуктов извержений. Вторые — корродированным кварцем, полуразложившимися обломками плагиоклаза и пироксена и ред-

кими фораминиферами. Цемент породы, видимо, образовался за счет измельчения витрофировых обломков андезито-базальта и превратился в опалово-глинистую массу, переполненную тонкими обломками кристаллов.

Фации островных дуг. На юго-восточном побережье о. Карагинского удалось выделить фации, в которых образование вулканогенного материала происходило в наземных условиях, а отложение — в водных. На наземные условия указывает наличие на обломках и бомбах окисленных корок и присутствие фигурных вулканических бомб, свойственных только наземным извержениям. Транспортировка материала, судя по слабой окатанности и неотсортированности его, была незначительной и, вероятно, осуществлялась лахарами, пирокластическими потоками и оползевыми процессами. Наличие прибрежно-морской фауны среди описываемых отложений фиксирует подводную седиментацию их.

Фация сейсмостектоических обвалов. К северу от устья р. Мейнкальту на о. Карагинском залегает горизонт глыбовых брекчий с туфовым материалом мощностью около 60 м. Порода неравномернообломочная, причем количество грубообломочного материала на отдельных участках меняется. Наиболее часты глыбы и блоки от 0,5 до 3 м, составляющие около 10%; обломки от 10 до 50 см — 20—50; гравий от 2 до 10 см — 15—55 и псаммиты — около 25%; слоистость и сортировка отсутствуют. Форма глыб угловатая или слабоокруглая (в результате скалывания углов) и округлая (фигурные бомбы). Крупные глыбы и блоки обладают окисленными корками, закалены с пористой текстурой; в более плотной части поры сплюснуты и располагаются параллельно коркам застывания. Это позволяет сделать вывод, что глыбы представляют собой фрагменты лавового потока.

Глыбы средних размеров имеют угловатую или округлую форму. Одни из них обладают гладкими сколами, секущими порфиновые выделения, и, вероятно, относятся к предварительно остывшему и затем дробленному материалу, а в других поверхность шероховатая, с «рваными» плоскостями, причем дробление происходило по контактам стекла и кристаллов. Иногда поверхности окислены до красного цвета. Обломки второго типа и глыбы, вероятно, относятся к ювенильным. Кроме того, в породе присутствуют типичные фигурные бомбы, в том числе веретенобразные с окисленной поверхностью. В распределении ювенильного материала наблюдается закономерность: чем меньше крупность, тем его больше. Среди псаммитового материала, почти полностью состоящего из ювенильных обломков, фиксируется всего около 5—10% резургентных обломков. Тонкообломочный материал в незначительном количестве, а в некоторых шлифах практически отсутствует (рис. 19).

Учитывая отсутствие слоистости и сортировки в пределах пластов, неравномерное распределение грубообломочного и почти полное отсутствие тонкообломочного материала, различную крупность, отсутствие окатанности, разнородность обломков и глыб и залегание фации среди морских прибрежных отложений, мы можем сделать вывод, что накопление и седиментация пород происходили в наземных условиях в виде лавовых потоков и горизонтов пирокластики. Перемещение в морской бассейн происходило, видимо, в результате мощного обвала. Аналогичные отложения И. В. Мелекесцев (1965) наблюдал в четвертичных отложениях Камчатки и назвал их отложениями сейсмостектоических обвалов и оползней. Они пользуются широким распространением на Курильских островах и относятся к фациям островных дуг.

Фация агломератовых пирокластических потоков. В этом же районе к югу от устья р. Мейнкальту развит агломератовый туф мощностью 8—10 м, залегающий среди слоистых морских вулканитов. Слоистость и сортировка отсутствуют. Распределение грубообломочного материала равномерное, размеры обломков преимущественно



Рис. 19. Отложения сейсмотектонических обвалов (о. Карагинский, устье р. Мейнкакальту).

5—20 см. Форма округлая. Наиболее крупные обладают шероховатой и бугристой поверхностью, чем напоминают бомбы. Обломки средних и небольших размеров также округлые, но, видимо, это обусловлено скалыванием углов. Мелкообломочного материала немного — около 20%. Значительная часть его разложена и замещена карбонатом. На отдельных участках карбонат является базальным цементом для обломков размером 0,5 см. Описанная порода по текстурным и структурным особенностям очень напоминает отложения агломератовых пирокластических потоков вулканов Безымянного и Шивелуча. Не исключена возможность, что островной вулкан извергал агломератовые пирокластические потоки, которые спускались в прибрежный морской бассейн, не подвергаясь сортировке и обработке. Однако отсутствие непосредственных переходов в отложении от наземного кратера к субаквальной области заставляет описанные вулканиты только условно относить к фации агломератовых пирокластических потоков островных дуг.

Фа́ция грязевых потоков (лаха р). Вблизи центров извержения со следами накопления вулканитов на о. Карагинском в наземных условиях залегают пласты вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород с прибрежно-морской фауной. С другой стороны среди прибрежно-

морских отложений встречаются пласты и линзы мощностью 3—6 м, сложенные грубыми более или менее равномерно распределенными обломками. В них отсутствует слоистость и сортировка. Обломки представлены ювенильным, резургентным и частично осадочным материалом. Предполагается, что он сносился в виде грязевых потоков с островных вулканов к их подножью и, не перерабатываясь в морской среде, захоронился терригенным материалом.

Прибрежно-морские фации островных вулканов. В восточной части о. Карагинского хорошо обнажены фации прикратерной и промежуточной зон островных вулканов. В частности, в одном из наиболее крупных массивов, севернее речки Ильхатунваям, вдоль морского берега на протяжении более 3 км развиты грубообломочные вулканиды. Они представляют собой сложный комплекс прибрежно-морских вулканических отложений, осадочно-пирокластических, пирокластоосадочных и вулкано-терригенных пород. Наряду с грубообломочными, плохо отсортированными туфами здесь развиты слоистые туфы вследствие водной транспортировки первичного материала. Помимо туфов без терригенной примеси здесь встречаются вулканогенно-обломочные породы с различным количеством примеси хорошо окатанного гравия, галек и валунов вулканических пород. Крупность на небольшом расстоянии резко меняется. Количество обработанного прибоем материала также колеблется в широких пределах, вследствие чего по простиранию туфы сменяются туффитами, а последние — туфогравелитами и туфоконгломератами, которые в удалении переходят в вулкано-терригенные конгломераты и занимающие ограниченные участки гравелиты. Поверхность гравия, галек, и глыб гладкая, хорошо отполированная. Это — фрагменты пирокластиков лавовых потоков и туфов. Для описываемых фаций островных дуг характерно отсутствие кремнистых и карбонатных отложений. Формирование аналогичных образований можно наблюдать в пределах Курильской вулканической дуги, где со склонов вулканов сносятся пирокластический материал и перемешивается в разных пропорциях с терригенным, образующимся за счет разрушения туфов и лав. Таким образом, описываемые отложения можно отнести к прибрежно-морским фациям островных дуг.

Изложенные факты позволяют прийти к выводу, что среди вулканогенно-кремнистых отложений Восточной Камчатки развиты два генетических типа вулканидов: подводные малых глубин и островных дуг. Для подводных характерно закономерное расположение фаций от прикратерной зоны к промежуточной и затем к удаленной, а для островных — своеобразный набор грубообломочных фаций, резко меняющийся на небольших участках.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИИ И ПЕТРОХИМИИ ЛАВ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВЫХ ФОРМАЦИЙ КАМЧАТКИ

Сравнение спилитов и кератофиров различных возрастных групп отдельных районов Камчатки (Таловские горы, район бухты Лаврова, о. Карагинский, хр. Кумроч и пр.) выявляет их общие черты в минералогии, петрографии и петрохимии с сопутствующими им базальтовыми и андезитовыми порфиритами. В распределении различных петрографических групп намечаются определенные закономерности. В северных районах (Таловские горы, район бухты Лаврова), как в позднеюрсковаланджинской, так и палеоген-неогеновой формациях, спилиты и

спилитовые порфириты резко преобладают над андезитовыми и базальтовыми порфиритами. В более южных районах (о. Карагинский, хр. Кумроч и др.) наблюдается обратное соотношение. Во всех районах, за исключением верхнемеловой вулканогенно-кремнистой формации бассейна р. Белой, кератофиры составляют объем порядка 10% от общего объема эффузивных пород.

У спилитов широкий набор структур — спилитовой, микродиабазовой, пойкилоофитовой, вариолитовой — вследствие различных взаимоотношений минеральных частей. Для лейст плагиоклаза характерна обычно расплывчатая форма с расщепленными и растворенными в основной массе концами, но часто, особенно в спилитах района бухты Лаврова, отмечаются идиоморфные лейсты, имеющие свежий вид, с размерами от 0,1 до 0,8 мм по длинной оси, иногда и более. Плагиоклаз лейстов и вкрапленников сдвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам и, согласно измерениям иммерсионным и федоровским методами, представлен альбитом № 4—8 со степенью упорядоченности их 0,25—0,5, что свидетельствует о высокотемпературной форме (Марфунин, 1962). По периферии лейст альбита местами отмечается серицитизация, карбонатизация и хлоритизация. Кроме того, чешуйки хлорита развиваются участками вдоль спайности. Эти вторичные изменения в большей степени проявлены в верхнеюрско-валанжинских спилитах Таловских гор и менее характерны для палеоген-неогеновых спилитов района бухты Лаврова.

Моноклинный пироксен (авгит) — в виде аллотриоморфных зерен, пластин, призм. Размеры зерен обычно меньше, чем у плагиоклаза — 0,05—0,2 мм. Пироксен почти не подвержен изменениям. Последние выражаются лишь в редкой пятнистой хлоритизации отдельных частей зерен и еще более редкой карбонатизации.

В спилитах широко распространен хлорит в виде чешуек и радиально-лучистых агрегатов в интерстициях между лейстами плагиоклаза, миндалинах, прожилках. Как было указано выше, он иногда развивается по спайности в плагиоклазах и иногда замещает отдельные участки пироксенов. В основной массе спилитов — пренит, пумпеллит, рудный минерал, лейкоксен по сфену, кальцит, иногда кварц и игольчатые кристаллы апатита, т. е. набор минералов, характерный для спилитов.

В спилитовых порфиритах в отличие от спилитов обычно резко идиоморфные вкрапленники альбита размером до 2—3 мм, которые составляют до 40% объема. Иногда отмечаются гломеропорфировые сростки хорошо ограниченных кристаллов альбита из 4—6 индивидуумов. Между спилитами и спилитовыми порфиритами — переходные разности.

Андезитовые и базальтовые порфириты характеризуются порфировыми структурами, включая в качестве фенокристаллов плагиоклаз (до 25%) и пироксен (до 10%). Основная масса имеет обычно гиалопилитовую и спилитовую структуры, лейсты плагиоклаза не превышают 0,2 мм. Плагиоклаз фенокристаллов обладает правильными кристаллографическими очертаниями и часто образует гломеропорфировые сростки. Двойники часто простые, с широкими двойниковыми полосами, нередко наблюдается зональное строение. Состав плагиоклаза, установленный в отдельных случаях, отвечает 25—55-м номерам. Отмечается несоответствие номера плагиоклаза химическому составу пород; в базальтовых порфиритах (с 46—50% SiO₂) плагиоклаз соответствует андезиту, а в андезитовых порфиритах — олигоклаз-андезину. Вкрапленники и лейсты основной массы подвержены интенсивным вторичным изменениям. Характерно развитие кальцита, соссюрита, хлорита вплоть до полного замещения зерен плагиоклаза. Моноклинный пироксен (авгит) вкрапленников также представлен довольно идиоморфными зернами, часто сдвойникован, зонален. Нередко фенокристаллы пироксена частично или полностью замещены хлоритом, кальцитом, серицитом.

Основная масса андезитовых и базальтовых порфиритов сложена обычно агрегатами плагиоклаза, пироксена, хлорита, эпидота, рудного минерала и др. Часто плагиоклаз и пироксен полностью замещены вторичными минералами.

При изучении древних эффузивных толщ, и в первую очередь спилито-кератофировых серий, важно знать, отражает ли химический состав изучаемых пород первичный химизм вулканитов. Исследования В. Наребского по спилито-кератофировым сериям Польши (Narebski, 1964), М. Х. Батти (1963а, б) по Новой Зеландии и наши данные по Камчатке (Авдейко, Храмов, 1969) показали, что при использовании достаточно большого количества химических анализов можно довольно надежно говорить о химизме серии в целом.

В настоящей работе использованы данные 160 химических анализов по всем трем разновозрастным группам спилито-кератофировых формаций (табл. 3). Из них 12 приходится на позднеюрско-валанжинские лавы Таловских гор, 32 — на верхнемеловые лавы Среднего хребта (25 из них заимствованы у В. К. Ротмана (1963а) и не приведены в таблице), 116 — на палеоген-неогеновую формацию различных районов Восточной Камчатки. Из последней группы 26 анализов характеризуют химический состав различных зон шаровых спилитов бухты Лаврова.

Основные особенности петрохимической характеристики пород спилито-кератофирового ряда отчетливо видны на прилагаемых диаграммах А. Н. Заварицкого и Харкера (рис. 20—26). Диаграммы Харкера (см. рис. 20) характеризуют содержание отдельных окислов в породах в зависимости от содержания кремнекислоты. Содержание отдельных компонентов в спилитах и кератофирах варьирует в довольно широких пределах, но в целом породы спилито-кератофирового ряда близки к лавам Гавайских островов, исключая толеиты (Macdonald, Katsuga, 1964) и отличаются от средних типов пород (Nockolds, 1954) и от риолит-базальтового ряда островных дуг. За тип островных дуг приняты средние составы лав наиболее близко расположенной северной группы Курильских островов (Горшков, 1967). Необходимо отметить, что наибольшие различия в содержании отдельных компонентов — в области средних составов лав, а в основных и кислых лавах они сглаживаются.

Содержание Na_2O в спилитах всех трех разновозрастных групп выше, чем в лавах островных дуг, и близко к содержанию Na_2O в лавах Гавайских островов. Количество K_2O обычно меньше, чем в лавах Гавайских островов и северной группы Курильских островов, за исключением случаев калиевого метасоматоза в краевых зонах шаровых лав. В целом содержание и степень увеличения щелочей по мере повышения кислотности в спилитах выше, чем в лавах известково-щелочного ряда островных дуг, и близки к этим характеристикам в щелочных лавах Гавайских островов. В области кислых лав эти различия практически не проявляются.

Характерным является и содержание Al_2O_3 . Хотя в спилитах и кератофирах разного возраста оно и варьирует в довольно широких пределах, в целом намечается тенденция увеличения содержания Al_2O_3 от основных к средним составам как в спилитах, так и в лавах Гавайских островов, а затем — в области кислых лав — содержание его уменьшается. Аналогично поведение алюминия, приведенное к коэффициенту Нокколдса — Аллена ($1/3 \text{Si} + \text{K}$) — ($\text{Ca} + \text{Mg}$). Это явление, впервые подмеченное для спилито-кератофировых серий В. Наребским (Narebski, 1964), — одна из характерных особенностей щелочных серий. Количество CaO в спилитах и кератофирах всех трех возрастных групп Камчатки, а также в лавах Гавайских островов меньше, чем в лавах островных дуг. Кривая содержания MgO в основных спилитах и пикрит-базальтах сначала резко спускается вниз, а затем, по мере увеличения кислотности, выполаживается и идет несколько ниже кривой содержания MgO в лавах

Химический состав лав спилито-

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,70	45,82	46,72	47,04	47,16	48,08	48,46	49,32
TiO ₂	2,60	3,10	1,68	1,47	0,50	1,40	1,31	1,37
Al ₂ O ₃	14,08	13,03	13,29	13,02	13,64	12,41	13,36	13,58
Fe ₂ O ₃	6,45	7,56	4,29	7,55	3,61	4,56	5,09	3,90
FeO	3,82	4,44	8,74	7,46	3,66	8,16	7,61	8,74
MnO	0,41	0,19	0,32	0,29	0,39	0,30	0,21	0,24
MgO	5,52	5,96	7,54	6,74	4,75	7,38	6,11	6,17
CaO	8,20	10,30	11,04	10,30	6,52	8,68	8,72	8,43
Na ₂ O	3,86	4,64	2,83	3,04	4,85	3,79	4,22	4,98
K ₂ O	2,04	1,24	0,24	0,12	3,18	0,90	0,12	0,24
H ₂ O ⁺	1,10	0,92	0,26	1,21	3,04	0,64	1,48	0,82
H ₂ O ⁻	3,69	2,66	3,39	1,94	5,46	3,36	3,41	2,03
P ₂ O ₅	0,17	0,46	0,13	0,23	0,12	0,20	0,19	0,23
CO ₂	2,90	—	—	—	3,61	—	—	—
Сумма	100,54	100,32	100,47	100,46	100,49	99,86	100,29	100,05

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,0	12,0	6,6	6,9	16,6	9,6	9,6	11,1
<i>c</i>	4,0	2,6	5,6	5,3	1,6	3,5	4,3	3,4
<i>b</i>	26,6	30,9	33,0	32,8	23,2	31,4	29,0	28,8
<i>S</i>	57,4	54,5	54,8	55,0	58,6	55,5	57,1	56,7
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	37,8	35,5	37,2	42,6	32,6	38,0	41,5	40,5
<i>m'</i>	37,3	32,6	38,9	35,0	37,4	39,5	36,2	36,0
<i>c'</i>	24,9	31,9	29,9	22,4	30,0	22,5	22,3	23,5
<i>n</i>	74,8	85,0	96,0	98,0	69,7	86,0	98,5	97,5
<i>Q</i>	-13,2	-17,6	-9,0	-9,1	-17,6	-11,7	-9,3	-12,2
<i>a/c</i>	3,0	4,6	1,2	1,3	10,4	2,7	2,2	3,3

Окисел	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	64,86	66,10	67,12	39,78	44,44	45,22	46,10	47,30
TiO ₂	0,48	1,27	0,32	0,75	1,29	1,75	1,48	1,81
Al ₂ O ₃	15,17	13,67	14,88	16,07	19,20	15,64	16,00	13,57
Fe ₂ O ₃	2,80	4,54	2,83	2,30	1,11	2,17	1,79	5,00
FeO	2,70	1,64	1,87	4,74	5,60	7,24	8,14	5,67
MnO	0,12	0,17	0,08	0,23	0,17	0,20	—	0,86
MgO	2,21	1,29	1,41	5,33	7,20	7,64	9,12	7,31
CaO	2,20	1,40	2,35	14,30	7,64	11,90	6,88	8,23
Na ₂ O	6,10	6,19	6,10	4,94	4,59	2,60	3,99	4,46
K ₂ O	1,25	2,35	3,04	0,12	0,27	0,14	—	0,35
H ₂ O ⁺	0,31	0,41	0,19	5,68	5,48	3,03	4,76	3,00
H ₂ O ⁻	1,30	1,36	0,48	0,44	0,80	0,76	0,95	0,96
P ₂ O ₅	—	—	—	0,05	0,20	0,18	0,44	0,23
CO ₂	0,48	—	—	4,82	2,70	2,20	0,17	1,90
Сумма	99,98	100,39	100,67	99,65	100,69	100,67	99,82	100,65

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	15,2	16,6	17,1	12,7	11,7	6,1	9,3	10,5
<i>c</i>	2,5	0,6	1,1	5,9	8,5	7,9	6,6	4,2
<i>b</i>	8,8	8,6	8,0	29,3	22,7	30,4	27,9	29,1
<i>S</i>	73,5	74,2	73,8	52,1	57,3	55,6	56,2	56,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	56,2	62,8	50,0	25,7	31,8	31,1	34,6	36,4
<i>m'</i>	42,3	24,8	28,7	35,2	59,8	44,8	57,5	43,1
<i>c'</i>	1,5	12,4	21,3	39,1	8,3	24,1	7,9	20,4
<i>n</i>	96,0	80,0	75,5	99,0	96,0	98	100,0	95,0
<i>Q</i>	+14,1	+15,6	+12,3	-27,1	-17,5	-8,9	-12,8	-12,8
<i>a/c</i>	6,1	28,0	15,5	2,0	1,4	0,78	1,4	2,5

кратофированных формаций Камчатки

Окисел	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50,25	51,54	70,94	75,44	47,68	48,96	50,12	69,72
TiO ₂	1,25	0,55	0,46	0,40	1,14	1,90	0,23	0,44
Al ₂ O ₃	13,54	18,52	12,84	10,99	14,72	15,59	16,58	18,08
Fe ₂ O ₃	6,71	3,58	2,84	2,81	4,61	9,11	2,44	1,71
FeO	5,23	3,55	2,07	1,32	6,41	2,07	3,83	2,82
MnO	0,21	0,46	0,01	0,01	0,11	0,15	0,14	0,08
MgO	5,09	3,90	0,67	0,38	6,24	5,98	8,41	1,35
CaO	9,06	8,92	4,04	1,60	9,00	6,35	11,48	1,65
Na ₂ O	5,15	3,99	5,34	5,87	2,98	3,42	1,81	5,51
K ₂ O	0,24	1,70	0,21	0,34	0,87	0,84	2,47	3,59
H ₂ O ⁺	0,78	1,20	0,18	0,54	2,80	2,81	0,30	0,21
H ₂ O ⁻	2,21	2,16	0,78	0,37	2,29	2,68	1,80	0,70
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,12	0,10	—	—	0,28	0,24
CO ₂	—	—	—	—	0,84	0,38	—	—
Сумма	99,92	100,20	99,81	100,17	99,69	100,24	100,13	99,10

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,6	11,9	11,7	12,7	8,4	9,3	7,5	17,2
<i>c</i>	3,2	7,1	2,5	0,6	6,2	6,5	7,6	2,2
<i>b</i>	27,2	18,8	7,2	5,2	27,2	23,1	27,0	9,4
<i>S</i>	58,0	62,2	78,6	81,5	58,2	61,1	57,9	71,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	30,4
<i>f'</i>	39,5	39,5	52,8	65,5	39,1	45,7	21,8	45,0
<i>m'</i>	31,8	37,2	14,8	11,1	41,0	46,7	53,3	24,6
<i>c'</i>	28,7	23,3	32,4	23,4	19,9	7,6	24,9	—
<i>n</i>	97,7	78,2	97,7	97,0	82,7	88,7	52,7	70,0
<i>Q</i>	-10,4	-6,5	+31,3	+37,0	-6,6	-2,9	-0,8	+9,8
<i>a/c</i>	3,6	1,7	4,7	19,5	1,4	1,4	0,9	7,8

Окисел	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	48,54	50,00	51,10	53,86	54,08	54,84	55,56	40,90
TiO ₂	1,35	1,65	0,75	1,32	1,00	1,50	0,75	1,32
Al ₂ O ₃	14,70	16,51	15,16	15,31	14,40	12,57	14,40	15,65
Fe ₂ O ₃	2,67	2,91	1,12	2,06	1,00	2,96	1,88	3,41
FeO	5,31	4,31	7,01	7,53	8,33	5,17	7,18	6,65
MnO	0,20	0,14	0,27	0,17	0,32	0,26	0,19	0,17
MgO	8,08	4,51	7,87	5,38	5,06	6,09	4,36	11,60
CaO	10,22	5,38	2,95	2,96	3,74	6,84	3,89	6,20
Na ₂ O	4,25	4,97	4,79	3,91	6,47	5,57	6,20	1,90
K ₂ O	0,09	0,68	0,55	3,40	1,14	0,18	0,78	0,20
H ₂ O ⁺	3,25	3,90	5,63	3,30	3,86	3,48	3,84	7,13
H ₂ O ⁻	1,16	0,58	0,52	0,46	0,35	0,74	0,43	4,63
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,09	0,36	0,29	0,07	0,10	—
CO ₂	0,64	4,80	1,70	0,40	—	—	—	0,55
Сумма	100,59	100,52	99,51	100,32	100,04	100,27	99,54	100,61

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,5	13,1	11,7	13,9	15,7	12,3	15,0	5,1
<i>c</i>	5,1	5,6	3,8	3,6	1,0	2,1	2,1	8,4
<i>b</i>	28,6	17,3	23,7	18,5	21,1	23,3	18,5	33,8
<i>S</i>	56,8	64,0	60,8	64,0	62,2	62,1	64,4	52,7
<i>a'</i>	—	—	7,2	—	—	—	—	4,0
<i>f'</i>	26,1	42,4	34,4	49,3	42,6	36,7	46,6	31,7
<i>m'</i>	48,1	48,5	58,4	50,4	40,6	42,9	39,5	64,3
<i>c'</i>	25,8	9,1	—	0,4	16,8	25,5	13,9	—
<i>n</i>	99,0	92,0	93,0	63,6	90,0	37,8	92,0	94,0
<i>Q</i>	-10,5	-3,73	-5,6	-3,4	-8,0	-2,3	-3,3	-13,2
<i>a/c</i>	1,8	2,3	3,0	3,8	15,7	5,9	7,0	0,6

Оксиды	31	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	43,42	43,72	44,32	46,20	46,98	47,70	47,88	49,40
TiO ₂	1,27	1,08	1,02	1,35	2,09	0,82	1,92	0,76
Al ₂ O ₃	16,15	15,44	17,73	14,59	15,83	20,46	15,65	15,50
Fe ₂ O ₃	8,11	2,15	3,84	2,10	3,97	1,67	4,89	4,28
FeO	2,80	7,22	3,56	5,36	4,74	5,81	5,90	3,02
MnO	0,22	0,26	0,10	0,47	0,35	0,38	0,26	0,15
MgO	5,30	11,23	7,15	8,12	6,31	5,19	6,39	4,10
CaO	11,30	9,02	11,55	11,12	10,26	7,37	8,10	9,14
Na ₂ O	4,30	3,18	3,04	3,53	4,04	4,67	5,15	3,86
K ₂ O	0,65	0,34	1,25	0,50	0,45	1,44	0,84	1,03
H ₂ O ⁺	4,17	4,81	4,83	2,55	2,28	3,74	2,30	2,91
H ₂ O ⁻	0,61	1,36	0,26	1,96	1,62	0,28	1,20	2,34
P ₂ O ₅	—	0,24	—	0,21	0,41	0,37	0,18	0,33
CO ₂	1,92	0,30	1,57	1,35	—	—	—	2,80
Сумма	100,22	100,35	100,22	99,41	99,31	99,90	100,66	99,62

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,0	7,7	9,4	8,6	9,9	13,4	12,6	10,9
<i>c</i>	5,9	6,7	8,30	5,8	6,0	8,1	4,2	5,9
<i>b</i>	28,9	33,5	26,30	30,0	26,5	19,0	26,6	21,0
<i>S</i>	54,2	52,1	56,0	55,6	57,6	59,5	56,6	62,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	36,4	27,8	27,1	25,5	31,5	42,0	37,5	34,2
<i>m'</i>	33,4	58,5	48,9	47,3	41,9	50,2	41,1	36,3
<i>c'</i>	30,2	13,7	24,0	27,2	26,6	7,8	21,4	29,5
<i>n</i>	90,0	94,0	78,0	52,0	94,2	92,7	91,0	85,0
<i>Q</i>	-19,5	-17,9	-15,1	-11,8	-10,5	-15,9	-16,2	-0,3
<i>a/c</i>	2,0	1,1	1,1	1,5	1,6	1,7	3,0	1,9

Оксиды	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	46,24	46,74	46,76	47,12	49,24	49,52	50,12	50,56
TiO ₂	1,38	1,15	1,22	0,84	1,22	1,06	0,97	0,82
Al ₂ O ₃	16,51	12,62	19,61	16,77	16,19	17,22	18,46	16,04
Fe ₂ O ₃	3,12	7,28	3,72	4,01	1,75	2,45	2,30	3,92
FeO	6,84	8,76	4,44	3,74	4,77	6,86	6,75	4,16
MnO	0,21	—	0,19	0,17	0,19	—	0,19	—
MgO	6,16	7,92	4,96	7,66	6,31	6,72	5,55	6,98
CaO	10,18	5,50	7,60	11,38	6,52	5,80	5,68	6,94
Na ₂ O	4,08	4,05	4,13	2,99	4,74	4,50	5,28	4,74
K ₂ O	—	0,64	1,61	0,62	1,89	0,93	0,48	0,42
H ₂ O ⁺	0,99	0,96	2,29	2,63	2,44	0,82	0,49	1,40
H ₂ O ⁻	4,20	4,02	3,58	1,64	3,86	3,12	3,26	2,48
P ₂ O ₅	0,22	0,40	0,32	0,17	0,22	0,47	—	0,46
CO ₂	—	0,10	0,26	0,50	0,58	0,04	0,39	1,13
Сумма	100,13	100,14	100,69	100,24	99,33	99,50	99,92	100,05

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,5	9,9	12,5	7,7	13,8	11,9	12,9	11,3
<i>c</i>	6,9	3,7	8,2	7,9	4,5	6,1	6,5	5,4
<i>b</i>	26,9	31,5	19,6	27,6	21,5	22,1	19,7	23,0
<i>S</i>	56,7	54,9	59,7	56,8	60,2	59,9	60,9	60,3
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	36,3	47,0	42,5	7,0	30,3	40,8	45,8	32,4
<i>m'</i>	40,8	43,1	47,2	49,2	52,0	53,7	50,2	53,2
<i>c'</i>	22,9	9,9	10,3	23,8	17,7	5,5	4,0	14,4
<i>n</i>	100,0	91,5	79,5	89,0	79,4	88,0	94,5	95,0
<i>Q</i>	-12,6	-13,7	-3,8	-9,7	-11,8	-10,1	-0,4	-7,5
<i>a/c</i>	1,4	2,6	1,5	0,97	3,0	1,9	2,0	2,1

Продолжение табл. 3

Окисел	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	49,42	51,18	68,12	43,26	45,20	45,40	45,70	46,00
TiO ₂	1,07	1,47	0,82	1,68	0,68	1,35	0,93	1,10
Al ₂ O ₃	17,88	17,24	13,46	15,64	15,21	18,67	17,00	17,84
Fe ₂ O ₃	5,27	4,96	1,89	5,97	4,44	3,38	3,47	3,80
FeO	2,73	1,18	1,11	4,28	4,16	5,74	6,46	4,02
MnO	0,06	0,20	0,22	0,19	—	0,22	—	0,25
MgO	5,40	4,99	3,08	4,58	8,82	6,17	6,60	6,00
CaO	5,30	6,59	1,23	10,12	8,44	7,90	7,58	11,02
Na ₂ O	3,24	6,10	6,10	3,10	2,70	4,41	4,08	3,31
K ₂ O	3,55	0,48	0,46	1,15	0,66	0,41	0,38	0,41
H ₂ ⁺	3,95	2,40	1,94	3,93	5,12	0,77	1,84	0,38
H ₂ O	2,06	2,76	1,06	1,50	3,01	5,60	5,40	4,05
P ₂ O ₅	—	0,14	0,12	—	0,41	0,18	0,41	0,30
CO ₂	0,80	—	—	2,84	1,28	—	0,51	1,97
Сумма	100,73	99,69	99,61	100,09	100,13	100,20	100,36	100,45

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,3	14,7	13,6	9,6	7,6	11,2	10,4	8,5
<i>c</i>	6,3	4,7	1,4	7,0	7,3	8,1	7,2	8,8
<i>b</i>	18,4	18,3	9,0	26,2	28,6	23,2	25,0	24,7
<i>S</i>	62,0	62,3	76,0	57,2	56,5	57,5	57,4	58,0
<i>a'</i>	—	—	11,3	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	42,3	31,3	31,4	40,9	29,5	40,2	39,8	31,9
<i>m'</i>	54,1	48,4	56,7	33,0	56,8	49,2	48,7	44,7
<i>c'</i>	3,6	20,3	—	26,1	13,7	10,6	11,5	23,4
<i>n</i>	58,0	95,0	96,0	80,7	86,3	94,7	94,3	93,0
<i>Q</i>	-8,9	-10,5	+23,4	-118	-9,5	-15,4	-13,2	-9,9
<i>a/c</i>	2,0	3,1	9,8	1,4	1,05	1,4	1,4	1,00

Окисел	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	51,44	52,22	52,52	53,74	53,86	54,82	57,42	59,18
TiO ₂	1,02	0,90	0,94	1,00	0,94	0,84	1,10	0,93
Al ₂ O ₃	20,48	18,52	18,82	16,04	14,96	20,29	16,73	16,71
Fe ₂ O ₃	5,36	2,66	3,63	3,33	6,38	1,89	1,32	2,99
FeO	0,58	5,46	2,96	6,23	2,15	3,25	2,53	1,81
MnO	—	—	0,25	0,17	0,15	0,21	0,13	0,05
MgO	2,24	4,64	4,28	4,37	4,17	2,06	0,85	0,49
CaO	6,46	9,02	8,48	6,16	7,52	7,24	7,10	6,90
Na ₂ O	3,09	3,24	3,98	6,36	2,94	4,46	3,31	3,68
K ₂ O	3,22	0,44	0,97	—	0,54	0,78	2,14	2,52
H ₂ O ⁺	3,23	1,22	2,28	0,56	2,25	1,31	1,58	0,71
H ₂ O ⁻	2,07	1,44	1,24	2,08	4,00	2,96	2,80	1,63
P ₂ O ₅	0,57	0,43	0,23	0,18	0,14	—	0,14	0,16
CO ₂	0,20	—	—	0,13	—	0,14	3,40	2,44
Сумма	99,96	100,17	100,58	100,35	100,00	100,25	100,55	100,20

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,0	8,1	10,9	14,1	7,6	12,1	11,4	12,7
<i>c</i>	8,9	9,1	7,8	3,7	7,0	8,8	6,7	5,6
<i>b</i>	10,5	18,9	17,4	20,1	18,6	10,0	8,4	8,9
<i>S</i>	67,6	63,9	63,9	62,1	66,8	69,1	73,5	72,8
<i>a'</i>	2,9	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	56,0	42,2	37,4	44,4	44,1	53,8	46,9	52,4
<i>m'</i>	41,1	44,1	44,4	36,6	40,6	38,0	18,9	9,8
<i>c'</i>	—	13,7	18,2	19,0	15,3	8,2	34,2	37,8
<i>n</i>	59,5	93,0	85,5	100,0	90,4	89,0	70,7	69,0
<i>Q</i>	-0,2	+2,5	-1,8	-7,7	+11,3	+5,2	+17,5	+14,5
<i>a/c</i>	1,5	0,89	1,4	3,8	1,08	1,4	1,7	2,3

Оксиды	65	66	67	68	69	70	71	72
SiO ₂	71,02	71,30	40,80	44,56	45,34	46,72	47,64	48,60
TiO ₂	0,51	0,52	1,09	0,88	1,17	1,26	0,66	0,93
Al ₂ O ₃	13,67	14,46	15,29	14,23	13,87	17,19	17,80	14,03
Fe ₂ O ₃	0,57	1,16	5,09	6,38	3,78	5,88	4,55	2,14
FeO	2,24	1,32	5,94	4,37	4,31	5,75	2,60	4,80
MnO	—	—	0,22	0,25	0,26	0,23	0,21	0,25
MgO	1,20	0,46	8,00	9,40	11,08	4,62	4,26	10,20
CaO	1,40	1,74	9,82	10,28	12,64	9,38	8,30	11,10
Na ₂ O	5,33	5,05	2,27	2,53	1,66	3,58	3,10	2,36
K ₂ O	1,44	2,68	0,97	1,51	0,71	0,36	1,15	1,07
H ₂ O ⁺	0,44	0,27	5,60	2,14	2,56	1,78	3,58	3,62
H ₂ O ⁻	1,46	0,72	2,74	3,22	2,30	2,94	4,60	0,84
P ₂ O ₅	0,30	0,25	0,48	—	0,30	—	0,29	0,19
CO ₂	0,10	—	2,26	0,36	0,08	0,16	0,77	—

С у м м а | 99,68 | 99,93 | 100,57 | 100,11 | 100,06 | 99,83 | 100,51 | 100,13

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,3	14,8	7,1	7,9	4,7	9,0	9,9	6,8
<i>c</i>	1,6	2,1	7,9	5,8	7,2	8,0	8,8	6,0
<i>b</i>	5,7	3,0	31,3	33,4	34,0	24,3	18,6	31,40
<i>S</i>	79,4	80,1	53,7	52,9	54,1	58,7	62,7	55,8
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	44,8	71,2	35,0	29,7	21,0	48,2	40,7	21,2
<i>m'</i>	34,5	24,4	48,0	48,0	56,5	34,3	44,1	55,1
<i>c'</i>	20,7	—	17,0	22,5	22,5	17,5	15,2	23,7
<i>n</i>	85,0	73,6	77,6	71,0	77,8	94,0	79,4	77,5
<i>Q</i>	+0,4	+28,5	-14,7	-15,9	-8,4	-7,6	-3,2	-8,0
<i>a/c</i>	8,3	7,0	—	—	—	—	1,1	—

Оксиды	81	82	83	84	85	86	87	88
SiO ₂	46,66	46,68	47,22	47,30	47,38	47,74	48,48	49,62
TiO ₂	0,92	0,82	0,61	1,02	1,00	0,79	0,79	0,88
Al ₂ O ₃	18,12	16,21	14,07	20,44	16,40	17,66	14,56	17,44
Fe ₂ O ₃	3,14	1,75	3,57	0,27	1,15	1,05	1,48	2,87
FeO	5,72	5,66	4,61	7,04	5,95	5,02	6,25	6,50
MnO	0,25	0,23	0,26	0,30	0,14	0,22	0,29	0,15
MgO	5,85	7,02	8,19	4,73	5,71	6,86	9,56	4,32
CaO	10,89	11,53	11,53	8,41	6,74	7,37	9,62	8,12
Na ₂ O	4,26	0,50	2,00	3,26	3,94	4,62	3,86	3,69
K ₂ O	0,13	2,30	1,08	2,78	1,70	1,83	1,10	0,79
H ₂ O ⁺	3,98	4,47	4,94	3,38	4,69	5,68	2,41	4,52
H ₂ O ⁻	0,28	1,10	1,28	0,42	0,22	0,58	0,22	0,06
P ₂ O ₅	0,29	0,27	0,23	0,32	0,24	0,14	0,30	0,43
CO ₂	—	1,00	0,40	—	0,90	—	0,90	0,52

С у м м а | 100,49 | 99,54 | 99,99 | 99,45 | 100,04 | 99,52 | 99,82 | 99,91

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	10,1	4,8	6,3	12,4	12,4	13,5	10,0	10,2
<i>c</i>	7,8	9,5	6,7	8,7	6,0	5,9	4,6	7,5
<i>b</i>	25,3	26,7	30,5	19,2	21,0	22,1	30,2	20,5
<i>S</i>	56,8	59,0	56,5	59,7	60,6	58,5	55,2	61,8
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	34,2	29,1	26,6	41,2	34,8	27,9	24,3	46,2
<i>m'</i>	41,3	49,0	47,3	45,9	50,5	55,7	52,9	38,6
<i>c'</i>	24,5	21,9	26,1	12,9	14,7	16,4	22,8	15,2
<i>n</i>	98,6	25,0	72,7	63,8	78,0	79,6	83,8	87,0
<i>Q</i>	-14,4	-1,1	-6,3	-14,1	-9,6	-15,9	-14,2	-4,3
<i>a/c</i>	1,3	0,5	0,9	1,4	2,1	2,3	2,2	1,4

Окисел	73	74	75	76	77	78	79	80
SiO ₂	49,82	51,37	53,32	53,64	53,72	55,06	57,36	43,64
TiO ₂	0,93	0,79	0,79	0,79	1,43	0,96	0,96	1,06
Al ₂ O ₃	17,35	14,19	17,00	19,20	15,45	17,79	18,42	14,97
Fe ₂ O ₃	3,26	2,03	5,01	3,90	1,85	4,57	2,15	1,00
FeO	5,60	9,24	2,39	2,69	8,46	3,22	3,76	4,70
MnO	0,16	0,20	0,19	0,18	0,31	0,04	0,74	0,21
MgO	4,90	5,06	4,39	3,30	3,59	4,81	2,63	10,70
CaO	8,78	9,20	10,13	6,40	5,22	2,15	7,24	7,86
Na ₂ O	3,58	4,74	3,90	4,63	5,11	7,20	3,66	2,80
K ₂ O	2,22	0,40	0,87	1,50	0,51	0,80	1,03	1,45
H ₂ O ⁺	1,51	1,91	1,00	2,90	3,17	2,61	1,53	4,98
H ₂ O ⁻	1,25	0,11	1,52	1,20	0,49	0,99	0,45	0,22
P ₂ O ₅	0,29	0,11	0,13	0,16	0,28	—	0,18	0,37
CO ₂	—	0,25	—	—	—	—	—	5,40
Сумма	99,65	99,90	100,60	100,49	99,59	100,20	100,11	99,36

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	11,5	10,9	10,2	13,6	12,3	17,1	10,1	8,9
c	6,3	3,9	6,6	7,1	4,5	2,7	7,9	6,5
b	22,2	26,2	20,6	13,6	18,7	16,6	12,3	29,6
S	60,0	59,0	62,6	65,6	64,5	63,6	69,7	55,0
a'	—	—	—	—	—	9,1	—	—
f'	39,6	40,2	33,8	47,3	55,0	41,9	51,5	20,1
m'	39,3	32,4	36,8	43,7	33,8	49,0	38,0	66,6
c'	21,1	27,4	29,4	9,0	11,2	—	10,5	13,3
n	65,0	95,0	86,3	82,4	93,9	92,8	84,4	75,0
Q	-0,6	-8,9	-1,8	-3,1	+0,5	-9,7	+11,3	-14,3
a/c	—	—	1,6	1,9	—	6,4	—	1,4

Окисел	89	90	91	92	93	94	95	96
SiO ₂	50,14	50,76	51,92	51,92	52,12	52,36	53,22	53,58
TiO ₂	1,00	0,76	0,65	0,72	0,95	0,70	0,66	0,92
Al ₂ O ₃	18,00	16,36	15,85	20,23	18,34	16,89	15,30	17,68
Fe ₂ O ₃	1,64	2,49	1,38	0,27	1,02	4,01	2,07	1,18
FeO	7,74	7,33	6,16	4,31	8,21	4,71	5,53	4,83
MnO	0,22	0,28	0,13	0,22	0,11	0,12	0,15	0,21
MgO	3,94	4,77	2,81	3,23	3,96	3,88	5,29	5,10
CaO	7,46	5,02	9,45	5,71	2,68	6,18	6,30	3,61
Na ₂ O	4,59	4,90	3,78	4,82	5,48	4,90	3,76	4,90
K ₂ O	0,20	1,71	2,04	2,64	0,67	2,16	2,49	2,58
H ₂ O ⁺	4,41	3,52	4,29	5,01	4,79	2,87	3,30	3,92
H ₂ O ⁻	0,06	0,36	0,50	0,40	0,50	0,18	0,28	0,14
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,12	0,19	0,14	0,42	0,28	0,39
CO ₂	—	0,65	0,42	—	0,90	0,47	1,40	0,72
Сумма	99,57	99,14	99,50	99,67	99,87	99,75	100,03	99,76

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	11,2	13,9	11,9	15,8	13,5	14,5	12,3	15,3
c	7,4	4,6	5,3	7,0	3,4	4,5	4,3	4,6
b	19,2	20,2	19,5	11,7	21,1	18,4	20,8	15,5
S	62,2	61,3	63,3	65,5	62,0	62,6	62,6	64,6
a'	—	—	—	—	24,7	—	—	2,8
f'	50,2	49,1	39,0	42,9	42,5	44,8	35,4	38,7
m'	37,5	42,0	25,7	51,3	32,8	37,1	44,4	58,5
c'	12,3	8,9	35,3	5,8	—	18,1	20,2	—
n	97,4	81,4	74,4	73,3	92,7	77,4	69,3	73,8
Q	-5,4	-9,8	-2,5	-7,6	-6,4	-8,3	-3,7	-6,0
a/c	1,5	3,0	2,2	2,2	4,0	3,2	2,9	3,3

Оксид	97	98	99	100	101	102	103	104
SiO ₂	53,84	54,20	54,24	54,30	56,04	57,84	58,14	58,88
TiO	0,85	0,89	0,92	1,09	0,95	1,08	0,88	0,76
Al ₂ O ₃	15,72	16,95	18,04	17,87	15,86	13,71	15,07	14,76
Fe ₂ O ₃	3,04	4,37	0,08	3,39	2,73	4,18	2,63	0,91
FeO	4,22	3,85	6,25	3,42	5,18	3,31	4,95	3,24
MnO	0,21	0,19	0,27	0,16	0,11	0,19	0,11	0,16
MgO	5,63	3,13	3,44	3,08	2,96	2,75	2,88	7,04
CaO	4,19	7,56	6,44	3,82	6,70	3,61	3,59	4,59
Na ₂ O	3,60	3,90	3,56	6,90	3,60	5,63	5,63	4,93
K ₂ O	4,00	0,60	1,80	1,40	2,04	1,89	1,60	0,80
H ₂ O ⁺	2,50	3,40	2,80	3,01	2,11	2,75	2,66	2,73
H ₂ O ⁻	1,20	0,06	0,12	0,28	0,66	0,24	0,54	0,44
P ₂ O ₅	0,30	0,43	0,79	0,53	0,34	0,41	0,37	0,26
CO ₂	0,75	0,60	1,22	0,50	0,85	2,10	0,57	—
Сумма	100,05	100,13	99,97	99,75	100,13	99,69	92,62	99,50

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	14,1	10,0	11,2	17,9	11,3	15,3	15,1	12,0
c	3,8	7,0	7,4	3,6	5,4	1,7	2,8	3,8
b	18,3	16,6	14,1	13,2	16,0	14,6	13,7	17,5
S	63,8	66,4	67,3	65,3	67,2	68,4	68,4	66,7
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	38,2	49,1	48,4	48,9	47,6	48,6	51,8	22,7
m'	53,7	34,2	44,3	41,4	32,9	32,7	36,0	67,3
c'	8,1	16,7	7,3	9,7	19,5	18,7	12,2	10,0
n	58,0	91,3	75,0	88,1	73,4	82,6	84,2	89,9
Q	-4,4	+5,8	+4,8	-8,8	+6,6	+4,5	+3,8	+5,6
a/c	3,7	1,4	1,5	5,0	2,1	9,0	5,4	3,1

Оксид	113	114	115	116	117	118	119	120
SiO ₂	48,90	46,83	44,82	57,78	50,90	54,39	47,28	45,98
TiO ₂	1,04	1,12	1,28	1,04	1,11	0,62	1,18	1,16
Al ₂ O ₃	18,15	18,53	21,32	16,60	18,69	17,67	20,00	21,23
Fe ₂ O ₃	2,69	3,37	3,75	1,03	2,25	2,00	4,32	3,27
FeO	6,75	7,15	7,38	5,92	6,01	6,09	5,97	7,04
MnO	0,19	0,16	0,14	0,13	0,15	0,15	0,17	0,15
MgO	5,16	5,35	4,08	2,60	3,53	4,16	3,99	4,37
CaO	6,03	6,63	4,29	3,75	7,26	4,76	6,63	4,16
Na ₂ O	2,59	1,10	0,54	4,65	4,46	4,75	0,61	0,72
K ₂ O	3,98	5,32	6,47	2,77	0,93	2,40	4,76	6,95
H ₂ O ⁺	3,64	3,74	4,80	2,78	3,52	2,87	4,10	3,25
H ₂ O ⁻	0,22	0,32	0,60	0,14	0,26	0,18	0,40	0,40
P ₂ O ₅	0,42	0,51	0,61	0,41	0,51	0,40	0,55	0,51
CO ₂	0,42	0,32	0,32	0,45	0,55	—	0,40	0,30
Сумма	100,18	100,45	100,40	100,05	100,13	100,44	100,36	99,49

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	12,3	11,1	11,5	14,9	12,1	14,3	9,3	12,3
c	6,9	8,0	5,7	4,1	7,5	5,1	9,0	5,4
b	20,0	21,5	26,6	12,0	16,8	16,0	20,7	25,4
S	60,8	59,4	56,2	69,0	63,6	64,6	61,0	56,9
a'	—	—	29,9	—	—	—	12,4	28,7
f'	48,2	50,0	42,4	56,2	49,6	49,1	51,3	40,4
m'	47,0	46,2	27,7	38,5	38,1	45,6	36,3	30,9
c'	4,8	3,8	—	5,3	12,3	5,3	—	—
n	50,0	24,3	11,5	71,4	87,8	75,2	16,4	13,1
Q	-9,9	-11,4	-16,3	+4,1	-4,5	-4,5	-5,6	-16,2
a/c	1,8	1,4	2,0	3,6	1,6	2,8	1,0	2,3

Оксид	105	106	107	108	109	110	111	112
SiO ₂	59,70	60,48	60,90	63,70	65,00	48,32	49,22	48,50
TiO ₂	0,82	0,40	0,92	0,33	0,30	0,92	0,97	0,83
Al ₂ O ₃	16,16	15,12	15,78	15,87	16,55	18,93	17,61	18,23
Fe ₂ O ₃	2,68	4,35	1,10	0,96	0,92	2,71	2,49	2,50
FeO	2,87	0,86	3,76	1,87	2,16	6,26	6,92	6,72
MnO	0,16	0,13	0,20	0,07	0,06	0,16	0,18	0,19
MgO	2,07	—	1,84	1,26	1,53	4,78	5,16	5,21
CaO	2,82	2,71	1,78	4,09	3,75	6,30	4,97	5,73
Na ₂ O	5,80	4,29	5,40	4,37	4,88	1,43	2,51	2,51
K ₂ O	3,21	0,74	4,60	1,53	1,15	5,78	5,04	4,75
H ₂ O ⁺	1,98	0,75	2,43	2,30	1,67	3,42	3,48	3,36
H ₂ O ⁻	0,24	0,30	0,08	0,16	0,42	0,38	0,32	0,24
P ₂ O ₅	0,37	0,09	0,41	0,25	0,33	0,48	0,43	0,43
CO ₂	0,75	—	0,67	1,30	0,95	0,27	0,25	0,30

Сумма | 99,63 | 100,22 | 99,87 | 99,97 | 99,67 | 100,14 | 99,57 | 99,50

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	17,8	10,4	18,8	12,5	12,8	12,7	13,6	13,3
c	2,1	4,9	1,3	5,0	6,2	7,5	5,9	6,5
b	10,3	15,3	8,9	5,3	4,7	18,9	19,6	19,9
S	69,8	69,4	71,0	77,2	76,3	60,9	60,9	60,3
a'	—	—	—	—	9,0	—	—	—
f'	51,4	30,5	53,9	53,4	48,3	48,6	49,1	47,4
m'	35,1	0,0	35,9	42,5	42,7	46,6	47,9	47,8
c'	13,5	69,5	10,2	4,1	—	4,8	3,0	4,8
n	73,4	90,6	64,0	81,4	86,8	27,1	43,0	44,4
Q	1,9	+13,1	+3,1	+24,4	+20,8	-11,1	-11,3	-12,5
a/c	8,5	2,1	14,5	2,5	2,0	1,7	2,3	2,0

Оксид	121	122	123	124	125	126	127	128
SiO ₂	50,60	51,40	58,37	45,12	46,45	55,30	54,59	46,58
TiO ₂	1,16	0,94	0,94	1,28	1,15	0,75	0,91	0,72
Al ₂ O ₃	18,18	18,70	16,13	19,65	19,70	16,83	15,71	19,37
Fe ₂ O ₃	4,08	1,99	1,67	5,83	1,53	0,08	0,14	4,17
FeO	5,37	6,25	6,03	5,46	6,89	6,17	6,50	6,61
MnO	0,17	0,13	0,14	0,18	0,25	0,30	0,22	0,16
MgO	4,20	2,98	2,47	3,57	3,85	3,59	3,23	4,91
CaO	4,52	6,57	3,01	10,55	4,97	4,58	4,72	6,75
Na ₂ O	4,53	4,66	4,53	0,83	1,26	4,82	5,33	1,18
K ₂ O	2,96	2,14	3,00	2,60	7,05	3,45	2,22	5,20
H ₂ O ⁺	3,46	3,41	2,72	4,10	5,65	3,03	4,98	3,55
H ₂ O ⁻	0,24	0,12	0,14	0,34	0,90	0,20	0,52	0,42
P ₂ O ₅	0,50	0,44	0,40	0,49	0,45	0,35	0,40	0,48
CO ₂	0,37	0,30	0,35	0,42	—	—	—	0,32

Сумма | 100,34 | 100,03 | 99,90 | 100,42 | 100,10 | 99,45 | 99,47 | 100,42

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	15,2	14,2	14,8	6,6	14,5	15,9	15,6	11,2
c	5,3	6,3	3,8	11,7	6,8	3,7	3,2	8,8
b	17,4	16,0	11,9	21,7	18,0	14,9	15,3	20,6
S	62,1	63,5	69,5	60,0	60,7	65,5	65,9	59,4
a'	—	—	—	—	9,4	—	—	—
f'	53,9	51,8	63,3	54,5	50,0	43,6	44,4	53,8
m'	43,2	33,9	36,1	31,8	40,6	42,2	37,4	44,4
c'	2,9	14,3	0,6	13,7	—	14,2	18,2	1,8
n	69,5	77,3	69,5	33,3	21,3	68,1	78,9	25,6
Q	-11,5	-7,7	+5,6	-4,9	-14,4	-4,5	-2,6	-12,4
a/c	2,9	2,3	3,9	0,6	2,1	4,3	4,9	1,3

Окисел	129	130	131	132	133	134	135
SiO ₂	54,62	56,42	51,66	47,14	57,00	49,92	49,71
TiO ₂	0,43	0,36	0,39	0,26	0,73	0,73	1,07
Al ₂ O ₃	17,20	16,17	17,86	18,43	14,65	18,03	17,54
Fe ₂ O ₃	2,17	1,89	2,45	3,22	3,48	3,13	2,50
FeO	5,89	5,51	5,83	7,24	6,03	6,81	7,27
MnO	0,15	0,13	0,13	0,17	0,07	0,10	0,13
MgO	4,03	3,99	4,57	5,50	4,76	6,07	6,38
CaO	4,76	4,04	5,24	6,93	2,95	4,61	4,46
Na ₂ O	3,02	4,15	2,70	1,35	4,46	4,20	3,63
K ₂ O	4,05	3,74	4,68	5,10	1,46	1,88	2,46
H ₂ O ⁺	2,61	2,60	2,93	3,58	3,26	4,27	4,12
H ₂ O ⁻	0,30	0,24	0,44	0,46	0,20	0,16	0,12
P ₂ O ₅	0,40	0,42	0,52	0,54	0,40	0,45	0,52
CO ₂	0,37	0,25	0,30	0,27	0,42	—	—
Сумма	100,0	99,91	99,70	100,19	99,87	100,36	99,91

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,1	14,8	13,7	11,3	12,2	12,6	12,0
<i>c</i>	5,6	3,7	6,0	7,7	3,7	5,9	5,7
<i>b</i>	15,7	15,4	17,3	22,3	17,5	21,3	22,2
<i>S</i>	65,6	66,1	63,0	58,7	66,6	60,2	60,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	1,6	4,71	5,2
<i>j'</i>	51,1	46,4	47,5	48,0	51,0	45,1	43,5
<i>m'</i>	45,7	45,0	47,5	45,3	47,4	50,2	51,3
<i>c'</i>	3,2	8,6	5,0	6,7	—	—	—
<i>n</i>	52,7	63,2	46,8	28,9	81,1	77,27	69,0
<i>Q</i>	-0,6	-1,1	-7,4	-12,9	+5,1	-10,68	-9,5
<i>a/c</i>	2,3	4,0	2,3	1,5	3,3	2,14	2,1

Примечания. Лавы позднеюрско-валанжинского возраста. 1—10 — спилиты и спилитовые порфириды Таловских гор, колл. Г. П. Авдейко, аналитик Т. В. Долгова: 1 — обр. 412/A-61, 2 — обр. 343/A-60, 3 — обр. 338/A-61, 4 — обр. 409/A-61, 5 — обр. 296/A-60, 6 — обр. 339/A-60, 7 — обр. 409б/A-61, 8 — обр. 409/A-61, 9 — обр. 410/A-61, 10 — обр. 318/A-60, 11—12 — кератофидиты п-ова Елистратова, колл. Г. П. Авдейко, аналитик Т. В. Долгова: 11 — обр. 91а/A-63, 12 — обр. 95/A-63.

Лавы сенонского возраста бассейна р. Белой: 13 — базальт, обр. 227/Д-61, колл. Н. К. Дмитренко, аналитик И. Н. Ершова, 14 — диабаз, обр. 144/Д-61, колл. Н. К. Дмитренко, аналитик Л. С. Мазалова, 15 — диабаз, обр. 718, колл. Ю. А. Новоселова, 16 — кератофир, обр. 710, колл. Ю. А. Новоселова, 17 — кератофир, обр. 9/Д-61, колл. Н. К. Дмитренко, аналитик И. М. Бендер, 18 — кератофир, обр. 323/Д-61, колл. Н. К. Дмитренко, аналитик Л. С. Мазалова, 19 — кератофир, обр. 16-1/Д-61, колл. Н. К. Дмитренко, аналитик И. М. Бендер.

Лавы палеоген-неогенового возраста нижней кремнисто-вулканогенной формации о. Карагинского: 20 — порфирит, обр. 800/1, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 21 — диабаз, обр. 68-66/2, колл. И. В. Флоренского, аналитик Г. Ф. Некрасова, 22 — базальтовый порфирит, обр. 79-66/4, колл. И. В. Флоренского, аналитик Г. Ф. Некрасова, 23 — спилитовый порфирит (шаровый), обр. 777/2, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 24 — диабазовый порфирит, обр. 79—66/3, колл. И. В. Флоренского, аналитик Г. Ф. Некрасова, 25 — базальтовый порфирит, обр. 800/2, колл. Н. А. Храмова, аналитик Г. Ф. Некрасова, 26 — базальтовый порфирит, обр. 753/2, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 27 — андезитовый порфирит, обр. 755/1, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 28 — андезито-базальтовый порфирит, обр. 12-66/2, колл. И. В. Флоренского, аналитик Г. Ф. Некрасова, 29 — спилит, обр. 755/2, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 30 — спилит, обр. 79-66/6, колл. И. В. Флоренского, аналитик М. И. Милованова, 31 — спилит, обр. 754/2, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова.

Лавы палеоген-неогенового возраста нижней кремнисто-вулканогенной формации хр. Кумроч: 32 — базальтовый порфирит, обр. 3276, колл. Н. А. Храмова, аналитик Н. Ворошилова, 33 — спилит, обр. 327а, колл. Н. А. Храмова, аналитик Н. Ворошилова, 34 — диабазовый порфирит, обр. 1000/16, колл. Н. А. Храмова, аналитик Г. Ф. Некрасова, 35 — базальтовый порфирит, обр. 441а, колл. Н. А. Храмова, аналитик Н. Ворошилова, 36 — порфирит, обр. 928/1, колл. Н. А. Храмова, аналитик Г. Ф. Некрасова, 37 — диабазовый порфирит, обр. 1005/1, колл. Н. А. Храмова, аналитик Т. В. Долгова, 38 — базальтовый порфирит, обр. 947/3, колл. Н. А. Храмова, аналитик Т. В. Долгова, 39 — спилит, обр. 1005/3, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 40 — андезитобазальтовый порфирит, обр. 945/2, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова.

ва, 41 — андезитовый порфирит, обр. 315а, колл. Н. А. Храмова, аналитик Н. Ворошилова, 42 — базальтовый порфирит, обр. 1002/2, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 43 — кератофир, обр. 1003/5, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова.

Лавы палеоген-неогенового возраста верхней кремнисто-вулканогенной формации о. Карагинского, колл. Н. А. Храмова: 44 — базальт, обр. 720-9, аналитик Т. В. Долгова, 45 — базальт, обр. 718-1, аналитик М. И. Милованова, 46 — базальт, обр. 720-2, аналитик М. И. Милованова, 47 — базальтовый порфирит, обр. 728-1, аналитик М. И. Милованова, 48 — базальт, обр. 723-5, аналитик М. И. Милованова, 49 — базальтовый порфирит, обр. 722, аналитик Т. В. Долгова, 50 — базальтовый порфирит, обр. 744-3, аналитик М. И. Милованова, 51 — базальтовый порфирит, обр. 718-4, аналитик Т. В. Долгова, 52 — базальт, обр. 716-1, аналитик Т. В. Долгова, 53 — диабазовый порфирит, обр. 727-4, аналитик Т. В. Долгова, 54 — базальт, обр. 744-9, аналитик М. И. Милованова, 55 — базальт, обр. 716-3, аналитик Т. В. Долгова, 56 — базальт, обр. 723-6, аналитик М. И. Милованова, 57 — порфирит, обр. 708, аналитик М. И. Милованова, 58 — андезито-базальт, обр. 717, аналитик М. И. Милованова, 59 — андезито-базальт, обр. 732-4, аналитик М. И. Милованова, 60 — спилит, обр. 750-1, аналитик Т. В. Долгова, 61 — андезито-базальт, обр. 727-7, аналитик М. И. Милованова, 62 — андезит, обр. 701-12, аналитик Т. В. Долгова, 63 — андезит, обр. 741-5, аналитик М. И. Милованова, 64 — андезит, обр. 701-10, аналитик М. И. Милованова, 65 — ливарит, обр. 733-12, аналитик М. И. Милованова, 66 — липарит, обр. 701-13, аналитик М. И. Милованова.

Лавы палеоген-неогенового возраста верхней кремнисто-вулканогенной формации хр. Кумроч: 67 — базальтовый порфирит, обр. 29-64/5, колл. И. В. Флоренского, аналитик Т. В. Долгова, 68 — базальтовый порфирит, обр. 446-64, колл. И. В. Флоренского, аналитик Т. В. Долгова, 69 — базальтовый порфирит, обр. 52а/64, колл. И. В. Флоренского, аналитик М. И. Милованова, 70 — базальтовый порфирит, обр. 220-64/3, колл. И. В. Флоренского, аналитик Т. В. Долгова, 71 — базальтовый порфирит, обр. 903/1, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 72 — базальтовый порфирит, обр. 223-а/61, колл. И. В. Флоренского, аналитик М. И. Милованова, 73 — базальтовый порфирит, обр. 24к/64, колл. И. В. Флоренского, аналитик М. И. Милованова, 74 — андезит, обр. 228/64, колл. И. В. Флоренского, анализ лаборатории МИНХиГП, 75 — андезит, обр. 908/9, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 76 — андезит, обр. 911/4, колл. Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова, 77 — андезитовый порфирит, обр. 655в/61, колл. И. В. Флоренского, аналитик М. И. Милованова, 78 — порфирит, обр. 473, колл. Н. А. Храмова, аналитик Н. Ворошилова, 79 — андезитовый порфирит, обр. 632-61/в, колл. И. В. Флоренского, аналитик М. И. Милованова.

Лавы и туфы палеоген-неогенового возраста района бухты Лаврова, колл. Г. П. Авдейко: 80 — спилит, обр. 64а/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 81 — спилитовый порфирит, обр. 82а/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 82 — туф, обр. 78а/А-68, аналитик Г. Ф. Некрасова, 83 — туф, обр. 29а/А-68, аналитик М. И. Милованова, 84 — андезитовый порфирит, обр. 134г/А-68, аналитик Н. Р. Гусакова, 85 — спилит, обр. 64в/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 86 — спилитовый порфирит, обр. 67/А-68, аналитик Н. Р. Гусакова, 87 — туф, обр. 59/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 88 — туф, обр. 154а/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 89 — спилитовый порфирит, обр. 105/А-68, аналитик М. И. Милованова, 90 — спилит мидалекаменный, обр. 39б/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 91 — туф, обр. 123/А-68, аналитик М. И. Милованова, 92 — спилитовый порфирит, обр. 53/А-68, аналитик Н. Р. Гусакова, 93 — туф, обр. 136/А-68, аналитик М. И. Милованова, 94 — спилитовый порфирит, обр. 51/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 95 — спилит, обр. 10/А-68, аналитик М. И. Милованова, 96 — спилит, обр. 104з/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 97 — спилитовый порфирит, обр. 87в/А-68, аналитик Г. Ф. Некрасова, 98 — спилит, обр. 104ж/А-68, аналитик Г. Ф. Некрасова, 99 — спилитовый порфирит, обр. 60а/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 100 — спилит, обр. 8/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 101 — андезитовый порфирит, обр. 26а/А-68, аналитик М. И. Милованова, 102 — андезитовый порфирит, обр. 3а/А-68, аналитик М. И. Милованова, 103 — спилит, обр. 2г/А-68, аналитик М. И. Милованова, 104 — спилит, обр. 52/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 105 — андезитовый порфирит, обр. 79/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 106 — керато-спилит, обр. 79г/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 107 — керато-спилит, обр. 26/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 108 — андезито-дацитовый порфирит, обр. 60/А-68, аналитик Т. В. Долгова, 109 — андезито-дацитовый порфирит, обр. 59а/А-68, аналитик Т. В. Долгова.

Шаровые лавы спилитов побережья бухты Лаврова, колл. Г. П. Авдейко, аналитик Н. Р. Гусакова. Подушка размером 1,2×1,7 м: 110 — стекловатая корка кровли подушки (зона 0—3 см, обр. 452-1/А-69), 111 — зона 3—7 см от кровли (обр. 452-2/А-69), 112 — центральная часть (обр. 452-3/А-69), 113 — зона 3—7 см от подошвы подушки (обр. 452-4/А-69), 114 — стекловатая корка подошвы подушки (обр. 452-5/А-69, зона 0—3 см); подушка размером 0,8×1 м: 115 — стекловатая корка кровли подушки (зона 0—3 см, обр. 621-5/А-69), 116 — зона 6—10 см от кровли (обр. 621-6/А-69), 117 — центральная часть (обр. 621-7/А-69), 118 — зона 6—10 см от подошвы подушки (обр. 621-8/А-69), 119 — стекловатая корка подошвы подушки (обр. 621-9/А-69); шар диаметром около 1 м: 120 — стекловатая корка подошвы шара (зона 0—2 см, обр. 621/А-69), 121 — зона 6—10 см от подошвы шара (обр. 621-1/А-69), 122 — центр шара (обр. 621-2/А-69), 123 — зона 6—10 см от кровли шара (обр. 621-3/А-69), 124 — стекловатая корка кровли шара (обр. 621-4/А-69); подушка размером 1,8×3,0 м: 125 — стекловатая корка (зона

0—4 см, обр. 1046/A-68), 126 — зона 25—30 см от внешнего края (обр. 104в/A-68), 127 — центральная часть (обр. 104г/A-68); баллонообразное тело размером 1×4 м, 128 — стекловатая корка у кровли тела (зона 0—3 см, обр. 452-6/A-69), 129 — зона 4—10 см от кровли (обр. 452-7/A-69), 130 — центральная часть (обр. 452-8/A-69), 131 — зона 3—10 см от подошвы (обр. 452-9/A-69), 132 — стекловатая корка подошвы (обр. 452-10/A-69, зона 0—3 см). Шар диаметром 0,8—0,9 м: 133 — стекловатая лава прикоревой части (зона 2—6 см, обр. 454-2/A-69), 134 — пузыристая лава зоны 10—17 см (обр. 454-3/A-69), 135 — плотная лава центральной части (обр. 454-4/A-69).

риолит-базальтового ряда. Наблюдается некоторая обратная корреляция между содержанием CaO и MgO . Если в породах с примерно одинаковым содержанием SiO_2 CaO больше обычного, то пропорционально уменьшается содержание MgO , и наоборот.

Поведение суммы железа в спилитах несколько напоминает поведение Al_2O_3 . В основных лавах по мере увеличения содержания SiO_2 примерно до 50% заметно некоторое увеличение содержания железа, а затем уменьшение, обычное как для лав Гавайских островов, так и для островных дуг.

Для выяснения химизма лав спилито-кератофирового ряда наиболее показательны диаграммы, построенные по методу А. Н. Заварицкого (1960), с помощью которых удалось выявить новые особенности химизма лав спилито-кератофировой группы формаций, отчасти не укладывающиеся в рамки сложившихся представлений. Как известно, В. А. Заварицкий указывал, что «спилиты и кератофиры образуют непрерывный ряд пород, аналогичный нормальному риолит-базальтовому ряду. На диаграмме точки располагаются непрерывной полосой, параллельной линии нормального ряда» (В. А. Заварицкий, 1946, с. 63) с несколько повышенным содержанием щелочей. В связи с этим их следовало бы относить к континентальному классу пород (Горшков, 1963, 1967). Однако, как показано ранее (Авдейко, Храмов, 1969), проекции вариационных кривых лав спилито-кератофирового ряда на плоскость $a-s-b$ диаграммы А. Н. Заварицкого в интервале значений b от 17 до 30 параллельны кривой для лав Гавайских островов. Наклон вариационных кривых, составляющий 25—30° с линией $s-b$, соответствует океаническому классу пород, по Г. С. Горшкову. В интервале значений b от 8 до 17 анализы обычно отсутствуют, а в поле кератофиров примерно тот же наклон, но с резким отклонением всей кривой в целом. В ряде случаев между двумя группами точек появляются промежуточные точки, намечающие флексурообразный изгиб, который в значительной мере напоминает «пантеллеритовую тенденцию», характерную для некоторых щелочных ассоциаций (А. Н. Заварицкий, 1950). Эти особенности присущи всем трем разновозрастным группам спилито-кератофировых формаций (см. рис. 22—26). Графики отличаются только числовыми характеристиками a и c , а темп накопления щелочей, фиксируемый углом наклона вариационной кривой на правой стороне диаграмм, остается постоянным. Общее содержание щелочей не зависит от возраста формации, наиболее повышенные содержания — в позднеюрско-нижнемеловых лавах Таловских гор и палеоген-неогеновых лавах района бухты Лаврова (см. рис. 22, 26), т. е. в северных районах (см. рис. 1). Это дает возможность предположить, что общее содержание щелочей зависит от концентрации их в зоне генерации магмы и не связано с возрастом излияний. К сожалению, данные по химизму верхнемеловых спилитов и кератофиров Ветвейского хребта, которые дали бы возможность проверить это положение, неизвестны.

Наряду со спилитами, спилитовыми порфиритами и кератофирами в составе спилито-кератофировых формаций часто наблюдаются базальтовые и андезитовые порфириты (о. Карагинский, хр. Кумроч и др.), которые в силу таких особенностей химизма, как темп накопления щелочей, поведения Al_2O_3 , отношение K/Na и др. также относятся к породам спилито-кератофирового ряда. Общее, несколько пониженное содержание

щелочей в спилито-кератофировых формациях южных районов Камчатки по сравнению с северными, видимо, является причиной того, что процесс образования спилитов не дошел до конца, хотя плагиоклаз в этих породах более кислый (от 30 до 50 номеров), чем в обычных андезитах и базальтах.

Особенности химизма пород спилито-кератофирового ряда характерны не только для камчатких спилитов и кератофиров, а являются в значительной мере общими. Это отчетливо видно на диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого для спилито-кератофировых формаций нижнего кембрия Западного Саяна и Восточного Казахстана, силура и девона Урала, юры Центрального Кавказа (см. диаграммы: Кузнецов, 1964). Сходная картина наблюдается для спилито-кератофировых формаций Новой Зеландии, Англии, Австралии, Польши, Чехословакии и других районов. К сожалению, мы не можем привести все построенные нами диаграммы. Наиболее показательны данные по Новой Зеландии, где, по мнению М. Х. Батти (1963а, б), спилиты почти не затронуты вторичными изменениями, а для кератофиров характерен калиевый метасоматоз. Видимо, в связи с этим фигуративные точки спилитов на диаграмме А. Н. Заварицкого не отклоняются от вариационной кривой, имеющей наклон 25° , а для кератофиров обычно поле рассеивания (Авдейко, Храмов, 1969; рис. 2).

Примечательно, что на диаграммах А. Н. Заварицкого спилиты и кератофиры образуют обособленные группы точек, на что обратил внимание Ю. А. Кузнецов (1964), а случаи, когда спилиты и кератофиры образуют непрерывный ряд пород сравнительно редки.

Треугольные диаграммы (рис. 27, 28) свидетельствуют о незначительной роли кристаллизационной дифференциации в процессе эволюции магмы. Отклонение к углу $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ незначительное и на некоторых графиках почти не заметно. В этом отношении подтверждается положение В. Наревского о том, что линия эволюции пород спилито-кератофирового ряда лежит посредине между щелочными и известково-щелочными сериями (Narebski, 1964).

Большой интерес представляют данные по химизму шаровых спилитов побережья бухты Лаврова (см. анализы 110—135 в табл. 3). Отбор проб на химический анализ проводился следующим образом. По элементам залегания в осадочных породах устанавливалось положение кровли и подошвы лавовых потоков, благодаря чему можно было определить нижние и верхние части шаров, подушек и баллонообразных тел. Эти данные уточнялись непосредственно на наиболее крупных телах шаровых лав. Как указывалось ранее, нижние части подушек и шаров повторяют форму кровли вышележащих подушек. Из каждого шара бралось обычно 5 проб: из стекловатой корки кровли и подошвы шаров (2 пробы), непосредственно под стекловатой коркой у кровли и подошвы в зоне 5—10 см (2 пробы) и в центре шара. При отборе проб по возможности исключались участки с прожилками. На прилагаемых графиках содержания основных окислов (рис. 28) размеры шаров приведены к наиболее обычному размеру по вертикали (1 м), а данные наносились по зонам отбора.

Содержание отдельных компонентов в шарах варьирует в довольно широких пределах, но в целом можно наметить определенные тенденции. Стекловатые корки шаров резко обеднены кремнеземом и Na_2O по сравнению с центрами шаров и промежуточными зонами и значительно обогащены K_2O , причем практически весь калий содержится в гидрослюдах, так как калиевые полевые шпаты не обнаружены. Даже в центральных частях шаров калия значительно больше, чем это обычно наблюдается у спилитов, и, видимо, можно говорить о привносе его. В стекловатых корках также повышенное содержание суммы железа, в меньшей степени — кальция и незначительное — магния. Аналогичные изменения

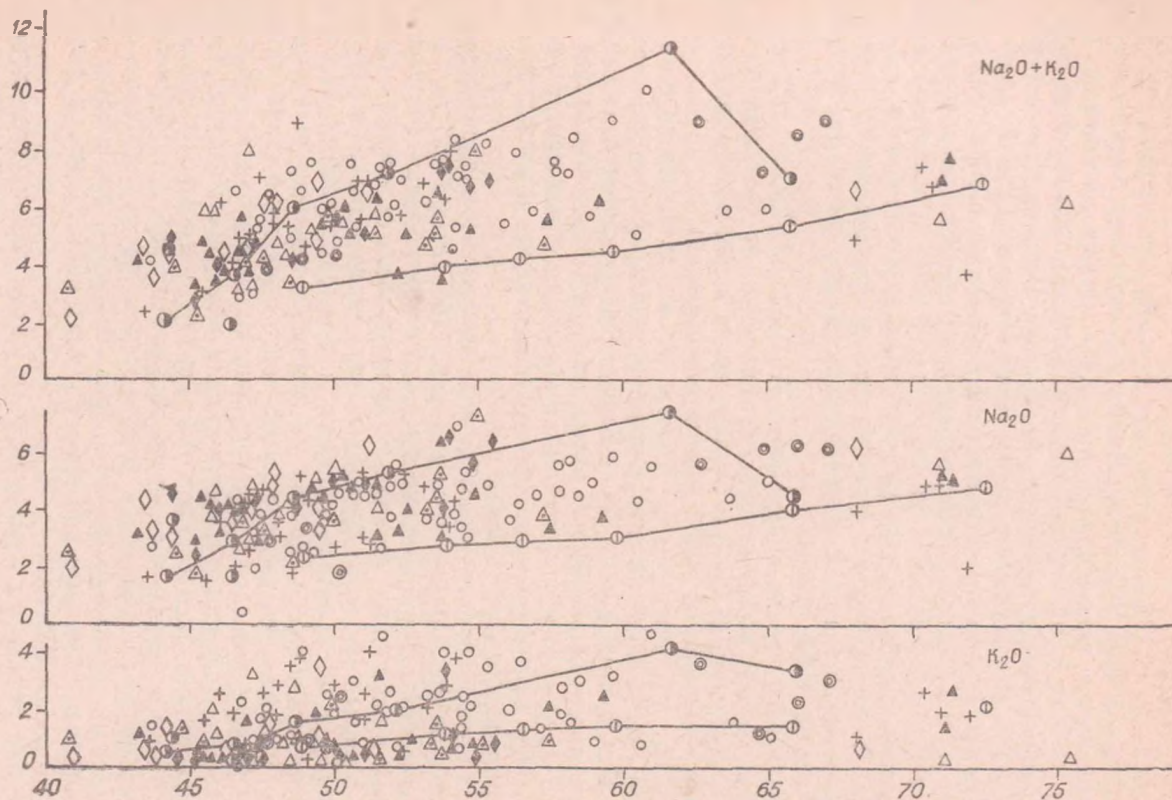
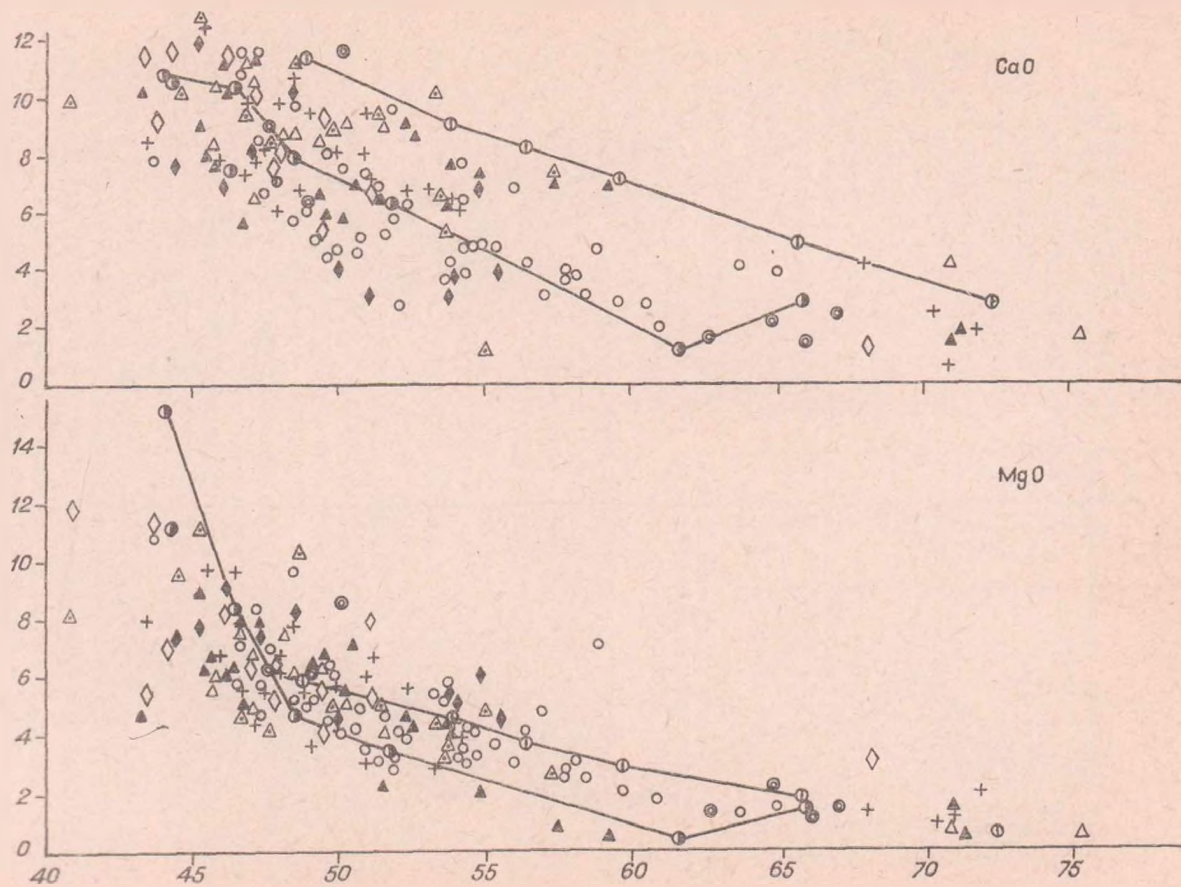
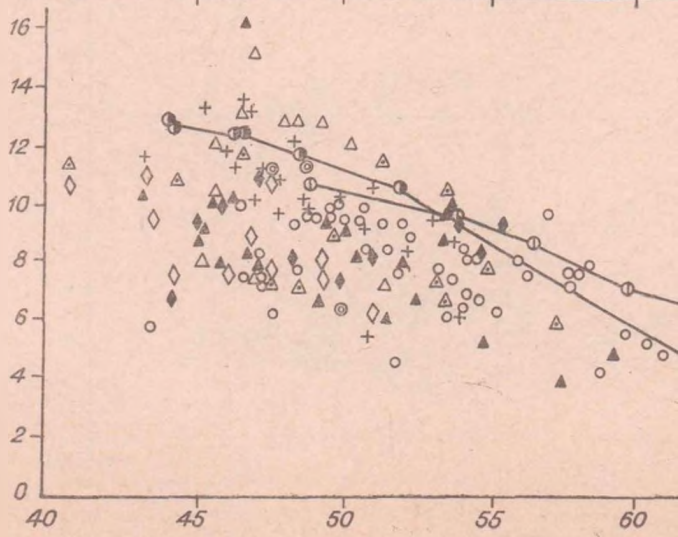
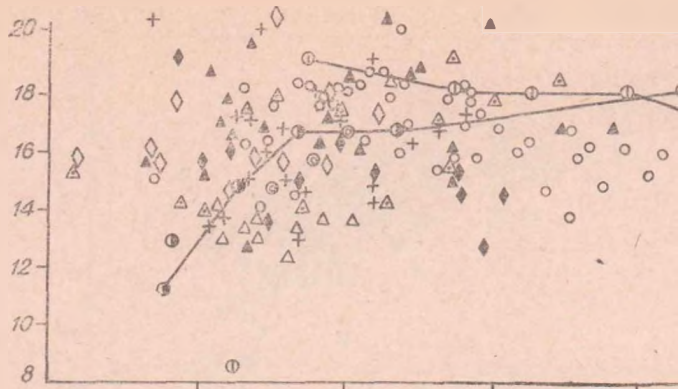


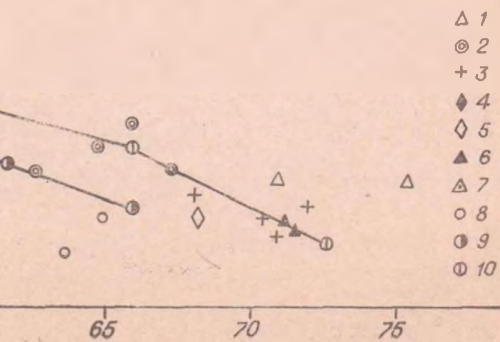
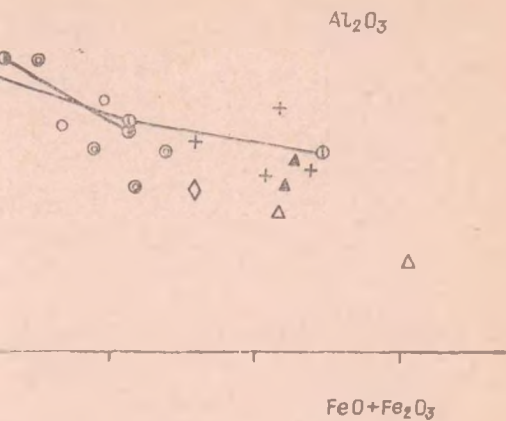
Рис. 20. Диаграммы Харкера для спилито-кератофировых формаций Камчатки.

Условные обозначения к рис. 20–24. 26, 27: 1 — верхнеюрско-нижнемеловые эффузивы Таловских гор; 2 — верхнемеловые эффузивы бассейна р. Белой; 3 — верхнемеловые эффузивы юга Срединного хребта (Ротман, 1963); 4, 5 — палеоген-неогеновые эффузивы нижней формации о. Карагинского (4) и хр. Кумроч (5); 6, 7 — палеоген-неогеновые эффузивы верхней формации о. Карагинского (6) и хр. Кумроч (7); 8 — палеоген-неогеновые эффузивы района бухты Лаврова; 9 — средние составы лав Гавайских островов (Macdonald, Katsura, 1964); 10 — средние составы лав северной группы Курильских островов (Горшков, 1967).





Окончание рис. 20



содержания этих компонентов отмечались в шаровых лавах Америки, Польши, Чехословакии и других районов земного шара (Bailey, Irwin, Jones, 1964; Vallance, 1965; Fiala, 1967). Вариации состава между стекловатой коркой и центральными частями шаров обусловлены, видимо, накоплением в краевых частях одних компонентов (калий, железо, кальций) и выносом других (кремнезем, натрий), что хорошо согласуется с экспериментальными работами по растворимости кристаллических базальтов при различных значениях температуры, давления и pH (Vallance, 1965).

Непосредственно под стекловатой коркой, в верхних частях подушек и шаров, в зоне 4—10 см от поверхности наблюдается максимальное содержание SiO_2 (исключение второй шар), а в центральной части шаров и непосредственно у подошвы — заметно меньше. Это явление невозможно объяснить с точки зрения выноса кремнекислоты.

В верхней части подушек и шаров наблюдаются минимальные концентрации MgO , в центральной части его содержание возрастает и достигает максимума у подошвы подушек и шаров, где количество MgO почти равно количеству его в стекловатой корке. Тенденция к накоплению магния у подошвы шаров выражена очень отчетливо.

Такое поведение кремнезема и магния наталкивает на мысль о том, что в шаровых телах в микромасштабе имеет место явление, которое предположил Дж. Кеннеди (1957) для насыщенных водой магматических тел. Суть его в том, что в водонасыщенных породах на контакте с магмой резко поднимается парциальное давление воды и тогда вода может диффундировать в магму. Как известно, увеличение парциального давления воды ведет к понижению точки плавления магмы (при парциальном давлении в 2000 атм температура плавления альбита понижается примерно на 300°). «В условиях, когда краевые части магмы насыщены водой, а центральные участки относительно обезвожены, кристаллизация расплава, очевидно, может начаться сперва в центральных частях» (Кеннеди, 1957, с. 508).

В случае с шарами после образования стекловатой корки расплав внутри шара начинает кристаллизоваться если не в центральной части, то, во всяком случае, по всему объему одновременно с некоторой отсадкой обогащенных магнием тяжелых минералов (пироксен), т. е. наблюдается кристаллизационно-гравитационная дифференциация.

Действительно, в шлифах несколько повышено содержание пироксена вблизи подошвы по сравнению с прикровельной частью. Последними кристаллизуются прикровельные части шаров и подушек с более кислым составом. Усредненные данные по содержаниям суммы железа, кальция и натрия как будто подтверждают это явление или, во всяком случае, не противоречат ему, но вторичные изменения в разной степени влияют на содержание этих компонентов. Более детальное сравнение петрографических и петрохимических данных с количественным минера-

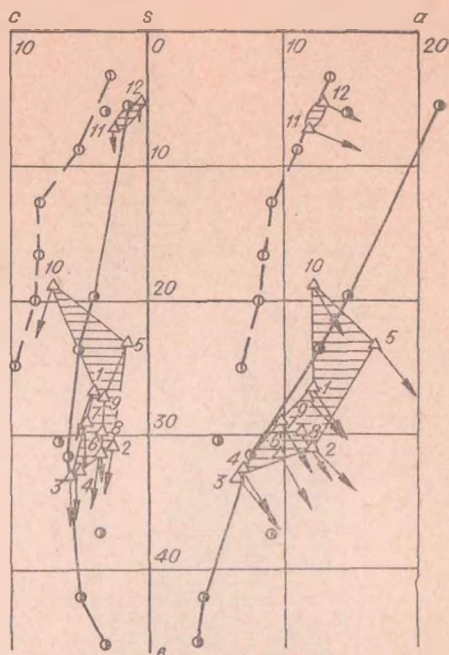


Рис. 21. Диаграмма химического состава лав спилито-кератофировой формации Таловских гор.

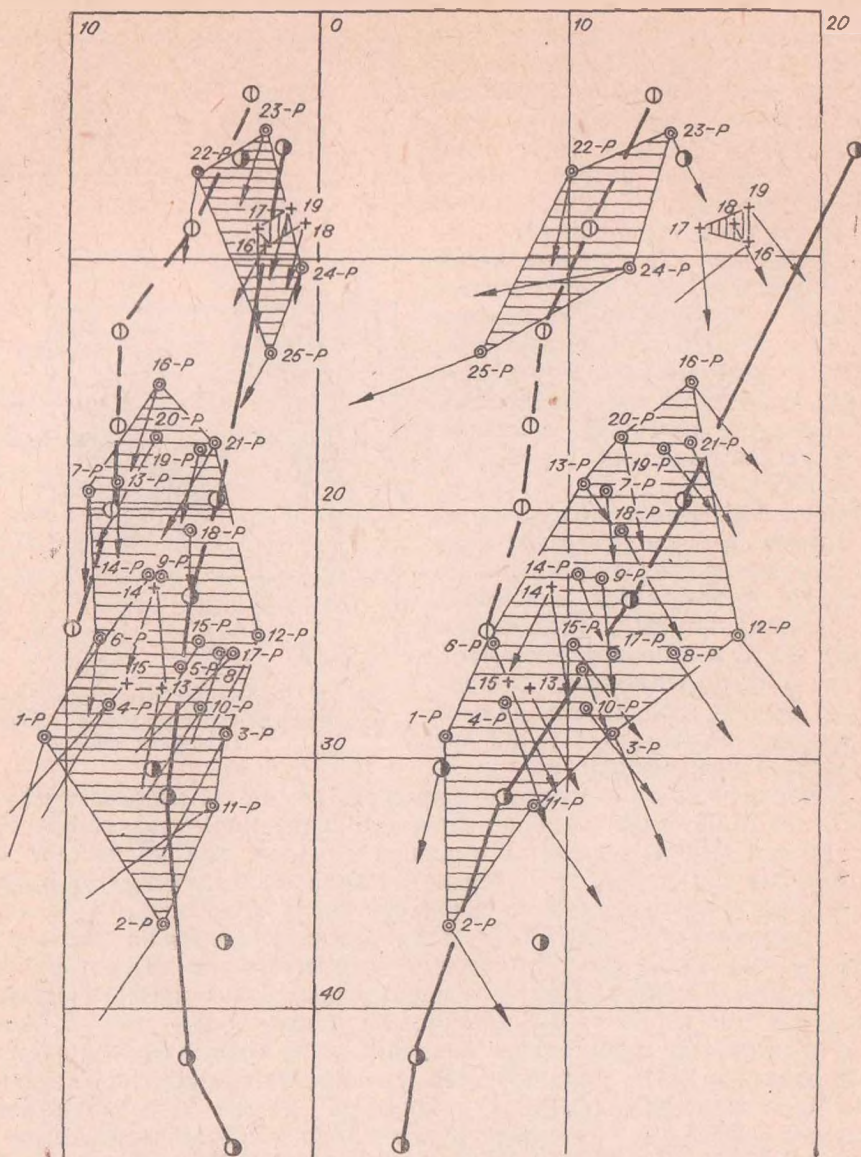


Рис. 22. Диаграмма химического состава лав спилито-кератофировой формации Срединного хребта Камчатки.

логическим подсчетом, возможно, позволит в дальнейшем прийти к более категорическим выводам.

Отмеченные выше особенности химизма, очевидно, могут быть надежными петрохимическими критериями для выделения спилито-кератофировых формаций, которые вместе с парагенетически связанными с ними кремнистыми формациями составляют кремнисто-вулканогенную группу, характерную для ранних стадий развития геосинклиналей (Шатский, 1954; Рухин, 1961; Херасков, 1963).

Относительно природы образования спилитов существует несколько противоположных точек зрения, которые в последнее время систематизированы в ряде работ (Лебединский 1964; Fiala, 1967). При объяснении образования спилитов принципиальное значение имеет как состав родоначальной магмы, так и условия образования низкотемпературной ассоциации альбит — хлорит.

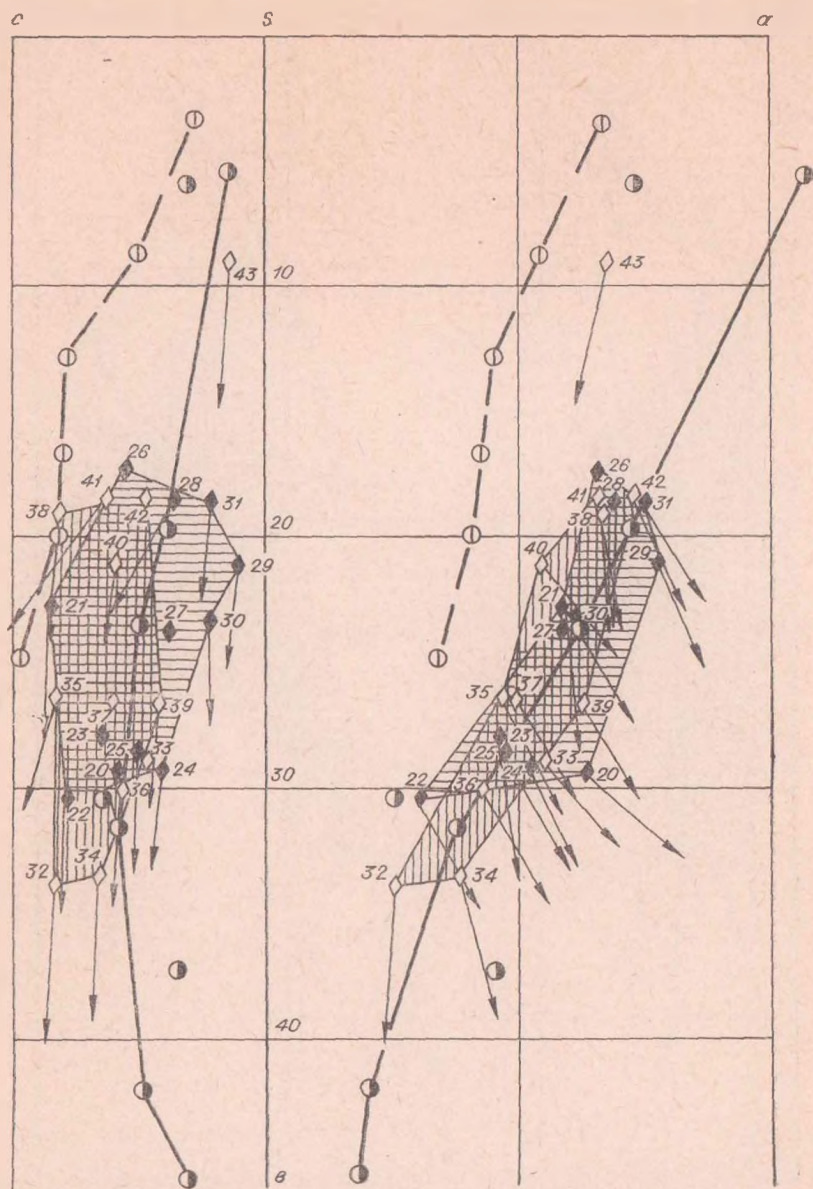


Рис. 23. Диаграмма химического состава лав нижней спилито-кератофировой формации Восточной Камчатки.

Многие авторы считают первичной кристаллизацию альбита и хлорита непосредственно из расплава. Эта точка зрения наиболее аргументирована М. Х. Батти (1963а). Основываясь на петрографическом и петрохимическом изучении спилитов Новой Зеландии и привлекая экспериментальные данные, М. Х. Батти пришел к выводу, что при значительном давлении водяных паров, имеющем место в глубоководных условиях, значительно понижается температура кристаллизации магмы, и в этих условиях непосредственно из магмы кристаллизуется не только альбит, но и хлорит. Экспериментальными работами (Klark, Fyfe, 1961) показано значительное понижение температуры плавления серпентинитов при давлении воды в 500—1000 атм. Такие давления существуют в океане на глубине 5—10 км.

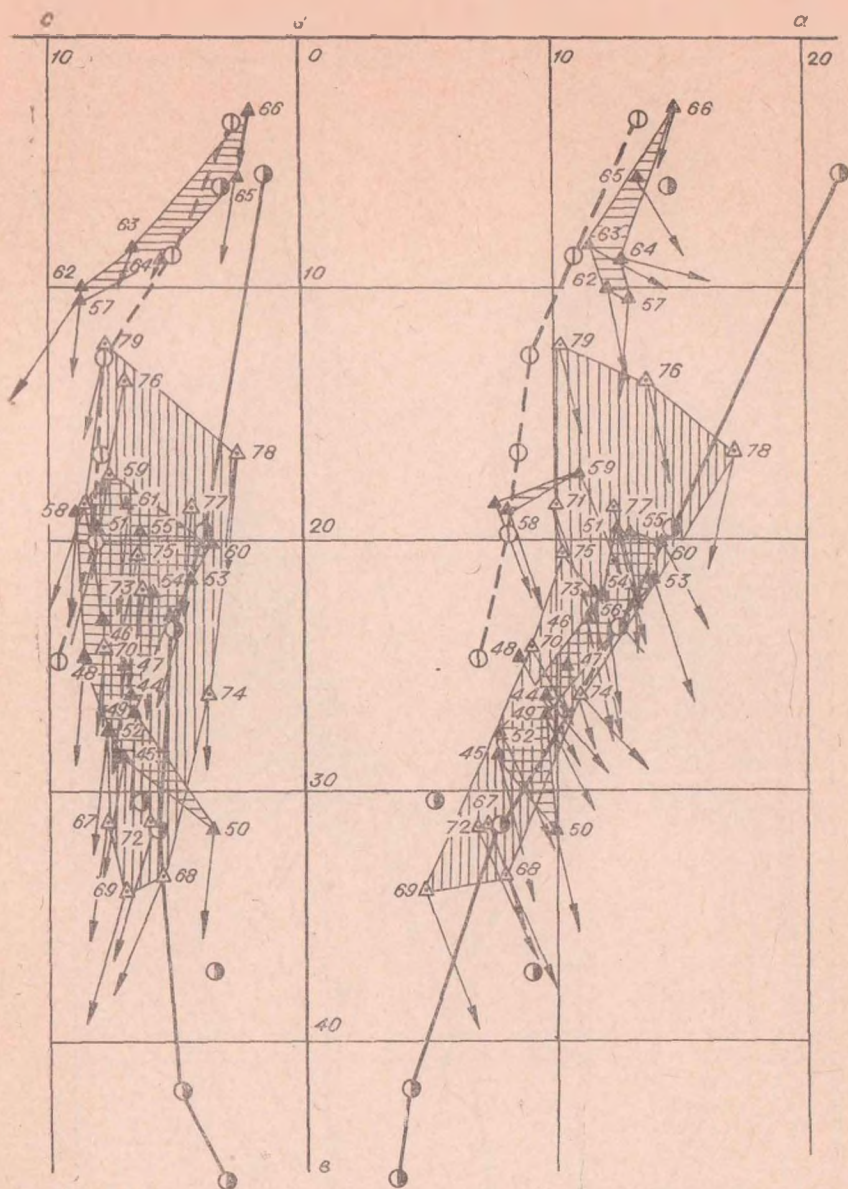


Рис. 24. Диаграмма химического состава лав верхней спилитокератофировой формации Восточной Камчатки.

Большинством исследователей образование альбита определяется как вторичное из первоначально основного плагиоклаза посредством позднемагматического и пневматолитического замещения в финальных фазах затвердевания пород или сразу же за отвердеванием под действием растворов, принадлежащих той же самой магме (Заварицкий, 1946; Лебединский, 1964; *Fiala*, 1967). Многие авторы сводят образование ассоциации альбит-хлорит к влиянию морской воды или мокрых осадков. Вместе с тем широко распространена и точка зрения о регионально-метаморфической природе спилитов (Коржинский, 1962).

Ряд петрографических особенностей спилитов Камчатки в основном районе бухты Лаврова свидетельствует против последней точки зрения. В первую очередь упомянем о полном отсутствии реликтов основного плагиоклаза в палеоген-неогеновых спилитах и спилитовых порфиритах.

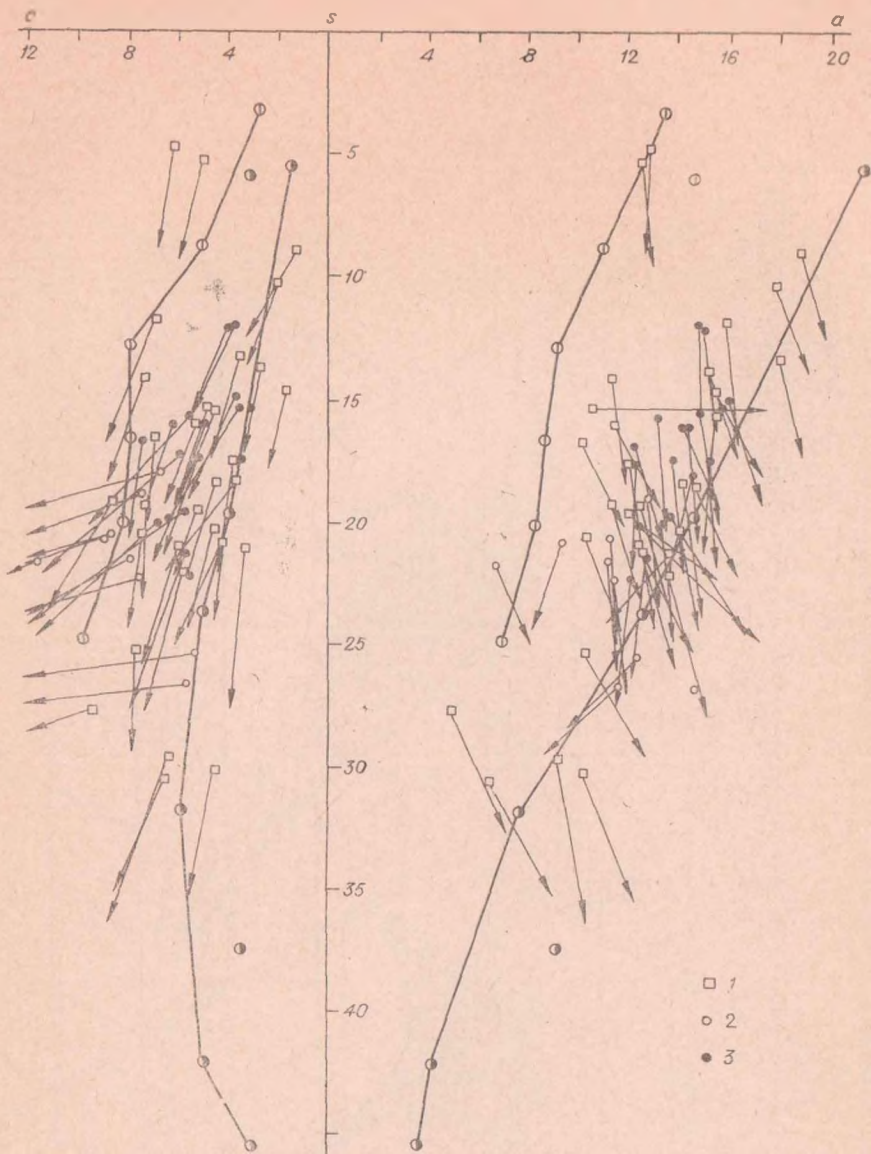


Рис. 25. Диаграмма химического состава лав спилито-кератофировой формации района бухты Лаврова.

1 — спилиты и спилитовые порфириты монолитных потоков; 2 — спилиты внутренних частей шаровых лав; 3 — стекловатые корки шаров.

Даже крупные фенокристаллы и гломеропорфировые сростки альбита имеют свежий вид, а хлорит развивается лишь изредка по спайности. Продукты деанортизации плагиоклаза (карбонатизация, эпидотизация, хлоритизация) практически отсутствуют. Наблюдающиеся случаи пойкилоофитовых вкрастаний альбита в авгит (см. рис. 3, 13,) выявляют более высокую степень идиоморфизма плагиоклаза по отношению к авгиту. Отмечается низкая степень упорядоченности альбита (0,0—0,5), которая не характерна для метаморфических альбитов. И, наконец, в осадочных породах, включающих потоки спилитов, отсутствуют следы даже самой низкой стадии метаморфизма.

С другой стороны, с точки зрения первично магматической природы спилитов не может быть объяснен тот факт, что спилиты, практически не

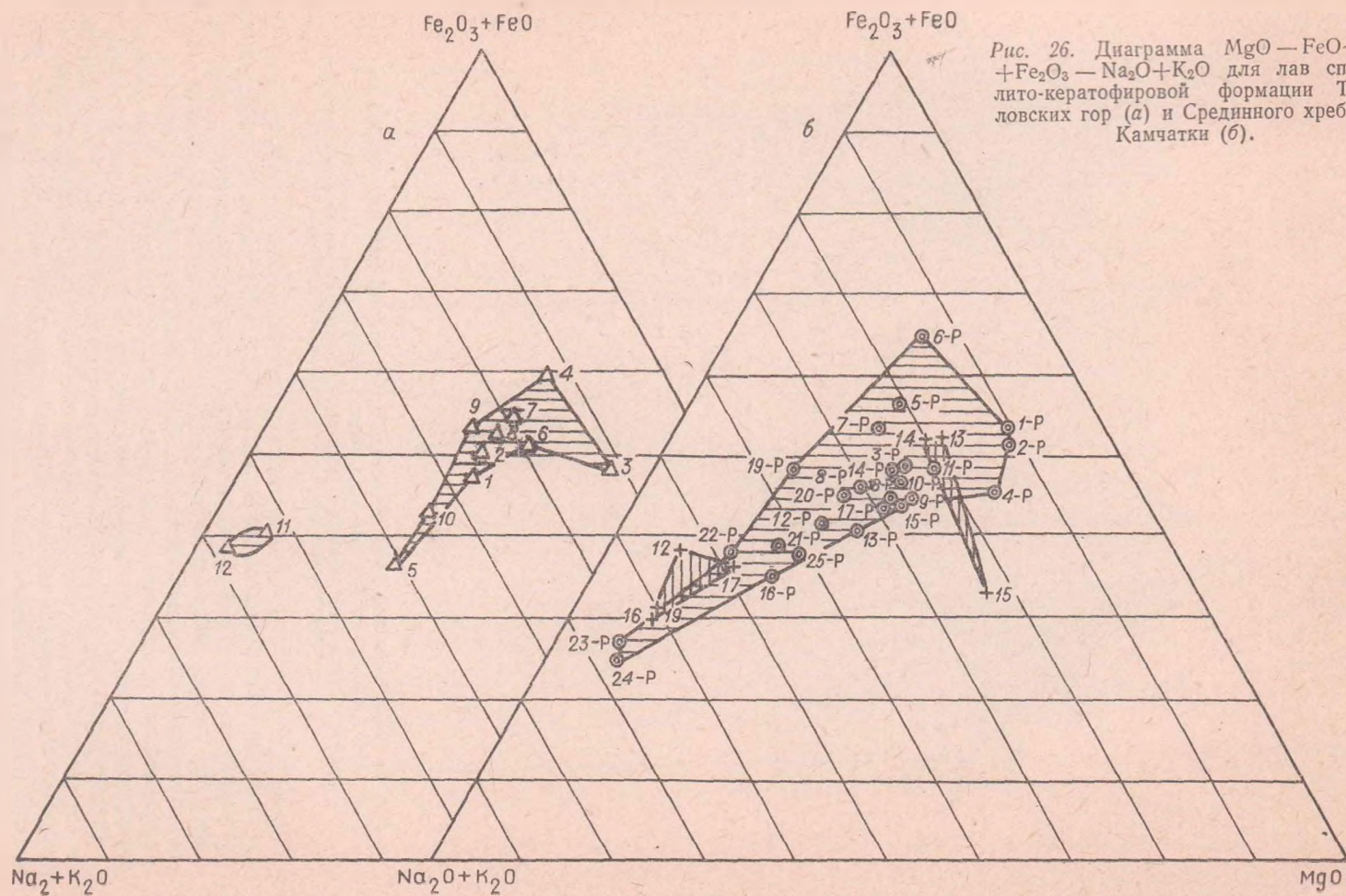


Рис. 26. Диаграмма $MgO - FeO + Fe_2O_3 - Na_2O + K_2O$ для лав спилито-кератофировой формации Таловских гор (а) и Срединного хребта Камчатки (б).

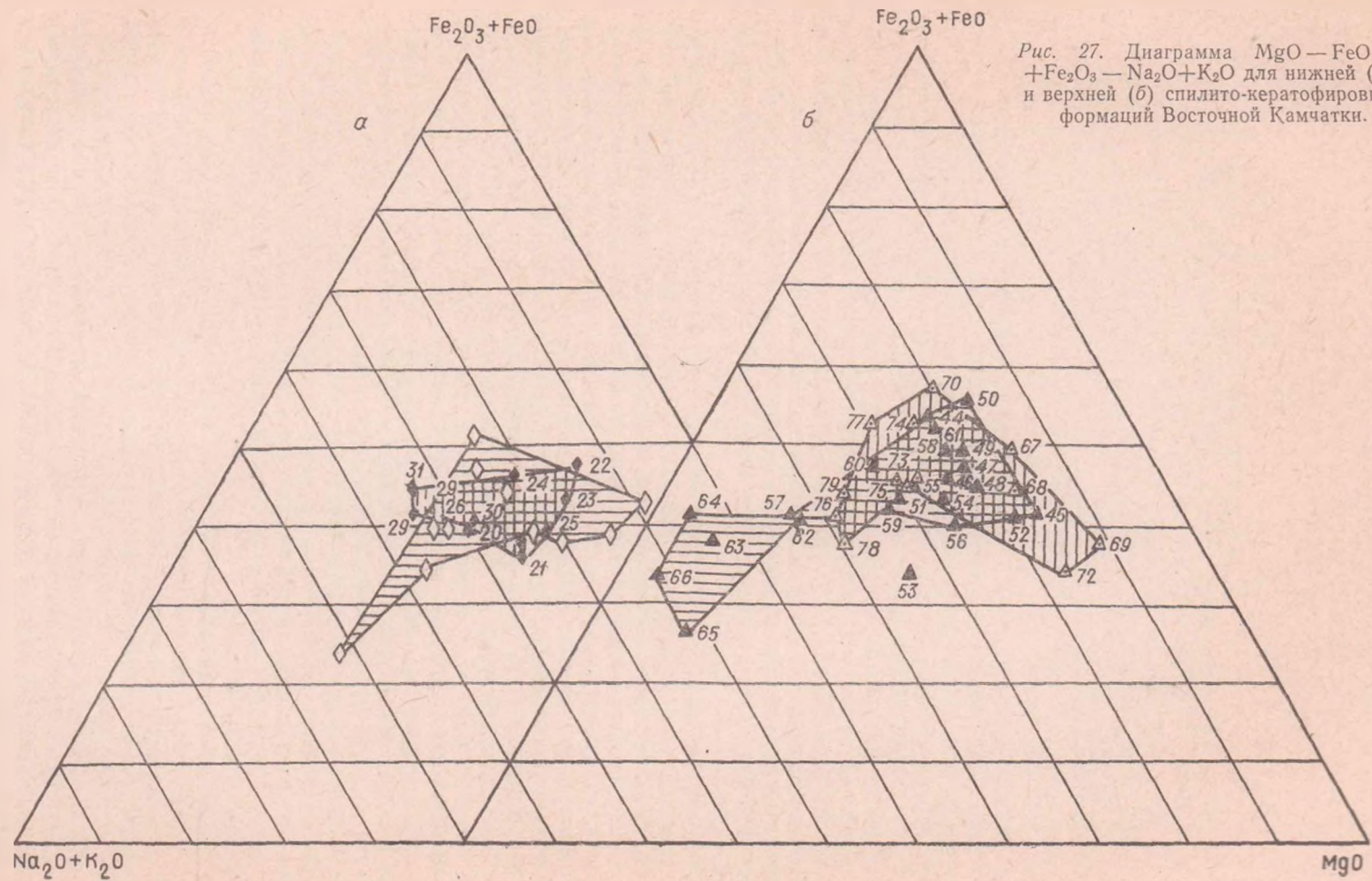


Рис. 27. Диаграмма $MgO - FeO + Fe_2O_3 - Na_2O + K_2O$ для нижней (а) и верхней (б) спилито-кератофировых формаций Восточной Камчатки.

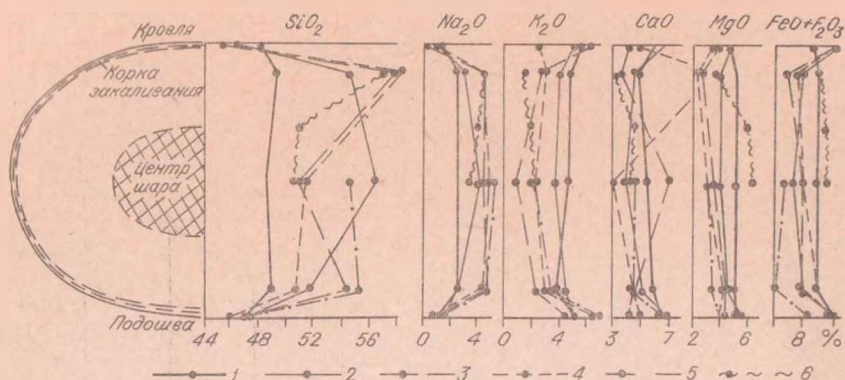


Рис. 28. Содержание основных окислов по зонам шаровых лав.

1 — первый шар (анализы 110—114); 2 — второй шар (анализы 128—132); 3 — третий шар (анализы 115—119); 4 — четвертый шар (анализы 120—124); 5 — пятый шар (анализы 125—127); 6 — шестой шар (анализы 133—135).

отличимые друг от друга, в районе бухты Лаврова встречаются как в составе глубоководного лавровского комплекса, так и в составе говенского комплекса, формирующегося в приповерхностных условиях. В последнем случае нет условий для высокого давления водяных паров, необходимого для первично магматического генезиса спилитов. Наиболее вероятно, на наш взгляд, позднемагматический генезис этих спилитов с последующей аутометаморфической доводкой процесса альбитизации и хлоритизации до конца. Одно из основных условий этого процесса — высокое содержание натрия в первичном расплаве, что подтверждается данными химических анализов по району бухты Лаврова (см. рис. 21, 26). Возможно, что часть натрия извлекалась из морской воды и водонасыщенных осадков.

В других районах (о. Карагинский, хр. Кумроч), где отмечаются пониженные по сравнению с районом бухты Лаврова содержания натрия, процесс образования спилитов позднемагматическим путем с последующей аутометаморфической доводкой не смог дойти до конца, и здесь сначала формировались андезиты и базальты с более кислым, чем обычно, плагиоклазом (частичная альбитизация). Однако в геосинклинальных условиях эти породы не могут быть стабильными. Последующие гидротермально-метаморфические преобразования доводят процесс альбитизации хлоритизации до конца (Лебединский, 1964). В пределах же о. Карагинского и хр. Кумроч лишь в отдельных случаях отмечались спилиты с интенсивными вторичными изменениями — альбитизация плагиоклаза сопровождалась развитием кальцита, хлорита, эпидота. Обычно же мы имеем дело с андезитовыми и базальтовыми порфиритами, также подверженными вторичным изменениям.

Касаясь вопроса о родоначальной магме спилитов, М. Х. Батти (1965а) указывает на тесную их связь с толеитами. В. Наревский оспаривает связь спилито-кератофировой ассоциации с толеитами и считает, что они проявляют некоторую петрогенетическую связь со щелочными сериями (Narebski 1964).

Рассмотренные выше петрохимические особенности пород спилито-кератофирового ряда, в первую очередь принадлежность их к океаническому классу пород по темпу накопления щелочей и щелочной характер поведения алюминия, позволяют нам вслед за В. Наревским считать, что с петрохимической точки зрения породы спилито-кератофирового ряда должны рассматриваться как генетически обособленная вулканическая серия, проявляющая петрогенетическую связь со щелочными океаническими сериями. В этом их четкое отличие от пород известково-щелочных серий.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ МЕСТО В РАЗВИТИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что в Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости имеются три разновозрастных комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций. Генетическая однотипность этих комплексов подтверждается общими особенностями состава и строения входящих в него формаций и сходными палеотектоническими условиями их формирования. Вопрос о генетическом родстве входящих в состав комплексов вулканогенных образований рассмотрен в предыдущем разделе. Все они принадлежат к спилито-кератофировой группе, в основном к спилито-диабазовой формации (Кузнецов, 1964), с четкими петрографическими и петрохимическими особенностями. В большинстве районов наблюдается тесная пространственная ассоциация спилитов и кератофиров с интрузивными телами диабазов, спилитов и гипербазитов, что позволяет выделять в пределах этих районов типичные офиолитовые формации. Во всех трех разновозрастных комплексах отмечается четкая пространственная и парагенетическая связь спилито-кератофировых образований с яшмами, яшмовидными породами, кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами, т. е. с породами яшмовой и кремнисто-сланцевой формации. Широко развиты и терригенные породы, которые в основном согласно подстилают и перекрывают вулканогенно-кремнистые образования, фациально замещают их по простиранию (см. рис. 8 и 9).

Породы комплексов формаций, независимо от их возраста в большинстве районов, как правило, геологически наиболее древние и соответствуют формированию главных геосинклипальных комплексов этих районов (Муратов, 1964). Наиболее характерная и постоянная особенность ранних стадий развития геосинклипальных систем — начальный офиолитовый магматизм (Штилле, 1964; Обуэн, 1967) проявлена здесь во всех трех разновозрастных комплексах.

Закономерное пространственное распределение однотипных, но разновозрастных комплексов формаций с омоложением их возраста в направлении к Тихому океану позволяет выделить в пределах Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости три разновозрастные тектонические зоны, которые отличаются не только временем формирования главного геосинклипального комплекса, но и всем последующим развитием. Характеристика вулканогенно-кремнистых формаций в предыдущих разделах дана именно по этим зонам.

Границы между ними в большинстве случаев проходят по крупным зонам разломов, которые фиксируются как по геологическим (Егiazаров и др. 1965; Геология СССР, 1964), так и по геофизическим данным (Ривош, 1963; Чиков, Иванов, 1963, Агапитов, Иванов, 1969). Показательно, что границы между тектоническими зонами часто имеют четко выраженный дугообразный характер, а в местах сочленения, как, например, в пределах Центрально-Корякского горного узла (по Ю. П. Дегтяренко, в кн.: Егiazаров и др., 1965), наблюдается целая серия разломов в основном двух направлений, соответствующих простираниям дуг. Границы между тектоническими зонами обычно проходят по межгорным впадинам. Анадырско-Корякская зона отделяется от мезозонд Северо-Востока СССР Пенжинской впадиной, Ветвейско-Камчатская от Анадырско-Корякской — впадиной Паранольского дола, которая продолжается на юго-запад в акватории залива Шелехова и Охотского моря, а Восточно-Камчатская от Ветвейско-Камчатской — Центральной Камчатской депрессией вместе с проливом Литке.

Рассмотрим историю развития тектонических зон начиная со времени формирования пород главного геосинклипального комплекса.

Анадырско-Корякская зона

Как правильно отмечалось В. Ф. Белым и др. (1964), в геосинклинальном развитии этой зоны отчетливо выделяются три стадии. Первая соответствует накоплению единого комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций и охватывает интервал от конца поздней юры до валанжина включительно. Процесс осадконакопления происходил, видимо, в едином прогибе, в пределах которого выделялись зоны преимущественного вулканизма и зоны преимущественного накопления терригенных осадков. Интенсивность подводного вулканизма усиливается по направлению от внешней части Корякско-Анадырской зоны, граничащей с мезозоидами и Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, к внутренней. Детально выделить отдельные зоны вулканизма не удалось из-за неполноты материала.

Вторая стадия — от готерива до сенона включительно — характеризуется значительной дифференциацией тектонических движений. История развития этой зоны в раннемеловую эпоху проанализирована ранее (Авдейко, 1966, 1968). Начиная с готерива (в некоторых районах, возможно, со второй половины готерива) внутренняя часть ее, включая современный Таловско-Майнский антиклинорий и Корякскую антиклинальную зону, испытывает поднятие, а прогиб оттесняется к внешней части, примерно в границах современного Пенжинского синклинория. Мощность морских, преимущественно терригенных образований готерив-альбского возраста в пределах прогиба достигает 6500 м. Наличие большого количества туфов андезито-базальтового состава связано, видимо, с усилением наземной вулканической деятельности в пределах соседнего наложенного Охотско-Чукотского вулканического пояса. В альбский век наблюдается некоторое расширение прогиба: морские терригенные образования альбского яруса, несогласно перекрывающие породы комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций, отмечаются в Таловско-Майнском антиклинории. Кроме того, континентальные и частично морские отложения альбского возраста наблюдаются в пределах Великореченско-Венегатского прогиба (Дундо, 1961; Дундо, Жамойда, 1963). Начиная с сеномана, а в основном с сенона, наряду с прогибом внешней части Анадырско-Корякской зоны, во внутренней ее части закладываются узкие линейные прогибы, разделенные поднятиями, в которых происходило накопление преимущественно морских и частично континентальных толщ. Мощность верхнемеловых образований, по данным М. А. Пергаменты (1961), достигает 4800 м.

Третья стадия, начало которой приходится, видимо, на датский век, характеризуется интенсивными складкообразовательными движениями. Осадконакопление, преимущественно континентальное, частично вулканогенное, происходило лишь в пределах межгорных впадин, весьма ограниченных по площади. Наметившийся ранее прогиб внешней части зоны еще далее оттесняется к внешнему краю. Отмечаются мелкие гранитоидные интрузии неогенового возраста. Иными словами, это орогенная стадия развития с характерным набором формаций.

Начиная с середины неогена В. Ф. Белый и др. (1964) выделяют послегеосинклинальную стадию развития, для которой характерны пластообразно залегающие базальты, андезито-базальты, игнимбриты, липариты и трахиллипариты, а также формирование рыхлых отложений в пределах депрессий. Внешний прогиб как морфоструктурная единица сохраняется до настоящего времени.

Как уже отмечалось выше, палеозойские и нижнемезозойские образования вплоть до отложений верхней юры входят в комплекс основания.

Ветвейско-Камчатская зона

В геосинклинальном развитии этой зоны также выделяются три стадии, соответствующие накоплению трех крупных формационных комплексов. Первые две относятся к собственно геосинклинальному этапу развития, а последняя — к орогенному.

Первая стадия охватывает по времени практически всю позднемеловую эпоху, включая частично конец позднего мела. Она характеризуется накоплением комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций в едином прогибе общего северо-восточного простирания. На севере, в бассейне р. Ватын простирание его субширотное, а на юге Камчатки — субмеридиональное (см. рис. 1). По мнению В. К. Ротмана (1961а), этот прогиб аналогичен современным глубоководным желобам. В пределах прогиба выделяется зона интенсивного вулканизма, примерно соответствующая Срединному хребту Камчатки и его западным склонам, а также Ветвейскому и Ватынскому хребтам нагорья. Кроме того, на севере отмечается менее протяженная вулканическая зона, связанная с Ванэататским глубинным разломом. По направлению к внешним частям зоны, т. е. в пределах Западной Камчатки, степень вулканизма уменьшается и формации вулканогенно-кремнистые фациально замещаются морскими терригенными. В возрастном распределении также намечается отмеченная выше закономерность: сначала идет накопление терригенных, частично аспидных формаций, затем — вулканогенно-кремнистых во внутренней части зоны и сопряженных с ними терригенных — во внешней, а затем терригенных и местами вулканогенных. В конце формирования комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций улавливается поднятие внутренней части зоны. Вершины подводных вулканов кирганикской серии, как отмечалось ранее, в результате положительных движений и вулканической аккумуляции частично были подняты над уровнем моря.

Вторая стадия (палеоген, возможно, датский век) характеризуется дифференцированными тектоническими движениями. В то время как во внешней части зоны (Западная Камчатка) после непродолжительного перерыва идет процесс интенсивного осадконакопления, внутренняя часть (Срединный хребет и южная часть Корякского нагорья) становится областью устойчивых поднятий и источником сноса терригенного материала. При этом в течение палеогена наблюдается постоянное углубление и расширение прогиба, и уже в олигоцене зона поднятия Срединного хребта сохраняется в виде островов. Мощность палеогеновых, преимущественно терригенных образований Западной Камчатки достигает 5500 м (Геология СССР, 1964). В конце олигоцена Срединный хребет в связи с начавшимся вулканизмом приобретает черты вулканической островной дуги.

Тектонические движения конца олигоцена и раннемиоценового времени, по мнению Г. М. Власова (Геология СССР, 1964), знаменуют, видимо, переход к орогенной стадии развития. В миоцене наблюдаются сокращение и обмеление прогиба Западной Камчатки, усиление вулканизма в пределах Срединного хребта и частично Западной Камчатки, причем значительная роль принадлежит продуктам кислого вулканизма. На юге Камчатки, которая до этого времени была зоной устойчивых поднятий, развиваются межгорные прогибы, где накапливаются лагунно-континентальные и морские, частично вулканогенные образования. Миоценовый возраст имеют и интрузии различного состава от габбро-диоритов до гранитов, развитые преимущественно в Центральной вулканической зоне. Необходимо отметить, что, по мнению Э. Н. Эрлиха (1966), вулканические породы анавайской серии Срединного хребта по химизму близки к четвертичным вулканическим образованиям Восточной Камчатки.

В плиоцене наблюдается дальнейшее сокращение и обмеление прогиба Западной Камчатки. Предположительно в это же время сформировались щелочные интрузии в пределах Тигильского поднятия.

По представлениям Г. М. Власова, «...движения в плиоцене завершили развитие территории Камчатки как молодой геосинклинали. В четвертичное время она вступила уже как вполне сформировавшаяся складчатая область» (Геология СССР, 1964, с. 506). Однако это мнение Г. М. Власова, на наш взгляд, справедливо лишь для Ветвейско-Камчатской зоны.

В комплекс основания Ветвейско-Камчатской тектонической зоны наряду с частью метаморфических образований Срединного и Ганальского хребтов*, видимо, входят породы главного геосинклинального комплекса Анадырско-Корякской тектонической зоны. Об этом можно судить по тому, что структуры Корякской антиклинальной зоны северо-восточного простирания срезаются в пределах хр. Ватына субширотными структурами Ветвейской-Камчатской зоны.

Восточно-Камчатская зона

Спорные моменты стратиграфии Восточной Камчатки не позволяют в достаточной мере обоснованно выделить стадии тектонического развития Восточно-Камчатской зоны. Особенно разноречив вопрос о возрасте вулканогенно-кремнистых и флишондных терригенных формаций. С одной стороны Н. А. Храмов, Ю. С. Салин и И. В. Флоренский, как видно из материала, изложенного выше, приводят убедительные данные об олигоцен-миоценовом и даже миоценовом возрасте вулканогенно-кремнистых формаций о. Карагинского и некоторых других районов Восточной Камчатки; с другой стороны, основываясь главным образом на микропалеонтологической характеристике разрезов, А. М. Садреев, Б. К. Долматов (1965), М. Я. Серова (1966, 1969), В. И. Голяков (1966), М. Я. Серова, П. В. Гуляев (1967) и другие исследователи указывают на палеогеновый (палеоген-олигоценный) возраст вулканогенно-кремнистых и терригенных флишондных образований. Отдельные авторы высказывают соображения об условно верхнемеловом возрасте некоторых вулканогенно-кремнистых толщ Восточной Камчатки. Необходимо отметить, что из ряда разрезов с палеоценовыми и эоценовыми фораминиферами собраны остатки моллюсков верхнего олигоцена — миоцена.

Не отдавая предпочтения какой-либо из высказанных точек зрения, следует указать, что верхний возрастной предел накопления комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций без следов несогласия внутри него падает где-то на середину миоцена. Нижняя граница этого комплекса, возможно, опускается в палеоцен, хотя в палеоцене и эоцене преобладает преимущественно терригенное осадконакопление. Этот комплекс формаций распространен по всей Восточно-Камчатской зоне от района п-ова Говена на севере до Шипунского полуострова на юге и знаменует собой геосинклинальную стадию развития, или стадию общего прогиба.

В комплекс пород основания или в фундамент, на котором закладывается палеоген-неогеновая геосинклиналь Восточной Камчатки, по всей вероятности, попадают частично вулканогенно-кремнистые и терригенные формации главного геосинклинального комплекса Ветвейско-Камчатской зоны, а частично — вулканогенные и терригенные породы ложа океана (см. стр. 42).

* Часть метаморфических образований Срединного и Ганальского хребтов являются продуктами метаморфизма пород комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций.

Примерно со второй половины миоцена * отмечается дифференциация движений, и прогиб с накоплением в основном морских терригенных образований оттесняется к северо-западу, а юго-восточная, или внутренняя, часть Восточно-Камчатской зоны поднимается над уровнем моря и становится областью сноса терригенного материала. При этом породы среднего и верхнего миоцена залегают согласно (п-ов Ильинский) или несогласно (Валагинский хребт) на отложениях комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций. В последующее время прогиб оттесняется к северо-западу. Поднимающиеся юго-восточные области отделяются от него крупным сбросом на границе Восточного хребта Центральной Камчатской депрессии. Прогиб частично выходит над уровнем моря, частично сохраняется в виде пролива Литке и залива Корфа. В четвертичное время в сводной части поднятия Восточной Камчатки закладывается грабен-синклиналь с локализованным в ее пределах четвертичным вулканизмом (Эрлих, 1965).

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

Соотношение этапов и стадий развития трех сопряженных тектонических зон отчетливо видно на рис. 29, а пространственное местоположение их еще ранее было показано на рис. 1. Развитие всех трех тектонических зон идет примерно по единому плану с некоторыми различиями. Отметим следующее:

1. Для каждой из этих тектонических зон характерны стадии общего прогибания с накоплением комплексов вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций. Вулканогенные образования в них представлены группой спилито-кератофировых формаций. Различия между ними выражаются лишь в количественном отношении вулканогенных кремнистых и терригенных формаций и их составных частей.

2. Интервалы между периодами накопления вулканогенно-кремнистых формаций в соседних тектонических зонах в абсолютной геохронологической шкале примерно одинаковы (см. рис. 29).

3. Вслед за стадиями общего прогибания во всех трех тектонических зонах после общего или частичного подъема следуют стадии дифференциации движений: внешние части зон остаются областями устойчивых прогибаний и преимущественно терригенно-флишеидного осадконакопления, а внутренние испытывают поднятие и становятся областями сноса.

4. Времени заложения прогиба в более молодой тектонической зоне соответствует начало наземной вулканической деятельности во внутренней (поднятой) части соседней тектонической зоны, которая тогда же начинает приобретать характер островной вулканической дуги. Прогиб молодой тектонической зоны рассматривается как глубоководный желоб, поднятые и

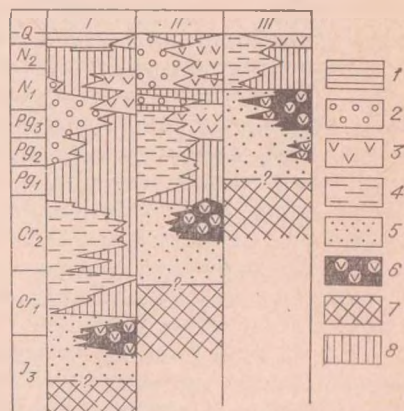


Рис. 29. Соотношение формаций в тектонических зонах Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости (выполнена в масштабе абсолютной геохронологической шкалы).

Формации: 1 — сублатформенные; 2 — орогенные молассонидные; 3 — племичные вулканогенные; 4 — позднегоосинклинальные терригенные (часто флишеидные); 5, 6 — раннегоосинклинальный комплекс терригенных (5) и кремнисто-вулканогенных (6) формаций; 7 — комплекс пород основания (фундамент геосинклиналей); 8 — перерывы в осадконакоплении. Тектонические зоны: I — Аладырско-Корякская; II — Ветвейско-Камчатская; III — Восточно-Камчатская.

* Время определено недостаточно четко из-за спорных моментов стратиграфии.

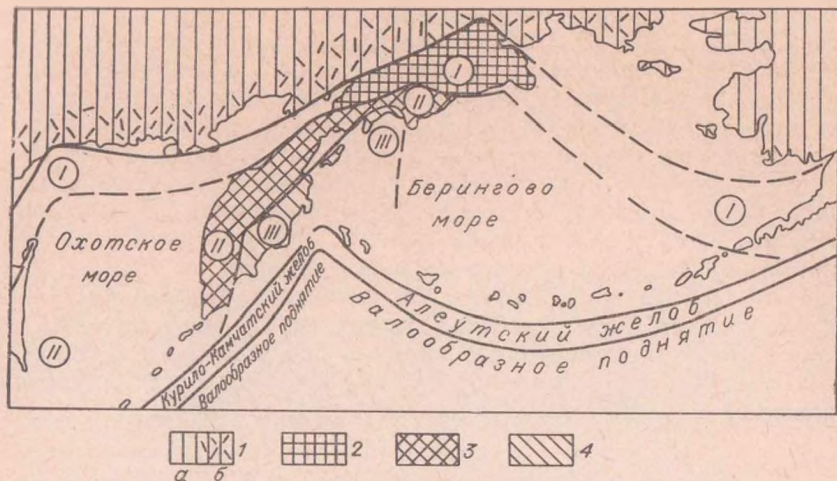


Рис. 30. Пространственное размещение разновозрастных систем геосинклиналей (глубоководных желобов) в Охотско-Беринговоморском регионе. Геосинклинали: I — верхнеюрско-нижнемеловые, маркируемые верхнеюрско-валанжинскими кремнисто-вулканогенными формациями; II — верхнемеловые, с верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми формациями; III — кайнозойские с палеоген-неогеновыми вулканогенно-кремнистыми формациями. 1 — мезозойды (а) с наложенным Охотско-Чукотским вулканическим поясом (б); геосинклинали: 2 — Анадырско-Корякская; 3 — Ветвейско-Камчатская; 4 — Восточно-Камчатская.

вскрытые породы комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций более древней тектонической зоны — как невулканическая дуга. Далее следует зона вулканизма, которая трактуется как вулканическая дуга, а прогиб тектонической зоны — как тыловой прогиб. Так, одновременно с заложением Курило-Камчатского глубоководного желоба формируются вулканические толщи Восточной Камчатки и Курильских островов в структурах типа грабен-синклиналей. В Ветвейско-Камчатской тектонической зоне, в пределах Срединного хребта, по данным Н. В. Огородова (1966), в это время идет накопление базальтовых формаций. При заложении и формировании прогиба Восточной Камчатки в олигоцен-миоценовое время, в пределах Срединного хребта, т. е. поднятой части Ветвейско-Камчатской тектонической зоны, формируются вулканические толщи анавгайской и алнейской серий, по химизму близкие к четвертичным вулканогенным образованиям Восточной Камчатки (Петрохимия..., 1966). Примерно в то же время в Анадырско-Корякской тектонической зоне преимущественно в пределах антиклинориев формируются базальтоиды. Однако в данном случае имеется исключение. В сенонское время при формировании прогиба Ветвейско-Камчатской тектонической зоны не отмечается наземная вулканическая деятельность типа островных дуг в пределах Анадырско-Корякской зоны. Вероятно, это компенсируется усилением вулканической деятельности длительно развивающегося Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Наряду с этим имеется еще целый ряд данных, которые позволяют трактовать прогибы тектонических зон как аналоги современных глубоководных желобов. К их числу относится дугообразный характер пространственного распределения разновозрастных вулканогенно-кремнистых формаций и границ между тектоническими зонами, продолжающимися в Охотском и Беринговом морях (последнее ясно видно из анализа карты типов строения земной коры Охотского региона и профилей через Берингово море). Все данные учтены на прилагаемой схеме размещения выделенных тектонических зон в Охотско-Беринговоморском регионе (рис. 30). Косвенным свидетельством того, что накопление

комплексов кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций происходило в прогибах типа глубоководных желобов, служит также глубоководный характер осадочных толщ нижней половины разрезов. Фаунистические остатки в терригенных породах, как правило, отсутствуют, а если и отмечаются, то обычно несут явные следы окатанности и дробления. Это, по всей вероятности, объясняется тем, что органические остатки из шельфовой зоны прогиба переносятся мутьевыми потоками по склону на большие глубины. Сами терригенные породы представлены аспидными сланцами, аргиллитами и алевролитами с отдельными участками флишoidного переслаивания. В кремнистых породах, в том числе и олигоцен-миоценовых, в большом количестве и довольно часто встречаются остатки радиолярий, которые являются глубоководными формами, и полностью отсутствуют более мелководные диатомеи.

Дискретный характер омоложения возраста вулканогенно-кремнистых формаций (см. рис. 29) наводит нас на мысль о том, что Курило-Камчатский глубоководный желоб знаменует собой начало формирования четвертой тектонической зоны, т. е. представляет геосинклиналь на ранней стадии развития.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

Для дальнейшего изложения целесообразно вкратце остановиться на основных характеристиках систем островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов. Наиболее полно они изложены в работе Дж. Умбурова (1952) и в ряде других публикаций (Хесс, 1952; Кюенен, 1952; Белоусов, Рудич, 1960; Гутенберг, 1963; Кропоткин, Власов, 1963; Васильковский, 1963; Менард, 1966; Бениофф, 1966; Ходжсон, 1966; и др.). Основные особенности строения систем островных дуг сводятся к следующему:

1. Отмечаются два типа островных дуг — одиночные и двойные. В двойных дугах вкрест простирания по направлению от океана к континенту наблюдается следующий ряд морфоструктур: валообразное поднятие — глубоководный желоб — внешняя (невулканическая) дуга — внутренняя (вулканическая) дуга — тыловой прогиб — континент. В одиночных отсутствует невулканическая дуга, и они обычно далеко выдвинуты в пределы океанических впадин.

2. Протяженные системы одиночных и двойных дуг в подавляющем большинстве имеют дугообразную форму, причем выпуклость их, как правило, обращена в сторону океана.

3. Характерной особенностью островных дуг является высокая сейсмическая активность. Эпицентры глубокофокусных землетрясений проникают в глубь мантии до 700 км. Они группируются в фокальные сейсмические плоскости, наклонные в сторону вогнутой части дуги, и фиксируют собой глубокие зоны надвиговых сколов. В дугах, выдвинутых в сторону океана, угол наклона их с горизонтальной плоскостью приблизительно составляет 60° , а в дугах окраин континентов он уменьшается до 30° (Бениофф, 1966).

4. С глубоководными желобами связаны сравнительно узкие линейные пояса отрицательных изостатических гравитационных аномалий, впервые рассчитанных Венинг-Мейнесом. Они протягиваются параллельно островным дугам и обычно располагаются между осью желоба и осью островов. Пояса положительных изостатических аномалий параллельны отрицательным. Они приурочены как к островным дугам, так и к валообразным поднятиям. В плане они шире отрицательных, но величина меньше.

5. Для глубоководных желобов характерна кора океанического типа в то время как на островных дугах отмечается субконтинентальная и континентальная кора. На пересечении фокальной сейсмической плоскости с базальтовым слоем коры отмечается линзовидное, почти двукратное утолщение последнего.

6. Поперечный профиль обоих склонов желоба носит, как правило, ступенчатый характер. Смена крутых и пологих участков и даже имеющих обратный уклон особенно характерна для склона желоба, сопряженного с островной дугой.

7. Для одиночных и двойных островных дуг характерно широкое проявление андезитового вулканизма. В двойных дугах современный андезитовый вулканизм приурочен к внутренней дуге. Внешняя, невулканическая, сложена более древними породами, которые часто представлены вулканогенно-кремнистыми образованиями и ассоциирующими с ними основными и ультраосновными интрузиями.

РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИПАЛЕЙ КАМЧАТКИ

Сравнительный анализ данных о развитии трех тектонических зон и основных характеристик систем островных дуг позволяет высказать предположения о характере и направленности геосинклинального развития в Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости.

В соответствии с представлениями Дж. Д. Бернала (Bernal, 1961), Х. Бениоффа (1966) и других исследователей, отмеченные выше особенности строения островных дуг сравнительно легко объясняются системой надвиговых сколов в зоне сжатия. Зоны сжатия и растяжения в земной коре создаются горизонтальными перемещениями плит, которые обусловлены конвективными течениями в мантии (Bott, 1966). Для Тихоокеанского кольца горизонтальные напряжения, создающие зоны сжатия, в целом перпендикулярны морфоструктурам (Ходжсон, 1966, Менард, 1966). На возрастающее сжатие земная кора, по представлениям Венинг-Мейнса и Дж. Умброва (Умбров, 1952), реагирует образованием больших пологих волн длиной от 200 до 400 км. Дальнейшее возрастание сжатия вызывает увеличение амплитуды волн до тех пор, пока в наиболее слабом месте не происходит разрыв и впачивание сиалического корня в симатические слои. Таким наиболее слабым местом является, как правило, граница между континентальной и океанической корой. Исходя из строения систем островных дуг, точнее было бы сказать, что происходит не впачивание, а задавливание более тяжелой коры океанического типа корой континентального типа по системе надвиговых сколов, причем угол наклона надвигов тем положе, чем мощнее кора континентального типа. Обобщенный гипотетический разрез глубоководного желоба, примыкающего к структуре типа Камчатки, представляется нам в следующем виде (рис. 31). Значительная ширина фокальной сейсмической зоны, ступенчатый характер склона глубоководного желоба и почти двукратное утолщение базальтового слоя коры в месте пересечения его фокальной плоскостью позволяют говорить не об одном надвиговом скеле, а о системе субпараллельных надвигов. Такая система надвиговых сколов показана на схематическом рисунке у Г. Штилле (1964, с. 877, рис. 4). Глубоководный желоб в этом случае представляет собой нисходящую и задавленную по надвиговым сколам ветвь волны и является поясом отрицательной изостатической аномалии, а надвинутая и восходящая ветвь фиксируется поясом положительной изостатической аномалии. Восходящая ветвь волны с противоположной стороны глубоководного желоба представляет собой пологий барьер (валообразное поднятие), отделяющий глубоководный желоб от океанической впадины. Здесь наблюдается слабая положительная аномалия.

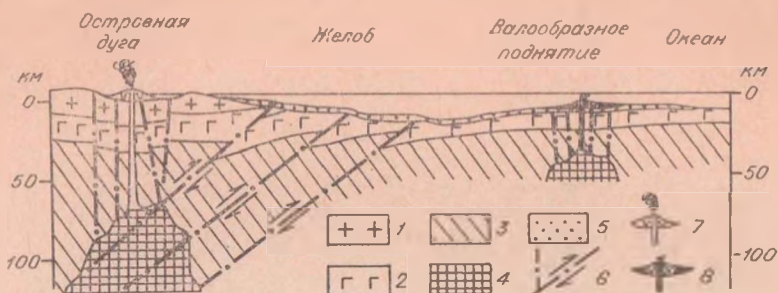


Рис. 31. Гипотетическая схема структурной позиции зон подводного геосинклинального вулканизма и вулканизма типа островных дуг.

1 — «гранитный» слой земной коры; 2 — «базальтовый» слой земной коры; 3 — верхняя мантия; 4 — области генерации магмы; 5 — терригенные осадки глубоководных желобов; 6 — падвиговые сколы фокальной сейсмической зоны и глубинные разломы; 7 — наземные вулканы; 8 — подводные вулканы.

Попытаемся объяснить отмеченные выше факты строения и развития выделенных нами тектонических зон исходя из особенностей строения сопряженных систем островных дуг и глубоководных желобов. Гипотетические построения развития тектонических зон в схематическом виде показаны на рис. 32.

В конце поздней юры под действием сжатия на месте Анадырско-Корякской тектонической зоны и в прилежащих акваториях Охотского и Берингова морей закладывается система глубоководных желобов, представляющих собой прогибы ранней стадии геосинклинального развития (см. рис. 32, I)*. В то же время в краевой части мезозойд начинает формироваться, правда, пока еще в слабой форме, наложенный Охотско-Чукотский вулканический пояс. По системе надвиговых склонов в основании желоба оказались задавленными как участки коры океанического типа, так и некоторые краевые части мезозойд, которые в настоящее время являются поднятыми в ядрах некоторых антиклинорий. Снос терригенного и пирокластического материала с поднимающихся мезозойд и Охотско-Чукотского пояса обусловил формирование миогеосинклинальных терригенных пород на континентальных склонах и дне глубоководных желобов. На океанических склонах желобов и в пределах валообразного поднятия происходило накопление эвгеосинклинальных спилито-кератофировых и кремнистых формаций. Между эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными формациями наблюдаются фацциальные взаимоотношения, граница между ними нечеткая. Таким образом, формирование единого комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций происходит в пределах глубоководного желоба и валообразного поднятия.

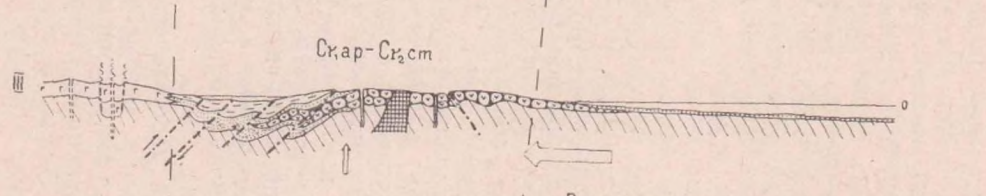
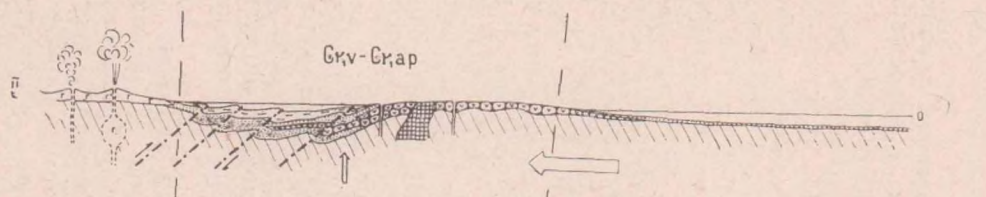
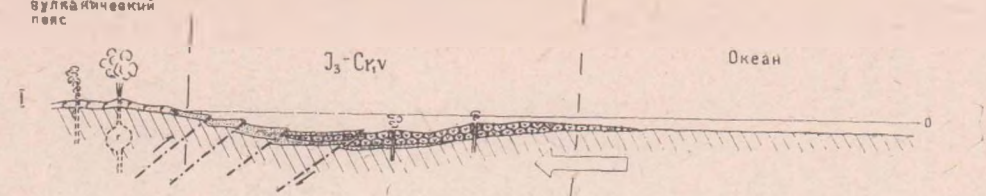
В валанжине постепенно затухает подводная вулканическая деятельность: уменьшается объем как спилито-кератофировых, так и кремнистых образований. Приблизительно в конце валанжина и в готериве внедряются ультраосновные и основные интрузии примерно в тех же местах, где происходило накопление спилито-кератофировых образований (см. рис. 32, II).

















Отрицательная изостатическая аномалия, образовавшаяся вследствие горизонтальных перемещений и задавливания более тяжелой коры океанического типа корой континентального типа, вызывает подъемную силу, обусловленную стремлением к восстановлению изостатического равновесия. Однако те же самые горизонтальные напряжения не позволяют этой силе в полной мере реализоваться в зоне падвиговых сколов, т. е. там, где аномалия более интенсивна. Поэтому амплитуда подъема больше на склоне желоба, сопряженного с валообразным

* Римская цифра здесь и далее обозначает номер профиля на рис. 32.

Охотско-
Чукотский
вулканический
пояс

Анадырско-Корякская зона



- | | | | |
|---|---|---|----|
|  | 1 |  | 10 |
|  | 2 |  | 11 |
|  | 3 |  | 12 |
|  | 4 |  | 13 |
|  | 5 |  | 14 |
|  | 6 |  | 15 |
|  | 7 |  | 16 |
|  | 8 | | |
|  | 9 | | |

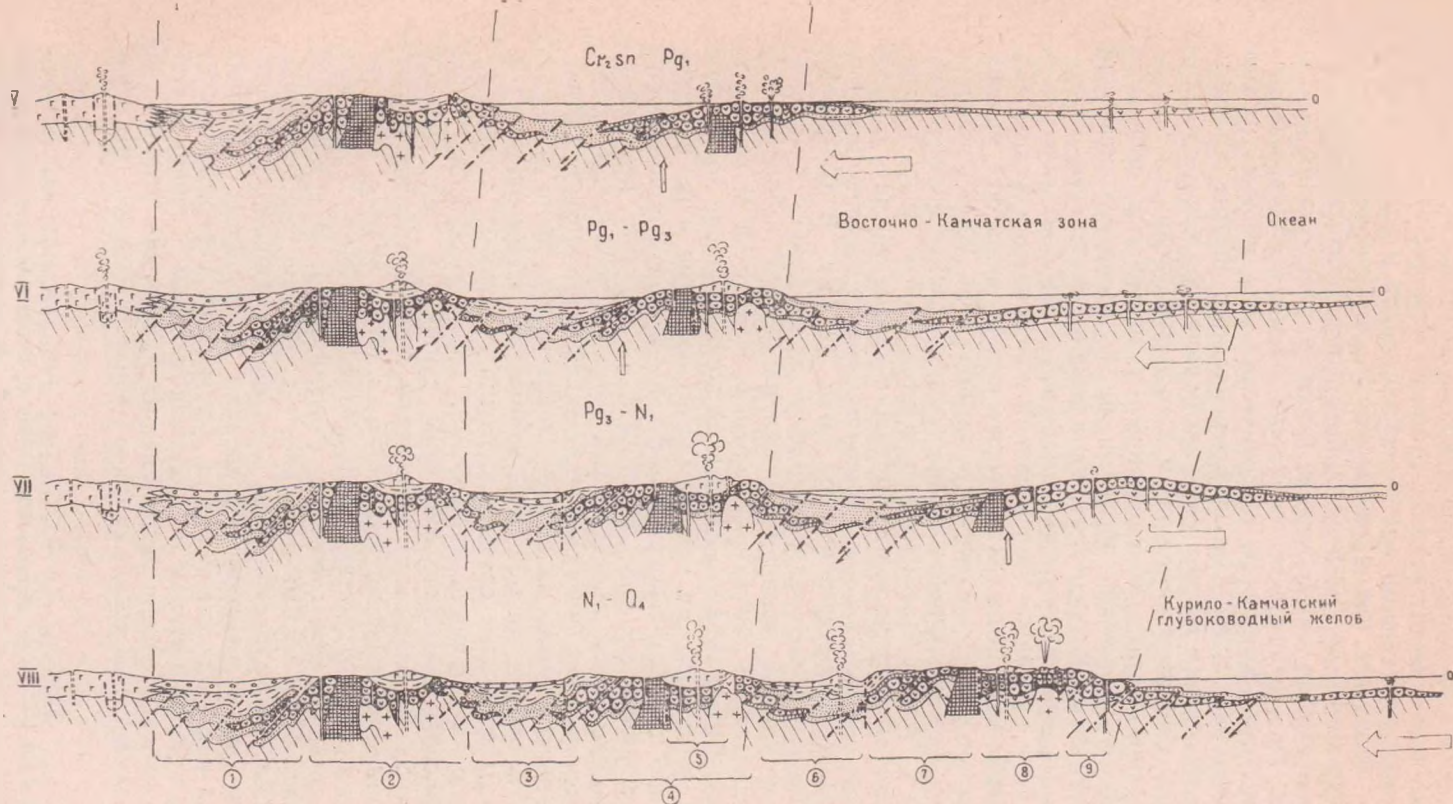


Рис. 32. Развитие геосинклиалей в Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости.

1 — гетерогенный фундамент геосинклиальных систем; 2 — вулканические образования ложа океана; 3, 4 — комплексы кремнисто-вулканогенных (3) и терригенных (4) формаций ранних стадий развития геосинклиалей; 5 — терригенные (часто флишоидные) формации поздних стадий развития геосинклиалей; 6 — орогенные молассоидные формации; 7 — вулканогенные формации типа островных дуг и наложенных вулканических поясов; 8 — основные и ультраосновные интрузии; 9 — гранитоидные интрузии; 10 — подводные вулканы; 11 — наземные вулканы; 12 — разломы всех типов; 13 — уровень океана; 14 — боковое давление; 15 — направление сколов в надвиговых зонах; 16 — подъемная сила, вызванная стремлением к восстановлению изостатического равновесия. Современные тектонические структуры (цифры в кружочках на разрезе VIII): 1 — Пенженский прогиб, 2 — Таловско-Майнский антиклинорий, 3 — Паропольский и Западно-Камчатский прогибы, 4 — Камчатско-Корякский антиклинорий, 5 — грабен-синклиналь Срединного хребта, 6 — Центрально-Камчатский прогиб, 7 — Восточно-Камчатский антиклинорий, 8 — грабен-синклиналь Восточной Камчатки, 9 — поднятие полуостровов Восточной Камчатки.

поднятием (см. рис. 32, II, III). В этом же направлении в зоне валообразного поднятия действует подъемная сила, связанная с увеличением амплитуды восходящей ветви волны, которая также является следствием сжатия. Она соответствует «волне вздутия» Ж. Обуэна (1967). Таким образом, суммарный подъемный эффект отмечается в наибольшей степени в пределах валообразного поднятия и его склона, обращенного к глубоководному желобу, а прогиб оттесняется к внешней части*. При ослаблении сжатия вся система прогиба и валообразного поднятия может оказаться над уровнем океана, но при последующем усилении вновь проявляется дифференциация относительных движений. Такое ослабление сжатия могло иметь место в конце валанжина — начале готерива. Оно фиксируется предполагаемым кратковременным перерывом в Анадырско-Корякской тектонической зоне, который падает на это время (Авдейко, 1968). При дифференциации внутренняя часть становится областью сноса терригенного материала как в пределы прогиба, оттесненного к внешней части, так и в открытый океан.

Накопление терригенных, вулканогенных и кремнистых формаций от конца поздней юры до начала верхнего мела, внедрение интрузий основного и ультраосновного состава, складкообразовательные движения, обусловленные сжатием и соскальзыванием слоев с поднимающейся внутренней части, привели к относительной консолидации Анадырско-Корякской тектонической зоны. Надвиговые сколы оказались сравнительно залеченными и уже не могли в полной мере компенсировать сжатие, в связи с чем со стороны океана возникла новая волна с нисходящей ветвью у Анадырско-Корякской тектонической зоны. Дальнейшее увеличение амплитуды волны привело в начале сенона к образованию надвиговых склонов и к формированию нового геосинклинального прогиба Ветвейско-Камчатской зоны (рис. 32, IV). В фундамент прогиба частично отошли породы комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций позднеюрско-валанжинского возраста, что фиксируется подрезанием структур Анадырско-Корякской зоны структурами Ветвейско-Камчатской тектонической зоны в районе хр. Ватын.

Подводный вулканизм на валообразном поднятии и на внутреннем склоне желоба привел в сенонское время к образованию кремнисто-вулканогенных формаций, а снос материала с поднятой внутренней части Анадырско-Корякской тектонической зоны — к накоплению одновозрастных им терригенных формаций во внешней части прогиба Ветвейско-Камчатской зоны. Начало накопления терригенных, часто аспидных формаций, подстилающих кремнисто-вулканогенные образования, т. е. лесновской серии, хозгонской свиты и частично омгонской толщи, падает, видимо, еще на готерив-аптское время, когда внутренняя часть Анадырско-Корякской тектонической зоны появилась над уровнем океана. Таким образом, отложения лесновской серии и хозгонской свиты мы рассматриваем как океанические осадки. Этим, видимо, объясняется практически полное отсутствие в них палеонтологических остатков, хотя, вероятно, они содержат остатки фораминифер. В прибрежной зоне накапливался более грубый материал, а сообщение через проливы с прогибом Анадырско-Корякской зоны обусловило общность палеонтологических остатков. Примером образования в подобных условиях является нижняя часть омгонской толщи. Отсутствие перерыва между океаническим осадконакоплением и осадконакоплением в пределах геосинклинального прогиба сильно затрудняет их разделение, особенно во внешней части прогиба, где состав осадков одинаков. Поэтому мы объе-

* В соответствии с терминологией, применяемой к геосинклинальным системам, мы будем называть склон прогиба, сопряженный с валообразным поднятием, внутренним склоном или внутренней частью прогиба, а сопряженный с более древней тектонической системой или зоной — внешним склоном желоба или внешней частью прогиба.

диняем их в единый комплекс кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций.

Внутренние части Анадырско-Корякской тектонической зоны в сенонское время по надвиговым сколам испытывают еще больший подъем и становятся поясом положительных изостатических аномалий, а прогиб еще далее оттесняется к внешней части. Реакция на подъем — формирование грабенообразных прогибов, где накапливаются морские и континентальные образования (рис. 32, IV). Этим же временем датируются и гранитоидные интрузии Анадырско-Корякской зоны, хотя они являются мелкими и немногочисленными.

Охотско-Чукотский вулканический пояс реагирует на движения по надвиговым сколам в Ветвейско-Камчатской зоне усилением вулканической активности.

В конце мела — начале палеогена внутренние части Ветвейско-Камчатской тектонической зоны испытывают подъем под действием причин, подробно разобранных выше для Анадырско-Корякской зоны. В большинстве районов вулканизм, как правило, затухает, но в ряде районов, как, например, в бассейне р. Кирганик, вулканические аппараты частично были подняты над уровнем моря, что привело к формированию вулканических островов (рис. 32, V). Вулканизм кирганикского времени (конец мела — начало палеогена) мы рассматриваем как остаточный сенонского времени.

В Анадырско-Корякской тектонической зоне дальнейшее оттеснение прогиба к внешней части в конце мела привело почти к полному подъему его над уровнем моря и накоплению прибрежно-морских и континентальных орогенных молассоидных формаций.

В палеоцене и эоцене поднятая внутренняя часть Ветвейско-Камчатской зоны стала областью сноса терригенного материала как в прогиб, оттесненный к внешней части, так и в пределы окраин океанической впадины. Кроме того, в прилежащей части впадины возможно накопление вулканогенных толщ, как это показано на разрезах IV, V (рис. 32).

В олигоцене Ветвейско-Камчатская тектоническая зона стала уже в достаточной мере консолидированной, а сжатие сформировало прогиб Восточно-Камчатской тектонической зоны (рис. 32, VI), аналогичный более древним прогибам Ветвейско-Камчатской и Анадырско-Корякской зон. В верхнем олигоцене — нижнем миоцене в Восточно-Камчатской зоне происходит накопление комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций. Начало формирования его нижних горизонтов, видимо, относится к концу мела — началу палеогена, когда была поднята над уровнем океана внутренняя часть Ветвейско-Камчатской зоны. При этом возможные вулканогенные образования ложа океана, о которых говорилось выше, также могут попасть в основание прогиба, и тогда их трудно отличить от спилито-кератофировых формаций внутренних частей прогиба, так как вулканогенные образования океанов, в частности внутриокеанических островов, по химизму близки к спилито-кератофировым формациям (Авдейко, Храмов, 1969). Очевидно, этим и вызваны спорные моменты стратиграфии вулканогенно-кремнистых и терригенных образований Восточной Камчатки.

В период формирования прогиба Восточно-Камчатской зоны внутренние части Ветвейско-Камчатской зоны испытывают поднятие по надвиговым сколам. При этом в сводовых частях поднятий, как уже указывалось выше, закладываются грабенообразные прогибы или грабен-синклинали (Эрлих, 1965), в пределах которых локализуется наземная вулканическая деятельность типа островных дуг. Прогиб же Восточно-Камчатской зоны еще далее оттесняется к внешней части, в данном случае к Западной Камчатке. Таким образом, Восточно-Камчатская и Ветвейско-Камчатская зоны в конце олигоцена — начале миоцена приобре-

тают вид типичной островной дуги. Внутренняя часть Восточно-Камчатской зоны с локализованным в ее пределах подводным вулканизмом представляет собой валообразное поднятие; внешняя часть, т. е. сам прогиб, является глубоководным желобом; поднятая внутренняя часть Ветвейско-Камчатской зоны рассматривается как невулканическая и вулканическая островные дуги; прогиб Ветвейско-Камчатской зоны — как тыловой прогиб. В значительной мере поднятая и консолидированная Анадырско-Корякская зона — уже в достаточной мере сформированный континент.

В миоцене развитие Восточно-Камчатской зоны (рис. 32, VII) идет примерно по такому же плану, как и развитие Ветвейско-Камчатской зоны в конце мела — начале палеогена и Анадырско-Корякской зоны — в готерив-аптское время. Внутренняя часть ее под действием причин, рассмотренных выше, испытывает медленный подъем, происходит внедрение гипербазитовых интрузий, а прогиб оттесняется к внешней части. Вулканизм в основании затухает, но иногда он проявляется в виде подводных близповерхностных излияний (вершины некоторых вулканов уже подняты над уровнем моря (говенская свита). Если при глубоководных излияниях преобладает эффузивная деятельность, то в данном случае ведущая роль принадлежит эксплозиям.

В Ветвейско-Камчатской зоне в миоцене идет дальнейшее оттеснение прогиба к внешней части, где в это время начинается накопление моласоидных формаций, а в поднятой внутренней части продолжается наземный вулканизм типа островных дуг с частичным накоплением вулканогенных моласоидов.

На последнем разрезе (см. рис. 32, VIII) показано современное состояние рассматриваемой территории. К этому времени Восточно-Камчатская тектоническая зона в результате осадконакопления, вулканизма, интрузивной деятельности и складкообразовательных движений стала уже относительно консолидированной и не могла в полной мере компенсировать боковое давление. Затем по новой системе сколов с образованием фокальной сейсмической плоскости заложился Курило-Камчатский глубоководный желоб. Надвинутая Восточно-Камчатская тектоническая зона испытала дифференцированное поднятие, и внутренняя (восточная) часть зоны отделилась от внешней части (с меньшей амплитудой подъема) крупным сбросом (отделяет Восточную Камчатку от Центральной Камчатской депрессии). Внешняя часть Восточно-Камчатской зоны хотя и сохранилась в виде области относительного опускания, но в значительной мере оказалась поднятой над уровнем океана, за исключением пролива Литке, Укинской губы и залива Корфа. Реакцией на подъем Восточной Камчатки явилось образование в сводовой части грабен-синклиналей Восточной и Южной Камчатки с локализацией в их пределах наземного вулканизма.

В Ветвейско-Камчатской зоне в миоцене идет дальнейшее оттеснение подъем с дальнейшим оттеснением прогиба к внутренней части и накоплением моласоидных формаций. В четвертичное время в грабен-синклинали Срединного хребта, по данным Э. Н. Эрлиха (1960), Н. В. Огоролова (1966), продолжался преимущественно базальтоидный вулканизм. Однако в настоящее время действующих вулканов там не отмечено.

ВЫВОДЫ

1. В Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости отмечается дискретная миграция в пространстве и времени последовательных стадий геосинклинального развития в направлении от континента к океану. Заложение геосинклинального прогиба в более молодой тектонической зоне примерно соответствует началу орогенной стадии в более древней (см. рис. 29).

2. В развитии каждой тектонической зоны наблюдается миграция бассейнов осадконакопления в направлении от поднимающейся внутренней части (горной системы) к континенту (форланду) с образованием молассового передового прогиба. Такая миграция известна еще со времен работ Е. Ога и типична для ортогеосинклиналей (Обуэн, 1967).

3. Офиолитовый магматизм (спилито-кератофировый вулканизм и внедрение интрузий гипербазитов и базитов) характерен для стадии обособления геосинклиналей, т. е. для стадии глубоководного желоба, и локализуется в пределах валообразного поднятия и внутреннего склона глубоководного желоба. Терригенное осадконакопление приурочено непосредственно к желобу и его континентальному склону, а кремнистое осадконакопление характерно как для желоба, так и для валообразного поднятия. Иными словами, в пределах каждой рассмотренной нами элементарной геосинклинали выделяются пояса: внутренний — эвгеосинклинальный и внешний — миогеосинклинальный. В этом случае нет разделения на эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный прогибы с поднятием между ними.

Как известно, Ж. Обуэн (1967) выделил элементарные пары геосинклиналей (эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь), которые располагаются в следующей последовательности от континентальной области: континент (форланд) — миогеосинклинальный прогиб — миогеосинклинальное поднятие — эвгеосинклинальный прогиб — эвгеосинклинальное поднятие — океаническая область. Если мы рассмотрим две соседние тектонические зоны, например Анадырско-Корякскую в сеноман-сенонское время (см. рис. 32, IV), то вместе они имеют вид элементарной пары Ж. Обуэна, где прогиб внешней части и поднятие внутренней части Анадырско-Корякской зоны могут рассматриваться соответственно как миогеосинклинальный прогиб и миогеосинклинальное поднятие, глубоководный желоб Ветвейско-Камчатской зоны — как эвгеосинклинальный прогиб и валообразное поднятие — как эвгеосинклинальное поднятие. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить фиг. 16 из работы Ж. Обуэна (1967, с. 58) и разрез IV (см. наст. раб. рис. 32).

4. Современные глубоководные желоба, во всяком случае примыкающие к системам двойных островных дуг, представляют собой элементарные геосинклинали в стадии обособления, а островные дуги — переход к орогенной стадии развития в более древних геосинклиналях.

5. Отмечаются сопряженность и возрастное совпадение наземного вулканизма типа островных дуг и наложенных вулканических поясов с формированием глубоководных желобов и офиолитовых поясов. Как видно на рис. 31, и подводный и наземный вулканизм приурочен к положительным структурам первого порядка: подводный вулканизм — к валообразным поднятиям, а наземный вулканизм типа островных дуг и наложенных вулканических поясов — к поднятиям островных дуг. Выделенные Э. Н. Эрлихом (1965) грабен-синклинали с локализованным в их пределах вулканизмом являются в этом случае структурами второго порядка, образованными в центральных частях поднятий. Такая приуроченность вулканизма к поднятиям объясняется тем, что очаги генерации магмы располагаются в верхней мантии в зоне разгрузки давления по глубинным разломам. Последние возникают в результате куполообразующих усилий на поднятиях. С этих позиций становится понятной одновременность проявления подводного вулканизма геосинклинального типа и наземного вулканизма типа островных дуг в соседних разновозрастных тектонических зонах, т. е. в соседних геосинклиналях. Такие сопряженные системы являются характерной чертой развития геосинклинальных систем Корякско-Камчатского региона.

Эти вопросы следуют из изложенного фактического материала при одном в достаточной мере обоснованном допущении, а именно: геосин-

клинальные прогибы на ранней стадии развития эквивалентны современным глубоководным желобам.

Основные причины направленности геосинклинального развития рассмотренных тектонических зон связаны со строением систем островных дуг и сводятся к следующему:

6. Прогибы рассматриваются как результат образования волн сжатия с последующим разрывом в наиболее слабом месте и поддвиганием тяжелой коры океанического типа под более легкую кору континентального типа.

7. Поднятия и опускания также рассматриваются как результат сжатия и дальнейшего стремления к восстановлению изостатического равновесия.

8. Складкообразование представляет собой дискретно-непрерывный процесс под действием сжатия и соскальзывания слоев с поднимающихся территорий.

Необходимо отметить, что разобранный выше гипотетическая схема развития геосинклиналей Корякско-Камчатской области применима лишь в тех случаях, когда разрыв коры по фокальной зоне с образованием прогиба происходит либо на границе континентальной и океанической кор, либо в пределах еще не совсем сформированной континентальной коры. В последнем случае комплекс формаций предыдущей геосинклинали является фундаментом более молодой геосинклинали (полициклическое развитие). Однако в настоящее время отмечается, что некоторые дуги или отдельные участки дуг сильно выдвинуты в океаническую область. При этом в тыловой части выдвинутых дуг остаются треугольные участки с корой океанического типа, ограниченные фронтальной частью сочленения двух древних дуг и тыловой частью молодой дуги. К таким треугольным участкам относятся Берингоморская, Курильская и Япономорская геосинклинальные котловины (Яншин, 1966). Возможно, что подобные треугольные геосинклинальные котловины при последующем развитии образуют фундамент более молодых геосинклинальных систем. Исходя из конфигурации древних дуг (см. рис. 30) можно предположить, что породы метаморфического комплекса Срединного массива Камчатки сформированы в условиях именно такой котловины.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П. О возрасте кремнисто-вулканогенных отложений Пенжинского хребта.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966, с. 5—9.
- Авдейко Г. П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М., «Наука», 1968, с. 153.
- Авдейко Г. П., Заборовская Н. Б., Марков М. С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 87—94.
- Авдейко Г. П., Храмов Н. А. Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969, с. 133—144.
- Агапитов Д. И., Иванов В. В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое.— «Геотектоника», 1969, № 1, с. 68—82.
- Андиева Т. А., Супруненко О. Н. Некоторые особенности геологического строения Кроноцкого района Восточной Камчатки (по геофизическим материалам).— В кн.: Геология и перспективы нефтеносности Камчатки. Л., 1968, с. 213—228 (Тр. ВНИГРИ, вып. 254).
- Батти М. Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии.— В кн.: Проблемы вулканизма. М., ИЛ, 1963а, 137—157.
- Батти М. Х. Щелочной метасоматоз и петрология некоторых кератофиров.— В кн.: Проблемы вулканизма. М., ИЛ, 1963б, с. 158—179.
- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М., Грязнов Л. П., Дабкин И. Е., Жегалов Ю. В., Карбивничий И. Н., Кленов Е. П., Крылов В. В., Титов В. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 344.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— «Сов. геология», 1960, № 10, с. 3—23.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР.— В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, с. 3—28 (Труды Сев.-Вост. компл. НИИ, вып. 11).
- Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, с. 75—104.
- Берсон Г. Л., Смирнов В. Н. Особенности геологического строения полуострова Камчатский Мыс в связи с его положением на стыке Курило-Камчатской и Алеутской дуг.— «Тр. ВНИГРИ», 1967, вып. 254, с. 182—198.
- Богидзева М. В., Матвеев В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР).— «Тр. ВНИИ-1», Магадан, 1960, т. 17, с. 60—64.
- Борзунова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. Палеоген полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 11, с. 102—109.
- Ботт М. Х. П. Конвекция в земной мантии и механизм дрейфа континентов.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, с. 223—225.
- Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., изд. АН СССР, 1963, с. 557—565.
- Власов Г. М., Жегалов Ю. В., Ярмолюк В. А. Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки.— «Сов. геология», 1963, № 6, с. 32—50.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. Геологическое описание. М., «Недра», 1964, с. 733.
- Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье).— В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. 1963, с. 120—130 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 89).
- Гладенков Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. 1964, с. 7—23 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 113).

Гладенков Ю. Б., Гречин В. И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский).— «Бюлл. Моск. общ. испыт. прир. Отд. геол.», 1969, № 5, с. 72—81.

Гладенков Ю. Б., Луцкина Н. В. Новые данные о геологическом строении полуострова Озерного на Восточной Камчатке.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 5, с. 1169—1172.

Голяков В. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Восточной части Камчатского перешейка.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 10, с. 98—102.

Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры земли.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., изд. АН СССР, 1963, с. 5—16.

Горшков Г. С. Вулканы Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967, с. 228.

Гречишкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки (Усть-Камчатск — Петропавловск).— «Тр. НГРИ. Серия А», 1935, вып. 72, с. 32.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963, с. 263.

Дзюценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965, с. 344.

Дмитренко Н. К. Соотношение фаций в вулканогенно-кремнистых отложениях Камчатки.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969, с. 159—171.

Долматов Б. К., Мельникова С. А., Стефанов Ю. М. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка).— «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 5, с. 1117—1119.

Долматов Б. К., Садреев А. М. О возрасте ультраосновных интрузий Кроноцкого п-ова (Восточная Камчатка).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан, 1966, с. 143—146.

Долматов Б. К., Хотин М. Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс.— «Сов. геология», 1969, № 7, с. 86—96.

Дундо О. П. Стратиграфия меловых отложений бассейна среднего течения р. Великой (Корякский хребет).— В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 62—72.

Дундо О. П., Жамойда А. И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиолярий.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., 1963, с. 64—86.

Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Западной Камчатки.— «Тр. ВНИГРИ. Спец. серия», 1955, вып. 14, с. 255.

Егиазаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., 1963, с. 5—37.

Егиазаров Б. Х., Дундо О. П., Аникеева Л. И., Русаков И. М., Дегтяренко Ю. П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965, с. 343.

Егиазаров Б. Х., Титов В. А. Геологическая карта Корякского нагорья (масштаб 1 : 2 500 000). 1961.

Елисеев Б. Н. Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского края.— «Тр. Арктич. ин-та», Л., 1936, т. 48, с. 54.

Жамойда А. И., Липман Р. Х., Михайлов А. Ф., Титов В. А. О возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Корякского хребта по данным изучения радиолярий.— «Матер. по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Новая серия». Л., 1963, т. 81, с. 75—103.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., изд. АН СССР, 1950, с. 400.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.— «Тр. Ин-та геол. наук. Петрогр. серия», М., 1946, вып. 71, № 24, с. 1—83.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., 1963, с. 30—86 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 81).

Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965, с. 248.

Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней.— «Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР», 1961, вып. 15, с. 93—104.

Кайгородцев Г. Г. О природе известняковых утесов в бассейне р. Ваеги.— «Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1963, вып. 16, с. 309—315.

Кайгородцев Г. Г. Тектоническое строение и магматизм северной части Корякско-Камчатской области (хр. Пекульней). Автореф. канд. дисс. Якутск, 1966, с. 33.

Карта рельефа дна Тихого океана. М., изд. ГУГК АН СССР, 1964.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 505—519.

Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 9, с. 12—17.

Красный Л. И., Михайлов А. Ф. Кремнисто-вулканогенная группа формаций се-

- веро-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— «Тр. ВСЕГЕИ», 1966, т. 128, с. 132—140.
- Кропоткин П. Н., Власов Г. М.** Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., изд. АН СССР, 1963, с. 533—541.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, с. 387.
- Кюснен Ф. Г.** Индонезийские глубоководные депрессии.— В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952, с. 97—134.
- Лебедев М. М.** Ганальская метаморфическая зона Камчатки.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Лебединский В. И.** Генезис и классификация спилито-кератофировых формаций.— В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., 1964, с. 31—43.
- Лебединский В. И.** К проблеме спилитов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 5, 1966, с. 128—130.
- Лопатин Б. В., Тарасенко Г. В., Анкудинов Л. А.** Стратиграфия меловых отложений левобережья р. Пальматкины, бассейна р. Энычайваяма и правобережья р. Вивника.— В кн.: «Геология Корякского нагорья». М., 1963, с. 97—105.
- Малеев Е. Ф.** Генетические типы шаровых (подушечных) лав.— «Докл. АН СССР», т. 159, № 3, с. 556—559.
- Малеев Е. Ф.** Условия накопления вулканогенно-терригенного материка.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965, с. 55—62.
- Малеев Е. Ф.** Подушечные лавы и подушечные агломераты.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969, с. 110—122.
- Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К.** О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги.— «Геотектоника», 1969, № 5, с. 52—61.
- Марфуни А. С.** Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., изд. АН СССР, 1962, с. 275.
- Марченко А. Ф.** Стратиграфия мезозойских отложений Камчатки.— В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 58—61.
- Мелекесцев И. В.** О сейсмоструктурных обвалах и оползнях на Камчатке.— «Вопросы географии Камчатки», 1965, вып. 3, с. 108—109.
- Менард Г. У.** Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, с. 273.
- Мигович И. М.** Палеозойские, ранне- и среднемезозойские отложения Пенжинского кряжа.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., 1963, с. 38—49.
- Мигович И. М., Титов В. А.** Палеогеновые и неогеновые отложения Олоторского прогиба.— «Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР», Магадан, 1966, вып. 18, с. 81—98.
- Михайлов А. Ф.** Палеозойские и нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа.— В кн.: Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР (1957). Магадан, 1959, с. 55—58.
- Михайлов А. Ф., Заединова И. Е.** Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа.— «Информ. сборник ВСЕГЕИ», 1960, № 25, с. 97—110.
- Муратов М. В.** Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964.
- Несвит Д. С.** Геология и нефтегазоносность Ильпинского полуострова на восточном побережье Камчатки.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л., 1967, с. 115—144 (Тр. ВНИГРИ, вып. 254).
- Обуэн Ж.** Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967, с. 302.
- Огородов Н. В.** О современном вулканизме Срединного хребта Камчатки.— «Бюлл. вулканологических станций», 1966, № 40, с. 40—44.
- Пергамент М. А.** Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский р-н).— «Тр. ГИН АН СССР», 1961, вып. 39, с. 148.
- Петров В. С., Цикунов А. Г., Пронин А. А.** Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валагинского хребта.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966, с. 15—24.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции.** Под ред. Э. Н. Эрлиха. М., «Наука», 1966, с. 280.
- Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л.** Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка).— «Геол. и геофиз.», 1966, № 4, с. 90—98.
- Похилайнен В. П.** Раннемеловые офиолитовые формации Таловских гор.— «Тр. СВКНИИ», Магадан, 1967, вып. 30, с. 89—95.
- Прокопцев Н. Г., Мурдама И. О.** Щелочные авгититовые лавы со дна Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 2, с. 446—448.
- Ривов Л. А.** О тектонике Камчатского полуострова и прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным).— «Геол. и геофиз.», 1963, № 6, с. 30—48.
- Ротман В. К.** О некоторых особенностях геосинклинальных вулканогенно-осадоч-

ных формаций в свете современных данных.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 140, № 2, с. 434—436.

Ротман В. К. О соотношении ирунейской и кирганинской свит Центральной Камчатки.— В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 80—82.

Ротман В. К. Петрохимическая эволюция лав Среднего Камчатского хребта.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., изд. АН СССР, 1963, с. 56—70.

Ротман В. К. Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса).— «Тр. лабор. палеовулканизма Казах. гос. ун-та», Алма-Ата, 1963, с. 44—56.

Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. Стратиграфия мезозойских отложений южного склона восточной части Корякского хребта.— В кн.: Труды совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР (1957 г.). Магадан, 1959, с. 307—311.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 779.

Садреев А. М., Долматов Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 7, с. 122—126.

Серова М. Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки.— «Тр. ГИН АН СССР», М., 1966, вып. 127, с. 108.

Серова М. Я. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ юго-западной части Корякского нагорья (п-ов Говена).— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 2, с. 412—415.

Серова М. Я., Гуляев П. В. О возрасте «Восточно-Камчатского туфогенного флиша».— «Изв. АН СССР. Серия геол.» 1967, № 2, с. 109—119.

Серова М. Я., Гундобин В. М., Дмитриева В. К., Свербилова Т. В. Зона Rzehakia eripona в разрезе вулканогенно-терригенных толщ Восточного хребта Камчатки.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 3, с. 662—664.

Супруненко О. И., Смирнов Л. М. Новые данные по геологии Кроноцкого нефтеперспективного района (Восточная Камчатка).— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан, 1966, с. 108—120.

Тарасенко Т. В., Мельникова С. А., Серова М. Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Какийнэ (Корякское нагорье).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 11, с. 139—146.

Тектоническая карта Евразии (М 1 : 5 000 000). Под ред. А. Л. Яншина. М., 1966.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961, с. 592.

Тильман С. М. Особенности геологического развития Северо-Восточной Азии в зоне перехода от континента к Тихому океану.— «Колыма», Магадан, 1967, № 2, с. 43—45.

Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 89, с. 7—27.

Умбров Дж. Островные дуги.— В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952, с. 5—96.

Харкевич Д. С. Геолого-петрографический очерк острова Карагинского.— «Тр. Камч. компл. эксп. АН СССР 1936—1937 гг.», 1941, вып. 3, с. 3—32.

Хворова И. В. Кременнакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование. М., «Наука», 1968, с. 9—136.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1963, вып. 91, с. 119.

Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952, с. 135—170.

Ходжсон Дж. Х. Движения земной коры по сейсмическим данным.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966, с. 42—74.

Храмов Н. А., Салин Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966, с. 28—50.

Храмов Н. А., Флоренский И. В. Некоторые особенности фациального состава кремнисто-вулканогенной толщи Восточно-Камчатского хребта и палеогеографические условия ее формирования.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969, с. 145—158.

Храмов Н. А., Флоренский И. В., Салин Ю. С. К методике картирования геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций.— В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., «Наука», 1969, с. 129—135.

Цикунов А. Г., Пронин А. А., Гладенков Ю. Б. Неогеновые отложения Восточной Камчатки (Валагинский хребет).— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966, с. 51—66.

Червяковский Г. Ф., Коротеев В. А. Волнистые лавы хребта Ирндик-Курлак на Южном Урале.— В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968, с. 149—152.

Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., 1963, с. 200—211.

Шанцер А. Е. О вулканогенной и терригенной формациях мелового (?) возраста Восточного хребта Камчатки.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966, с. 10—14.

Шанцер А. Е. Некоторые особенности позднекайнозойского вулканизма и тектоники Центральной и Восточной Камчатки. Автореф. канд. дисс. М., 1968, с. 30.

Шанцер А. Е., Арсанов А. С., Садреев А. М. К вопросу о несогласии в мел-палеогеновом комплексе Восточного хребта.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966, с. 25—27.

Шанцер А. Е., Тихонов В. И. Тектоника юга хребта Кумроч.— «Геотектоника», 1967, № 3, с. 98—103.

Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966, с. 86—98.

Шатский Н. С. О марганценовых формациях и металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценовые формации.— В кн.: Шатский Н. С. Избранные труды. Т. III, 1965, с. 16—51.

Штилле Г. Введение в строение Америки.— В кн.: Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964, с. 202—273.

Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки.— «Геотектоника», 1965, № 1, с. 93—105.

Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Кутыев Ф. Ш. Меймечиты Восточной Камчатки.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 2, с. 3—9.

Aydeiko G. P. Evolution of geosynclines on Kamchatka.— "Pacific Geology", 1971, № 3, pp. 1—13.

Balley E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California.— "Calif. division of mines and geology Bull.", 1964, v. 183, pp. 177.

Bemmelen R. W., van. Mega-undations as cause of continental drift.— "Geologie en Mijnbouw. 44-e Jaargang, 1965, pp. 320—333.

Bernal J. D., Dietz R. S., Wilson J. T. Continental and oceanic differentiation.— "Nature", London, v. 192, № 4798, pp. 123—128.

Clark R. H., Fyfe W. S. Ultrabasic liquids.— "Nature", 1961, v. 191, № 4784, pp. 158—159.

Fiala F. Algonkian pillow lavas and variolites in the Barrandian area.— "Sbornik Geologických věd. Geologie ráda G.", 1967, sv. 12, 1. 3—59.

Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— "J. Petrology", 1964, № 5, pp. 82—133.

Narebski W. Petrochemia law puklistych Gor Kaczawskich i niektore ogólne problemy petrogenезы spilitów.— "Prace Museum Ziemi", Krakow, 1964, № 7, 1. 69—205.

Nockolds S. R. Average chemical composition of some igneous rocks.— "Bull. Geol. Soc. America", 1954, v. 65, № 10, pp. 1007—1032.

Scott B. A note on the occurrence of integrowth between diopsidic augite and albite, and hydrogrossular from King Island, Tasmania.— "Geol. mag.", 1951, v. 88, pp. 429—431.

Tuttle O. F., Bowen N. L. High-temperature albite and contiguous feldspars.— "Journ. Geol.", 1950, v. 58, p. 572.

Valance T. G. On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites.— "Mineralogical magazine", 1965, v. 34, 268, pp. 471—481.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Г. П. Авдейко)	3
Вулканогенно-кремнистые формации Анадырско-Корякской зоны (Г. П. Авдейко, Ю. В. Ванде-Кирков)	5
Краткий очерк геологического строения	—
Общая характеристика вулканогенно-кремнистых формаций	8
Верхнемеловые вулканогенно-кремнистые формации Ветвейско-Камчатской зоны (Г. П. Авдейко, Н. К. Дмитренко)	17
Основные черты геологического строения	—
Общая характеристика вулканогенно-кремнистых формаций	21
Вулканогенно-кремнистые формации Восточной Камчатки (Г. П. Авдейко, Г. П. Пономарев, И. В. Флоренский)	32
Краткий очерк геологической позиции	34
Характеристика вулканогенно-кремнистых формаций	48
- Вулканические фации вулканогенно-кремнистых формаций Восточной Кам- чатки (Е. Ф. Малеев)	58
✓ Основные особенности петрографии и петрохимии лав спилито-кератофи- ровых формаций Камчатки (Г. П. Авдейко, Ю. В. Ванде-Кирков, Г. П. Пономарев)	69
Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых форма- ций и их место в развитии островных дуг (Г. П. Авдейко)	95
Стадии развития тектонических зон	96
Общие черты строения и развития тектонических зон	99
Основные черты строения островных дуг и глубоководных желобов	101
Развитие геосинклиналей Камчатки	102
Литература	111

ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ КАМЧАТКИ

Ответственный редактор *Евгений Федорович Малеев*

Редактор *Я. М. Мочалов*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Зайцев*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректоры *В. В. Бухалова, К. И. Сергеева*

Сдано в набор 8 февраля 1974 г. Подписано в печать 9 октября 1974 г. МН 08492. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага типографская № 2. 7,25 печ. л., 10,1 усл.-печ. л., 10,4 уч.-изд. л. Тираж 900 экз. Заказ № 33.
Цена 1 р. 04 к.

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

Цена 1 р. 04 к.

1090