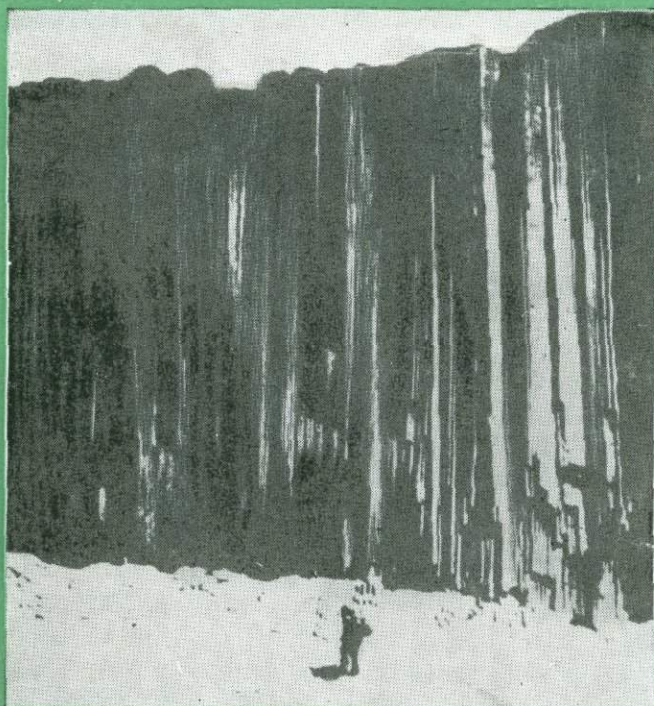


К.Ф.СЕРГЕЕВ

ТЕКТОНИКА
КУРИЛЬСКОЙ
ОСТРОВНОЙ
СИСТЕМЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

551.24-

К. Ф. СЕРГЕЕВ

ТЕКТОНИКА
КУРИЛЬСКОЙ
ОСТРОВНОЙ
СИСТЕМЫ

8000



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1976



Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.

Курильская островная система вместе с примыкающей к ней с северо-запада Южно-Охотской глубоководной впадиной образует современную периокеаническую геосинклинальную область.

В книге подробно описаны морфологические и динамические особенности области, ее глубинная структура, вещественный состав и дислокации вскрытых на островах мезозойских и кайнозойских образований, основные этапы геологической истории. Описание магматических пород Курильских островов сопровождается результатами их химических анализов (более 350 определений).

В заключительной части работы рассматривается вопрос о тектонической природе островных дуг северного и северо-западного обрамлений впадины Тихого океана.

Библ. 411 назв. Илл. 62. Табл. 26.

Ответственный редактор
академик А. Л. ЯНШИН

ОТ РЕДАКТОРА

Вулканические островные дуги представляют собой один из интереснейших крупных структурных и морфологических элементов лика нашей планеты. Они опоясывают с севера и запада Великий, или Тихий, океан, образуют две сильно сжатые в плане петли к востоку от него, протягиваются вдоль северо-восточной окраины Индийского океана. Повсюду с океанической стороны они сопровождаются глубоководными желобами, на дне которых обитают примитивные беспозвоночные, чьи ближайшие родственники, жившие в мелководных морях, вымерли еще в девоне или даже в кембрии. Повсюду с островными дугами связан интенсивнейший вулканизм, нередко контрастный по составу, но в основном андезитовый. Повсюду от островных дуг, а точнее, от прилегающих к ним глубоководных желобов в сторону континентов уходят наклонные зоны все более глубоко располагающихся очагов землетрясений, получившие название зон Беньофа, хотя более справедливо называть их зонами Вадати — Виссера или зонами Заварицкого, который описал их еще в 1946 г., т. е. на 11 лет раньше Беньофа. Подавляющим большинством геологов и геофизиков эти зоны задолго до появления модной сейчас гипотезы плитной тектоники рассматривались как результат надвигания материковых глыб на ложе океана. Только в области корней зон Беньофа располагаются очаги глубоководных землетрясений, лежащие на 600—700 км ниже земной поверхности. Судя по частоте вулканических извержений, островные дуги являются (по крайней мере в современную эпоху) наиболее активными в тектоническом отношении зонами земной коры.

Природа вулканических островных дуг и связанных с ними структурных элементов земной коры весьма интересна и в практическом отношении. В их тылу непосредственно над корнями зон Беньофа лежат оловорудные пояса, в которых сосредоточено 96% подсчитанных запасов этого металла. На самих вулканических островах имеются промышленные месторождения серы. В экваториальной зоне с корами выветривания их вулканических пород и продуктами шеремыва материала этих кор связаны месторождения бокситов. Недавнее открытие промышленных месторождений нефти среди Тихого океана в вулканических породах о-вов Тонга говорит о том, что островные дуги далеко не безнадежны и как объект нефтегазопромысловых работ. О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков и В. В. Федынский опубликовали на страницах «Докладов АН СССР» (1974, т. 214, № 6) подкрепленные математическими расчетами соображения, согласно которым на всех островах вулканических дуг обязательно должны существовать месторождения нефти.

Естественно, что в силу указанных интересных особенностей вулканические островные дуги с давних пор привлекают внимание геологов, геофизиков и вулканологов. Посвященная им зарубежная литература огромна. Из советских геологов, кроме уже упоминавшегося А. Н. Заварицкого, о них писали почти все авторы сводных работ по тектонике, т. е. В. В. Белоусов, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, а также В. А. Апродов, Н. А. Беляевский, Н. А. Богданов, Н. П. Васильковский,

Г. М. Власов, А. В. Горячев, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин, И. В. Лучицкий, М. С. Марков, А. В. Пейве, Б. А. Петрушевский, Ю. М. Пуцаровский, Е. М. Рудич, Г. Б. Удинцев, Н. С. Шатский и многие другие. Однако это вовсе не значит, что вулканические островные дуги достаточно хорошо изучены. По поводу тектонических процессов, приведших к их возникновению, и по поводу их геологического развития высказываются самые различные и взаимоисключающие мнения, что свидетельствует как раз о совершенно недостаточной их изученности.

Как я писал выше, большинство геологов, начиная с Ганса Штилле и А. Н. Заварицкого, рассматривают островные дуги как результат контракции и надвигания материков на ложе океана, но ведь В. В. Белоусов утверждал и продолжает доказывать, что они образовались в результате растяжения, опускания и «океанизации» прилегающих участков земной коры. Большинство геологов считает, что островные дуги имеют длительную многоциклическую историю геологического развития и, как на доказательство этого, ссылаются на дугу Японских островов, но ведь Г. Б. Удинцев считает, что Япония — это исключение, а настоящая вулканическая островная дуга возникает на земной коре океана, т. е., как Афродита, рождается из пены морской, и не должна иметь никакой геологической предыстории.

В последние годы у нас и за рубежом достоверно доказано, что эвгеосинклинали закладывались на земной коре не материкового, а океанического типа. Отсюда многими геологами сделан уже далеко не достоверный вывод, что эвгеосинклинали в палеогеографическом отношении были тождественны современным океанам. А отсюда логически следовал вывод о том, что каждая эвгеосинклинал в своем развитии обязательно переживала стадию «островной дуги». И вот за последние два-три года в разных журналах замелькали статьи об «островных дугах» на Урале, в Рудном Алтае, Центральном Казахстане, на Памире и Кавказе, хотя чтение этих статей убеждает в недостаточности материалов для уверенных сравнительно-тектонических выводов и в необходимости для таких выводов основательного изучения настоящих вулканических островных дуг.

В пределах Советского Союза имеется одна типичная современная вулканическая дуга — Курило-Камчатская. Большая ее часть протяжением 1250 км падает на Курильскую островную систему. В свете изложенного выше совершенно очевидно, как важно иметь правильное представление о ее тектонике, об условиях ее возникновения и развития. Ведь это «печка», от которой должны будут «танцевать» и тектонисты, работающие во внутренних районах нашей великой страны. Между тем именно тектоника Курил была изучена до последнего времени очень слабо. Их стратиграфии посвящено несколько десятков исследований разных авторов. Издан даже в 1972 г. «Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов». Их вулканизм изучался многими учеными, а обобщающие труды в этой области опубликованы Г. М. Власовым, Г. С. Горшковым, В. И. Федорченко и Е. К. Мархининым. Научно-популярная работа последнего «Цепь Плутона», целиком посвященная вулканам Курильских островов, выдержала несколько изданий на разных языках. Многочисленны труды по сейсмичности и вообще по геофизике Курильских островов и прилегающих акваторий. А вот о тектонике этих островов мы можем прочесть больше рассуждений, чем описаний фактического материала. Последние сосредоточены в немногочисленных и небольших по объему статьях Г. П. Вергунова, В. К. Гаврилова, А. В. Горячева, Ю. С. Желубовского, Б. Н. Пискунова, М. И. Стрельцова и автора данной работы, причем все эти статьи посвящены отдельным частным вопросам и ни в одной из них, за исключением статьи Ю. С. Желубовского, опубликованной 10 лет назад в XXXI томе (ч. I) «Геологии СССР», не рассматривается тектоника Ку-

рильской островной системы в целом. Монографических исследований, посвященных данному вопросу, вообще не было.

Этот пробел в региональной тектонике Советского Союза, существование которого стало особенно остро ощущаться в последние годы, сейчас восполняется монографией К. Ф. Сергеева. Не будем говорить, что им решены все вопросы, связанные с существованием островных дуг. Многие из них еще будут дорабатываться следующими поколениями геологов. Однако К. Ф. Сергеев на высоком научном уровне обобщил все наши сегодняшние знания о строении и истории геологического развития Курильской островной системы, сравнил ее с островными дугами Алеутских островов, Японских островов и о-вов Рюкю и на основании материалов этого сравнения высказал свою хорошо аргументированную точку зрения по таким важным вопросам теоретической тектоники, как происхождение островных дуг, тектоническая природа зон Беньофа, причина изогнутости островных дуг, природа их вулканизма и генетическое соотношение их с глубоководными желобами.

Начало книги посвящено общему описанию надводной и подводной частей Курильской островной системы, ее геоморфологическим особенностям, современному вулканизму, сейсмичности и новейшим тектоническим движениям. Это сразу знакомит читателя с весьма своеобразным объектом исследования и если не решает никаких вопросов, то уже подводит к их решению. Автор ничего пока не декларирует. Он только приводит тщательно собранные факты и высказывает по поводу них некоторые вполне логичные соображения, но читатель уже сам начинает делать выводы, которые будут в дальнейшем сформулированы автором. Читателю уже становятся ясными многие особенности структурно-морфологического своеобразия современных вулканических островных дуг и существенные отличия их от сходных образований в палеозое Урала и Казахстана, а также то, что Южно-Охотская впадина с глубинами до 3372 м никак не может представлять собой кусок дна Тихого океана, «отгороженный» поднятием Курильской дуги, о чем пишут многие авторы, а является результатом интенсивных молодых опусканий, особенно активных у самого подножия Курильских островов. Очень интересны данные о том, как выглядел район этих островов всего 18 тыс. лет назад, во время понижения уровня океана, связанного с последним оледенением. Оказывается, почти все теперешние острова представляли собой сплошную гористую сушу, на юге связанную через Японию с территорией Кореи, а на севере — с Камчаткой. Сразу становится понятным отсутствие на Курилах эндемичных видов животных и растений. Четко сформулировано решительное несогласие автора с мнением Г. Б. Удинцева, который рассматривает подводный вал Зенкевича, расположенный восточнее Курило-Камчатского желоба, в качестве зачаточной формы вулканической островной дуги. Приведенные автором факты заставляют признать правильность его доводов.

Очень интересны выводы автора из рассмотрения сейсмичности района. Давно уже известно, что в пределах наклонно уходящей от Курильских островов под Азиатский материк зоны Беньофа существуют интервалы глубин от 250 до 300 км и от 400 до 500 км, в пределах которых ни один очаг землетрясений пока не зафиксирован. Из этого факта рядом исследователей (С. Д. Коган, А. П. Милашин, Б. А. Андреев и др.) был сделан вывод об отсутствии фокальной зоны как единого структурного элемента. К. Ф. Сергеев возражает им, указывая, что они были бы правы, если исходить из представлений о совершенно однородном строении мантии и равномерном изменении физических свойств слагающего ее вещества с глубиной. Однако этот постулат никем не доказан и никакими теоретическими расчетами не обоснован. Если же вслед за В. Н. Аверьяновой, Р. З. Таракановым и С. А. Федотовым признать существование в мантии перемежающихся слоев более хрупкого и более

пластичного вещества, т. е. исходить из ее многоастеносферной модели, к чему сейчас склоняется все большее число геофизиков, то все возражения против существования единой в структурном отношении фокальной зоны Бенъофа отпадут.

Не менее интересны данные о новейших тектонических движениях в разных зонах Курильской островной системы и тот вывод, что происходят они вопреки законам изостазии. Согласно последним, острова Большой Курильской гряды давно должны погрузиться под уровень моря, а они поднимаются, дно же глубоководного Курило-Камчатского желоба должно «всплыть» на 2—4 км, а оно продолжает прогибаться. Все это возможно только при условии признания контракции и надвигания Курильской островной системы на Курило-Камчатский глубоководный желоб, чему соответствует и рельеф северо-западного борта желоба, избилующий вертикальными или крутыми тектоническими уступами.

Следующая часть работы посвящена описанию вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Курильских островов. Сначала дается обоснование принимаемой схемы стратиграфии Курильской островной дуги, потом описываются закономерности распространения вулканогенно-осадочных и интрузивных образований различного возраста, рассматривается вопрос о выделяемых ранее на ряде островов Большой Курильской гряды домезозойских образований, которые все оказались миоценовыми, описываются вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы Малой Курильской гряды, Большой Курильской гряды и, наконец, рассматривается вопрос о формационной принадлежности этих комплексов.

В прежние представления о стратиграфии Курильских островов К. Ф. Сергеев на основании личных исследований, продолжавшихся 17 лет, внес ряд существенных дополнений и уточнений. Самым важным из них, с моей точки зрения, является установление единой схемы стратиграфического расчленения неогеновых отложений Большой Курильской гряды от о. Шумшу на севере до о. Кунашир на юге. Во время проводившихся здесь среднemasштабных геологических съемок стратиграфические схемы разрабатывались порознь чуть ли не для каждого острова. Попытки их обобщения путем выделения единых биостратиграфических горизонтов проводились несколько лет назад Л. С. Жидковой, однако К. Ф. Сергеев правильно пишет, что без монографической обработки фауны «при существующей множественности подчас резко противоречивых взглядов на вопросы стратиграфии неогеновых отложений не только гряды в целом, но и отдельных ее островов использование в биостратиграфических целях фаунистических данных, полученных в разное время различными исследователями для разных стратиграфических подразделений, объективно сопряжено с огромными трудностями» (стр. 75). Поэтому он, учитывая все имеющиеся определения моллюсковой фауны, кладет в основу общей стратиграфии островов Большой Курильской гряды выделение нескольких регионально прослеживаемых литолого-стратиграфических комплексов, тщательное изучение характера их контактов и их структурных взаимоотношений. В одних случаях он полемизирует с авторами других стратиграфических схем и приводит убедительные доказательства несостоятельности их взглядов, в других же — указывает на недостаточность данных для окончательного решения вопроса о возрасте тех или иных образований на каком-нибудь острове.

В целом стратиграфические схемы островов Малой и Большой Курильской гряд, предлагаемые К. Ф. Сергеевым и в значительной мере обоснованные материалами его личных полевых исследований, представляются очень добротными и наиболее отвечающими сумме известных сегодня фактов, хотя несомненно, что в эти схемы еще будут вноситься уточнения, главным образом в направлении их детализации. Однако тектонические выводы от этого не изменятся.

Можно выразить сожаление по поводу того, что при решении спорных вопросов возраста эффузивных и интрузивных пород недостаточно были использованы данные абсолютной геохронологии. При описании Малой Курильской гряды есть только одна ссылка на возраст щелочных интрузивных пород л-ова Немуро в Японии, хотя неясные вопросы возраста эффузивов Ноторо-Томаринского комплекса и интрузивов Шикотанского комплекса, вероятно, могли бы быть сравнительно легко решены методами абсолютной геохронологии. Для Большой Курильской гряды приводятся только данные о возрасте шести образцов интрузивных пород с островов Кунашир и Уруп, причем делавший определения Л. В. Фирсов эти породы, за исключением одной, относит к плиоцену, а К. Ф. Сергеев утверждает, что все они принадлежат Урупскому интрузивному комплексу, образовавшемуся в среднем миоцене, объясняя омоложение цифр возраста позднейшими преобразованиями, происшедшими в раннем плиоцене, когда на Большой Курильской гряде интенсивно проявлялся кислый вулканизм.

Думается, что здесь автор не вполне прав. Дело в том, что в его Урупский интрузивный комплекс входят и оливиновые габбро, и габбро-диориты, и кварцевые диориты, и плагиограниты, и настоящие граниты, и кварцевые порфиры. Трудно поверить, что все это многообразие интрузивных пород было «вспрыснуто» одновременно в короткий геологический миг между отложением Парамуширского и Итурупского вулканогенно-осадочных комплексов, первый из которых включает фауну низов среднего миоцена, а второй — фауну верхов среднего миоцена. Надо думать, что процесс образования Урупского интрузивного комплекса гораздо более длительный, синхронный формированию обоих этих вулканогенно-осадочных комплексов, а частично, может быть, и формированию более молодого Кунаширского вулканогенно-осадочного комплекса, который формировался в основном в течение раннего плиоцена. Я уверен, что вскоре это будет доказано данными абсолютной геохронологии.

Я сожалею также, что недостаточно полно описаны кислые породы нижнеплиоценового Кунаширского вулканогенно-осадочного комплекса. Ведь это уникам как по положению в вертикальном формационном ряду, так и по изумительной столбчатой отдельности, которая ранее считалась свойственной преимущественно базальтам. Эти кислые породы должны были быть описаны особенно подробно с точки зрения их состава, распространения, положения в разрезе.

Очень интересен и принципиально важен формационный раздел монографии. Он показывает, что нет стандартных вертикальных рядов формаций геосинклинальных областей и что все представления об обязательных инициальных, средних и заключительных формациях эвгеосинклинального цикла представляют собой чистейшую фикцию.

Четвертый по счету раздел монографии коротко называется «Дислокации». Это еще не «тектоника», которую автор рассматривает дальше, после анализа геофизических данных, а именно описание дислокаций, которые можно наблюдать на поверхности Курильских островов и предполагать по морфологии дна на прилегающих акваториях. Сначала автор описывает продольный глубинный разлом, разделяющий Малую и Большую гряды Курильских островов, причем устанавливает, что этот разлом представляет собой левосторонний сбросо-сдвиг с плоскостью, наклоненной к северо-западу, заложившийся, судя по данным строения о. Хоккайдо, еще в верхнемеловое время. Затем он описывает поперечные глубинные разломы проливов Буссоль и Крузенштерна, которые делят Большую Курильскую гряду на три звена с несколько разной морфологией и существенно различной историей развития, дислокации островов Малой Курильской гряды, дислокации островов Большой Курильской гряды, наконец, дает очень обстоятельный анализ наблюдающихся

перерывов и угловых несогласий, а в заключение описывает вулканотектонические дислокации типа кальдер и экструзивных куполов. При этом автор, не ограничиваясь описаниями по ряду вопросов, высказывает свою хорошо обоснованную точку зрения. Так, например, Малую Курильскую гряду все рассматривали как антиклиналь, а автор доказывает, что она имеет синклинальное строение, хотя и не отрицает, что эта синклиналь, может быть, осложняет сводовую часть крупного подводного антиклинального поднятия. Каждый из крупных островов Большой Курильской гряды А. В. Горячев в 1966 г. рассматривал как антиклиналь, осложненную незначительными разломами, а К. Ф. Сергеев «со всей категоричностью» заявляет, что «антиклинальная структура островных глыб в большинстве случаев представляется по меньшей мере проблематичной» (стр. 90).

Рассматривая дислокации, которые можно наблюдать, изучая Курильские острова, автор доказывает, что структура Большой Курильской гряды в основном определяется разломами разной глубины заложения и с разными составляющими перемещений по ним, что значительные наклоны слоев здесь наблюдаются только около этих разломов и что настоящая складчатость здесь еще не происходила, как это предполагали А. А. Богданов и Н. С. Шатский в Объяснительной записке к Тектонической карте СССР издания 1956 г.

Анализ перерывов и угловых несогласий позволяет автору установить историю тектонических движений разного ранга и характера в пределах Малой и Большой Курильских гряд.

Большое внимание уделяет автор анализу геофизических данных и выводам о глубинном строении Курильской островной системы. На основании гравиметрических и магнитометрических данных, сейсмических исследований и сейсмологических наблюдений, касающихся земной коры и верхней мантии как самих Курил, так и прилегающих акваторий, К. Ф. Сергеевым сделаны выводы о неоднородности вещества земной коры и верхней мантии в вертикальном разрезе и в латеральных направлениях и о вероятном вещественном составе глубоких горизонтов земной коры. Для решения последнего вопроса кроме геофизических данных широко используются результаты изучения ксенолитов из вулканических пород разного возраста. В заключение дается анализ распределения теплового потока вдоль Курильской островной системы и в поперечных разрезах от шельфа Охотского моря до Курило-Камчатского желоба и подводного вала Зенкевича. Все материалы этого раздела тесно увязаны с приведенными выше сведениями о морфологии, стратиграфии и дислокациях Курильской островной системы и хорошо использованы в дальнейшем изложении.

Вполне убедительно звучит вывод о том, что под всей Курильской островной дугой существует земная кора диоритово-плагиогранитного состава, даже там, где геофизики не могут обнаружить «гранитный» слой и сомневаются в его существовании.

В книге К. Ф. Сергеева описываются общие черты тектоники Курильской островной системы, разбирается структурное положение Большой и Малой Курильских гряд, Курило-Камчатского глубоководного желоба и Южно-Охотской глубоководной впадины, рассматриваются структурные особенности продольного профиля Большой Курильской гряды, вопрос о природе поперечных структур и происхождении межостровных проливов. Автор приводит мнения других исследователей по всем этим вопросам, высказываемые в литературе, однако отнюдь не ограничивается этим и формулирует свою точку зрения, во всех случаях хорошо аргументированную и трудно оспоримую.

На основании всех изложенных и проанализированных материалов в книге восстанавливается история геологического развития Курильской островной системы. Присутствие в вулканических породах Курил ксено-

литов различных кристаллических сланцев и гнейсов позволяет автору сделать совершенно правильный, на мой взгляд, вывод о том, что эта островная дуга заложилась вовсе не на океанической коре, как полагают Н. П. Васильковский, Е. В. Павловский, Г. Б. Удинцев и многие другие, а возникла на фундаменте, пережившем не менее длительную и сложную геологическую историю, чем дуга Японских островов. К. Ф. Сергеев рассматривает основные этапы формирования Курильской островной системы в позднем мезозое и кайнозое, высказывает соображения о древнем возрасте и поднадвиговом происхождении Курило-Камчатского глубоководного желоба, о молодом неогеновом возрасте и просядочном происхождении Южно-Охотской впадины. Все это делается с использованием данных морской геологии, с привлечением сравнительных материалов по другим глубоководным желобам и внутренним морям и даже данных бурения с судна «Гломар Челленджер» на акватории Тирренского моря.

Последний раздел книги посвящен обсуждению вопроса о тектонической природе островных дуг. В нем рассматриваются распространение и структурное положение островных дуг, а также попытки их классификации, предпринятые В. В. Белоусовым и Е. М. Рудичем (1960), А. Митчелом и Г. Ридингом (1971 г.) и В. Е. Хаиным (1973 г.). По разным вполне обоснованным причинам эти попытки признаются несостоятельными, и автор предлагает свое разделение островных дуг севера и запада Тихого океана на три типа, исходя главным образом из их структурного положения: приконтинентальные (Алеутская, Курильская, Японская, Рюкю), внутриокеанические (Идзу-Бонинская, Марианская, Яп, Палау) и псевдоокеанические (дуги Меланезии и большей части Полинезии). Последние получили свое название потому, что, по справедливому мнению автора, они обрамляют погружившийся под уровень моря Меланезийский микроконтинент и резко отличаются от дуг первых двух типов расположением глубоководных желобов не только со стороны океана, но и в их тыловых частях (Новобританский, Бугенвильский и Новогвинецкий желоба).

Для получения сравнительного геологического и геофизического материала по островным дугам приконтинентального типа К. Ф. Сергеев приводит достаточно подробные сведения об Алеутской островной дуге и Командорах, об островах Японии и островной дуге Рюкю, затем дает обзор представлений о происхождении островных дуг, начиная с первых работ по этому вопросу Ф. Рихтгофена и У. Солласа, опубликованных еще в 1903 г., и кончая опубликованной в 1973 г. работой Э. Н. Эрлиха, который рассматривает их в качестве следующего этапа развития срединно-океанических хребтов. Критикуя это и другие столь же мало обоснованные мнения, он приходит к выводу, что правы были те исследователи, которые связывали образование островных дуг с существованием наклоненных под эти дуги и прилегающие части континентов зон глубинных разломов.

Специальный раздел посвящен тектонической природе самих этих наклонных зон глубинных разломов, причем приводятся веские геологические и геофизические данные в пользу трактовки их как зон надвигания континентальных блоков на ложе Тихого океана или поддвигания плит последнего под континент; попутно излагаются и критикуются другие точки зрения на их происхождение.

Рассмотрен и вопрос о причине изогнутости островных дуг приконтинентального типа, причем автор присоединяется к давно уже высказанным взглядам У. Солласа (Sollas, 1903), Ф. Лейка (Lake, 1931) и А. Лаусона (Lawson, 1932), которые объясняли эту изогнутость пересечением глубоко проникающих наклонных зон скалывания со сферической поверхностью Земли. Против этого объяснения выдвигались возражения, основанные на том, что крутизна зон Беньофа значительно

больше той, которую мы можем предполагать, исходя из величины изогнутости островных дуг. Однако в книге К. Ф. Сергеева показано, что зоны Бенъофа с приближением к поверхности выполаживаются и в пределах земной коры имеют наклон $5-15^\circ$, соответствующий степени изогнутости Алеутской, Курильской и Японской островных дуг.

Далее в разделе «О природе вулканизма островных дуг» разбирается вопрос не столько о термодинамических условиях образования магматических расплавов, сколько о причине их очень однообразного во всех островных дугах, в среднем андезитового состава. Рассмотрев разнообразные точки зрения по этому вопросу, автор присоединяется к выводу вулканологов, признающих существование самостоятельной андезитовой магмы, которая возникает в результате частичного плавления габбрового по составу вещества верхов геофизической мантии при повышенном давлении паров воды. Для объяснения присутствия на больших глубинах в сейсмофокальной зоне последней он предлагает два возможных варианта решения.

Последний раздел носит довольно длинное заглавие: «Островные дуги и глубоководные желоба как характерные морфоструктурные элементы пограничных зон материков и древних океанов». В нем автор доказывает, что приконтинентальные островные дуги, глубоководные желоба и сейсмофокальные наклонные зоны Бенъофа являются очень древними структурно-морфологическими элементами лика нашей планеты, существующими по крайней мере с раннего палеозоя, а вероятно, с протерозоя, что в свою очередь доказывает большую древность чаши Тихого океана, а не образование ее в конце мезозоя, как полагает В. В. Белоусов. При этом автор на основании анализа геофизических данных убедительно показывает, что Курильская и подобные ей дугообразные островные системы при мелкомасштабном тектоническом районировании должны рассматриваться как части континентальных блоков, а граница между этими блоками и ложем Тихого океана должна проводиться по осевым линиям глубоководных желобов. Из сказанного не следует, что все структурные элементы приокеанической части континентальных блоков пространственно неизменны. Они переживали сложную геосинклинальную геологическую историю, вовлекались в опускания и поднятия, испытывали складчатость и разрывные нарушения, судя по изложенным в книге очень интересным данным К. Кониси (Konishi, 1965) о дуге Рюкю, испытывали даже общее смещение в сторону океана, достигшее с начала перми $150-300$ км. Но при всем этом не менялся общий тип структур обрамления океана: также существовали глубоководные желоба, хотя они могли иметь меньшие глубины, а их оси могли лежать значительно ближе к континенту, чем сейчас; также существовали погружающиеся под континент наклонные сейсмофокальные зоны, хотя это именно были зоны, а не плоскости, и конкретные надвиговые смещения, сопровождаемые землетрясениями, могли совершаться в их разных частях и на разной глубине.

Многие места книги К. Ф. Сергеева из-за обилия ссылок на мнения других авторов при чтении могут произвести впечатление ненужных компиляций. Однако это совсем не так. Разбирая крупнейшие теоретические вопросы тектоники, он обязан излагать историю изучения этих вопросов, но такое изложение всегда делается им с критической оценкой тех или иных взглядов, с проверкой их соответствия существующим сегодня геологическим и геофизическим материалам и с обязательной формулировкой своей точки зрения по каждому разбираемому вопросу.

Полагаю, что выход в свет книги К. Ф. Сергеева будет с интересом встречен широкими кругами советских геологов, а собранные автором и обобщенные в ней материалы будут широко обсуждаться и использоваться при разработке теории глобальной тектоники.

А. Янин

ВВЕДЕНИЕ

Одними из наиболее примечательных тектонических элементов структуры Тихоокеанского подвижного пояса являются системы поднятий островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов, которые в совокупности образуют естественный раздел между Евразийской континентальной глыбой и впадиной Тихого океана. Эти тектонические сооружения, для которых предложено название «островные системы» (Кинг, 1961; Косыгин, 1969), обычно сопровождаются наличием тыловых глубоководных впадин окраинных морей.

Область распространения островных систем является ареной наиболее интенсивно протекающего современного тектонического процесса Земли, что выражается прежде всего в высокоамплитудных перемещениях земной поверхности, интенсивном вулканизме и исключительно высокой сейсмичности этой области. Вряд ли будет преувеличением сказать, что именно эта область представляет собой одну из наиболее «оснащенных» природных лабораторий, которая позволяет изучать характер современного тектонического процесса, направленность эволюции земной коры в ходе тектогенеза и многое другое. Более того, с каждым годом появляются все новые и новые данные, свидетельствующие о структурно-тектонической индивидуальности этой области и всего Тихоокеанского подвижного пояса и подтверждающие выдвинутый В. И. Вернадским (1942) тезис о дисимметрии земной поверхности.

Обращаясь к характеристике данных, которые могут пролить свет на тектоническую природу Тихоокеанского подвижного пояса, Н. С. Шатский и А. А. Богданов (1957) отмечали следующее: «Если складчатости Европы и Западной Азии последовательно наращивали древние платформы, то Тихоокеанский пояс своими структурами окружает глубокую впадину океана. История этого кольца хорошо известна только с конца палеозоя. Она резко отличается от истории Атлантического сектора тем, что возраст складчатых структур здесь иной. Здесь хорошо выделяется мезозойская складчатость с образованием краевых прогибов и обилием рудоносных гранитоидов, которые отсутствуют в пределах Атлантического полушария планеты. Здесь выделяется также очень молодая кайнозойская складчатая зона, которая в настоящее время еще не завершила своего развития и является «живой» геосинклинальной областью. В ее прогибах сейчас образуются мощные вулканогенно-осадочные формации.

Таким образом, складчатость Тихоокеанского пояса по истории своего развития резко отличается от складчатости Европы и Западной Азии» (стр. 14—15).

Обращаясь позднее к проблеме Тихоокеанского пояса, Н. С. Шатский (1960) говорил о его специфике в гораздо более широком плане: «Тихоокеанский пояс по своему структурному положению и развитию имеет очень мало общего с западными складчатыми поясами герцинских и каледонских областей. Все наши европейские и восточноамериканские складчатые области развиваются между древними платформами, все время наращивая эти платформы, все время заполняя геосинклинальные

промежутки, остающиеся между уже сформировавшимися складчатыми полосами. Развитие складчатого Тихоокеанского пояса является совершенно противоположным. Он окружает глубоко погруженные области Тихого океана, отличающиеся, по-видимому, чрезвычайно мощным развитием вулканических процессов. При этом в пределах Европы и Западной Азии древние платформы наращиваются складчатыми зонами и с течением времени сами становятся все более и более устойчивыми. В Тихоокеанском поясе, напротив, наблюдаются процессы раздробления древних платформ, их ассимиляции позднейшей складчатостью... Таким образом, кроме обычного нормального развития складчатых зон, существует иная область — Тихоокеанская, подчеркивающая диссимметрию планеты, о которой много писал В. И. Вернадский. Как мне кажется, именно в этом и заключается истинный генетический смысл диссимметрии земной коры, не тот обычный смысл, который придавали ему, исходя из отсутствия или присутствия сил, а именно генетический смысл развития структуры» (стр. 16—17).

Большое внимание проблеме природы Тихоокеанского пояса уделено в работах А. Л. Яншина, который на основе анализа особенностей его строения и истории развития приходит к следующему заключению: «Можно с уверенностью сказать, что многие современные тектонические представления не возникли бы или были бы сформулированы существенно иначе, если бы изучение строения и развития земной коры начиналось не в Европе, а на берегах Тихого океана (Яншин, 1965, стр. 32).

Таким образом, Тихоокеанский подвижный пояс является весьма своеобразной тектонической структурой Земли не только с точки зрения современного тектогенеза, но и в смысле познания законов и особенностей геологического развития планеты в прошлом. Если учесть, что область распространения островных систем составляет основную массу данных для реставрации геологической истории пояса, то очевидно, что выяснение особенностей структуры последних и рассмотрение возможных условий их формирования являются одной из важнейших задач геолого-геофизических исследований пограничных областей между континентами и впадиной Тихого океана. Необходимость решения этой задачи тем более ясна, что выяснение тектонической природы островных систем будет во многом способствовать решению проблемы возникновения и последующей эволюции Тихоокеанского подвижного пояса, т. е. установлению законов развития значительной части планеты по крайней мере на новейшем этапе.

До настоящего времени почти все разработки вопросов тектонической природы островных систем базировались на материалах, относящихся к зарубежным территориям и акваториям. В последние десятилетия положение, однако, существенно изменилось. В частности, накоплен большой фактический материал, характеризующий особенности морфологии, геологического строения, глубинной структуры и динамики единственной в СССР Курильской островной системы,— материал, который вынуждает обратиться к рассмотрению этой проблемы на новом уровне знаний.

Основная задача, которую автор ставил перед собой в процессе исследования, заключалась в выяснении условий возникновения и вероятного механизма формирования островных систем северной и северо-западных областей Тихого океана. При этом, конечно, не предполагалось решить все вопросы, так или иначе связанные с существованием этих замечательных структурных элементов лика нашей планеты, поскольку для этого были необходимы усилия широкого круга специалистов разного профиля. Думается, что читатель без труда увидит, какие из затрагиваемых в работе вопросов могут считаться в той или иной степени решенными, а какие могут быть оценены лишь в плане их постановки.

Поставленная задача решалась на примере Курильской островной системы с привлечением материалов по ряду других систем. Систематизация и анализ огромного количества данных геологических, геофизических, биологических, океанологических и других исследований несколько облегчались тем, что автор длительное время (с 1957 г.) принимал непосредственное участие в геологических работах на Курильских островах и имел возможность ознакомиться с геологическими особенностями Командорских островов.

Автор на протяжении целого ряда лет пользовался помощью и консультациями К. В. Боголепова, Г. М. Власова, Ю. А. Косыгина, Л. И. Красного, Ю. А. Кузнецова, Е. А. Радкевич и А. Л. Яншина. Многие из рассматриваемых в работе вопросов обсуждались при участии А. К. Башарина, О. А. Вотеха, О. А. Мельникова, Ю. Л. Неверова, Ю. А. Павлова, Л. М. Парфенова, Б. Н. Пискунова, В. А. Соловьева, Н. А. Соловьевой, М. И. Стрельцова, Р. З. Тараканова, И. К. Туезова, В. И. Федорченко и Б. М. Чикова. Всем перечисленным лицам автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность. С благодарностью он отмечает и нелегкий труд сотрудников отдела оформления СахКНИИ, а также Т. П. Некрасовой по технической подготовке рукописи к печати.

Особенно глубокую благодарность автор выражает А. Л. Яншину, внимательно ознакомившемуся с рукописью, сделавшему по ней много критических замечаний и давшему много ценных советов по улучшению работы.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В составе Курильской островной системы отчетливо обособляются два крупных сопряженных морфоструктурных элемента — поднятие Курильской островной дуги и Курило-Камчатский глубоководный желоб. С северо-запада непосредственно к поднятию островной дуги примыкает Южно-Охотская глубоководная впадина (рис. 1).

Подобный морфологический комплекс нередко считается характерным для всех районов островных систем Восточной Азии (Затонский и др., 1961); однако, как справедливо отметил Ю. М. Пушаровский (1972), глубоководные впадины окраинных морей занимают относительно последних различное тектоническое положение. Тем не менее Южно-Охотская впадина рассматривается в работе совместно с Курильской островной системой, поскольку многие из тектонических особенностей последней трудно представить без рассмотрения ее строения и вероятной геологической истории.

Южно-Охотская впадина расположена в южной части акватории Охотского моря и имеет максимальную глубину 3372 м. По изобате 3000 м она имеет в плане форму треугольника, обращенного своим основанием на юго-запад, где ее наибольшая ширина составляет около 250 км.

В районе пролива Крузенштерна впадина резко сужается, превращаясь в узкий крутосклонный желоб, который, быстро уменьшаясь в глубинах, протягивается в северо-восточном направлении до шельфа Южной Камчатки.

От дна центральной части Охотоморского бассейна Южно-Охотская впадина отделена значительным уступом донного рельефа, максимальная крутизна которого (до 10°) приурочена к интервалу глубин 2000—3000 м. Другие борта впадины также характеризуются значительной крутизной, что резко контрастирует с ее широким плоскоравнинным дном, полого наклоненным в юго-восточном направлении, т. е. к Курильскому островному поднятию. Этот давно установленный факт (Удинцев, 1955а) хорошо объясним наличием недавних погружений дна впадины, поскольку в пределах Большой гряды Курильских островов начиная по крайней мере с раннего миоцена весьма интенсивно проявляются вулканические процессы, поставляющие массу материала в смежные депрессионные зоны. Можно даже думать, что наибольшие новейшие опускания дна впадины происходили в тех ее районах, которые непосредственно примыкают к Курильским островам. В самом деле, если бы Южно-Охотская впадина представляла собой, как это нередко считается (Васильковский, 1962, 1963; Сычев, 1969, и др.), тектонически неактивную реликтовую океаническую структуру, обособившуюся от океана в результате роста вулканического поднятия Курильской островной дуги, то совершенно очевидно, что вулканический материал, длительно (по крайней мере с раннего миоцена) поступающий с этого поднятия, накапливаясь в основной своей массе в юго-восточной части впадины, должен был бы обусловить наклон ее дна не в юго-восточном, а в северо-западном направлении.

Наибольшей расчлененностью характеризуется юго-восточный борт впадины, где отмечается большое количество подводных вулканических построек и гор, крутизна склонов которых достигает 20—28° (Марков и др., 1967). Северо-западный борт расчленен многочисленными подводными долинами, спускающимися со склона возвышенности Академии наук; западный борт осложнен долинами и хребтами, которые являются продолжением хребтов и межгорных депрессий Хоккайдо.

Курильское островное поднятие на дневной поверхности выражено цепочкой одноименных островов, которые, как показали океанологические исследования (Удинцев, 1955*а, б*; 1956; 1957*а, б*; 1960; 1961; 1967; Безруков и др., 1958; Канаев, Ларина, 1959, и др.), представляют собой выступающие над уровнем вод Охотского моря и Тихого океана вершины двух крупных подводных хребтов, разделенных продольно ориентированной депрессионной зоной. Это горное сооружение, имеющее ширину от 100—110 км в средней части до 160 км в северной и более 200 км в южной, возвышается над дном прилегающей с северо-запада Южно-Охотской впадины более чем на 5000 м, а над ложем Курило-Камчатского глубоководного желоба — почти на 12 000 м. Наибольшие высоты вершин хребтов над уровнем океана составляют 1500—1800 м, достигая иногда (вулкан Алаид) отметки более 2300 м.

Восточный подводный хребет в юго-западной части фиксируется цепью мелких островов Малой Курильской гряды и обычно называется внешней дугой (зоной); западный на поверхности выражен многочисленными островами Большой Курильской гряды, относимыми к внутренней дуге или зоне (рис. 2).

Малая Курильская гряда имеет длину около 100 км и отделена от п-ова Немуро (о. Хоккайдо) мелководным Советским проливом шириной около 8 км. В ее состав входят острова Танфильева, Анучина, Юрий, Демина, Зеленый, Полонского, Осколки и Шикотан. Северо-восточнее последнего гряда прослеживается в виде возвышенностей подводного хребта Витязь почти до южной оконечности Камчатки.

Большая Курильская гряда отчленена от Малой гряды мелководным Южно-Курильским проливом и протягивается параллельно ей почти на 1250 км, отделяясь от п-ова Сиретоко (о. Хоккайдо) Кунаширским проливом, а от п-ова Камчатка — Первым Курильским проливом шириной около 12 км.

Проливами Буссоль и Крузенштерна глубиной до 2000 м и более. Большая гряда расчленена на три звена (группы островов) — Южное,

Рис. 1. Геоморфологическая схема Курильской островной системы

- 1 — шельфовая равнина центральной части Охотского моря;
- 2 — внутренний (Большекурильский) хребет;
- 3 — Южно-Охотная глубоководная впадина;
- 4 — внешний (Малокурильский) хребет;
- 5 — Курило-Камчатский глубоководный желоб;
- 6 — межгрядовая депрессия;
- 7 — окраинный океанический вал Зенкевича;
- 8 — современная абразионно-аккумулятивная островная отмель;
- 9 — контуры уступа материкового склона (а) и Южно-Охотской глубоководной впадины по изобате 3000 м (б)

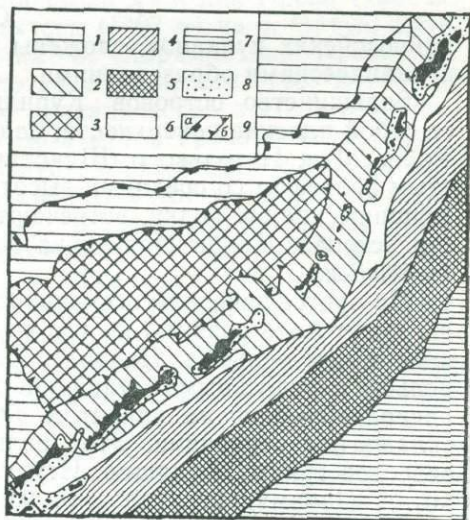




Рис. 2. Обзорная карта района Курильских островов

кайнозойских вулканов, сложены древними (видимо, верхнемеловыми) вулканическими образованиями.

Большинство островов Курильской островной гряды представляет собой плоские поверхности, поднятые над уровнем океана на высоту около 20 м. И только о. Шикотан характеризуется низкогорно-холмистым рельефом со средними высотами около 200—250 м. Более высокие вершины крайне редки, встречаются в основном в северо-западной части острова. Наивысшая точка острова — гора Шикотан имеет отметку 412,6 м.

По орографическим особенностям острова Большой Курильской гряды могут быть разбиты на три группы, различающиеся по преобладающим типам рельефа. Наиболее распространен вулкано-тектонический рельеф с отдельными вулканическими постройками или массивами, расположенными на поднятом на различную высоту дочетвертичном складчатом основании. Этот рельеф свойствен большинству крупных островов гряды (Кунашир, Итуруп, Уруп, Симушир, Онекотан, Шишкотан, Парамушир), где в то же время участками развиты и формы рельефа, рассматриваемые ниже. Вулканический (или денудационно-

Среднее и Северное. Южное звено включает три крупных острова — Кунашир, Итуруп, Уруп, а также мелкие вулканические острова — Черные Братья и Броутона. Среднее звено на юго-западе начинается с о. Симушир, северо-восточнее которого располагаются острова Кетой, Ушишир, Рашуа, Матуа, Райкоке, а также множество отдельных скал. В состав Северного звена входят острова Ловушки, Чиринкотан, Экарма, Шишкотан, Харимкотан, Онекотан, Маканруши, Анциферова, Парамушир, Атласова и Шумшу.

Общая площадь островной суши составляет около 10 100—10 200 км², причем из них примерно 9800 км² приходится на острова Большой Курильской гряды. Площади отдельных наиболее крупных островов изменяются от 60 до 3000 км² и более (табл. 1).

В орографическом отношении островам Большой и Малой Курильских гряд свойственны существенные различия.

Острова Малой гряды вместе с п-овом Немуро представляют собой поднятые над уровнем моря вершины юго-западного окончания подводного хребта Витязь, характеризующиеся денудационно-тектоническим типом рельефа. Здесь неизвестны молодые вулканические сооружения, столь характерные для Большой Курильской гряды. Возвышенности Ноторо и Томари (о. Шикотан), рассматриваемые отдельными исследователями (Горшков и др., 1964; Корсунская, 1958; Саса, 1932) как постройки потухших

Размеры Курильских островов

Остров	Площадь, км ²	Длина, км	Ширина, км	Остров	Площадь, км ²	Длина, км	Ширина, км
Большая Курильская гряда				Шумшу	390	30	До 20
Итуруп	3200	200	6,5—30	Симушир	340	60	2,5—12
Парамушир	2050	100	15—25	Малая Курильская гряда			
Кунашир	1440	123	6—30	Шикотан	260	23	9
Уруп	1430	117	До 20	Зеленый	60	10	6
Онекотан	430	42	7,5—17,5				

вулканический) рельеф характерен для большинства мелких островов средней части гряды, которые представляют собой вулканические постройки, выходящие из-под уровня океана (острова Черные Братья, Броутона, Кетой, Расшуа, Райкоке, Экарма, Чиринкотан, Маканруши, Атласова и др.). Наконец, абразионный и аккумулятивный типы рельефа характерны лишь для о. Шумшу, южной оконечности п-ова Камчатка (мыс Лопатка), некоторых районов о. Парамушир и других крупных островов Большой Курильской гряды.

Очень ограниченным развитием пользуются также ледниковые формы рельефа (о. Парамушир), представленные главным образом глубокими троговыми долинами с моренными накоплениями.

По высотным характеристикам и степени расчлененности поверхности здесь выделены (Корсунская, 1958) горный, холмистый и равнинный типы рельефа.

Наиболее широко развит горный рельеф с высотами от 300 до 2000 м; он подразделяется на высокогорный с высотами более 2000 м, среднегорный — от 1000 до 2000 м и низкогорный — 300—1000 м.

Высокогорный рельеф пользуется крайне ограниченным развитием. К этому типу может быть отнесен лишь вулкан Алайд (о. Атласова) с абсолютной отметкой 2339 м.

Среднегорный рельеф широко распространен на всех крупных и некоторых мелких островах гряды (Кунашир, Итуруп, Уруп, Симушир, Кетой, Экарма, Харимкотан, Онекотан, Маканруши, Парамушир). К этой категории относятся отдельные вулканические постройки: Тятя (1822 м) и Руруй (1486 м) на о. Кунашир, Беретарубе (1222 м) и Атсонопури (1205 м) на о. Итуруп, Мильна (1526 м) и пик Прево (1261 м) на о. Симушир, Кетой (1172 м) и Сарычева (1497 м) на о. Матуа, Экарма (1171 м) и Севергина (1145 м) на о. Харимкотан, Креницына (1327 м) и Немо (1019 м) на о. Онекотан, Маканруши (1169 м), Фусса (1772 м) на о. Парамушир, а также вулканические хребты и группы вулканов. Это вулканические хребты Богатырь и Грозный (о. Итуруп), Криштофовича и Петра Шмидта (о. Уруп), Карпинского и Вернадского (о. Парамушир). Наиболее возвышенными участками их являются соответственно вулканы Стокап (1639 м), Тебенькова (1212 м), Ивао (1426 м), гора Шмидта (1031 м), вулканы Чикуруачки (1815 м) и Козыревского (1160 м). Групповое расположение вулканов отчетливо представлено на островах Итуруп (район кальдеры Медвежьей) и Уруп (группа вулканов Колокол).

К низкогорному рельефу принадлежат сильно расчлененные хребты, сложенные третичными образованиями на островах Кунашир (хр. Докучаева), Итуруп (северный участок хр. Богатырь), Уруп (юго-западные отроги хр. Петра Шмидта и северо-восточное окончание хр. Шокальского) и Парамушир (хр. Левинсона-Лессинга и юго-западная часть хр. Вернадского). К этой же категории относятся вулканические по-

стройки многих мелких островов — Чирпой (661 м), Броутона (800 м), Ушишир (401 м), Расшуа (956 м), Райкоке (551 м), Чиринкотан (742 м), Ширинки (761 м), а также отдельные вулканы на крупных островах гряды.

Холмистый рельеф, характеризующийся высотами от 100 до 300 м, встречается изолированными участками на островах Кунашир, Итуруп, Уруп и Парамушир и представлен обычно сильно расчлененными морскими террасами.

Равнинному рельефу в большинстве случаев свойственны высоты менее 300 м, однако имеются выровненные поверхности и на больших абсолютных отметках. К этому типу относятся прежде всего морские террасы и поверхности древнего выравнивания, лавовые плато, перешейки, аллювиальные и прибрежно-морские равнины.

Морские террасы широко распространены на островах Большой Курильской гряды и расположены на разных высотах — от 5 до 200 м. По данным различных авторов, количество террасовых уровней колеблется от 3 до 10. Так, Г. М. Власов (1964) и Г. В. Корсунская (1958) выделяют следующие уровни: 15—25 м; 20—40; 40—60; 80—120; 140—180 и 200—240 м; В. И. Федорченко и Б. Н. Пискунов (1975 г.) — 3—7 м; 20—40; 80—120; 200—250 (до 300) м; В. К. Грабков (1975) — 2—3 м; 5—7; 15—20; 60—80; 120—150 и 200—250 м. Существенно отличными от приведенных, но, на наш взгляд, недостаточно обоснованными являются взгляды В. Ф. Канаева (1960), согласно которому «среди большого количества разновысотных террас Курильских островов не имеется четко выраженных уровней, которые прослеживались бы на всех островах. Только терраса высотой 20—30 м наиболее широко развита на большинстве островов гряды» (стр. 221). Столь значительное разнообразие взглядов по вопросу о количестве морских террас и их латеральной выдержанности во многом обусловлено слабой разработанностью схемы стратиграфии четвертичных образований и известными трудностями в идентификации разобобщенных уровневых поверхностей.

На островах Малой Курильской гряды, кроме современного пляжа, всеми авторами отмечается обычно один террасовый уровень с высотами до 60 м.

Ширина террас повсеместно подвержена значительным колебаниям (от нескольких десятков метров до 5—7 км), при этом она более значительна на побережье Тихого океана. В этом отношении интересен о. Шумшу, поверхность которого представляет собой 130—150-метровую террасу, прослеживающуюся на п-ов Камчатка (мыс Лопатка) и в северо-восточную часть о. Парамушир. Это единственный участок Большой гряды, где рельеф генетически близок к рельефу островов Малой Курильской гряды, что еще более подчеркивается отсутствием здесь вулканических построек.

На ряде островов развиты морские террасы с отметками менее 15 м, которые иногда протягиваются через весь остров от побережья океана до побережья Охотского моря, образуя низменные перешейки (например, перешеек Ветровой на о. Итуруп). Нередко они переходят в валунно-галечниковые прибрежно-морские равнины, которые в приустьевых частях крупных рек в свою очередь сменяются аллювиальными равнинами (бассейны рек Шимоюр и Тухарки на о. Парамушир). Образование этих низких выровненных форм рельефа обычно связывается с последней ингрессией моря (Власов, 1964).

Наиболее высокие уровневые поверхности прослеживаются на всех крупных островах гряды, являясь остатками поверхностей древнего выравнивания. Их формирование связано с физическим и химическим выветриванием горных пород в условиях относительной стабилизации тектонических движений (Корсунская, 1958). Вопрос о возрасте и количестве этих поверхностей остается дискуссионным, хотя они, несомненно,

древнее расположенных на них четвертичных вулканических построек. Правда, отдельные авторы считают, что они отсутствуют (Шилов и др., 1964); однако большинство исследователей (Корсунская, 1958; Власов, 1959, 1964; Горячев, 1960; Никольский, 1964; Сергеев, 1966 и др.) отмечают развитие поверхностей древней денудации на островах Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир, Симушир и ряде других. Наиболее высокая поверхность выравнивания с высотами 700—900 м на фланговых островах гряды (Кунашир, Итуруп, Парамушир), значительно понижается в ее центральной части (Власов, 1959; Горячев, 1960).

Следующей разновидностью равнинного рельефа являются вулканические (лавовые) плато, представляющие собой сохранившиеся от разрушения «останцы» лавовых потоков и покровов на поверхностях древнего выравнивания и морских террас.

Своеобразной формой рельефа являются равнинные перешейки островов. В большинстве случаев они ограничены разломами и представляют собой наложенные поперечные грабены, часто выполненные рыхлыми морскими или аллювиально-морскими отложениями (острова Итуруп, Кунашир). Не менее характерны намывные перешейки (о. Атласова) и пересыпи типа «томболо», посредством которых отдельные изолированные вулканические постройки причленены к островным глыбам (вулкан Атсонопури, о. Итуруп).

На основании сказанного очевидно, что особенности рельефа Курильских островов в основном определяются вулканическими и тектоническими факторами, активно действующими и в настоящее время. Вулканические процессы, за редкими исключениями (кальдерообразование и формирование обширных бухт), приводят к последовательному расширению островной суши, тогда как тектонический фактор проявляется как в форме созидания, так и в форме разрушения надводного рельефа.

Разделяющая горные хребты Центрально-Курильская депрессия отчетливо выражена лишь в центральной части поднятия (от о. Уруп на юго-западе до о. Шиашкотан на северо-востоке), где внешний хребет, представляемый поднятием Малой Курильской гряды и продолжающим его подводным хребтом Витязь, четко отчленен от внутреннего. На северном и южном участках она выражена неотчетливо; в результате этого внешний хребет, разорванный в средней части гряды на два самостоятельных звена, непосредственно сливается с внутренним хребтом и образует единое горное сооружение (Затонский и др., 1961). В этой связи развиваемое Г. М. Власовым (1964) положение о том, что Центрально-Курильская впадина «...представляет собой продолжение Центральной Камчатской депрессии...» (стр. 630), нуждается в существенных коррективах, ибо не находит геоморфологического подтверждения.

Так же как для участков суши, для донного рельефа Курильской островной дуги характерно наличие выровненных поверхностей нескольких глубинных уровней (Удинцев, 1957а; Власов, 1964).

Наиболее четко выраженной из них является материковая отмель (шельф), обрамляющая берега Курильских островов и характеризующаяся глубинами от 100 до 150 м (редко до 170—180 м). Ширина ее по простиранию гряды подвержена значительным изменениям, достигая максимальной величины на ее юго-западном и северо-восточном участках. В районе островов Среднего звена Большой Курильской гряды материковая отмель выражена неотчетливо и характеризуется наименьшей шириной.

Тем не менее в характере поведения материковой отмели отмечается (Власов, 1964) общая закономерность, согласно которой «ширина отмели в общем увеличена в сторону Тихого океана, что согласуется с большей шириной морских террас у тихоокеанских берегов островов» (стр. 630).

Предполагается (Удинцев, 1957а), что материковая отмель представляет собой абразионно-аккумулятивную поверхность, сформировавшуюся в результате эвстатического понижения уровня Мирового океана во время последнего оледенения. Подобные же соображения были высказаны ранее Молленграффом (Штилле, 1964) по поводу происхождения плоско выровненной поверхности западной части Зондского архипелага, объединяющей в единое целое полуострова Индокитай и Малакка вместе с островами Суматра, Ява, Калимантан и группой островов Филиппинского архипелага. Эти взгляды являются достаточно аргументированными, если принять во внимание величину поднятия уровня Мирового океана после поздневисконсинского (17—20 тыс. лет назад) понижения уровня моря в результате оледенения, определяемую Пенком в 100—150 м (Штилле, 1964), Дж. Карреем (1968) — в 110—125 м, а Ф. Шепардом (1951) — в 132 м. На фоне значительных масштабов плейстоценовых оледенений планеты приведенные цифры не кажутся завышенными, ибо, согласно подсчетам. Р. В. Ван Беммелена (1957), таяние современных материковых льдов могло бы дополнительно поднять уровень Мирового океана на 50—55 м.

На основании сказанного есть возможность полагать, что в период плейстоценовых оледенений конфигурация суши в районе Курильских островов была существенно отличной от ее современных очертаний. Остров Кунашир, расположенный в юго-западной части островной дуги, вместе с островами Малой Курильской гряды представлял в то время одно целое с восточными полуостровами Хоккайдо. Последний непосредственно соединялся с островами Сахалин и Хонсю, а также с расположенными юго-западнее другими островами Японского архипелага, которые в совокупности образовывали непрерывную полосу суши шириной не менее 200—250 км. В районах Северного Сихотэ-Алиня и на юге п-ова Корея она непосредственно примыкала к континенту, так как современные глубины в проливах Невельского и Цусимском составляют менее 100 м. Следовательно, Японское море являлось внутренним закрытым морем Евразийского континента. Острова Итуруп и Уруп характеризовались несколько большими, нежели ныне, размерами; при этом о. Уруп протягивался в северо-восточном направлении до о-вов Черные Братья включительно. В северо-восточной части дуги располагался крупный массив, протягивающийся от о. Шиашкотан до о. Онекотан включительно. Сравнительно нешироким проливом он был отделен от п-ова Камчатка, южная часть которой включала в себя острова Парамушир и Шумшу, окружающую их шельфовую зону и выровненную поверхность хребта Витязь на глубине 100—170 м. И только в районе Среднего звена Большой Курильской гряды контуры плейстоценовой суши, по-видимому, были близки к современным. К сказанному следует добавить, что площадь, занимаемая Охотским морем в это время, была существенно меньше, нежели в настоящее время.

Изложенные представления справедливы для предположения о видоизменении контуров суши только в результате колебаний уровня Мирового океана. Если же учесть плейстоценовые перемещения земной поверхности, среди которых значительную роль играли ее нисходящие движения, а также действие приливно-отливных течений, то можно думать, что площадь плейстоценовой суши в период последнего (виурмского или поздневисконсинского) оледенения была еще больше. Косвенно об этом свидетельствует чрезвычайно низкая степень эндемизма флоры и фауны Курильских островов (Воробьев, 1963; Воронов, 1973); при этом многие эндемы «представляют собой эндемичные расы, не резко обособленные от близких видов» (Егорова, 1968, стр. 167).

Значительной сложностью морфологии дна характеризуется район подводного хребта Витязь. Как отмечает Г. М. Власов (1964), «особенностью хребта является развитие на его вершине поверхностей вырав-

нивания, образующих несколько ступеней, понижающихся от южного и северного окончаний хребта по направлению к средней части Курильской гряды. На юге выровненная поверхность хребта имеет те же отметки, что и материковая отмель, и сливается с ней. Далее к северу наблюдается другая поверхность выравнивания, внешний край которой лежит на глубине 218 м. Еще далее устанавливается на значительной площади поверхность выравнивания на глубине порядка 500—700 м. Ближе к проливу Буссоль встречена новая поверхность с глубиной внешнего края в пределах 900—1160 м. Подобно этому, и при движении от Камчатки к югу на вершине хребта наблюдается смена выровненной шельфовой поверхности второй выровненной поверхностью с глубиной внешнего края порядка 450 м. В районе пролива Крузенштерна наблюдаются три ступени выравнивания с глубинами 450; 140—200 и 118—120 м» (стр. 632).

Поскольку на протяжении последних 40 тыс. лет максимальные понижения уровня моря, видимо, не превышали 145 м (Каррей, 1968), то происхождение поверхностей выравнивания подводного хребта Витязь, расположенных гипсометрически ниже материкового шельфа или островной отмели, невозможно объяснить только эвстатическими колебаниями уровня океана. Эти поверхности являются скорее всего участками некогда единой поверхности (материковый шельф), перемещенной по системам сколов на различную глубину уже в голоценовое время. Сказанное выше позволяет поддержать представление Г. М. Власова (1964) о недавних значительных погружениях средней части подводного хребта Витязь.

Морфология рельефа подводной части поднятия Большой Курильской гряды, особенно его северо-западного склона, усложнена многочисленными (60) подводными вулканами и горами вулканического происхождения. Последние обычно характеризуются незначительной крутизной склонов (около 15—18°); это, по мнению Г. М. Власова (1964), может свидетельствовать об андезитовом составе слагающих их вулканических продуктов. На больших глубинах нередко они имеют уплощенные вершины, созданные процессами выравнивания в условиях волнового воздействия субаэралы (Удинцев, 1955б).

Со стороны Тихого океана к Курильскому островному поднятию непосредственно примыкает Курило-Камчатский глубоководный желоб, ширина которого по изобате 6000 м, составляет в среднем от 50 до 100 км. На широте Сангарского пролива через небольшую седловину он сочленен с Японским желобом под углом 130°, а на северо-востоке под углом 70° подходит к Алеутскому желобу, отделяясь от него небольшой зоной поднятий. Максимальная глубина желоба составляет 10 542 м (Удинцев, 1960), что уступает лишь глубине Марианского желоба (10 863 м).

Описывая геоморфологические особенности желоба, Л. К. Затонский и др. (1961) отмечают, что «на всем протяжении Курило-Камчатский желоб имеет характерный V-образный поперечный профиль. Крутизна склонов желоба составляет в среднем 7°, причем в верхней части склоны имеют крутизну всего 5—6, а в нижней до 20—25°. Склоны желоба повсеместно разбиты на систему тектонических уступов и ступеней, местами имеющих довольно значительную протяженность... Ступенчатый профиль склонов характерен для всех океанических желобов и свидетельствует о широком развитии разрывных дислокаций» (стр. 125). И далее, «...когда мы говорим о V-образном профиле Курило-Камчатского желоба, то допускаем некоторую неточность. Действительно, в общем профиль желоба имеет такую форму, но в самой нижней части его почти повсеместно наблюдается полоса плоского выровненного аккумулятивного дна... Ширина плоского дна ... колеблется от 1 до 20 км и большей частью равна примерно 5 км» (стр. 126).

Вдоль восточного склона Курило-Камчатского желоба протягивается широкое валообразное поднятие, ограничивающее ложе Тихого океана (Удинцев, 1960). Подобные формы донного рельефа широко распространены в северо-западной части последнего и рассматриваются Г. Б. Удинцевым в качестве специфических океанических структур, которые в процессе своего развития могут преобразовываться в подводные хребты и островные дуги.

Соглашаясь с этим автором в том, что окраинные океанические валы действительно представляют собой своеобразные тектонические элементы океанического дна, нужно отметить их вполне определенную тектоническую позицию, не позволяющую рассматривать окраинные валы наравне с такими не менее своеобразными структурами, как пространственно и структурно сопряженные с ними островные системы. Входящие в состав последних островные дуги (поднятия) характеризуются: обычно значительной (15—40 км) мощностью земной коры, подошва которой, как правило, почти зеркально отображает рельеф земной поверхности; высокой сейсмичностью и интенсивным вулканизмом; высокоамплитудными и контрастными перемещениями земной поверхности. В то же время окраинные океанические валы характеризуются по тем же признакам противоположными особенностями. Мощность земной коры в их пределах не превышает 10 км; рельеф поверхности Мохоровичича при этом в целом повторяет рельеф океанического дна; для них не характерны ни сейсмические, ни вулканические проявления; если новейшие перемещения и имеют место, то не являются контрастными. Следует, наконец, отметить, что окраинные океанические валы распространены только в пределах океанического блока коры, а островные дуги — в пределах континентального. При этом продолжение структур островных дуг нередко проявляется в складчатых областях смежного континента.

Другими словами, окраинные океанические валы и островные дуги должны рассматриваться как совершенно разные категории тектонических структур. В этом случае, конечно, трудно предполагать возможность протекания по обрамлению океана таких геологических процессов, которые могли бы привести в конечном итоге к преобразованию окраинных океанических валов в структуры типа островных дуг.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Вулканическая зона Курильских островов является частью гигантской по протяженности цепи вулканов, опоясывающей по периферии впадину Тихого океана. В ее пределах насчитывается около 70 надводных и 60 подводных вулканов и гор вулканического происхождения (рис. 3), причем примерно половина надводных вулканов относится к категории действующих или находящихся в сольфатарно-фумарольной стадии активности. Все известные четвертичные и современные вулканические постройки приурочены к Внутренней дуге, образованной островами Большой Курильской гряды; на Внешней дуге (Малая гряда) достоверно установленные четвертичные вулканы отсутствуют.

Наиболее полные данные о вулканах Курильских островов приведены в работах Г. С. Горшкова (1967), Г. С. Горшкова и его соавторов (1964), Е. К. Мархинина (1959), Р. И. Родионовой и ее соавторов (1966), В. И. Федорченко (1969) и др. Характеристика подводных вулканов и гор вулканического происхождения дана в ряде работ сотрудников Института океанологии АН СССР (Безруков и др., 1958, и др.).

Далее приведен список четвертичных вулканических центров Курильских островов (табл. 2), составленный на основании данных упомянутых исследователей. Вулканы подразделены на три категории: действующие, находящиеся в сольфатарной и фумарольной стадиях и потухшие. К категории действующих здесь отнесены лишь вулканы, для которых известны извержения в историческое время; вулканы сольфатарно-фумарольной стадии рассматриваются обособленно, поскольку сведений об их извержениях за этот период не имеется. Следует, однако, иметь в виду, что приведенное подразделение является в известной мере условным, поскольку многие из вулканических центров обследованы слабо, а исторический период для Курильских островов очень короток (его нижний предел ограничен серединой XVIII столетия). Вследствие постоянно слабой заселенности островов отдельные извержения вулканов и в исторический период могли остаться незамеченными.

Согласно Г. С. Горшкову и его соавторам (1964), вулканические постройки Курильских островов характеризуются разнообразной формой. Примерно половина их является одиночными конусами — стратовулканами, почти треть представлена сложными формами типа Сомма-Везувий (рис. 4), менее распространены кальдера-вулканы и вулканические хребты.

В. И. Федорченко (1969) выделяет на Курильских островах четыре генетических типа вулканов, основываясь на составе слагающих их продуктов и истории формирования.

Вулканы первого типа сложены лавами и пирокластическим материалом базальтового и андезито-базальтового состава (Алайд — о. Атласова, Атсонопури — о. Итуруп, Тятя — о. Кунашир и др.). Для них характерны позднелайстоценовый или голоценовый возраст и обычно значительная современная активность. «Все особенности вулканов данного типа можно удовлетворительно объяснить, исходя из предположения о том, что их питание осуществляется за счет родоначаль-

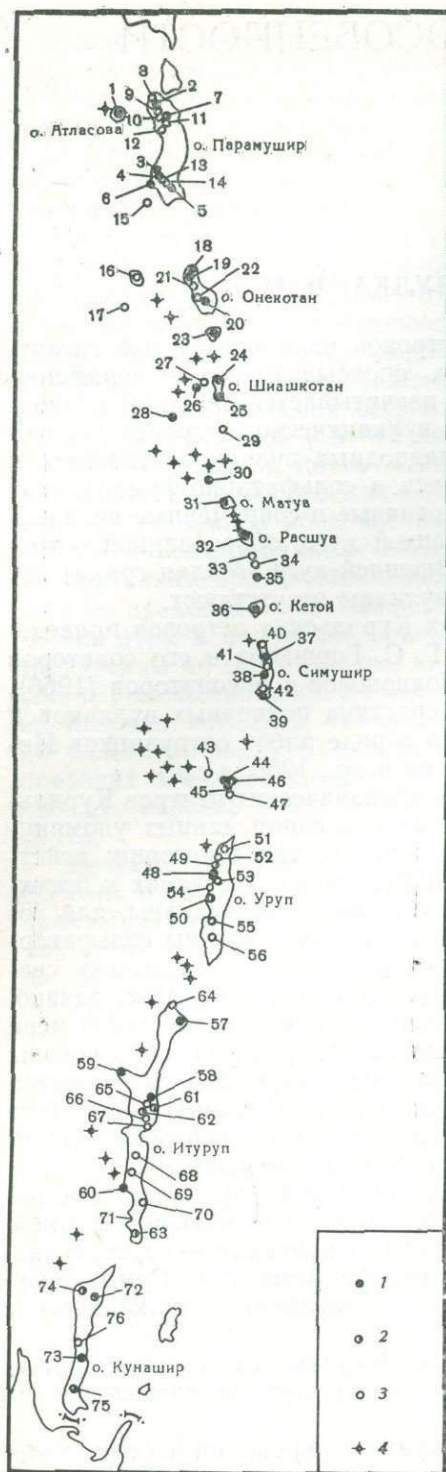


Рис. 3. Схема размещения четвертичных вулканических построек (цифры соответствуют номерам в табл. 2)

1—3 вулканы наземные: 1 — действующие, 2 — фумарольно-сульфатарной стадии, 3 — потухшие; 4 — вулканы подводные

ного магматического расплава, который генерируется в верхней мантии и вследствие высокой активности вулканов не успеваает подвергнуться существенному влиянию процессов кристаллизационной дифференциации на пути к дневной поверхности. Внутрикоровые периферические очаги под ними, по-видимому, отсутствуют» (Федорченко, 1969, стр. 101).

Наиболее распространены вулканы второго типа, представляющие собой сложно построенные лавово-пирокластические вулканические массивы (вулкан Мильна — о. Симушир, Богдана Хмельницкого — о. Итуруп и др.) и вулканические хребты (хребты Вернадского и Карпинского — о. Парамушир, Богатырь и Грозный — о. Итуруп и др.). В их сложении участвует широкий ряд пород — от базальтов до андезито-дацитов, при резком преобладании двупироксеновых андезитов; это объясняется наличием под постройками промежуточных магматических очагов, где широко проявляются процессы кристаллизационной дифференциации расплавов. По сравнению с вулканами первого типа эти вулканы являются более древними, хотя современная активность присуща и им.

Вулканы третьего типа — это по сути дела вулканы второго типа, осложненные кальдерами (вулканы Заварицкого и Броутона — о. Симушир, Медвежий — о. Итуруп, Головина — о. Кунашир и др.).

Наконец, к вулканам четвертого типа В. И. Федорченко относит мелкие экструзии риолитов и дацитов, являющиеся одноактными моногенными образованиями. Особенно многочисленны они на о. Кунашир.

Значительным разнообразием отличаются также вулканические извержения. Отмечены почти все типы извержений, за исключением гавайского, хотя наиболее характерными являются извержения стромболианского и вулканского типов. Во многих случаях извержения происходили в форме выжимания экструзивных куполов и нередко сопровождалась образованием раскаленных лавин и палящих туч. Интерес-

Четвертичные вулканы Курильских островов

Остров	Вулканический центр		
	действующий	сульфатарной и фумарольной стадий	потухший
Алаид Парамушир	Алаид (1) — 1933—1934 Эбеко (2) — 1963 Чикурачки (3) — 1964 Татарина (4) — ? Карпинского (5) — 1952 Фусса (6) — 1854	Билибина (7)	Ветровой (8) Богдановича (9) Козыревского (10) Вернадского (11) Ферсмана (12)? Ломоносова (13) Архангельского (14) Ширинки (15) Маканруши (16) Вулкан без названия (17) Шестакова (21) Крыжановского (22)
Ширинки Маканруши Скалы Авошь Онекотан	Асырминтар (18) — 1938 Немо (19) — 1906 Креницына (20) — 1952 Севергина (23) — 1933 Синарка (24) — 1855 Кунтоминтар (25) — 1872		Восточный Экарма (27)
Харимкотан Шиашкотан	Экарма (26) — 1767—1769		
Экарма	Чирикотан (28) — 1878—1889		Вулкан без названия (29)
Чирикотан	Райкоке (30) — 1924 Сарычева (31) — 1960 Расшуа (32) — 1957		Карлик (33) Средний (34)
Скалы Каменные Ловушки Райкоке Матуа Расшуа Скалы пролива Среднего Ушишир Кетой Симушир	Ушишир (35) — 1884 Кетой (36) — 1924 Прево (37) — первая половина XIX столетия Заварицкого (38) — 1957 Горящая сопка (39) — 1914, 1944?		Уратман (40) Иканмикот (41)? Миельна (42)?
Броутона Чирпой	Чирпой (44) — 1857 Сноу (45) — 1879	Черного (46)	Броутона (43)
Брат Чирпоев Уруп	Берга (48) — 1951—1952	Трезубец (49) Три сестры (50)	Брат Чирпоев (47) Десантный (51) Антипина (52) Колокол (53) Борзова (54) Рудакова (55) Камуй (64)
Итуруп	Медвежий (57) — 1958 Баранского (58) — 1951 Чирп (59) — 1860 Атсонопури (60) — 1812 и 1932?	Мачеха (61) Иван Грозный (62) Бератарубе (63)?	Тебенькова (65)? Мотонопури (66) Ребуншири (67) Буревестник (68) Стокап (69) Урбич (70) Львиная пасть (71) Отдельный (76)
Кунашир	Тятя (72) — 1812, 1973 Менделеева (73) — 1880	Руруй (74)? Головнина (75)	

Примечание. После названия вулканов в скобках приведены номера, указанные на рис. 3; для действующих вулканов отмечены также даты последних извержений.

но, что если на протяжении большей части четвертичного периода излияния лав были обычным явлением, то в настоящее время резко преобладают эксплозивные извержения.

Хорошей иллюстрацией современной вулканической активности Курильских островов являются данные табл. 3.

Среднегодовое поступление на дневную поверхность глубинного материала за отмеченный интервал времени составляет $0,07891 \text{ км}^3$, в том числе $0,07761 \text{ км}^3$ пирокластики, $0,00018 \text{ км}^3$ эффузивов и $0,00112 \text{ км}^3$ экструзивной лавы.

Если интенсивность современного вулканического процесса в материальном выражении распространить на весь четвертичный период (1 млн. лет), то можно считать, что за это время вулканами было вынесено из глубин около 80 тыс. км^3 вещества. Согласно расчетам Е. К. Мархинина, на протяжении всей достоверно установленной (с кампана) геологической истории региона здесь было извергнуто более 6,5 млн. км^3 вещества, что примерно равно объему земной коры области (6,7 млн. км^3), ограниченной осевыми линиями Южно-Охотской впадины и Курило-Камчатского глубоководного желоба. Эти расчеты предприняты с целью рассмотреть среднюю интенсивность вулканического процесса на примере очень ограниченного (1930—1963 гг.) интервала времени и считать эту оценку характерной для промежутка более 70 млн. лет.

Приведенные расчетные данные нуждаются, однако, в некоторых комментариях. Во-первых, вызывает сомнение правомерность распространения этой расчетной величины, характеризующей среднегодовую интенсивность вулканического процесса, на интервал времени, превышающий 33-летний период наблюдений более чем в 2 млн. раз. Во-вторых, далеко не всегда ясно, какая часть вулканических продуктов является производной магматических расплавов мантийного происхождения, а какая — корового. И в-третьих, что, пожалуй, наиболее существенно для итоговых результатов, расчеты отнесены к непрерывному вулканическому процессу по крайней мере с кампана и поныне. С этим, однако, трудно согласиться, так как в верхнемеловых (Малая гряда) и неогеновых (Большая гряда) комплексах толщи вулканогенно-эффузивных пород обычно разделены пачками отложений, в которых первично-вулканический материал представлен в очень небольшом количестве или же вообще отсутствует. Следовательно, в позднем мелу и в неогене вул-

Таблица 3

Количество материала, извергнутого вулканами Курильских островов с 1930 по 1963 г. (Мархинин, 1967)

Вулкан, год извержения	Пирокластика		Эффузивы		Экструзивные породы		Всего км^3
	км^3	%	км^3	%	км^3	%	
Сарычева, 1930	0,5	100	—	—	—	—	0,5
Севергина, 1933	1,5	98,03	—	—	0,03	1,96	1,53
Такетоми, 1934	0,037	90,24	0,004	9,76	—	—	0,041
Эбеко, 1934	0,005	100	—	—	—	—	0,005
Сарычева, 1946	0,5	100	—	—	—	—	0,5
Креницына, 1952	0,011	73,33	—	—	0,004	26,66	0,015
Заварицкого, 1957	0,005	50	0,002	20	0,003	30	0,010
Чикурачки, 1961	0,003	100	—	—	—	—	0,003
Итого:	2,561	98,35	0,006	0,23	0,037	1,42	2,604



Рис. 4. Вулкан Тятя о. Кунашир. Фото А. В. Попкова

канический процесс в пределах островной дуги не протекал непрерывно, а характеризовался отчетливой цикличностью: периоды бурных проявлений вулканизма сменялись периодами покоя или чрезвычайно слабыми извержениями. Кроме того, из рассматриваемого в расчетах Е. К. Мархинина интервала времени полностью выпадает палеогеновый период (около 40 млн. лет), достоверно установленные образования которого на Курильских островах неизвестны. Однако хотя геологическая история Курильской островной дуги в палеогеновый период и представляется довольно неопределенной, отсутствие или чрезвычайно слабое распространение вулканитов этого возраста в Японии, на Сахалине и Камчатке позволяет думать, что и на Курильских островах проявления палеогенового вулканизма скорее всего отсутствовали.

Таким образом, если учитывать все вышеизложенное, то величина $6,5 \text{ млн. км}^3$, характеризующая, по Е. К. Мархинину (1967), объем матернала, выброшенного вулканами с кампана доныне, кажется существенно завышенной.

Для познания динамики глубинных тектонических процессов Курильской островной системы важно установить законы распределения вулканической активности по площади. Однако мнения отдельных авторов по этому вопросу существенно различаются.

Так, П. И. Токарев (1959), анализируя характер изменения вулканической активности вдоль Курило-Камчатской вулканической зоны за период 1901—1955 гг., приходит к выводу, что «по мере продвижения вдоль дуги на юго-запад линейная плотность вулканической активности неравномерно убывает» (стр. 164).

К подобному же выводу приходит и А. В. Горячев (1966) в результате анализа сведений об извержениях вулканов Курило-Камчатской зоны за последние 200 лет. При этом он отмечает, что общая тенденция возрастания вулканической активности в направлении с юго-запада на северо-восток осложнена наличием зоны повышенной активности в центральной части Большой Курильской гряды.

Не оспаривая приведенных высказываний, следует все же заметить, что они основаны на материалах, характеризующих весьма небольшой отрезок времени. Поэтому более объективным критерием распределения вулканической активности вдоль зоны, очевидно, будет характер распределения линейной и площадной плотностей вулканических построек (табл. 4). Как следует из этой таблицы, вроде бы подтверждающей выводы А. В. Горячева (1966), линейная и площадная плотности наземных (надводных) вулканов несколько больше в центральной части островного поднятия, чем на его флангах.

Таблица 4

Плотность четвертичных вулканов Курильских островов (Федорченко, Шилов, 1971)

Район	Линейная, вулкан/км	Площадная*, вулкан/100 км ²
Большекурильская геосинклиналь в целом		
наземные вулканы	1/18	1/2,1
то же, с учетом подводных	1/10	1/1,2
Северные Курилы		
наземные вулканы	1/16	1/1,9
то же, с учетом подводных	1/10	1/1,2
Центральные Курилы (между проливами Буссоль и Крузенштерна)		
наземные вулканы	1/22	1/2,6
то же, с учетом подводных	1/9	1/1,1
Южные Курилы		
наземные вулканы	1/18	1/2,1
то же, с учетом подводных	1/10	1/1,2

* При расчете площадной плотности Большекурильского геосинклинального поднятия его средняя ширина была принята за 120 км. Это примерно соответствует ширине поднятия на уровне дна Южно-Охотской котловины (глубина 3000 м)—от границы этой котловины до разлома, разделяющего Большую и Малую Курильские гряды.

Однако если учитывать подводные вулканы, то и линейная и площадная плотности вулканов вдоль поднятия практически не изменяются. Это «свидетельствует об относительной равномерности вулканических процессов на протяжении всей дуги» (Курильских островов.— К. С.) (Федорченко, Шилов, 1971, стр. 21).

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Курильская островная система, входящая в состав Тихоокеанского сейсмического пояса, характеризуется исключительно высокой сейсмичностью. В ее пределах происходит около 50% землетрясений, регистрируемых в СССР, в том числе подавляющее большинство землетрясений характеризуется глубинами очагов более 300 км (Тараканов, 1972). Описание сейсмичности системы приведено в многочисленных работах отечественных и зарубежных авторов (Аверьянова, 1965а, б, 1967, 1968; Аверьянова и др., 1966; Андреев, 1963; Балакина, 1959, 1962; Беньоф, 1957; Гутенберг, Рихтер, 1948; Коган, 1955; Кондорская, Ландырева, 1962; Кондорская, Постоленко, 1958, 1959; Кондорская, Тараканов, 1961; Кондорская, Тихонов, 1960; Линден, 1961; Монахов, Тараканов, 1955; Рихтер, 1963; Святловский, 1956; Соловьев и др., 1964, 1965; Тараканов, 1961, 1972; Тараканов, Соловьев, 1968; Токарев, 1959; Федотов и др., 1969). На материалах этих исследователей и базируется настоящий очерк.

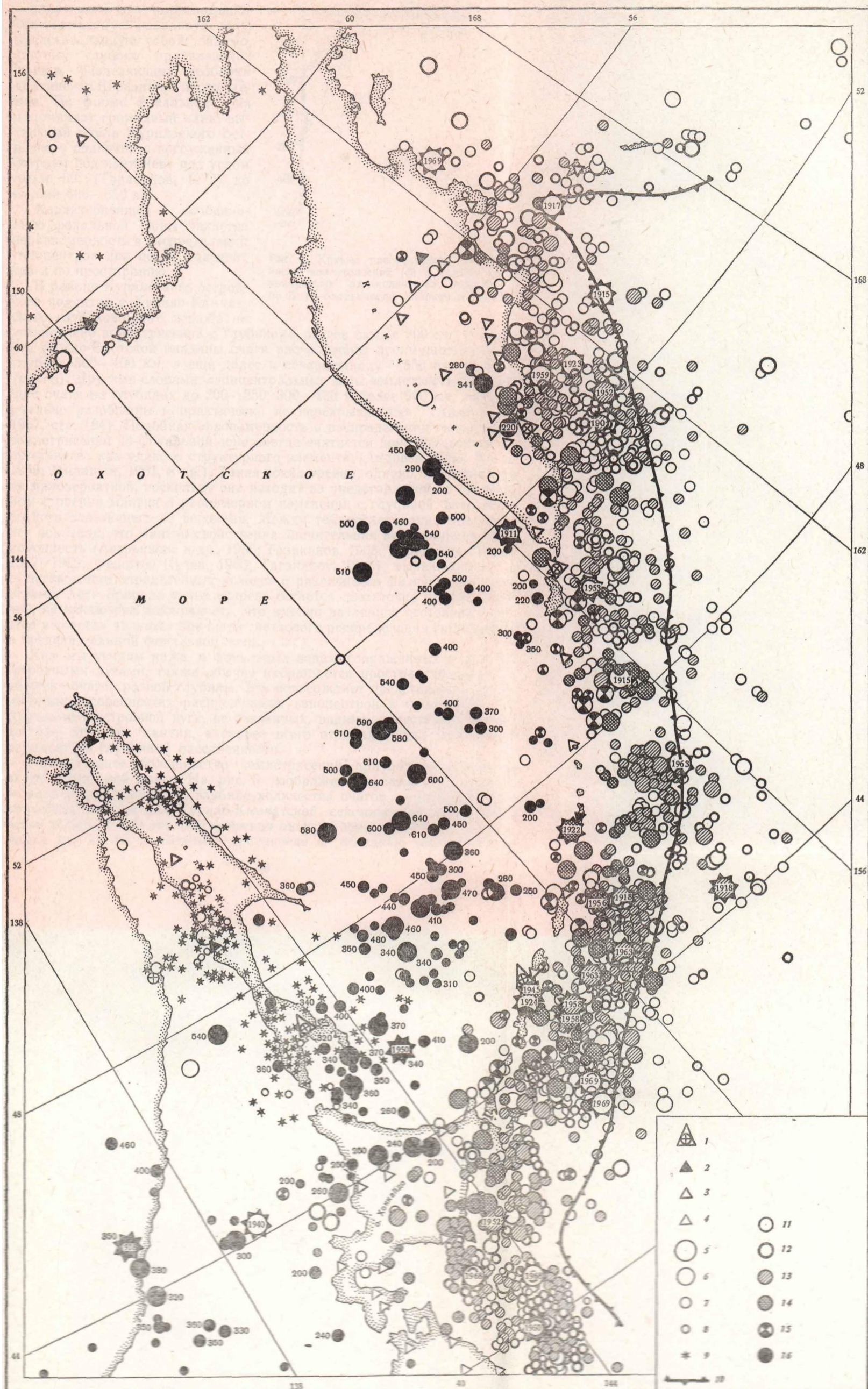


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны (по Р. З. Тараханову)

- | | | |
|----------------------------|--|--------------------------------|
| 1 — сейсмо-цунами станции; | 6 — 6-7; | 11 — глубина очага неизвестна; |
| 2 — станция общего типа; | 7 — 5 $\frac{1}{2}$ —6 $\frac{1}{2}$; | 12 — очаг в земной коре; |
| 3 — региональные станции; | 8 — 4 $\frac{1}{2}$ —5; | 13 — 30 < H < 70 км; |
| 4 — японские станции; | 9 — 3—4; | 14 — 70 < H < 120 км; |
| 5 — M > 7 $\frac{1}{2}$; | 10 — ось глубинной плоскости; | 15 — 120 < H < 200 км; |
| | | 16 — 200 км и более |

Пространственное распределение гипоцентров землетрясений приводит к выводу о том, что в совокупности они обрисовывают так называемую фокальную зону, представляющую собой, видимо, систему глубоко проникающих сколов, разделяющих геоблоки континента Евразии и Тихого океана. По форме фокальная зона напоминает громадный клин, вытянутый вдоль Курильского островного поднятия и погруженный острием под континент под углом около 50° (Тараканов, 1972) до глубин 600—650 км.

Характернейшей особенностью фокальной зоны является неравномерность в распределении гипоцентров как по ее падению, так и по простираанию.

В районе Курильского островного поднятия и Курило-Камчатского глубокоководного желоба не установлено землетрясений с глубинами очагов свыше 200 км; в пределах Южно-Охотской впадины очаги расположены преимущественно на глубине 300—400 км, а еще далее к северо-западу — 500 км и более (рис. 5). Другими словами, «эпицентральные зоны землетрясений, имеющие очаги на глубинах до 200—250, 300—400 и более 500 км, территориально разобщены и практически не перекрываются» (Аверьянова, 1967, стр. 164). Подобная закономерность в распределении гипоцентров землетрясений по фокальной зоне иногда считается доказательством отсутствия ее как единого структурного элемента (Андреев, 1963; Коган, 1955; Милашин, 1961, и др.). Такая точка зрения, однако, представляется маловероятной, поскольку она исходит из представлений об однородном строении мантии и равномерном изменении с глубиной физических свойств слагающего ее вещества. Между тем исследования последних лет показали, что мантии свойственна значительная вертикальная неоднородность (Аверьянова и др., 1966; Тараканов, 1965; Тараканов, Левый, 1967, 1969; Федотов, Кузин, 1963; Тараканов, 1965), выражающаяся в существовании определенных «слоев» с различными физическими свойствами. Хотя природа таких «слоев» остается достаточно проблематичной, не исключена возможность, что именно различное состояние вещества в «слоях» является причиной гнездового распределения гипоцентров в пределах единой фокальной зоны.

Кам мы увидим ниже, в фокальных зонах, сопряженных с другими островными дугами, также обычно наблюдается пространственное разобщение очагов разной глубины. Это подтверждает представление об отмеченных особенностях распределения гипоцентров в фокальной зоне Курильской островной дуги, не связанных, видимо, с местными особенностями строения мантии, а скорее всего отображающих глобальный характер ее глубинной расслоенности.

Подавляющее большинство землетрясений приурочено к верхней части фокальной зоны. На рис. 6 изображен характер среднестатистического распределения по глубине количества очагов и суммарной сейсмической энергии для Курило-Камчатской сейсмической зоны. «Как легко видеть, почти вся сейсмическая энергия зоны выделяется на глубинах до 50 км, к которым приурочена и основная масса очагов»

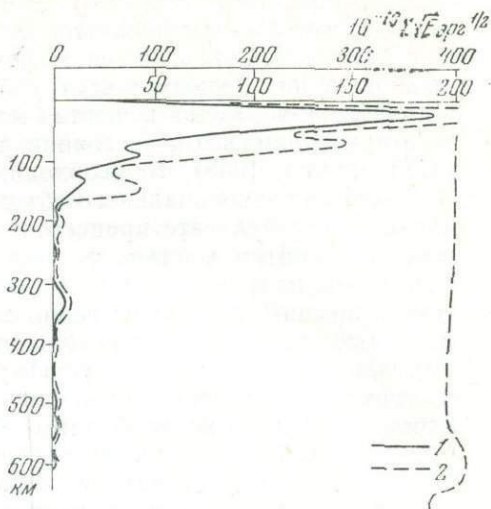


Рис. 6. Кривые распределения по глубине числа землетрясений (1) и суммы корней квадратных из количества энергий (2) по В. Н. Аверьяновой (Марков и др., 1967)

(Аверьянова, 1967, стр. 166). Этот вывод представляется чрезвычайно важным в том отношении, что высвобождение подавляющего количества сейсмической энергии сейсмофокальной зоны происходит непосредственно над первым (сверху) астеносферным слоем. Если учесть, что в пределах этого слоя вещества мантии, вероятно всего, находится уже не в кристаллическом состоянии, а в аморфном, близком к плавлению (Магницкий, 1965), то необходимо констатировать неизбежность увеличения его первоначального объема не менее чем на 5—6%. По всей видимости, в результате процессов аморфизации и частичного плавления вещества мантии в астеносферных слоях и создаются те гигантские тектонические напряжения в литосфере, которые разряжаются посредством землетрясений преимущественно в ее нижней, надастеносферной, части.

В этом случае может возникнуть вопрос: почему увеличение объема мантийного вещества в астеносферных слоях приводит к суммированию тектонических напряжений в литосфере не по вертикали, а вдоль наклонной сейсмофокальной зоны? Однако он находит довольно простое объяснение в особенностях глубинной структуры области.

Существует представление о том, что от астеносферных слоев практически вертикально поднимается «колонна» низкоскоростной мантии, в пределах которой вещество, видимо, значительно «размягчено» и частично находится в расплавленном или близком к нему состоянии. Если это так, то ожидать здесь возможности проявления интенсивного сейсмического процесса довольно трудно, что, естественно, следует и из чрезвычайно слабой сейсмичности в самих астеносферных слоях. Совершенно другая глубинная тектоническая обстановка вырисовывается к юго-востоку от упомянутой «колонны» низкоскоростной мантии. Здесь непосредственно над астеносферным слоем уже существует тектонически ослабленная область, выраженная системой сколов сейсмофокальной зоны. Кроме того, и мантийное вещество в низах литосферы существенно уплотнено, а не находится в близком к плавлению или даже в обычном («нормальном») состоянии (Гайнанов и др., 1974). Другими словами, именно в этой области литосферы мы вправе ожидать наиболее благоприятных условий для накопления тектонических напряжений и возможности их разрядки посредством мощных землетрясений.

Среди особенностей сейсмичности Курильской островной системы характерно и очень неравномерное распределение очагов землетрясений по простиранию фокальной зоны (Андреев, 1963; Аверьянова и др., 1966; Коган, 1954; Кондорская, Постоленко, 1958, 1959; Кондорская, Тараканов, 1961, и др.). Подавляющее большинство их приурочено к фланговым участкам островной системы и коррелируется с площадным распределением выделившейся сейсмической энергии. Установлено (Аверьянова, 1967), что при сложном характере изменения сейсмической активности вдоль системы, выраженном в обособлении ряда максимумов высвободившейся энергии напротив крупных островов, в целом эта активность уменьшается в направлении центральной части Курильской островной системы.

Выделение основного объема сейсмической энергии, как уже упоминалось, в надастеносферной зоне мантии, т. е. в низах литосферы, по видимому, может быть объяснено, с позиций изложенных выше представлений, уменьшением мощности земной коры (не исключено, что и всей литосферы¹) в направлении от флангов к центру дуги. Действительно, коро-мантийные литосферные блоки фланговых участков явля-

¹ Уменьшение мощности литосферы в указанном направлении можно предполагать на основании соответствующего изменения мощности земной коры и подъема до глубин 30—40 км «высокопроводящих слоев верхней мантии, разогретых в этом районе (в центральной части системы.—К. С.) до температур 1200—1500°С» (Тузев, 1969, стр. 23—24).

ются наиболее мощными и, вероятно, более жесткими, чем центральный блок; это и определяет распределение сейсмической активности вдоль островной системы.

Определенный интерес представляет сравнительный анализ данных, характеризующих распределение в указанном направлении сейсмической и вулканической активности, поскольку оба этих явления — отражение протекающего здесь глубинного тектонического процесса. Ранее А. В. Горячев (1966), касаясь этого вопроса, писал: «Сопоставляя данные по современному вулканизму с данными по сейсмичности... легко подметить важную особенность сейсмической и вулканической активности Курило-Камчатской зоны, которая заключается в том, что между ними существует обратная зависимость» (стр. 200). Это заключение нуждается, однако, в некоторых комментариях. Так, если в качестве показателя вулканической активности рассматривать линейную или площадную плотность только четвертичных наземных вулканов (см. табл. 4), то выводы А. В. Горячева представляются справедливыми. Однако, как уже отмечалось выше, более объективная оценка вулканической активности, очевидно, может быть сделана при учете всех вулканических построек, включая и подводные. В этом случае необходимо констатировать, что на фоне уменьшения сейсмической активности в направлении от флангов к центру островной системы вулканическая активность повсеместно остается примерно одинаковой (Федорченко, Шилов, 1971).

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИЗОСТАТИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ

Данные о новейших тектонических движениях¹ Курильской островной системы сводятся преимущественно к характеристике перемещений земной поверхности в пределах ее островного поднятия (Власов, 1959; Горячев, 1960, 1966; Грабков, 1969а, б, 1975; Грабков, Павлов, 1972; Затонский и др., 1961; Канаев, 1960; Корсунская, 1958; Кулаков, 1965; Петрушевский, 1964; Пискунов, 1968; Федорченко, Пискунов, 1975; Федорченко, Шилов, 1966в, и др.). Существенно менее значительны сведения, касающиеся районов Южно-Охотской впадины и Курило-Камчатского глубоководного желоба. Они представлены главным образом результатами геоморфологических, биологических, морских геологических и геофизических исследований (Снеговской, Александров, 1971; Власов, 1964; Иидзима, Кагами, 1961; Мурдмаа и др., 1970; Саидова, 1961; Ушаков, 1950, 1953; Iijima, Kagami, 1961а, б).

Как будет показано ниже, при рассмотрении вопроса о времени возникновения Южно-Охотской глубоководной впадины и Курило-Камчатского глубоководного желоба, в пределах этих тектонических элементов в четвертичный период происходили значительные (1—2,5, возможно, до 3 км) опускания дна, что примерно соответствует скорости в среднем около 1,5—3,0 мм/год.

Несравненно более сложный характер новейших тектонических движений устанавливается для Курильского островного поднятия, где следы их зафиксированы в рельефе положением морских террас. Хотя, как отмечалось ранее, мнения различных авторов о количестве террасовых уровней существенно расходятся, практически общепризнано, что самым высоким морским террасовым уровнем на островах Большой Курильской гряды является уровень 200—250 (до 300) м.

¹ Под новейшими тектоническими движениями здесь понимаются перемещения земной поверхности на протяжении четвертичного периода. Продолжительность последнего принимается в 1 млн. лет.

Работами последних лет убедительно показано, что формирование комплексов морских надводных террас островных систем Восточной Азии связано с поднятиями земной поверхности на фоне эвстатических колебаний уровня Мирового океана (Геол. развитие Японских островов, 1968; Кулаков, 1965; Федорченко, Пискунов, 1975; Nakagawa, 1967, и др.). Поскольку наиболее высокая морская терраса Большой гряды Курильских островов срезает верхнеплиоценовые отложения и имеет, возможно, ранне-четвертичный возраст (Федорченко, Пискунов, 1975), а гляциоэвстатические колебания уровня океана относительно его современного положения составляли (+10)—(—100) м (Марков, Суетова, 1964), можно считать, что земная поверхность в районе Большой Курильской гряды испытала сводовое поднятие, суммарный эффект которого за четвертичный период составляет не менее чем 200—300 м⁴. Легко подсчитать, что средняя скорость поднятия равнялась здесь примерно 0,2—0,3 мм/год, т. е. была на порядок ниже скорости опусканий в Южно-Охотской впадине и Курило-Камчатском желобе.

Более сложный характер новейших тектонических движений установлен для районов Малой Курильской гряды и ее продолжения — подводного хребта Витязь.

Хотя убедительные данные о возрасте распространенной на островах гряды 60-метровой террасы отсутствуют, можно полагать, что вряд ли она древнее нижнечетвертичной (Федорченко, Пискунов, 1975). При таком допущении неизбежен вывод, что земная поверхность района за четвертичный период испытывала воздымание, суммарный эффект которого составлял не менее 50 м (при среднегодовой скорости не менее 0,05 мм).

В пределах подводного хребта Витязь материковая отмель (средние глубины —120—140 м), формирование которой связывается с регрессией океана в период последнего (вюрмского) оледенения (Федорченко, Пискунов, 1975), расположена в его центральной части на глубинах 900—1160 м (Власов, 1964). Поскольку глубина отмели здесь намного превышает величину эвстатического опускания уровня Мирового океана во время вюрмского оледенения, то можно говорить о ее значительном (800—1060 м) опускании. Если учесть, что абсолютный возраст отмели составляет около 18—20 тыс. лет (Каррей, 1968; Nakagawa, 1967), то скорость голоценовых опусканий может быть для этого района равна примерно 45—50 мм/год.

Таким образом, если учесть величины амплитуд новейших перемещений земной поверхности в пределах различных тектонических элементов системы, то приходится прийти к заключению, что в четвертичный период поднятия Большой Курильской гряды с избытком компенсировались погружениями в пределах смежных с ней морфоструктур (табл. 5).

Необходимо отметить, что тенденция в направлении новейших тектонических движений в пределах Курильского островного поднятия, установленная для четвертичного периода в целом (воздымания во внутренней зоне и преимущественные опускания во внешней), сохранилась и до настоящего времени. Низкие морские террасы на островах Большой Курильской гряды (внутренняя зона), системы отмерших береговых валов и волноприбойных ниш, приподнятых над уровнем моря, бесспорно свидетельствуют о продолжающемся подъеме островов гряды. В то же время отсутствие низких морских террас в пределах Малой Курильской гряды (внешняя зона) и характерный риасовый тип берегов могут быть объяснены лишь продолжающимися здесь нисходящими перемещениями земной поверхности или же, учитывая послевюрмский

⁴ Это можно утверждать, разумеется, только в том случае, если возраст одновысотных террасовых уровней на разных островах гряды считать близким.

Результаты новейших тектонических движений Курильской островной системы
(в объемном выражении)

Основные морфологические элементы	Площадь, км ²	Средняя амплитуда перемещения, км	Объемный эффект перемещения, км ³
Южно-Охотская глубоководная впадина (по изобате 3000 м)	150 000	-1,5	-230 000
Курильское островное поднятие			
Большая и Малая гряды островов	100 000	+0,2	+20 000
подводный хребет Витязь	60 000	-0,3	-18 000
Курило-Камчатский глубоководный желоб (западная граница по изобате 1000 м)	250 000	-3,0	-750 000

Примечание. Знаки (-) и (+) обозначают соответственно нисходящие и восходящие перемещения земной поверхности и суммарное увеличение или уменьшение объема морских бассейнов по сравнению с началом четвертичного периода.

подъем уровня океана¹, стабильностью ее положения, а возможно, и слабым воздыманием. К сожалению, сделанные выводы носят неопределенный и сугубо качественный характер в связи с отсутствием материалов геодезических наблюдений, хотя косвенно они и подтверждаются данными о сейсмодислокациях в очагах землетрясений.

Поскольку землетрясения поставляют наиболее значительную информацию о глубинных тектонических процессах, крайне важное значение приобретает вопрос о характере и направлениях напряжений, проявляющихся в очаговых зонах. В рассматриваемом районе изучением этого вопроса занимались многие исследователи. В отечественной литературе наибольшее распространение получили взгляды, развиваемые Л. М. Балакиной (1959, 1960, 1962) и В. Н. Аверьяновой (1965а, б, 1967, 1968).

Л. М. Балакина пришла к выводу, что для очагов курильских землетрясений различной глубинности напряжения сжатия, обычно близкие к горизонтальным, всегда ориентированы нормально к простираению островной дуги. Напряжения же растяжения в большинстве случаев направлены вертикально по отношению к основным структурным элементам или очень полого вдоль них. На этом основано мнение, согласно которому по продольным разрывам происходят преимущественно вертикальные перемещения, а по поперечным — горизонтальные. Л. М. Балакина считает, что это положение возможно распространить на весь Тихоокеанский сейсмический пояс.

Существенно иные представления высказаны В. Н. Аверьяновой (1967, 1968). По ее мнению, в пределах верхней части фокальной зоны (до 200 км) отчетливо обособлены два интервала глубин, различающихся по характеру преобладающих сейсмодислокаций. В очагах землетрясений на глубинах 60—200 км повсеместно отмечаются практически только взбросо-сдвиговые смещения. Интервал глубин до 40—60 км, где выделяется основная масса сейсмической энергии (Аверьянова, 1967), характеризуется не только этими смещениями, но и сбросо-сдвиговыми дислокациями.

Представляет интерес сравнение характера новейших перемещений земной поверхности с изостатическим состоянием земной коры островной системы, охарактеризованным рядом авторов (Гайнанов, Ушаков,

¹ Продолжающийся подъем уровня Мирового океана обусловлен прежде всего деградацией существующих ледников. В качестве примера можно отметить, что в ходе такого процесса только на Северной Земле уровень Мирового океана повышается примерно на 0,02 мм в год (Говоруха, 1970).

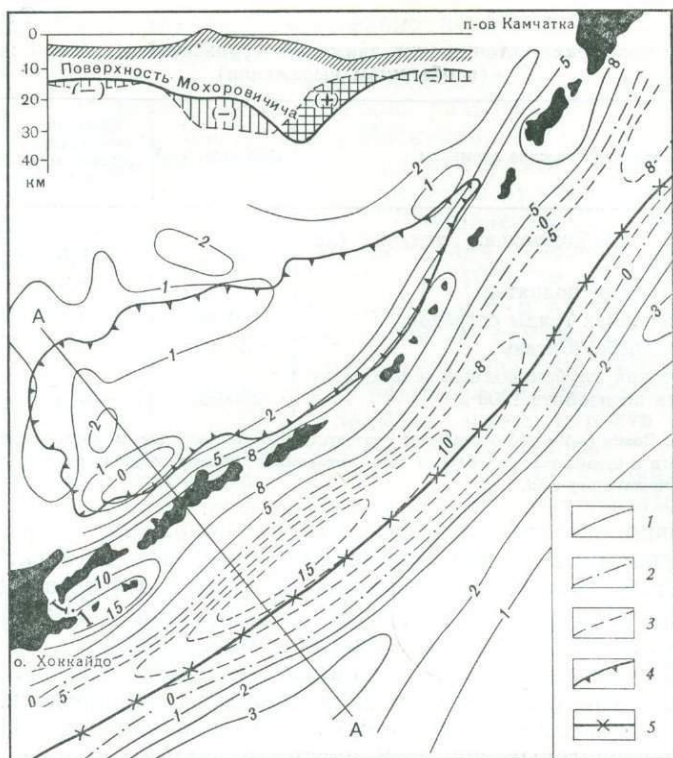


Рис. 7. Схема мощностей аномального компенсационного слоя земной коры, по Ю. А. Павлову (Гайнанов и др., 1974)

1 — дефицит мощности; 2 — равновесное состояние; 3 — избыток мощности; 4 — контур Охотоморской впадины; 5 — ось глубоководного желоба. На разрезе показаны дефицит (—) и избыток (+) мощности земной коры по сравнению с ее теоретической равновесной моделью (направление А — А). Пунктиром на разрезе показано теоретически равновесное положение поверхности Мохоровичича

1964; Гайнанов и др., 1974; Лившиц, 1965; Павлов, Семакин, 1973; Сычев, 1969, и др.).

Изостатическое состояние земной коры Курильской островной системы очень подробно охарактеризовано в одной из последних работ, посвященных описанию аномальных гравитационных полей северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Гайнанов и др., 1974). В ней приводятся оценки равновесия земной коры по изостатическим аномалиям, по соотношению ее истинной и теоретической мощностей и по расчетам давлений.

В пределах Южно-Охотской глубоководной впадины изостатические аномалии, определяемые как разность между аномалиями Фая и теоретическими, весьма незначительны по величине и отрицательны. Отрицательные аномалии большой интенсивности соответствуют Курило-Камчатскому глубоководному желобу, тогда как Курильское островное поднятие характеризуется высокими положительными изостатическими аномалиями.

Южно-Охотская впадина является наиболее уравновешенным тектоническим элементом островной системы также по соотношению истинной и теоретической мощностей земной коры (рис. 7). В близком к равновесному состоянию находится земная кора и в районе океанического вала Зенкевича, хотя в пределах последнего и отмечается дефицит ее мощности около 2—3 км. Зато районы Курильского островного поднятия и Курило-Камчатского глубоководного желоба (северо-западный

склон) характеризуются резким нарушением равновесия. Для первого устанавливается значительный дефицит земной коры по сравнению с теоретически равновесной моделью (до 15 км в зоне Малой Курильской гряды), а для второго — ее избыток, достигающий той же величины.

Близкие к вышеприведенным выводы получены и путем расчета давлений на глубинах 40 км (Гайнанов, Ушаков, 1964), 60 км (Лившиц, 1965) и 100 км (Сычев, 1969). На основании полученных данных перечисленные исследователи приходят к сходным выводам о том, что на значительной части региона осуществляется изостатическое равновесие земной коры по схеме Эри. Это равновесие нарушается лишь в зоне островного поднятия и сопряженного с ним глубоководного желоба, что согласуется с материалами по району Японских островов (Артемьев, 1966).

Таким образом, сравнение характера новейших тектонических движений Курильской островной системы с ее современным изостатическим состоянием приводит к следующим заключениям.

В Южно-Охотской впадине новейшие погружения поверхности морского дна с амплитудой до 1,5 км не привели к сколько-нибудь заметному нарушению ее изостатически равновесного состояния, тогда как значительные погружения в пределах Курило-Камчатского глубоководного желоба происходили вопреки законам изостазии. Следовательно, для глубоководных впадин окраинных морей и глубоководных желобов мы должны моделировать разные механизмы их образования. Довольно сложная картина рисуется и для района Курильского островного поднятия. Земная поверхность зоны Большой Курильской гряды в четвертичный период испытывала и продолжает испытывать восходящие перемещения вопреки изостазии. Видимо, такое же положение на протяжении почти всего четвертичного периода было свойственно и зоне Малой гряды островов. В ее пределах лишь в современную эпоху наблюдается соответствие характера тектонических движений (опускание) условиям изостазии, что особенно отчетливо проявляется в центральной части подводного хребта Витязь.

Большой интерес, несомненно, представляют результаты сравнения новейших тектонических движений островной системы с теми движениями, которые должны были бы проявляться в соответствии с ее изостатическим состоянием. „Расчеты показывают, что земная кора для восстановления равновесия без изменения мощности ее под западным склоном Курильского (Курило-Камчатского.— К. С.) желоба должна «всплыть» примерно на 2—4 км... Острова Малой Курильской гряды... должны погрузиться под уровень моря на 2—2,5 км. В то же время островам Большой Курильской гряды при высоте около 1 км достаточно погрузиться на 400—500 м под уровень моря“ (Гайнанов и др., 1974, стр. 74).

Следовательно, как видно из вышеизложенного, новейшие тектонические движения в пределах Курильской островной системы не являются отражением процессов, ведущих к достижению изостатической уравновешенности земной коры. Поэтому вряд ли оправданы представления тех исследователей (Артемьев, 1966; Гайнанов и др., 1974; Субботин и др., 1964, 1968; Сычев, 1969), которые видят основную причину этих движений в тектонической активности субстрата верхней мантии.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Планомерное изучение геологии района началось с середины 40-х годов XX в. и связано с именами И. П. Аверьянова, В. Е. Бевза, Г. П. Вергунова, Г. М. Власова, В. К. Гаврилова, Г. С. Горшкова, В. М. Дуничева, В. Ф. Ерохова, Ю. С. Желубовского, И. И. Катушенка, Т. П. Королевой, Е. К. Мархинина, Ю. Л. Неверова, В. М. Никольского, Б. Н. Пискунова, А. Ф. Прялухиной, Р. И. Родионовой, В. Б. Сергеевой, Н. А. Соловьевой, М. И. Стрельцова, В. И. Федорченко, О. А. Хведчени, В. Н. Шилова, К. Ф. Сергеева и целого ряда других исследователей. В этот же период в акваториях, прилегающих к Курильским островам, проводились морские геологические работы (П. Л. Безруков, А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа, В. П. Петелин и др.).

В результате этих исследований получены обширные материалы, характеризующие стратиграфию, литологию и петрографию мезозойских и кайнозойских отложений, геологию, петрографию и петрохимию магматических образований, состав донных отложений прикурильских акваторий.

ПРИНИМАЕМАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Несмотря на проведение на Курильских островах среднemasштабных геологосъемочных работ и наличие большого количества публикаций, в которых рассматриваются вопросы стратиграфии распространенных здесь мезозойских и кайнозойских образований (Атлас неогеновых моллюсков..., 1972; Вергунов, 1961; Вергунов, Прялухина, 1963; Власов, 1958a, Горячев, 1966; Давыдов и др., 1968; Ерохов, 1960; Желубовский, Прялухина, 1964; Казакова и др., 1970; Марков и др., 1967; Неверов, Хведченя, 1962; Никольский, 1959; Пискунов, Сергеев, 1970; Прялухина, 1961a, б; Сергеева, 1964; Сергеев, 1963a, 1966, и др.), изученность островной дуги в стратиграфическом отношении явно недостаточна. Для нее до сих пор отсутствует унифицированная стратиграфическая схема, а схемы стратиграфического расчленения отложений, предлагаемые для отдельных островов разными авторами, содержат много противоречивых моментов. Это выражается как в различном количестве выделяемых тем или иным автором местных стратиграфических подразделений (серий, свит, толщ, комплексов, горизонтов), так и в существенно разном понимании их объема. Более того, одни и те же толщи пород нередко помещаются в противоположные части сводного стратиграфического разреза. В равной мере все сказанное относится к Малой и Большой грядам островов.

Вскрытые на островах Малой Курильской гряды вулканогенно-осадочные образования чаще всего считаются принадлежащими мезозойской и кайнозойской группам (Вергунов, 1961; Горячев, 1966; Желубов-

ский, Прялухина, 1964; Мархинин, 1961; Прялухина, 1961а, б; Саса, 1932, и др.). Все авторы при этом в качестве мезозойских (верхнемеловых) рассматривают породы матакотанской и малокурильской свит, которые соответствуют по объему ранее выделенным здесь (Саса, 1936) толщам под названиями «изверженные породы матакотан» и «формация Шикотан».

К кайнозойской группе условно отнесены лишённые фаунистических остатков толщи вулканогенно-осадочных образований на юго-восточном побережье о. Шикотан, на островах Юрий, Анучина и Демина, а также эффузивный комплекс гор Томари и Ноторо (о. Шикотан). Стратиграфическое положение и внутренняя структура упомянутых толщ трактуется при этом неоднозначно. Если в отношении первой толщи наиболее распространено мнение о ее палеогеновом возрасте, то последняя рассматривается как принадлежащая то палеогеновой, то неогеновой, а иногда (Горшков и др., 1964; Корсунская, 1958; Саса, 1932) даже четвертичной системе. Отдельные исследователи объединяют обе толщи в зеленоскую свиту, для которой предполагается палеогеновый (Желубовский, Прялухина, 1964) или датский (Гаврилов, Соловьева, 1973) возраст.

Анализ всех ранее известных данных с учетом дополнительно полученных в последние годы материалов показывает (Казакова и др., 1970), что существующие представления о стратиграфии распространенных на островах Малой Курильской гряды вулканогенно-осадочных образований нуждаются в уточнении. Прежде всего необходимо отметить, что если налегание эффузивов комплекса гор Томари и Ноторо (верхняя часть зеленоской свиты в понимании Ю. С. Желубовского и А. Ф. Прялухиной, 1964) на заведомо верхнемеловые отложения малокурильской свиты, а также на вулканогенно-осадочные образования юго-восточного побережья о. Шикотан очевидно, то стратиграфическое положение последних и возраст ноторо-томаринских эффузивов представляются гораздо менее определенными.

Основываясь главным образом на находках внутри упомянутой толщи галек габброидных пород, в какой-то мере напоминающих образования прорывающих малокурильскую свиту интрузивных тел, почти все исследователи помещают ее в стратиграфическом разрезе гряды выше последней. Изучение обломков пород показало, что по минералого-петрографическому составу и по петрохимическим особенностям эти породы значительно отличаются от габброидов известных здесь интрузивов. Более того, в обрывах северо-восточного побережья о. Шикотан можно наблюдать, что породы фаунистически нехарактеризованной вулканогенно-осадочной толщи юго-восточного побережья острова не перекрывают малокурильскую свиту, а, наоборот, подстилают ее. На основании сходства пород рассматриваемой толщи с образованиями матакотанской свиты (по общности их минералого-петрографического состава, по петрохимическим особенностям, однотипности вторичных изменений, одинаковой степени дислоцированности и эпигенеза) можно говорить о принадлежности тех и других к одному стратиграфическому подразделению (матакотанской свите).

В результате детальных геологических исследований Тихоокеанского побережья о. Шикотан установлено, что вулканогенно-осадочные и эффузивные образования, которые с большой долей вероятности параллелизуются с матакотанской свитой северо-западного побережья острова, с размывом и даже незначительным угловым несогласием залегают на толще базальтоидов мощностью не менее 1000 м (Стрельцов, 1970б). Последние выделены (Казакова и др., 1970) в самостоятельное стратиграфическое подразделение — димитровский комплекс и являются, следовательно, наиболее древними из образований, вскрытых на островах Малой гряды.

Таким образом, имеющимся данным наиболее отвечает схема стратиграфического расчленения вулканогенно-осадочных образований Малой Курильской гряды, изображенная на рис. 8, где дополнительно показано ее сопоставление со сводным разрезом верхнемеловой группы Немуро на о. Хоккайдо. Принятая в настоящей работе схема стратиграфии этой зоны Курильской островной дуги требует только дополнительных комментариев в отношении предполагаемого возраста эффузивного комплекса гор Томари и Ноторо, для которого предложено (Казакова и др., 1970) название «шикотанская толща».

Исходя из общей геологической ситуации района, трудно считать, что образования комплекса гор Томари и Ноторо соответствуют четвертичной или неогеновой системе. Сложенный ими горный массив совершенно не обнаруживает признаков существования здесь вулканической постройки, которая должна была бы сохраниться вследствие слабой мобильности района и в неогеновом и в четвертичном периодах. Определенные опасения в справедливости подобных предположений вызывает также отсутствие в отмеченные интервалы времени вулканических проявлений и на соседнем полуострове Немуро (Геол. развитие Японских островов, 1968; Minato et al., 1956).

Не менее дискуссионными выглядят также представления о палеогеновом возрасте рассматриваемой толщи, поскольку ни в Северо-Восточной Японии, ни на Сахалине, ни на Камчатке (за редкими исключениями) не известны вулканические образования этого времени.

Даже уже из сказанного напрашивается вывод о наиболее, видимо, предпочтительном верхнемеловом возрасте ноторо-томаринских эффузивов. Если же учесть сведения о проявлениях позднемелового вулканизма на смежных с Курильскими островами территориях, то он является едва ли не единственно возможным.

Известно (Капица, 1961; Ротман, 1961, и др.), что значительные по масштабам проявления вулканизма имели место в конце мелового периода на Сахалине и Камчатке, где они соответственно датированы маастрихтом (бошняковское время) и сеноном (Марченко, 1961). Верхнесенонский вулканизм интенсивно проявился и в районах Восточного Хоккайдо, лежащих на продолжении Малой Курильской гряды (Yagi, 1960), где наряду с лавовыми образованиями широко распространены и разновозрастные с ними интрузивные тела. Последние встречаются только в трех нижних (из пяти) формациях группы Немуро (рис. 8) и прослеживаются на островах Танфильева, Зеленом и Шикотан, располагаясь внутри малокурильской свиты. Следовательно, шикотанская толща вряд ли может занимать более высокое стратиграфическое положение, нежели верхнемеловая формация Монсицу на о. Хоккайдо.

Очень много неясностей существует и в представлениях о последовательности напластования и о возрасте толщ вулканогенно-осадочных пород островов Большой Курильской гряды. Принятая в 1961 г. для этого района рабочая схема стратиграфии (Решения..., 1961) в последующем подверглась значительным изменениям и уточнениям (Бевз и др., 1971; Бевз, Савицкий, 1972; Вергунов, Прялухина, 1963; Давыдов и др., 1968; Желубовский, Прялухина, 1964; Жидкова и др., 1971, 1972; Неворов, Хведченя, 1962; Сергеева, 1964; Сергеев, 1963а, 1966, и др.). Согласно решению Междуведомственного стратиграфического комитета (1961 г.), вскрытые на островах вулканогенно-осадочные образования были подразделены на три серии: среднепарамуширскую (верхний олигоцен (?)—нижний миоцен), итурупскую (средний миоцен—низы верхнего миоцена) и утесную (верхи миоцена—плиоцен). Различные авторы, проводившие здесь геологические исследования, позднее предложили для некоторых островов гряды более детальные стратиграфические схемы, нередко, однако, взаимопротиворечивые.

а-ва Парамушир,
Шумицу

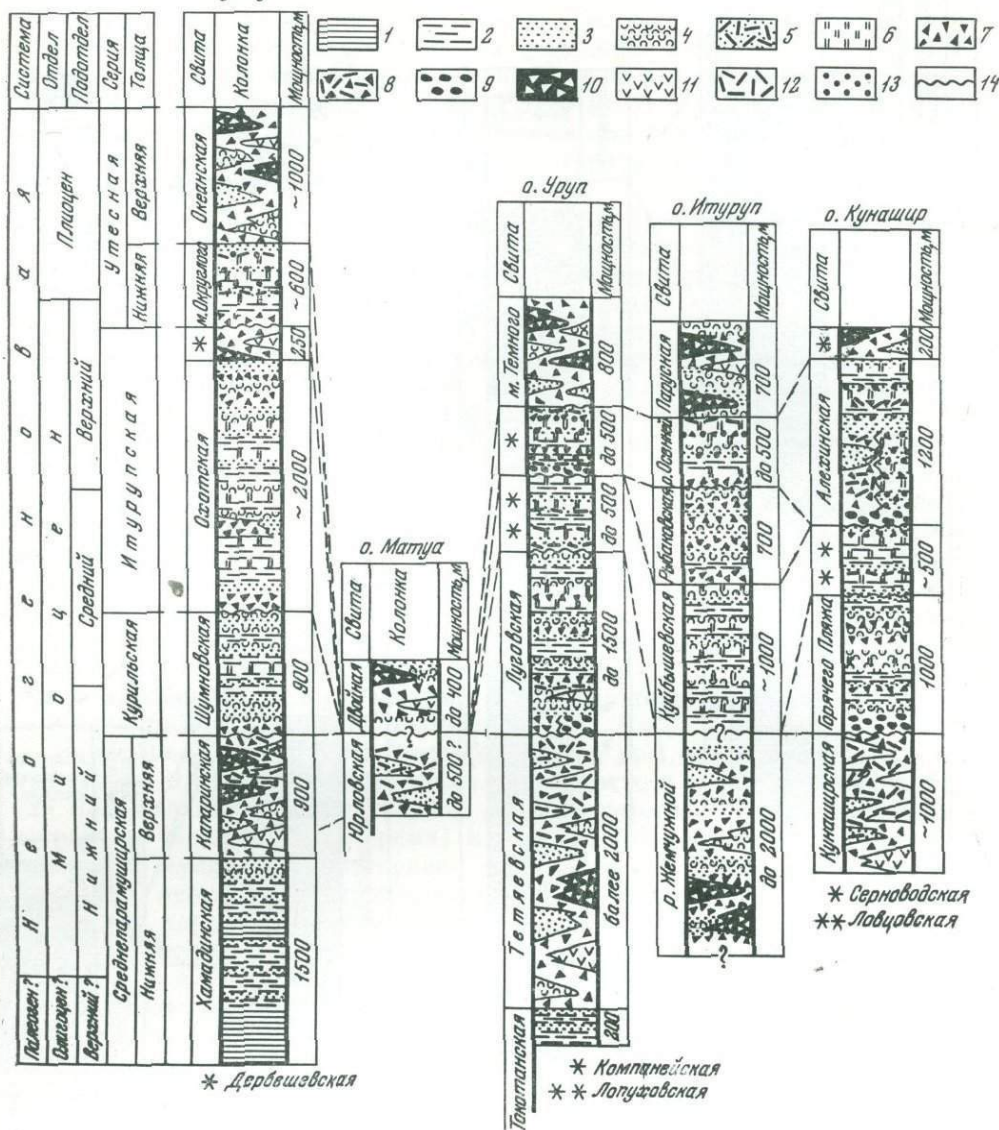


Рис. 9. Схема сопоставления палеоген (?) - неогеновых стратиграфических подразделений Большой Курильской гряды

1 — глинистые сланцы; 2 — аргиллиты, алевролиты; 3 — песчаники, вулканомиктовые песчаники, гравелиты; 4 — туфы основного и среднего состава; 5 — туфы кислого состава; 6 — диатомиты; 7 — вулканомиктовые брекчи основного и среднего состава; 8 — то же, кислого состава; 9 — вулканомиктовые конгломераты; 10 — лавобрекчи разного состава; 11 — лавы основного и среднего состава, 12 — то же, кислого состава; 13 — пемзосодержащие отложения; 14 — поверхность несогласного напластования

Как можно видеть на рис. 9 и в табл. 6, 7, эти противоречия сводятся к количеству выделяемых тем или иным автором свит и к вопросу об их возрасте.

При обобщении материалов, полученных преимущественно в процессе тематических геологических исследований СахКНИИ и при проведении государственной геологической съемки на южных островах Большой

Схема сопоставления вулканогенно-осадочных образований юго-западного района Большой Курильской гряды (по Давыдову и др., 1968)

О. Уруп

Свита	Возраст	Мощность, м	Состав
Р. Голубичной	N_2	800	Лавы основного состава, туфогравелиты, туфобрекчии
Быстринская	$N_1^3-N_2$	400	Туфопесчаники, туфы, пемзовые образования кислого состава, лавы кислого состава (?)
Лопуховская	N_1^{2-3}	500	Туфодиациты, алевролиты, песчаники, туфы
Луговская	N_1^2	1500	Алевролиты, песчаники, туффиты

О. Итуруп

Свита	Возраст	Мощность, м	Состав
Парусная	N_2	700	Лавы основного состава, туфоконгломераты, туфопесчаники
Р. Осенней	$N_1^3-N_2$	500	Туфопесчаники с многочисленными обломками пемз, пемзовые брекчии, туфы, лавы кислого состава (?)
	N_1^3	?	Туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы
Куйбышевская и Рыбаковская *	N_1^2	1500—1700	Туфодиациты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты
Р. Жемчужной	N_1^1	1100	Пирокласты основного состава с маломощными прослоями лавобрекчий, песчаников

О. Кунашир

Свита	Возраст	Мощность, м	Состав
Григорьевская	N_2^3	400	Базальты, туфоконгломераты, псефигские туффиты
Головинская	N_2^2	2500	Пемзы кислого состава
Валентиновская			Туфопесчаники, туфы, туфобрекчии, лавы кислого состава
Михайлинская	N_2^1	150—200	Андезиты, андезитодациты и их туфы
Алехинская			Туфопесчаники, туфы, туфобрекчии, андезиты
Кунаширская	$N_2^3-N_1^2$	250	Туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты

* Предлагается оставить название свиты «куйбышевская».

Схема сопоставления стратиграфических разрезов островов Большой Курильской гряды (по Жидковой и др., 1971)

Система	Единая стратиграфическая шкала		Рабочая стратиграфическая схема		О. Кунашир		О. Итуруп		О. Уруп		О. Парамушир			
	Отдел	Подотдел	Решение, 1961	Сергей, 1966	Свита	Мощность, м	Свита	Мощность, м	Свита	Мощность, м	Свита	Мощность, м		
													Сери	Сери
Палеогеновая	Олигоцен	Неогеновая		Утесная	Утесная	Головинская	450	Парусная	1300	Натальинская	900	Океанская	1000	
		Миоцен	Плиоцен			Алехинская	4400							Камуйская и Рыбачковская
	Верхний	Нижний	Средний	Верхний	Нижний	Средний-верхний	L ₁ ^{3p}	Куйбышевская	1200	Луговская	1200	Шумновская	1600	
		Среднепарамуширская		Итурупская	Итурупская	Итурупская								
	Среднепарамуширская	Среднепарамуширская		Курильская	Итурупская	Утесная	Кунаширская	1500	Тебеньковская	1500	Урупская	2900	Васильевская	1500

Курильской гряды, автором (Сергеев, 1963а, 1966) была предложена несколько отличающаяся от приведенной схема стратиграфии распространенных здесь дочетвертичных вулканогенно-осадочных образований (см. рис. 9). В результате дальнейших геологических работ одни исследователи (Неверов, 1970; Пискунов, 1969; Стрельцов, 1970б, и др.) пришли к заключению о справедливости ее основных положений, тогда как другие (Бевз и др., 1971; Гаврилов, 1970; Давыдов и др., 1968; Жидкова и др., 1971, 1972) увидели в ней ряд спорных, по их мнению, моментов и предложили существенно иные стратиграфические схемы (см. табл. 6 и 7).

Однако знакомство с предлагаемыми схемами расчленения приводит к выводу, что так называемые «новые данные», на основе которых эти схемы якобы и составлены, нередко вынуждают их авторов игнорировать уже давно известные и твердо установленные факты.

Так, на схеме, предложенной М. Н. Давыдовым и его соавторами (1968), в качестве наиболее древних образований о. Уруп рассмотрены преимущественно тонкообломочные вулканогенно-осадочные породы лу-

говской свиты, отнесенные ими к среднему подотделу миоцена¹. Для обоснования этого положения авторы схемы проявили трудно объяснимую забывчивость, опустив без каких-либо комментариев давно установленное и неоднократно подтвержденное присутствие на острове заведомо более древних образований. Японскими исследователями здесь выделялись условно нижнемиоценовые образования, так называемой формации иририбучи, которые, как совершенно определенно было показано отечественными геологами (Ю. С. Желубовским, Ю. Л. Неверовым, Б. Н. Пискуновым, А. Ф. Прялухиной, М. И. Стрельцовым, О. А. Хведчевой и др.), непосредственно подстилают отложения луговской свиты и слагают почти половину территории острова на его современном эрозионном срезе. Неменьшее недоумение вызывает и стратиграфическая схема, предлагаемая для о. Кунашир. На ее детальном рассмотрении мы не останавливаемся, так как в этой работе отсутствует ее фактическое обоснование. Можно лишь с сожалением констатировать, что авторам, видимо, были неизвестны сведения многолетней давности о многочисленных находках средне- и верхнемиоценовых органических остатков в отложениях, залегающих стратиграфически выше пород кунаширской свиты. В противном случае отнесение последней к верхнему миоцену — нижнему плиоцену вообще необъяснимо.

Схема биостратиграфии неогеновых отложений Большой Курильской гряды, предложенная Л. С. Жидковой и ее соавторами (1971, 1972), больше согласуется с изложенными ранее (Сергеев, 1963а, 1966) представлениями автора. Тем не менее и в ее адрес можно высказать ряд замечаний, относящихся прежде всего к вопросу расчленения вулканогенно-осадочных образований о. Парамушир. Одним из наиболее спорных моментов схемы (см. табл. 7) является отрицание существования на современном эрозионном срезе острова отложений более древних, нежели породы васильевской свиты, условно датируемые нижним миоценом.

Как следует из схематической геологической карты, приведенной в другой работе этих авторов (Атлас неогеновых моллюсков..., 1972), васильевская свита и по объему, и по географическому признаку тождественна капаринской свите (Сергеев, 1966). Последняя же (что непосредственно можно наблюдать в районе пос. Шелехово) подстлаивается толщей темных алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев, относимых нами к хамадинской свите, что еще раз подтверждает низкое стратиграфическое положение глинистых толщ, вскрытых на о. Парамушир.

Трудно согласиться с авторами рассматриваемой схемы и в вопросе о существовании здесь ранее выделенной (Сергеев, 1966) охотской свиты (средний — верхний миоцен). Эта свита, представленная в своей нижней части флишоидно переслаивающимися белесоватыми, главным образом кремнисто-диатомитовыми, образованиями, настолько четко диагностируется в полевых условиях, что спутать ее с шумновской или округловской свитой, как это делают авторы схемы, практически невозможно.

Нельзя, кроме того, забывать и то, что она несогласно перекрывает более древние отложения и в большом количестве содержит гальку пород, аналогичных породам интрузивных тел пестрого состава, которые прорывают шумновскую свиту, не затрагивая вышележащих комплексов.

Ошибочность упомянутых положений, естественно, отрицательно сказалась и на определении авторами рассматриваемой схемы возраста пород некоторых ранее выделенных (Желубовский, Прялухина, 1964; Сергеев, 1963а, 1966) стратиграфических подразделений. В частности,

¹ Чаще эта толща пород датируется верхами нижнего — средним миоценом.

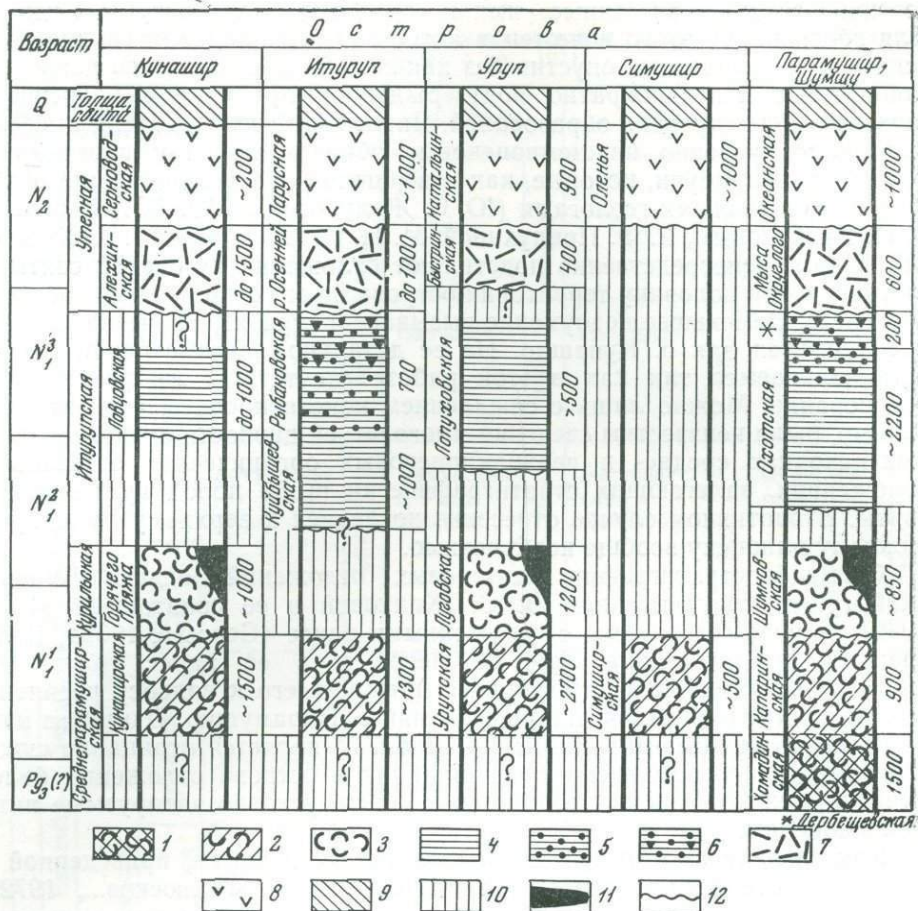


Рис. 10. Литолого-петрографические и петрографические комплексы Большой Курильской гряды (схема корреляции)

Парамуширский комплекс: 1 — нижняя толща; 2 — средняя; 3 — верхняя; Итурупский комплекс: 4 — кремнисто-диатомитовая толща; 5 — вулканогенно-осадочная; 6 — осадочно-эффузивная толща; 7 — Кунаширский комплекс; Большекурильский комплекс: 8 — нижняя толща; 9 — верхняя; 10 — неизвестные образования; 11 — Урупский комплекс; 12 — несогласие в напластовании

возраст пород округловской свиты (мыса Округлого. — К. С.) значительно «удревнен», а предлагаемая датировка отложений шумновской свиты вообще представляется необоснованной, так как для определения возраста привлечены данные об органических остатках из охотской и хамадинской свит.

Автор в процессе работы над коллективной монографией о Курильской островной дуге, в главе, которая посвящена описанию тектонических особенностей северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, совместно с Б. Н. Пискуновым и В. И. Федорченко проанализировал все известные на сегодня данные, в той или иной степени относящиеся к вопросу о стратификации распространенных здесь вулканогенно-осадочных образований. Одним из важных итогов этого исследования явилось обоснование выделения на островах Большой Курильской гряды нескольких регионально прослеженных литолого-петрографических комплексов (рис. 10). Их относительное взаимное положение и возраст установлены на основании содержащихся в них органических остатков и более всего соответствуют стратиграфической схеме, ранее предложенной автором (см. рис. 9).

Поэтому эта схема и принята в качестве основы в нижеследующем изложении.

Очень слабо разработана также схема стратиграфии четвертичных отложений района.

В. И. Федорченко и В. Н. Шилов (1966а, б), рассматривая четвертичные образования хребта Вернадского (о. Парамушир), расчленяют их, исходя из соотношений, наблюдаемых между морскими террасами и ледниковыми отложениями.

В пределах острова давно установлены следы двух четвертичных оледенений (Власов, 1958в; Горшков, 1954); некоторыми исследователями (Канаев, 1960; Желубовский, Прялухина, 1964) они отмечены и на других островах гряды. По данным В. И. Федорченко и В. Н. Шиловой (1966а), «морены первого оледенения в прибрежных частях переимыты, и их материал входит в состав отложений 25—30-метровой морской террасы, знаменующей собой крупную трансгрессию моря. Морены второго оледенения располагаются на уровне моря, подтоплены его водами и не имеют никакой связи с террасами» (стр. 156). На основании представлений этих авторов о преобладающей роли в формировании упомянутой террасы эвстатических колебаний уровня моря, связанных со сменой палеоклиматических эпох, и о синхронности четвертичных оледенений по крайней мере для северного полушария поверхность 25—30-метровой террасы является важнейшим стратиграфическим репером, соответствующим рисс-вюрмскому межледниковью. Эта точка зрения подтверждается аналогичным возрастом тирренской террасы Средиземного моря (Флинт, 1963; Ричардс, 1963), которую Ю. Ф. Чемяков (1961) сопоставляет с рассматриваемой террасой о. Парамушир, а также с возрастом террасовых уровней восточной окраины Евразийского материка и Северной Америки (Петров, 1963; Ричардс, 1963). Согласно этому, первое оледенение рассматривается как соответствующее рисскому, а второе — вюрмскому Западной Европы и коррелируется с оледенениями Поросири и Тоттабецу Японии (Geology of Japan, 1963).

Приведенные материалы позволяют расчленить четвертичные отложения на три стратиграфических комплекса — нижний, средний и верхний.

Нижний стратиграфический комплекс, видимо, включает породы нижнего и частично среднего отделов четвертичной системы, формирование которых предшествовало времени первого оледенения. В его составе преобладают вулканические образования, покрывающие высокие (более 30 м) террасовые уровни; известны также валунно-галечниковые конгломераты морского происхождения.

По мнению Г. М. Власова (1958а), к образованиям нижнего отдела следует относить также кору выветривания позднплиоценовой — раннечетвертичной выровненной поверхности, располагающейся на абсолютных отметках 700—1000 м.

Средний стратиграфический комплекс охватывает образования различного генезиса, относящиеся к верхам среднего — верхнему отделам четвертичной системы. Среди них известны ледниковые и морские отложения, наряду с которыми присутствуют и вулканические образования. Ледниковые отложения рисской и вюрмской эпох наиболее широко развиты на о. Парамушир. Они слагают здесь многочисленные краевые и конечные морены и представлены преимущественно сглаженными глыбами андезитов, промежутки между которыми нередко заполнены суглинистым или гравийно-щебенчатым материалом. Как правило, ледниковые образования отчетливо выражены в рельефе озерно-холмистым ландшафтом. Ю. С. Желубовский (Желубовский, Прялухина, 1964) отмечает отложения этого генезиса и на ряде более южных островов гряды (Симушир, Уруп, Итуруп, Кунашир и Шикотан), однако большинство исследователей их наличие здесь оспаривают.

Верхний стратиграфический комплекс соответствует современному отделу четвертичной системы и по набору выделяемых генетических групп пород является наиболее представительным (породы вулканического происхождения, морские отложения, лагунные, аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, озерные, эоловые и ледниковые отложения).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА В ПРЕДЕЛАХ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В соответствии с принятой в работе схемой стратиграфии Курильской островной дуги здесь представляется возможным выделить ряд вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов, существенно различающихся по времени их формирования, по литолого-петрографическому составу и структурному положению.

Наиболее древние породы дуги обнажаются, как отмечалось выше, в пределах Малой Курильской гряды, где они слагают следующие (в возрастной последовательности) комплексы: Димитровский [кампан(?), возможно, древнее], Матакотанский (кампан), Малокурильский (кампан — маастрихт), Ноторо-Томаринский [маастрихт — даний(?)] и Шикотанский. Последний образован габброидами интрузивных тел, прорывающих Малокурильский и, видимо, Ноторо-Томаринский комплексы, но истинное время его формирования не установлено. Эффузивные образования Димитровского комплекса распространены в пределах небольших тектонических блоков юго-восточного побережья о. Шикотан (бухты Димитрова и Горбунок). Вулканогенно-осадочные, эффузивные и интрузивные образования Матакотанского комплекса вскрываются вдоль северо-западных побережий островов Зеленого и Шикотан, на юго-восточном побережье последнего, а также на островах Демина, Юрий и Анучина. Вулканогенно-осадочные отложения Малокурильского комплекса прослеживаются от о. Шикотан, где они распространены узкой (1—3 км) полосой в его центральной части (рис. 11), на острова Полонского, Зеленый и Танфильева. Они вмещают пластовые интрузивные тела щелочных базальтоидов, количество и мощность которых резко возрастают в юго-западном направлении. Наконец, образования Ноторо-Томаринского комплекса распространены только в центральной части о. Шикотан (главным образом район гор Ноторо и Томари), а Шикотанского — в пределах его юго-западного и северо-восточного побережий.

В пределах Большой Курильской гряды подобные ассоциации пород неизвестны; обнажающиеся здесь вулканогенно-осадочные и интрузивные образования принадлежат следующим комплексам: Парамуширскому (олигоцен(?)) — низы среднего миоцена), Урупскому (средний миоцен), Итурупскому (средний — верхний миоцен), Кунаширскому (верхи миоцена — низы плиоцена) и Большекурильскому (средний плиоцен — четвертичная система). Парамуширский комплекс, соответствующий по объему ранее выделенной здесь (Геол. развитие Японских островов, 1967) формации «зеленых туфов», известен не только на всех крупных, но и на некоторых мелких (Симушир, Матуа, Ушишир) островах. Гораздо менее распространены интрузивные образования (габброиды, диориты, гранитоиды) Урупского комплекса, которые в заметных количествах установлены только на островах Кунашир, Уруп и Парамушир. Исключительно к фланговым участкам гряды, ограниченными проливами Буссоль и Крузенштерна, приурочены и вулканогенно-осадочные образования Иту-



Рис. 11. Схема островов Малой Курильской гряды

1—5 — Литолого-петрографические и петрографические комплексы: 1—Димитровский и Матакотанский; 2—Малокурильский вулканогенно-осадочный; 3—Ноторо-Томаринский; 4—Шикотанский; 5—Малокурильский интрузивный; 6—разломы установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир)

рупского и Кунаширского комплексов, которые соответственно представлены главным образом кремнисто-диатомитовыми и пемзосодержащими толщами. И только породы Большекурильского комплекса распространены здесь в пределах всей островной суши.

К ВОПРОСУ О ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ

В ряде работ приводится описание пород, имеющих, по мнению их авторов, домезозойский возраст. Так, Т. Хиробаяси (Hirobayashi, 1941), характеризуя геологическое строение о. Парамушир, высказывает предположение о палеозойском возрасте наиболее древних пород — глинистых сланцев, которые широко распространены в центральной части острова. Позднее М. Минато и его соавторы отмечают, что на островах Кунашир, Итуруп, Уруп и Парамушир известны многочисленные мелкие выходы сланцев и гранитов, относящихся к палеозойской системе Хидака (Minato et al., 1956). Эта точка зрения проводится и в интересной крупной работе японских авторов (The Geological Development..., 1965), где, в частности, отмечается, что «...здесь сравнительно узкими полосами местами вскрываются и донеогеновые породы, перекрываемые миоценовыми отложениями или более молодыми вулканическими образованиями. Например, в центральной части о. Парамушир (северные Курилы) развиты глинистые сланцы, несомненно сходные с глинистыми сланцами группы Хидака, в типичном выражении развитой в Центральном Хоккайдо. Кроме того, гранитные породы непосредственно перекрываются миоценовыми отложениями в центральной части о. Уруп, а также на Тихоокеанском и Охотском побережьях о. Кунашир» (стр. 258).

Однако, как показали более поздние работы советских геологов, глинистые сланцы, предположительно относимые японскими исследователями к палеозойской системе, содержат раннемиоценовую фауну и являются древнейшими кайнозойскими породами Курильских островов (Сергеев, 1963а, б), гранитоидные же интрузивы на островах Кунашир, Уруп и Парамушир заведомо прорывают нижне-среднемиоценовые отложения, т. е. являются внутринеогеновыми (Неверов и др., 1963; Сергеев, 1966; Сергеев, Сергеева, 1963а, и др.). Таким образом, в свете имеющихся на сегодня данных предположения о наличии выходов на Курильских островах каких-либо пород домезозойского и, в частности, даже доверхнемелового возраста представляются совершенно неаргументированными.

В то же время нельзя не отметить, что среди мезозойских и кайнозойских отложений часто встречаются галька и валуны кристаллических и метаморфических пород, неизвестных на островах в коренном залегании, калишпатовых двуслюдяных и мусковитовых гранитов, гранитогнейсов и гнейсов, разнообразных метаморфических сланцев. Для района Большой Курильской гряды установлено (Неверов и др., 1964), что в неогене они поставлялись преимущественно (если не исключительно) из районов, расположенных западнее современной гряды, т. е. со стороны Охотского моря. Характер литофаций меловых отложений Малой Курильской гряды, содержащих гальки кристаллических и метаморфических образований, позволяет достаточно обоснованно предполагать существование в этот период разрушавшихся кристаллических массивов где-то восточнее Курильских островов. Сказанное не исключает возможности распространения метаморфических пород на разных глубинах и непосредственно в районе островного поднятия. Однако на дневной поверхности они заведомо отсутствуют.

МАЛАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА

Как уже было отмечено выше, вулканогенно-осадочные, пирокластические, эффузивные и интрузивные образования, залегающие на островах Малой Курильской гряды, слагают ряд литолого-петрографических комплексов. В порядке возрастной последовательности этот ряд выглядит следующим образом: Димитровский эффузивно-интрузивный¹, Матакотанский вулканогенно-осадочный, Малокурильский вулканогенно-осадочный, Малокурильский интрузивный², Ноторо-Томаринский эффузивный и Шикотанский интрузивный комплексы.

ДИМИТРОВСКИЙ ЭФФУЗИВНО-ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс образован наиболее древними эффузивными и интрузивными породами Курильских островов, обнажающимися в районе бухт Димитрова и Горбунок на о. Шикотан (см. рис. 11). Возраст этих образований достоверно не установлен. Однако их многочисленные гальки присутствуют в вышележащих вулканомиктовых конгломератах, параллелизирующихся с кампанскими матакотанскими образованиями (Казаква и др., 1973). На этом основании возраст пород комплекса может быть определен как кампанский или несколько более древний.

В составе комплекса преобладают основные эффузивы (диабазы, пропилитизированные базальты и андезито-базальты), слагающие лавовые тела мощностью 1—5 м. Толща эффузивов, суммарная мощность которой составляет, по-видимому, не менее 1000 м, вмещает многочисленные, преимущественно пластовые интрузивные тела (силлы). В их строении участвуют в различной степени пропилитизированные габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, габбро-диабазы, диориты, диабазы, долериты и базальты. Наиболее крупные интрузивные тела (мощностью до нескольких десятков метров) сложены преимущественно полосчатыми габброидами, вмещающими жилы и «прослои» диоритов до 5 см мощностью. Силлы мощностью 1—10 м представлены обычно долеритами и диабазами, а менее мощные — базальтами, которые трудно отличимы от вмещающих их эффузивов.

¹ В названии комплекса учитывается роль слагающих его пород различного происхождения.

² Породы этого комплекса, хотя они и слагают вместе с отложениями одноименного вулканогенно-осадочного комплекса единое геологическое тело, видимо, целесообразно рассматривать обособленно в силу специфичности условий их формирования.

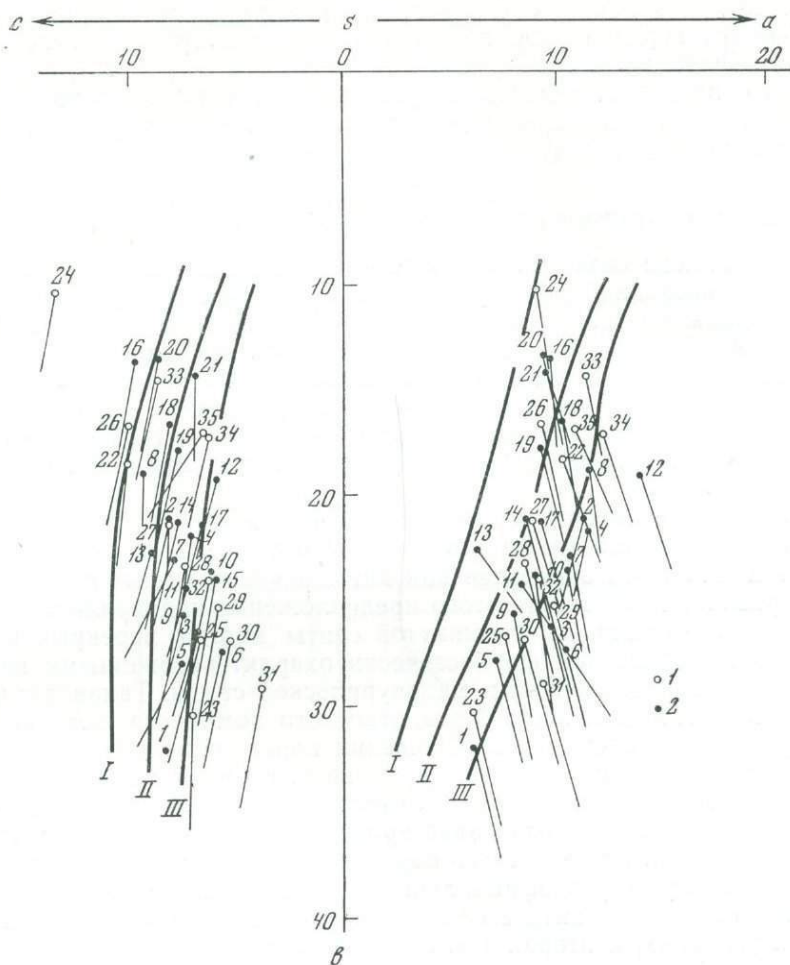


Рис. 12. Петрохимическая диаграмма для магматических пород (по А. Н. Заварицкому)
 1 — Димитровский комплекс; 2 — Матакотанский (цифры соответствуют порядковым номерам образцов в прилож. 1). Вариационные кривые: I — Пеле; II — Лассен-Пик; III — Йеллоустон

Характерными петрогенными минералами эффузивных и интрузивных пород являются в разной степени альбитизированный плагиоклаз (не кислее андезин-лабрадора) и моноклинный пироксен (диаллаг). В отдельных разновидностях интрузивных образований присутствуют также ромбический пироксен (энстатит), оливин, зеленая роговая обманка, биотит.

Интрузивные породы комплекса и их эффузивные аналоги характеризуются общими минералого-петрографическими и петрохимическими особенностями, хорошо выраженными на диаграмме рис. 12 и в таблицах (прилож. 1).

Расположение фигуративных точек составов этих пород на щелочной плоскости диаграммы отражает принадлежность их к известково-щелочному типу (точки расположены между кривыми Лассен-Пик и Йеллоустон) с повышенной известковистостью у более кислых представителей. Также характерно общее для всех пород содержание во вкрапленниках моноклинного пироксена (однообразный наклон векторов вправо, вниз) и одинаковая степень железистости. В более кислых разновидностях намечается постепенное увеличение количества щелочей с

единым для всех пород, очень резким преобладанием натрия над калием — почти вертикальное положение всех векторов на известковой плоскости диаграммы.

Все это позволяет считать, что как те, так и другие породы комплекса являются производными одного и того же магматического расплава, различаясь между собой лишь условиями кристаллизации.

МАТАКОТАНСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс объединяет также одни из древнейших образований Курильской островной дуги, к которым, по мнению автора, следует относить породы не только матакотанской свиты, но и так называемой зеленовской. Их выходы на дневной поверхности прослеживаются вдоль северо-западных побережий островов Шикотан и Зеленый (матакотанская свита), а также по юго-восточному побережью о. Шикотан (зеленовская свита). В состав этого комплекса входят и вулканогенно-осадочные образования, нацело слагающие острова Демина, Анучина и Юрий.

На основании находки С. М. Сапрыгиным в породах матакотанской свиты на о. Шикотан *Inoceramus cf. sachalinensis* Sokolov возраст последней может быть определен как кампанский и частично, возможно, более древний. Вероятность этого предположения подкрепляется прежде всего тем, что породы упомянутой свиты иногда перекрываются с отчетливым несогласием фаунистически охарактеризованными кампан-маастрихтскими отложениями малокурильской свиты. Такая датировка принята в работе для всего Матакотанского комплекса, хотя ее некоторая условность очевидна в отношении пород, объединяемых отдельными исследователями в зеленовскую свиту. Комплекс характеризуется значительным разнообразием в литолого-петрографическом и фациальном отношении, что отчетливо проявляется не только по вертикали, но и по латерали. Прежде всего обращает на себя внимание то, что он представлен двумя разнофациальными толщами пород, одна из которых (матакотанская свита в ее обычном понимании) формировалась в морских условиях, а вторая (зеленовская свита) — в субаэральной.

Первая из них, как отмечалось выше, наиболее полно обнажена в районе северо-западного побережья о. Шикотан, где ее видимая мощность составляет не менее 300—400 м, а в юго-западной части острова, видимо, превышает 600—800 м. Самыми древними из вскрытых здесь пород являются разнообломочные вулканомиктовые брекчии (до 100 м), которые вверх по разрезу постепенно переходят в вулканомиктовые конгломераты. В тех и других обломочный материал явно преобладает над туфовым цементом (70:30—80:20%), будучи представленным преимущественно базальтами, диабазами и спилитами. Для последних весьма характерны миндалекаменные текстуры; при этом миндалины, выполненные чаще всего цеолитами, нередко достигают 0,5—1,5 см в поперечнике. Здесь же, хотя и очень ограниченно, встречаются линзовидные тела шаровых базальтовых лав, которые обычно сопровождаются тонкими прослойками кремнистых пород. Стратиграфически выше преобладают лавы диабазов и спилитов (около 50 м), которые в свою очередь перекрыты вулканомиктовыми брекчиями и конгломератами с маломощными (до 2 м) прослоями базальтовых туфов и песчаников.

Весьма показательно, что подобное строение устанавливается и для субаэральной толщи комплекса (зеленовская свита) в районе юго-восточного побережья о. Шикотан и на о. Юрий, где ее видимая мощность составляет около 250—300 м. Нижняя часть толщи здесь сложена вулканомиктовыми брекчиями (100—150 м) с редкими пластами конгломератов мощностью до 10 м и линзовидными телами базальтовых лав и лавобрекчий. Обломки в вулканогенно-осадочных породах сложены

почти исключительно миндалекаменными эффузивами основного состава; при этом миндалины, как и в образованиях матакотанской свиты северо-западного побережья о. Шикотан, также выполнены в основном цеолитами. Выше по разрезу наблюдаются вулканомиктовые конгломераты (40—60 м) с прослоями туфов, вулканомиктовых песчаников, гравелитов и, реже, алевролитов. Гальки и валуны по составу чаще всего отвечают базальтам, диабазам, спилитам; менее распространены алевролиты, роговики, кремнистые породы, кварцевые порфиры, риолиты, граниты и гранитогнейсы, амфиболовые и слюдяные гнейсы, габброиды, метаморфические сланцы. В самых верхних частях толщи вновь преобладают разнообломочные вулканомиктовые брекчии с обломками миндалекаменных базальтов, среди которых встречаются линзовидные тела (5—10 м) полосчатых базальтовых лав.

Таким образом, как видно из изложенного, обломочный материал вулканогенно-осадочных образований Матакотанского комплекса в литолого-петрографическом отношении весьма однообразен и представлен главным образом эффузивами основного состава или обломками слагающих их минералов (табл. 8).

Таблица 8

Состав обломочной фракции в породах Матакотанского комплекса, %

Породы	Плагиоклазы	Пироксены	Кварц	Эффузивы основного состава	Вулканическое стекло	Осадочные, вулканомиктовые, пирокластические породы	Метаморфические и интрузивные породы	Рудные минералы
Вулканомиктовые брекчии и конгломераты (200)*	—	—	—	70—95	—	5—10	0—3	—
Вулканомиктовые песчаники и гравелиты (100)	20—70	10—40	—	40—80	5—10	0—5	0—2	2—5
Туфы (130)	15—50	10—30	—	40—50	10—25	0—5	—	1—5
Алевролиты и песчаники (15)	40—50	15—35	—	10—30	0—5	5—10	0—2	1—5

Здесь и далее цифры в скобках указывают количество изученных образцов.

Поскольку по своему составу и текстурно-структурным особенностям эффузивы, слагающие обломки, тождественны образованиям линзовидных лавовых тел, вряд ли можно сомневаться в том, что формирование комплекса происходило практически целиком за счет продуктов местного вулканизма. Петрохимические особенности магматических образований комплекса иллюстрируются приложением 1 и рис. 12.

МАЛОКУРИЛЬСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

В отличие от описанного рассматриваемый комплекс по объему полностью соответствует одному стратиграфическому подразделению — малокурильской свите. Слагающие его отложения вскрыты на островах Шикотан, Полонского, Зеленом и Танфильева (см. рис. 11) и обычно согласно, а местами с размывом и заметным угловым несогласием перекрывают более древние образования. Первоначально их возраст был определен Я. Сага (Sasa, 1934a) как сенонский на основании обнаруженного на о. Шикотан отпечатка *Inoceramus tisimacense*. Несколько позже Нагао и Мацумото, переопределив упомянутого иноцерама как *I. shikotanensis*, пришли к выводу, что эти отложения вряд ли могут



Рис. 13. Характер переслаивания песчаников и алевролитов Малокурильского вулканогенно-осадочного комплекса на о. Танфильева. Фото М. И. Стрельцова

быть древнее сантона и моложе дания. В настоящее время их возраст обычно считается кампан-маастрихтским¹, что основано на присутствии окаменелостей *Inoceramus shikotanensis* Nagao et Mat., I. aff. *orientalis* Sok. (aff. I матакотана), *Gaudriceras* (определения В. Н. Верещагина по сборам Ю. С. Желубовского и А. Ф. Прялухиной).

Наиболее характерными представителями пород комплекса на о. Шикотан являются вулканомиктовые песчаники, песчаники, алевролиты и аргиллиты, нередко образующие флишеидно-переслаивающиеся пласты мощностью по несколько десятков сантиметров (рис. 13). Менее распространены мергели и известняки, которые обычно слагают конкреции, расположенные внутри глинистых образований, а иногда образуют и мелкие линзовидные прослои. На других островах гряды ведущая роль в строении комплекса принадлежит песчаникам и вулканомиктовым песчаникам, наряду с которыми встречаются туфы и конгломераты, образующие пласты и прослои мощностью до нескольких метров. Особый интерес с позиций выяснения условий формирования пород комплекса представляют туфы. Если в нижней части комплекса они в основном соответствуют по составу базальтоидам Матакотанского комплекса (Соловьева, 1969), то выше распространены преимущественно щелочные туфы с высоким содержанием калия. Подобная же закономерность в общих чертах выдерживается и в характере изменения по разрезу состава обломочного материала вулканогенно-осадочных пород комплекса. Обломки в терригенных породах достаточно разнообразны (табл. 9) и представлены неокатанными или слабокатан-

¹ Вопрос о возрасте отложений комплекса за пределами о. Шикотан остается достаточно проблематичным вследствие отсутствия находок фаунистических остатков. Весьма вероятно, что частично эти породы являются несколько более молодыми, чем породы о. Шикотан, и возможно, соответствуют по возрасту образованиям формации Монсиду (маастрихт) группы Немуро Восточного Хоккайдо (Geology of Japan, 1963).

Состав обломочной фракции в терригенных породах, %

Породы	Плагиоклазы	Пироксены	Эффузивы основного и щелочного состава	Амфибол, биотит	Ортоклаз	Вулканическое стекло	Анальцим	Глаукогит	Метаморфические и интрузивные породы	Рудные минералы	Осадочные, вулканомиктовые, пирокластические породы
Аргиллиты, алевролиты (75)	30—70	5—20	0—5	0—5	0—5	—	0—2	—	—	1—3	0—3
Песчаники (30)	20—60	5—20	10—25	0—5	0—10	—	0—2	0—2	0—2	3—5	10—40
Вулканомиктовые песчаники (90)	30—60	10—25	10—30	0—5	0—10	5—15	0—2	—	2—5	2—5	10—20
Туфы (20)	30—60	10—30	0—50	0—5	0—10	0—100	1—10	—	—	1—3	0—5
Конгломераты (25)	—	—	80—90	—	—	—	—	—	0—5	—	5—15

ными частицами базальтоидных и щелочно-базальтоидных эффузивов, плагиоклазов, пироксенов, ортоклаза, роговой обманки и биотита. Видимая мощность отложений комплекса составляет около 250 м в северо-восточном районе о. Шикотан и 400—500 м — в юго-западном; по направлению к п-ову Немуро (о. Хоккайдо) она быстро возрастает, превышая уже на о. Зеленом 1000 м.

МАЛОКУРИЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Рассматриваемый комплекс включает недавно описанные (Казаква и др., 1967) интрузивные пластовые тела щелочных базальтоидов, залегающие внутри Малокурульского вулканогенно-осадочного комплекса. Максимальное количество интрузивных тел приурочено к юго-западному окончанию гряды и к ее непосредственному продолжению — п-ову Немуро. Здесь же эти тела характеризуются наибольшей мощностью 200—250 м по сравнению с 10—25 м на о. Шикотан. Возраст комплекса, вероятнее всего, маастрихтский; базальтоидные тела интрузируют кампан-маастрихтские отложения, а в верхних формациях группы Немуро, относящихся к маастрихту-данью (Geology of Japan, 1963), слагающие их породы встречаются в виде галек и валунов. Такому выводу не противоречат и результаты определения абсолютного возраста щелочных пород п-ова Немуро — 65—88 млн. лет (Ueda, Aoki, 1968), что соответствует в геохронологической шкале (Афанасьев и др., 1963) концу мелового периода. Интересно отметить, что на п-ове Немуро интрузивные тела ассоциируются с лавовыми потоками того же состава (Yagi, 1960). Наряду с присутствием туфов щелочных базальтоидов в верхней части Малокурульского вулканогенно-осадочного комплекса, это является прямым указанием на то, что формирование интрузивных тел сопровождалось значительными проявлениями щелочного вулканизма.

Изучение внутреннего строения тел показало, что они могут быть подразделены на два типа.

Первый тип представлен сравнительно маломощными (первые десятки метров), просто построенными пластовыми телами, которые сложены трахидолеритами, в приконтактных зонах сменяющимися трахибазальтами. Различаясь лишь текстурно-структурными особенностями, обе разновидности пород состоят из плагиоклаза, представленного андезин-лабрадором (30—40%), анортоклаза (30—40%), авгита (5—20%), оливина (5—15%); в качестве второстепенных минералов обычно присутствуют магнетит, биотит, апатит.

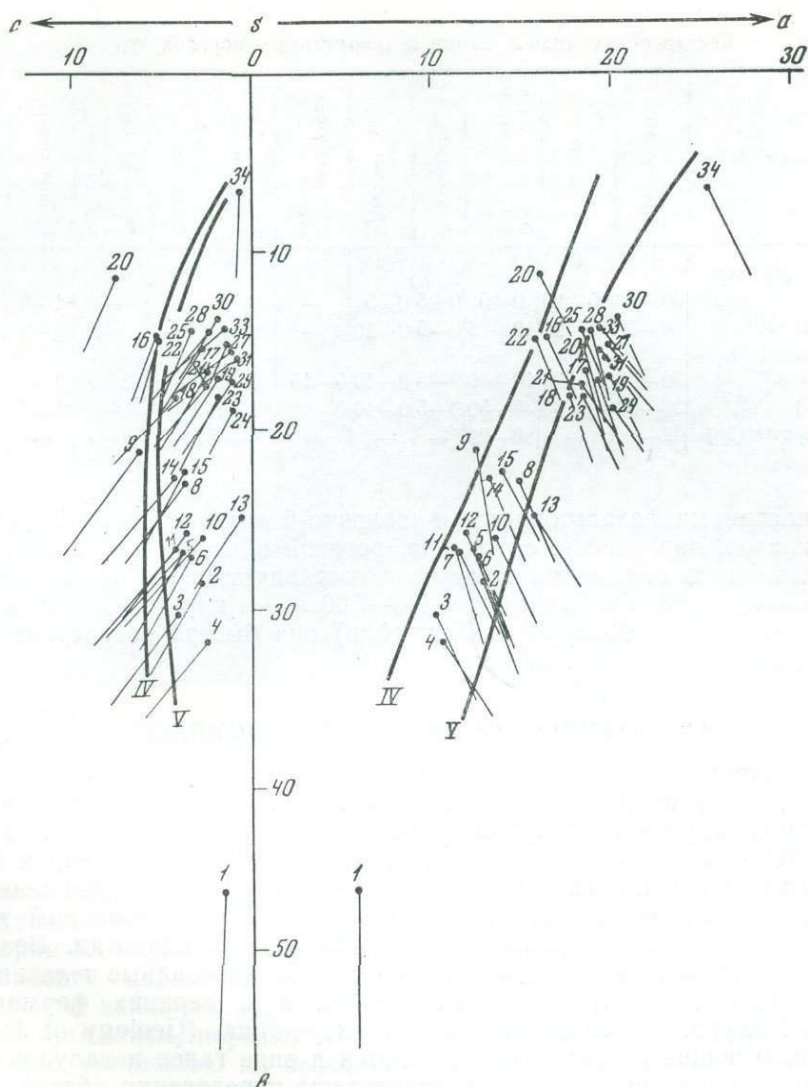


Рис. 14. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для пород Малокурльского интрузивного комплекса

Цифры соответствуют порядковым номерам образцов в прилож. 2. Вариационные кривые: IV — Этны; V — Марос-Хайвуд

Второй тип интрузивных тел, пользующихся большим распространением и имеющих значительную мощность, характеризуется более широким спектром пород. Тела этого типа обычно обнаруживают элементы расслоенности, выраженной в разной степени и обусловленной проявлением кристаллизационной дифференциации и гравитационным перераспределением последовательно кристаллизующихся минералов. Нижние части таких силлов, как правило, представлены оливиновыми эссекит-долеритами, которые минералогически близки к описанным выше трахидолеритам и отличаются от них лишь большим содержанием темноцветных. В центральных частях крупных пластовых тел преобладают лейко- и меланократовые трахидолериты, которые, как и в телах первого типа, нередко представлены анальцимовыми разновидностями (содержание анальцима 5—7%). Здесь же обычно встречаются шпироподобные обособления монцонитов, отличающихся от трахидо-

леритов только монцитовой структурой. Подобные обособления иногда слагают мощные (до 15—20 м) «прослой» в прикровельных зонах силлов, где в свою очередь вмещают шпирь и жилы авгитовых сиенитов (мощностью 5—25 см), состоящих из анортоклаза (50—60%), андезина (5—10%), авгита (10—15%), анальцима (10—15%), биотита (5—10%), магнетита (3—4%) и апатита (до 1,5%). Крайними членами ряда дифференциатов расслоенных пластовых тел являются анальцимовые сиениты и пикриты, слагающие извилистые прожилки мощностью 1—2 см. Первые из них состоят из олигоклаза (до 60%), анальцима (20—30%), анортоклаза (5%), авгита (5%), биотита (2—3%), магнетита и апатита; вторые — из серпентинизированного оливина (около 60%), авгита (30—40%) и магнетита.

Рассмотренные силлы сложены резко обособленными лейкократовыми и меланократовыми дифференциатами. Направление дифференциации в различных телах совершенно идентично, что иллюстрируется петрохимической диаграммой (рис. 14). Химические составы лейкократовых и меланократовых частей различных субинтрузивных тел выражены на этой диаграмме единичными компактными роями фигуративных точек, отражающими весьма близкий химический состав этих тел.

Химические составы рассматриваемых пород (прилож. 2) характеризуют их высокую щелочность при существенной или изредка преобладающей роли калия среди щелочей и резкую недосыщенность кремнеземом (величина Q изменяется от $-8,7$ до $-20,6$ при средних значениях около -14 , -15).

Рой фигуративных точек, отвечающих составу меланократовых пород (оливиновые эссексит-долериты, меланократовые трахидолериты и монцититы), расположен на щелочной плоскости диаграммы между вариационными кривыми Этны и Марос-Хайвуд, тогда как рой точек составов лейкократовых пород группируется вдоль и правее последней кривой, указывая на еще большую щелочность лейкократовых разновидностей.

Таким образом, породы интрузивных тел принадлежат уже не к известково-щелочному, а к щелочному типу и, несмотря на их различные щелочность и основность, все разновидности, включая пикриты и анальцимовые сиениты, являются продуктами кристаллизации единого магматического расплава, о чем свидетельствует не только близость минералого-петрографического состава всех разновидностей, но и геологические условия их локализации.

НОТОРО-ТОМАРИНСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс представлен толщей известково-щелочных базальтоидных эффузивов (мощностью не менее 300—400 м), которые обнажены в центральной и юго-восточной частях о. Шикотан, несогласно залегая на описанных выше вулканогенно-осадочных образованиях. Возраст эффузивов достоверно не установлен и с некоторой долей условности предполагается, как уже отмечалось (см. начало настоящего раздела), маастрихт-датский¹.

Ведущая роль в строении комплекса принадлежит лавам и лавобрекчиям базальтов, андезитов-базальтов и, реже, андезитов; менее распространены агломератовые туфы и вулканомиктовые брекчии того же состава. Хотя по общей щелочности рассматриваемые породы сопоставимы с породами Матакотанского комплекса, они существенно отличаются от них появлением гиперстена, а иногда роговой обманки и анортоклаза.

¹ Это предположение ниже рассмотрено с позиций петрологических особенностей комплекса.

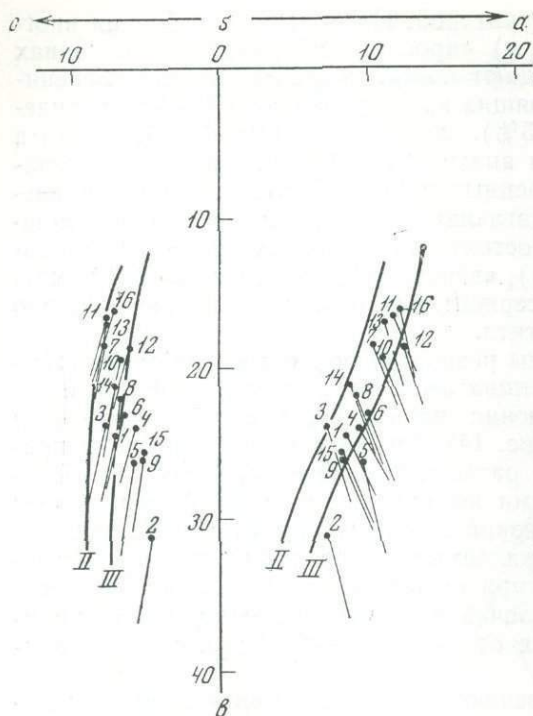


Рис. 15. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для пород Ноторо-Томаринского эффузивного комплекса
Цифры соответствуют порядковым номерам образцов в прилож. 3. Вариационные кривые: II — Лассен-Пик; III — Йеллоустон

Вероятно, нельзя исключать возможность того, что те и другие образования являются фаціальными разновидностями единого поздне мелового магматического комплекса.

ШИКОТАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К этому комплексу относятся габброидные породы двух интрузивных тел, расположенных в районах северо-восточного и юго-западного побережий о. Шикотан и имеющих на современном эрозионном срезе площадь около 20—25 км² каждое. Вмещающие их образования Матакотанского и Малокурильского вулканогенно-осадочных комплексов в контактовых зонах обычно ороговикованы и встречаются в виде ксенолитов в обоих массивах. Однако верхний возрастной предел формирования последних неопределим, поскольку характер их соотношений с эффузивами только что описанного комплекса не установлен. Правда, если изложенное выше предположение справедливо, то габброиды, видимо, являются наиболее молодыми образованиями Малой Курильской гряды, так как они интродуцируют силлы трахидолеритов (северо-восточное побережье острова).

Хотя форма интрузивных тел не выяснена, оба они характеризуются наличием элементов расслоенности, видимо обусловленной дифференциацией расплава в процессе их становления. Наиболее резко это проявлено в эндоконтактных зонах интрузивов, где полосчатые лейкократовые габбро и анортозиты чередуются с алливалитами. Первые на 85—95% сложены плагиоклазом (битовнит), наряду с которым присутствуют моноклинный и ромбический пироксены, реже роговая об-

Петрохимические особенности пород комплекса (прилож. 3), которые иллюстрирует диаграмма (рис. 15), близки к таковым димитровских эффузивов: фигуративные точки их составов также вытянуты в виде полосы между вариационными кривыми Лассен-Пик и Йеллоустон при однообразном положении векторов вправо, вниз. Эффузивы также отвечают известково-щелочному типу пород при однообразном минералогическом составе их и ведущей роли натрия среди щелочей.

На основании изложенных данных весьма вероятным представляется предположение о том, что магматические расплавы, исходные для пород Димитровского эффузивно-интрузивного комплекса, частично, видимо, поднимались из промежуточных очагов неглубокого заложения (интрузивные тела в современной структуре) до поверхности Земли и, в частности, явились источником формирования рассматриваемого комплекса эффузивов.

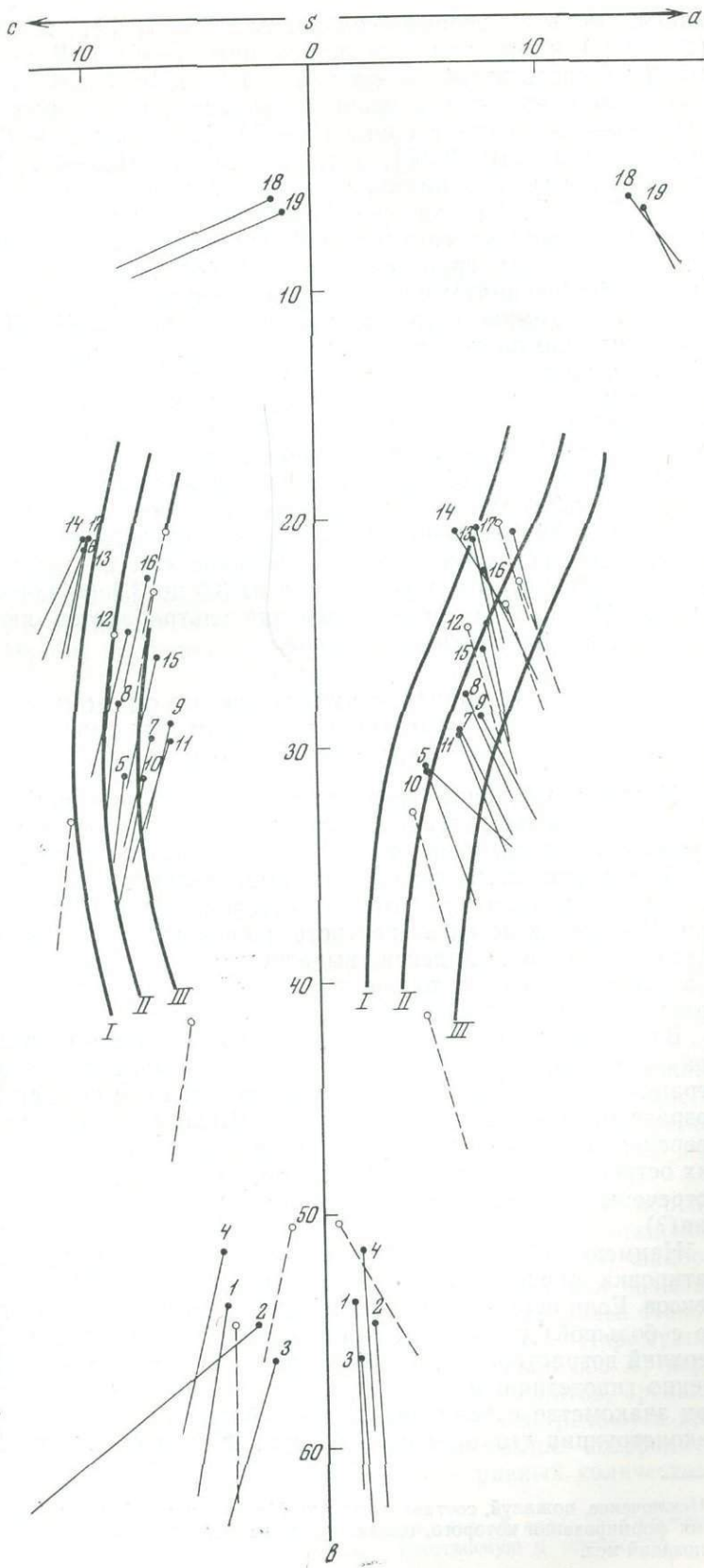


Рис. 16. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для пород Шикотанского интрузивного комплекса

Цифры соответствуют порядковым номерам образцов в прилож. 4. Вариационные кривые: I — Пеле; II — Лассен-Пик; III — Йеллоустон. Пунктиром изображены векторы составов пород Лысогорского интрузивного массива (по И. М. Волохову и В. М. Иванову)

манка, биотит; вторые — оливином (50—75%), битовнит-анортитом (20—50%) и моноклинным пироксеном (2—5%). В центральных участках массивов преобладают полосчатые и массивные оливиновые габбро и габбро-нориты, основными минералами которых являются плагиоклаз — лабрадор-битовнит (60—70%), оливин (5—30%), моноклинный пироксен (10—20%), а также биотит (0,5—1,5%). Оливиновые габбро-нориты дополнительно содержат ромбический пироксен в количестве 5—10%. Иногда среди габброидных пород встречаются маломощные (несколько сантиметров) жилки и шшироподобные обособления гранофировых гранитов (аплитов), которые являются наиболее кислыми дифференциатами габброидных расплавов.

Судя по химическому составу пород (прилож. 4), Шикотанский интрузивный комплекс представлен породами, бедными щелочами, с отчетливой натровой специализацией. На диаграмме рис. 16 наблюдается расположение фигуративных точек вдоль кривой Лассен-Пик, характеризующей собой известково-щелочной тип пород с повышенной известковистостью. Обособление ультраосновных пород (алливалитов) создает впечатление двухфазного строения комплекса. Однако полевые наблюдения определенно свидетельствуют о появлении этих пород в результате дифференциации расплава непосредственно в магматической камере. Это подтверждается и особенностями их химизма. Так, отношение $MgO : FeO$ в них колеблется от 3,0 до 3,9 (среднее 3,5), что считается (Hess, 1938) характерным для ультрабазитов, являющихся производными габброидных расплавов.

О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

Изложенные данные свидетельствуют о том, что ни для одного из выделяемых вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Малой Курильской гряды возраст не может считаться строго доказанным¹.

Безусловно кампанскими, видимо, являются только образования, слагающие матакотанскую свиту северо-западного побережья о. Шикотан. Что же касается возрастного положения остальных образований Матакотанского комплекса, выделяемых отдельными исследователями в зеленую свиту, то оно в большей мере основано на косвенных признаках и предположениях.

Более определенно затронутый вопрос решается в приложении к Малокурильскому вулканогенно-осадочному комплексу, но опять-таки для ограниченного района его распространения. Если кампан-маастрихтский возраст отложений комплекса на о. Шикотан установлен достаточно уверенно по остаткам сохранившихся в них окаменелостей, то на других островах гряды можно и, видимо, даже следует ожидать, что будут встречены породы, образовавшиеся позднее, в течение маастрихт — дания (?).

Наименее обоснованной фактическими данными является, однако, датировка образований Ноторо-Томаринского и Шикотанского комплексов. Если первые из них по изложенным выше соображениям и можно с большой долей условности относить к маастрихту — данию, то верхний возрастной предел формирования вторых представляется совершенно гипотетичным. Все сказанное, разумеется, следует иметь в виду при знакомстве с теми разделами работы, в которых делается попытка реконструкции геологической истории Курильской островной системы.

¹ Исключение, пожалуй, составляет только Малокурильский интрузивный комплекс, время формирования которого, однако, тоже не может быть определено точнее, нежели поздний мел.

БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА

Вулканогенно-осадочные, осадочные, интрузивные и эффузивные образования, обнажающиеся на островах Большой Курильской гряды, принадлежат (в возрастной последовательности) к Парамуширскому вулканогенно-осадочному, Урупскому интрузивному, Итурупскому, Кунаширскому и Большекурильскому вулканогенно-осадочным комплексам.

ПАРАМУШИРСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

Породы рассматриваемого комплекса являются наиболее древними из вскрытых в пределах всей гряды и по принятой в данной работе стратиграфической схеме (см. рис. 9) соответствуют среднепарамуширской и курильской сериям. Объединение отложений обеих серий, разделенных поверхностью повсеместно установленного несогласия, в единый литолого-петрографический комплекс обусловлено общностью их эпигенетических преобразований. Породы комплекса установлены на островах Шумшу, Парамушир, Онекотан, Ушишир, Матуа, Симушир, Уруп, Итуруп(?) и Кунашир и могут быть датированы нижним — средним миоценом на основании находок следующих фаунистических остатков: *Nuculana (Saccella) crassatelloides* Laut., *Yoldia (Portlandella) tokunagai* Yok., *Malletia inermis* Yok., *M. longa* L. Krisht., *Limatula pilvoensis* Laut., *Mytilus miocenium* L. Krisht., *Laternula altarata* L. Krisht., *Periploma macra* L. Krisht. (определения Л. В. Криштофович), *Malletia longa* L. Krisht., *Yoldia pilvoensis* Slod., *Tellina aragonia* Dall (определения А. А. Симоновой) — хамадинская свита, о. Парамушир: *Palliolium (Deflectopecten) kriljonensis* L. Krisht., *Pododesmus schmidti* L. Krisht., *Mytilus miocenium* L. Krisht., *Modiolus solea* Slod., *Saxicava pholadis* L. (определения А. А. Симоновой, коллекция В. Б. Сергеевой) — свита р. Жемчужной, о. Итуруп; *Nuculana (Nuculana) slodkewitschi* Kogan. *Nuculana (Nuculana) pernula* (Müller), *Crassoleda crassatelloides* (Laut.) (определения В. О. Савицкого, коллекция Б. Н. Пискунова) — луговская свита, о. Уруп; *Crassoleda crassatelloides* (Laut.), *Malletia cf. inermis* (Yok.), *Masoma aff. baltica* (Linné) (определения А. П. Ильиной, коллекция А. Ф. Прялухиной) — свита Горячего Пляжа, о. Кунашир. Не исключено, однако, что неохарактеризованная фаунистически нижняя часть комплекса (низы хамадинской свиты), которая литологически сходна с олигоценовой толщей богачевской серии Восточной Камчатки (Белова и др., 1961), может оказаться несколько более древней. Автор, в частности, допускает верхнеолигоценый(?) — среднемиоценовый возраст Парамуширского вулканогенно-осадочного комплекса; по распределению пород в вертикальном разрезе этот комплекс подразделяется на три толщи.

Нижняя толща представлена преимущественно осадочными породами хамадинской (острова Парамушир и Шумшу) и токотанской¹ (о. Уруп) свит, которые японские геологи (Minato et al., 1956) ошибочно рассматривали в качестве палеозойских образований так называемого кристаллического основания Большой Курильской гряды. Наиболее полно эта толща обнажена в центральной части о. Парамушир. В ее низах здесь отмечена (Сергеев, 1966) пачка (около 500 м) переслаивающихся темноокрашенных скорлуповатых алевролитов, аргиллитов, глинистых и кремнистых сланцев, среди которых встречаются прослой граувакковых песчаников. Стратиграфически выше алевролиты, аргиллиты и песчаники присутствуют примерно в равных количествах,

¹ Ю. Л. Неверов (1963, 1970) в отличие от других исследователей отложения урупской свиты расчленяет на две самостоятельные свиты — токотанскую и тетяевскую.

а глинистые и кремнистые сланцы слагают лишь редкие прослои. Верх толщи (до 600 м) сложены главным образом граувакковыми песчаниками и алевролитами, наряду с которыми ограниченно распространены также разнородные вулканомиктовые песчаники, гравелиты, мелкообломочные брекчии и туфы основного состава. Состав обломочной фракции осадочных, вулканогенно-осадочных и пирокластических пород отображен в табл. 10.

Средняя толща комплекса по объему соответствует свитам, описанным ранее (Бевз и др., 1971; Желубовский, Прялухина, 1964; Жидкова и др., 1971; Неверов, Хведченя, 1962; Пискунов, 1969; Пискунов, Сергеев, 1970; Сергеев, 1963а, 1966; Сергеева, 1964; Стрельцов, 1970б, и др.); капаринской или васильевской (острова Парамушир, Шумшу), симуширской (о. Симушир), тетяевской или урупской (о. Уруп), р. Жемчужной (о. Итуруп) и кунаширской (о. Кунашир). Видимо, ей же принадлежат и сильно пропилизитизированные вулканогенные образования юрловской (о. Матуа) и ушиширской (о-ва Ушишир) свит мощностью в несколько сотен метров (Мархинин, Стратула, 1964). Толща повсеместно сложена зеленоватыми (из-за пропилизитизации) вулканогенно-осадочными, вулканокластическими и эффузивными образованиями преимущественно основного и кислого состава, которые прорваны многочисленными дайками, мелкими межпластовыми и дискордантными телами базальтов, долеритов, диабазов, дацитов, кварцевых порфиров, кератофиров и кварцевых кератофиров.

Рассматриваемая толща, максимальная мощность (до 2000 м) которой отмечена (Неверов, 1970; Пискунов, 1969; Стрельцов, 1970б) на о. Уруп, согласно залегает на нижней толще комплекса (Неверов, 1970; Сергеев, 1966). Почти на всех островах гряды она характеризуется однотипным строением и представлена вулканомиктовыми брекчиями, лавобрекчиями и лавами базальтов, дацитов, риолитов и, реже, андезитов, в которых заключены прослои и линзовидные тела туфов, вулканомиктовых песчаников и гравелитов мощностью до 10—20 м. Обломочный материал терригенных пород представлен преимущественно также эффузивами приведенного выше состава (табл. 11), наряду с которыми встречены двуслюдяные граниты и гранитогнейсы (до 10%).

Характернейшей особенностью толщи является закономерное распределение слагающих ее пород различного состава по вертикали, выраженное в приуроченности к ее низам базальтоидов, а к верхам — дацитов и риолитов. Исключение составляет только о. Итуруп, где вся свита р. Жемчужной, относящаяся к толще, сложена пропилизитизированными базальтовыми и андезито-базальтовыми вулканомиктовыми брекчиями

Таблица 10

Состав обломочной фракции нижней толщи, %

Породы	Плагиоклаз	Пироксены	Кварц	Эффузивы (основная масса)	Вулканическое стекло	Осадочные, вулканомиктовые, пирокластические породы	Метаморфические и интрузивные породы	Рудные минералы
Алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы (70)	50—80	5—15	10—30	0—5	—	0—2	—	1—4
Песчаники (50)	10—50	5—10	3—12	3—25	—	25—65	—	3—4
Вулканомиктовые песчаники (90)	20—60	5—20	5—15	35—55	2—10	10—25	—	2—5
Вулканомиктовые гравелиты и брекчии (20)	—	—	—	80—95	—	5—15	1—6	—
Туфы (30)	35—55	5—15	—	40—60	5—15	0—4	—	1—3

Состав обломочной фракции средней толщи, %

Породы	Плагиоклаз	Пироксены	Кварц	Эффузивы	Вулканическое стекло	Осадочные, вулканогенно-осадочные, пирокластические породы	Метаморфические и интрузивные породы	Рудные минералы
Вулканомиктовые брекчии (30)	—	—	0—10	78—88	—	10—15	5—10	—
Вулканомиктовые гравелиты и песчаники (60)	30—50	10—30	0—15	10—25	0—10	0—5	—	1—3
Туфы (35)	25—60	10—25	5—15	5—15	5—25	0—4	—	2—5

с прослоями и линзами вулканомиктовых песчаников, туфов и лавобрекчий основного состава. Нужно, правда, отметить, что отдельные геологи оспаривают принадлежность этих образований к нижнему миоцену (Бевз, Савицкий, 1972; Жидкова и др., 1971). В. Б. Сергеева (1964) собрала, а А. А. Симонова определила моллюски *Delectopecten kriljonensis* (L. Krisht), *Pododesmus schmidtii* L. Krisht., *Mytilus miocenium* L. Krisht., *Modiolus solea* Slod., *Hiatella pholadis* (L.), которые и по заключению такого специалиста по кайнозойской фауне, каким являлся В. С. Сладкевич, совершенно бесспорно указывают на нижнемиоценовый возраст вмещающих их пород. Несмотря на это, В. Е. Бевз и В. О. Савицкий (1972), сомневаясь в правильности определений А. А. Симоновой, приводят следующий перечень окаменелостей, обнаруженных ими позднее в той же точке наблюдения: *Chlamys* ex gr. *fargeri nipponensis* (Kuroda), *Pododesmus macroschisma* (Desh.), *Mytilus* sp., *Modiolus* sp. (ex gr. *M. wajampolkensis* Slod.). Последние формы, по их мнению, указывают на вероятный плиоценовый возраст пород, относимых ранее (Желубовский, Прялухина, 1964; Сергеев, 1966; Сергеева, 1964, и др.) к нижнему миоцену. Однако упомянутые авторы, видимо, и сами понимают, что приведенный ими список фаунистических остатков из отложений свиты р. Жемчужной отнюдь не может свидетельствовать о сколько-нибудь определенном ее возрасте. Иначе трудно объяснить, чем вызвано привлечение ими для обоснования возраста рассматриваемых пород сведений о фаунистических характеристиках вулканогенно-осадочных образований близлежащих районов, плиоценовый возраст которых до сих пор никто не подвергал сомнению.

Породы верхней толщи Парамуширского комплекса, соответствующей в принятой стратиграфической схеме курильской серии, установлены только на островах Шумшу, Парамушир, Уруп и Кунашир, где они слагают соответственно следующие свиты: шумновскую, луговскую и Горячего Пляжа (см. рис. 9). Толща, мощность которой составляет 900—1500 м, с разрывом и несогласием залегает на образованиях как средней, так (о. Парамушир) и нижней толщ рассматриваемого комплекса, имея в основании горизонты базальных вулканомиктовых брекчий или конгломератов мощностью до 100 м (о. Кунашир). Обломки и гальки в последних представлены главным образом (60—90%) описанными выше зеленокаменно-измененными породами, наряду с которыми встречаются также песчаники, кремнистые и метаморфические породы, калишпатовые граниты и гранитогнейсы. Стратиграфически выше преобладают вулканомиктовые и граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты и туфы различного состава, среди которых иногда наблюдаются вулканомиктовые брекчии и конгломераты. Состав обломочной фракции этих отложений представлен в табл. 12.

Состав обломочной фракции верхней толщи, %

Породы	Плагиоклаз	Пироксены	Кварц	Эффузивы (основная масса)	Вулканическое стекло	Осадочные, вулканогенно-осадочные, пирокластические породы	Метаморфические и интрузивные породы	Рудные минералы
Вулканомиктовые брекчии (50)	—	—	0—3	50—90	—	10—25	10—15	—
Вулканомиктовые базальные брекчии (25)	—	—	0—2	20—50	—	60—90	0—10	—
Вулканомиктовые гравелиты и песчаники (70)	20—40	5—15	5—15	20—30	10—15	20—60	—	2—4
Песчаники (50)	30—60	5—15	5—20	25—35	—	10—40	—	3—4
Туфы (60)	25—50	5—25	0—5	10—20	20—40	0—10	—	1—5
Алевролиты (20)	50—70	5—20	5—15	0—10	—	—	—	1—2
Диатомиты (8)	40—70	5—15	5—15	5—15	0—5	—	—	1—3

Все породы комплекса, а особенно слагающие две его нижние толщи сильно пропилитизированы и характеризуются следующими вторичными минералами: альбитом, хлоритом, эпидотом, целитами, кальцитом, пиритом. Это обуславливает их своеобразную голубовато-зеленоватую окраску, позволяющую довольно уверенно диагностировать рассматриваемые образования в полевых условиях.

Породы магматического происхождения, которые в основном своем объеме приурочены к средней толще комплекса, принадлежат к двум ассоциациям, различающимся как по составу, так и по времени образования.

Одна из них, занимающая более низкое «стратиграфическое» положение, образована преимущественно спилитами, спилитовыми порфиридами¹, диабазами, базальтами и андезито-базальтами (эффузивная фация), диабазами, габбро-диабазами, микрогаббро и долеритами (субинтрузивная фация). Основными породообразующими минералами всех разновидностей являются плагиоклаз — лабрадор-битовит, который в спилитах и спилитовых порфиридах почти нацело замещен альбитом, и авгит; иногда встречается гиперстен. Вторая представлена главным образом эффузивной и пирокластической фациями дацитов и риолитов, дацитовыми и кварцевыми порфирами (субинтрузивная фация); широким распространением пользуются также кератофиры и кварцевые кератофиры, слагающие как лавовые тела, так и necks, штоки и другие мелкие рвущие тела. Порфировые выделения в породах, как правило, многочисленны и образованы олигоклазом-андезином (в кератофирах и кварцевых кератофирах — альбитом), кали-натровым полевым шпатом, кварцем и, реже, роговой обманкой. Установлено (Сергеев, 1963б), что такие породы, как спилиты, спилитовые порфириды, кератофиры и кварцевые кератофиры, не являются производными каких-то особых магматических расплавов или продуктами кристаллизации обычных магм в специфических условиях.

Данные, полученные при проведении полевых и лабораторных исследований, не оставляют сомнений в их возникновении в результате интенсивной пропилитизации пород ряда базальт — андезит — дацит — риолит.

¹ Термин употребляется в понимании В. А. Заварицкого (1946), который использовал его для обозначения спилитоподобных пород андезитового состава.

Как следует из прилож. 5, магматические образования Парамуширского комплекса в целом характеризуются повышенной щелочностью и низким содержанием полевошпатовой извести вследствие их пропилитизации, проявившейся, как уже упоминалось выше, не всюду в одинаковой степени.

УРУПСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс образован сложно построенными интрузивными телами — состоящими из оливиновых и безоливиновых габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов, габбро-диабазов, долеритов, диоритов и кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов, кварцевых порфиров и др. Наиболее крупными интрузивами, для которых характерно линейно-полосовое расположение вдоль зон крупных разломов, являются следующие: Центральный интрузивный массив хребта Вернадского (о. Парамушир), интрузивы рек Галинки, Утесной и Нигори (о. Уруп), Докучаевский, Прасоловский, Валентиновский, Мечниковский и другие массивы (о. Кунашир). В большинстве случаев они имеют штокообразную или пластоподобную форму и характеризуются, как правило, многофазным строением. Следы неоднократных инъекций магматических расплавов разного состава нередко отмечаются и внутри каждой фазы. Вместе с тем далеко не во всех случаях можно наблюдать интрузивные соотношения между породами разного типа. Имеют место и весьма постепенные переходы между ними с развитием переходных гибридных разновидностей, свидетельствующих о значительных масштабах воздействия магматических расплавов на породы ранних интрузивных фаз.

При характеристике Центрального интрузивного массива хребта Вернадского (о. Парамушир) нами (Сергеев, Сергеева, 1963а) были приведены, в частности, следующие свидетельства широко развитого переплавления как пород, вмещающих массив, так и более ранних интрузивных пород каждой фазы: 1) периферические участки всех интрузивных тел, соответствующих отдельным фазам внедрения, сложены более основными разновидностями пород, нежели их центральные участки; 2) в эндоконтатковых зонах упомянутых интрузивных тел широко развиты оплавленные ксенолиты вмещающих пород, включая интрузивные образования более ранних фаз; 3) отсутствие каких бы то ни было признаков раздвигания или подворота вмещающих пород в процессе интрузии; 4) наличие на отдельных участках такситовых структур; 5) присутствие во всех породах массива пироксенов в составе фемической группы независимо от степени кислотности пород и др.

Возраст образований Урупского комплекса определен как средний миоцен на основании того, что слагаемые ими интрузивные тела прорывают и метаморфизируют породы Парамуширского комплекса (олигоцен (?)) — средний миоцен), но не затрагивают отложений вышележащего Итурупского комплекса (средний — верхний миоцен). Более того, базальные вулканомиктовые конгломераты и брекчии последнего в значительном количестве содержат обломки и гальки пород, которые и по минералого-петрографическому составу, и по петрохимическим особенностям тождественны породам рассматриваемых интрузивов. Все эти данные не позволяют согласиться ни с мнением Т. Немото (Nemoto, 1936) о донеогеновом возрасте интрузивных образований, ни с представлениями Г. П. Вергунова (1961) о принадлежности их к двум возрастным группам — нижнемиоценовой и плиоценовой¹.

Необходимо, однако, отметить, что представления о среднемиоценовом возрасте рассматриваемых пород не подтверждаются результатами определения их абсолютного возраста калий-аргоновым методом

¹ Интрузивные образования плиоценового возраста, как будет показано ниже, слагают мелкие тела и представлены почти исключительно субинтрузивной фацией.

Абсолютный возраст изверженных пород островов Кунашир и Уруп
(по Фирсову, 1964)

Номер пробы	Содержание, г/т			$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	
	K	$K^{40} \cdot 10^6$	$Ar^{40} \cdot 10^6$		По анализам	Среднее
1209	0,0265	3,23	0,122	0,00038	6,5	6
	То же		0,111	0,000345	6	
1210	0,0249	3,04	0,120	0,00040	6,5	7,5
	То же		0,150	0,00050	8,5	
1211	0,0261	3,19	0,084	0,000263	4,5	4,5
	То же		0,081	0,000255	4,5	
1212	0,0205	2,50	0,093	0,00037	6	6
	То же		0,092	0,00037	6	
1213	0,0078	0,95	0,062	0,00065	11	11 (?)
	То же		0,057	0,00060	10,5	
1214	0,01105	1,35	0,05	0,00037	6	6
	То же		0,05	0,00037	6	

Примечание: 1209, 1210 — роговообманковый диорит (гранодиорит), Докучаевский интрузив, о. Кунашир; 1211 — интенсивно хлоритизированная изверженная порода из центральной части тела роговообманковых гранодиоритов; там же; 1212 — кварцевый порфир, Прасоловский интрузив, о. Кунашир; 1213 — роговообманковый диорит, там же; 1214 — роговообманковый гранодиорит (плаггиогранит), интрузив р. Галинки, о. Уруп.

(табл. 13). «Радиологическая датировка интрузивных пород островов Кунашир и Уруп противоречит предположению о их средне-верхнемиоценовом возрасте и позволяет считать их среднеплиоценовыми. Возможно, что и интрузивы о. Парамушир являются плиоценовыми» (Фирсов, 1964, стр. 842). Однако более вероятно, что приводимые Л. В. Фирсовым цифры характеризуют не время кристаллизации пород из расплава, а время их последующего (постмагматического) преобразования, тем более что породы комплекса нередко несут новообразования биотита по амфиболам и пироксенам. Можно даже предполагать, что процессы преобразования интрузивных пород наиболее интенсивно проявились в ранне-среднеплиоценовое время (это согласуется с данными об их абсолютном возрасте), когда имели место мощные проявления кислого вулканизма (дацитовые, липарито-дацитовые и липаритовые пемзы). Таким образом, можно думать, что интрузивные тела комплекса в возрастном отношении соответствуют так называемым среднетретичным (внутримиоценовым) гранитоидам Камчатки, Японии, Индонезии (Василевский и др., 1964; Ван Беммелен, 1957; Маренина, Долматова, 1964; Minato et al., 1956).

Наиболее сложно построенным интрузивом комплекса является Центральный интрузивный массив хребта Вернадского (о. Парамушир), для которого установлен (Сергеев, Сергеева, 1963а) следующий порядок внедрения:

- I фаза; первая субфаза — оливиновые габбро, габбро, нориты, габбро-нориты, габбро-диабазы, долериты;
 вторая субфаза — лейкократовые габбро-нориты;
 II фаза; третья субфаза — мангериты и кварцевые мангериты;
 четвертая субфаза — диориты и кварцевые диориты;
 III фаза; пятая субфаза — плаггиогранодиориты и плаггиограниты;
 шестая субфаза — гранодиориты и граниты;
 седьмая субфаза — аплитовые граниты и аплиты.

Породы I фазы слагают наклоненное под углом 30—50° к северо-западу пластоподобное тело мощностью около 3,5—4,0 км, висячем боку которого преобладают нориты и габбро-нориты, тогда как в лежащем — оливиновые и безоливиновые разновидности габбро. Лейкокра-

Таблица 14

Минералогический состав интрузивных тел первой и второй субфаз, %

Минерал	Первая субфаза								Вторая субфаза	
	оливиновые габбро			габбро	габбро-нориты		норит	габбро-диабаз	лейкократовые габбро-нориты	
	8587 _а	8587 _Г	8587 _Д	8417	8586 _Г	8586 _а	8602	8586 _Ж	8585	8586 ¹
Плагиоклаз	56	53,5	47,3	59,7	70	69,5	66,7	76	71	66,5
Пироксен моноклинный	30	30	39	36	11	10	—	13	6	7
Пироксен ромбический	—	—	—	—	10	12	26	—	13	9
Оливин	9	6	10	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	5	5	3	4	3,5	2	4	7	5,5	2,0
Кварц	—	—	—	—	5	6	3	4	4	12
Акцессории (апатит)	?	0,5	0,7	0,3	0,5	0,5	0,3	?	?	0,5
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	1,5
Силлиманит	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—

Примечание: ¹ Образец взят на контакте с диоритами.

Таблица 15

Минералогический состав интрузивных тел третьей и четвертой субфаз, %

Минерал	Третья субфаза				Четвертая субфаза								
	безкалишпатовые, авгит-гиперстеновые				диориты		кварцевые диориты						
	диориты (мангериты)		кварцевые диориты (кварцевые мангериты)										
	8663 _б	8586 _д	8220 _х	8428	8488	8602 ₁	8213	8617 _б	8617 _в	8617 _г	8216	8489	8620*
Плагиоклаз	70	70,5	68	57	62	65	54	60	53	55	54	52	64,5
Калиевый шпат	—	—	—	—	5,5	2	7,5	5	7	7	9	7	6
Кварц	5	6	18,5	10	4,5	5	15	14	13,5	11	19,5	20	13
Моноклинный пироксен	11	11	4	12	12	—	1	4	3	5	3	2	8
Ромбический пироксен	9	10	5	14	10	24	9	12	13	16	7	7,5	3
Роговая обманка	—	—	1	—	2	—	2	—	—	—	4	6	2
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
Магнетит	4	2	3	6	3,5	3,5	6	4,5	5	5,5	4	4	3
Акцессории	2	0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

* Образец взят на контакте с гранитоидами.

товые габбро-нориты образуют небольшие дайкоподобные тела. Минералогический состав пород, как показано в табл. 14, довольно однообразен.

Наиболее характерными представителями пород II фазы являются диориты и кварцевые диориты, в поле развития которых встречаются «останцы» мангеритов и кварцевых мангеритов несколько иного минералого-петрографического состава (табл. 15).

Наконец, гранитоиды III фазы внедрения, иногда ассоциирующиеся с диоритами и кварцевыми диоритами, образуют мелкие дайкоподобные и штокообразные тела, которые в виде цепочки северо-восточного простирания локализуются среди пород предшествующих фаз внедрения. Их минералогический состав отражен в табл. 16.

Минералогический состав интрузивных тел пятой, шестой и седьмой субфаз, %

Минерал	Пятая субфаза	Шестая субфаза			Седьмая субфаза
	трондьемит	гранодиорит	гранит	гранит-порфир	аплитовый гранит
Плагиоклаз	66	43	44	42	30
Калишпат	2	23	24	24	32
Кварц	24	22	26	28	32
Пироксен моноклинный	2	5	5	1	3,5
Пироксен ромбический	4	4	—	2	—
Роговая обманка	—	—	—	—	—
Магнетит	1,5	2,0	1,5	2,5	2,0
Аксессуары	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

Близкая к описанной последовательность формирования рассматриваемых интрузивных тел характерна и для островов Уруп и Кунашир, а именно: габбро-диабазы — габбро-диориты — диориты и кварцевые диориты — гранодиориты и плагиограниты — кварцевые порфиры. Нужно только отметить, что если среди интрузивных пород о. Парамушир одним из наиболее распространенных петрографических типов являются габброиды, то на о. Уруп преобладают кварцевые диориты, а на о. Кунашир — гранитоиды. Другими словами, в направлении с северо-востока на юго-запад интрузивные тела комплекса сложены последовательно все более кислыми образованиями.

На рис. 17 показаны петрохимические особенности пород комплекса (прилож. 6); последние, хотя и образуют почти непрерывный ряд векторов, характеризуются значительными вариациями состава, что, возможно, в какой-то мере обусловлено наличием среди них разнообразных гибридных образований.

На диаграмме химических составов пород Урупского интрузивного комплекса (см. рис. 17) отражен чрезвычайно сложный состав комплекса: это выражено разбросом фигуративных точек на щелочной плоскости и разнообразными поворотами векторов. Несмотря на это, на диаграмме видно, что все разновидности пород комплекса относятся к наиболее известковой ассоциации (фигуративные точки их состава вытянуты вдоль кривой Пеле), как кислые, так и основные.

Среди щелочей в породах всех субфаз преобладает натрий (n-81,2), за редкими исключениями для наиболее кислых представителей комплекса. На известковой плоскости диаграммы видно сильное смещение точек составов к оси «в» диаграммы, связанное, по-видимому, со значительной деанортизацией плагиоклаза.

ИТУРУПСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

Отложения комплекса, по объему соответствующего одноименной серии стратиграфической схемы района, вскрыты только на островах Шумшу, Парамушир, Уруп, Итуруп и Кунашир, где несогласно перекрывают более древние образования. В его нижней части они представлены преимущественно белесоватыми диатомитами, алевролитами и аргиллитами, а в верхней — вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, брекчиями и туфами основного состава, среди которых иногда встречаются (острова Шумшу, Итуруп) базальтовые лавы и лавобрекчии.

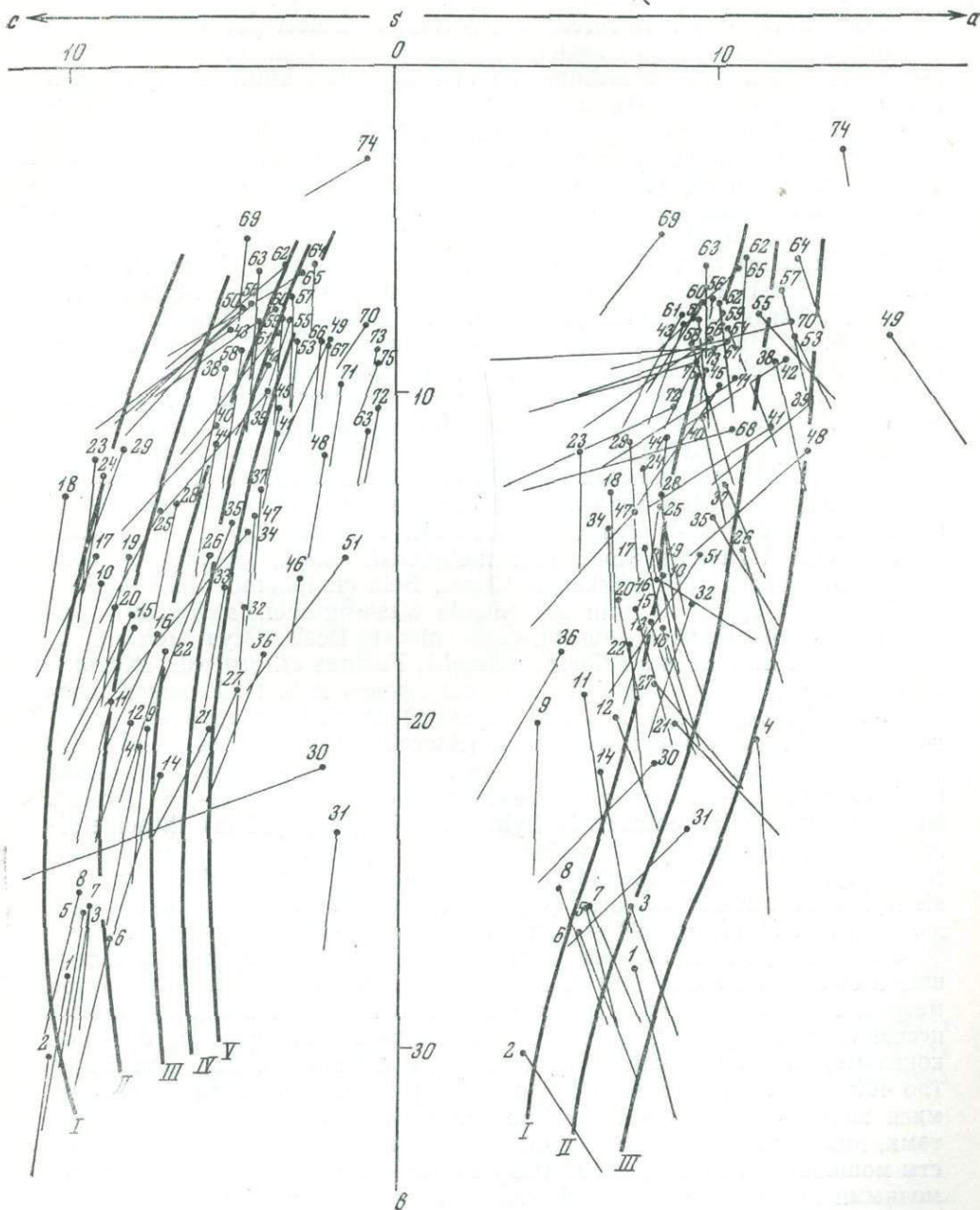


Рис. 17. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для пород Урупского интрузивного комплекса

Цифры соответствуют порядковым номерам образцов в прилож. 6. Вариационные кривые: I — Пеле; II — Лассен-Пик; III — Йеллоустон; IV — Этна; V — Марос-Хайвуд

Породы датируются средним — верхним миоценом на основании находок в них следующих окаменелостей: *Yoldia* (*Megayoldia*) *thraciaeformis* (Storer), *Lucinoma acutilineata* (Conrad), *Serripes* aff. *yokoyamai* Otuka, *Malletia inermis* (Yok.), *Macoma sejugata* (Yok.), *Tellina clivosa* Böhm, *Acila* (*Truncacila*) sp., *Nuculana* (*Saccella*) *crassatelloides* Laut., *Yoldia* (*Portlandella*) *nitida* Slod. var. *nana* L. Krisht.,

Y. chojensis Sim., *Y. lischkei* Smith., *Y. (Yoldia) cf. laudabilis* Yok., *Y. (Portlandella) cf. naborensis* (Uozumi), *Delectopecten peckhami* (Gabb), *Laternula (Aelga) sakhalinensis* Slod., *L. ovum* L. Krisht., *Thyasira nana* Khom., *Nemocardium aff. sakhalinensis* Laut., *Liocyma aff. acutilineata* (Conrad), *Macoma calcarea* (Chemn.), *M. dissimilis* Martens, *M. torrelli* (Steentsrup), *Tellina nitidula* Duncer, *Mya truncata* Linné, *Liocyma subfluctuosa* Khom. (определения Л. В. Криштофович); *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Laternula (Aelga) sakhalinensis* Slod., *Macoma cf. calcarea var. lipaga* (Dall) (определения А. А. Симоновой) — охотская свита, о. Парамушир; *Nuculana (Saccella) crassatelloides* Laut., *N. (Saccella) cf. taphria* (Dall), *N. majamraphensis* Khom., *N. (Saccella) chinaensis* Ilyina, *N. (Nuculana) pernula* (Müller), *Macoma (?) baltica* L., *Taras (?) gouldi* (Yok.) (определения В. М. Давыдова, коллекция Б. Н. Пискунова) — лопуховская свита, о. Уруп; *Acila (Truncacila) sp.*, *Solemia tokunagai* Yok., *Nuculana crassatelloides* Laut., *N. sp. (aff. slodkewitschi Kogan)*, *Yoldia ex gr. kovatschensis* Slod., *Malletia shongiensis* Laut., *Limopsis aff. phrear* Woodring, *Pecten (Chlamys) cf. sespeensis* (Arn.), *Delectopecten peckhami* (Gabb), *D. watanabei* Yok., *Lima (Limatula) pilvoensis* Laut., *Thyasira inflata* Yabe et Nomura, *Th. cf. tigilensis* L. Krisht., *Tellina sp.*, *Solariella ochotensis* L. Krisht., *Macrocallista (?) onorensis* Laut., *Cytherea aff. sorbina* Conr., *Cuspidaria (Cardiomya) tigilensis* Slod., *var. nampiensis* Laut., *Cyclina cf. alba* Brown, *Scaphander aff. alaskensis* Clark, *Bela cf. janomii* Yok., *Polinices sp.*, *Nassarius sp.*, *Dentalium sp.*, *Nucula washingtonensis* Weaver, *Yoldia scapha* Yok., *Clinocardium cf. californiensis* Desh., *Mya arenaria* L. *var. truncata* L., *Macoma calcarea* (Gmel.), *Fusinus cf. proluxus* (Khom.), *Turbonilla sp.* (определения Л. В. Криштофович и А. П. Ильиной, коллекция Г. П. Вергунова, А. Ф. Прялухиной, В. Б. Сергеевой) — куйбышевская свита, о. Итуруп; *Nuculana (Saccella) taphria* Dall., *Lima (Limatula) pilvoensis* Laut. (определения Л. В. Криштофович, коллекция В. Б. Сергеевой) — рыбаковская свита, о. Итуруп; *Nucula tenuis* (Mont.), *Nuculana (Saccella) chinaensis* Ilyina, *Yoldia (Megayoldia) thraciaeformis* (Storer), *Polynices cf. galianoi* Dall (определения Л. В. Криштофович); *Nuculana (Saccella) cf. taphria* Dall, *N. (Saccella) chmaensis* Ilyina, *Macoma cf. calcarea* (Gmel.), *Tellina cf. aragonica* Dall. (определения А. А. Симоновой) — ловцовская свита, остров Кунашир.

Базальные вулканомиктовые брекчии или конгломераты, залегающие в основании комплекса и имеющие мощность несколько десятков метров, выше сменяются чередующимися светлыми вулканомиктовыми песчаниками и туфами, среди которых встречаются прослои брекчий, конгломератов, алевролитов и диатомитов. Средняя часть комплекса (до 400—500 м) представлена в основном флишоидно переслаивающимися желтовато-белесоватыми опоковидными алевролитами, аргиллитами, диатомитами и мелкозернистыми песчаниками, слагающими пласты мощностью от 0,2 до 1,0 м. Разрез обычно заканчивается разнообломочными вулканомиктовыми брекчиями, песчаниками и туфами основного состава, среди которых ограниченно распространены базальтовые лавы, диатомиты и опоковидные алевролиты. Состав обломочной фракции терригенных пород (табл. 17) сходен с таковым вышеописанных комплексов.

В дополнение к этой таблице отметим только наличие хорошо окатанных галек «экзотических» для Курильских островов гнейсов и гранито-гнейсов.

Среди магматических образований комплекса главная роль принадлежит базальтам, андезито-базальтам, реже андезитам и их туфам, встречающимся как в виде самостоятельных геологических тел, так и в виде обломков в вулканогенно-осадочных породах. Близкими им по составу являются и установленные на о. Парамушир (Сергеев, Сергеев-

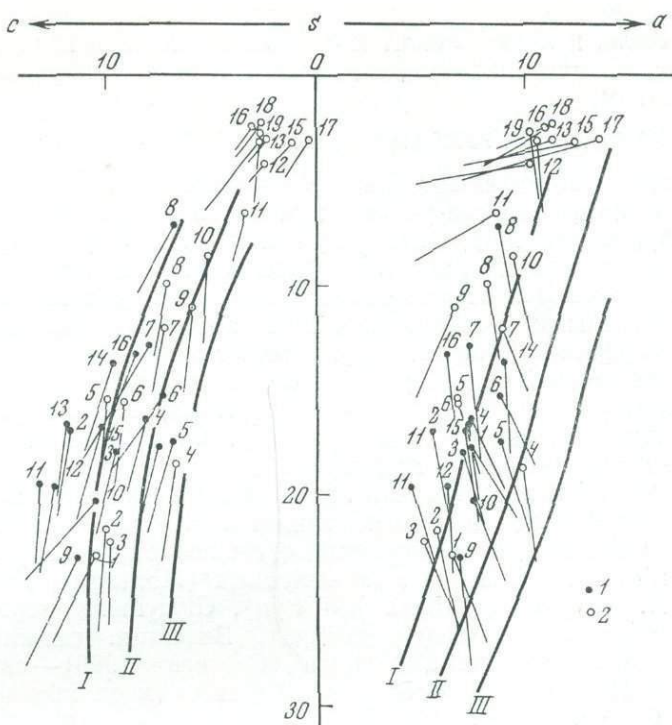


Рис. 18. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для магматических пород Итурупского и Кунаширского комплексов

1 — Итурупский комплекс; 2 — Кунаширский комплекс (цифры соответствуют порядковым номерам образцов в прилож. 7 и 8). Вариационные кривые: I — Пеле; II — Лассен-Пик; III — Йеллоустон

ва, 1936б) интрузивные образования (анортозит-диабазы, лейкократовые габбро и габбро-нориты, габбро-анортозиты). Характерно общее для всех них содержание высококальциевого плагиоклаза (обычно битовнита и даже анортита) и резкое преобладание авгита среди темноцветных минералов.

Приведенные особенности минералого-петрографического состава пород отчетливо проявляются и в их петрохимических характеристиках (рис. 18, прилож. 7). Лавы и пирокластика Итурупского комплекса

Таблица 17

Состав обломочной фракции терригенных пород, %

Породы	Плагиоклаз	Пироксен	Кварц	Эффузивы (основная масса)	Вулканическое стекло	Осадочные, вулканогенно-осадочные, пирокластические породы	Метаморфические и интрузивные породы	Рудные минералы
Вулканомиктовые брекчии и конгломераты (75)	—	—	0—5	60—90	—	10—30	5—20	—
Вулканомиктовые песчаники (40)	20—45	5—15	0—10	30—70	10—30	5—20	—	2—5
Туфы (60)	25—50	10—30	0—10	10—30	15—35	0—10	—	1—4
Песчаники (20)	20—55	10—15	5—20	5—15	—	20—60	—	2—5
Алевролиты, аргиллиты, диатомиты (120)	40—70	5—15	20—40	—	—	—	—	1—3

охарактеризованы на диаграмме (см. рис. 18) роём точек, вытянутым по кривой Пеле, и принадлежат к одной из наиболее известковых ассоциаций магматических пород с довольно однообразным минералогическим составом.

КУНАШИРСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

Отложения, составляющие рассматриваемый комплекс, известны также только на фланговых участках Большой Курильской гряды (острова Шумшу, Парамушир, Онекотан, Шиашкотан, Уруп, Итуруп и Кунашир). Они, как правило, несогласно залегают на более древних образованиях и отличаются от них более спокойными (обычно брахиформными) пликативными дислокациями слоев и существенно меньшей степенью метаморфизма. В стратиграфической схеме гряды эти отложения соответствуют нижней части утесной серии, которая рассматривается здесь в объеме следующих свит: мыса Округлого (о. Парамушир), компанейской или быстринской (о. Уруп), р. Осенней или камуйской (о. Итуруп) и алексинской (о. Кунашир).

Возраст комплекса достаточно определенно установлен как верхний миоцен — нижний плиоцен, о чем свидетельствуют обнаруженные в слагающих его породах следующие окаменелости: *Liocyma viridis* Dall & Lim, *Lima* (*Limatula*) cf. *subauriculata* (Montagu), *Neptunea* cf. *antiqua* L. N. (*Neptunea*) *lirata* (Martyn), *Glycymeris septentrionalis* (Midd.), *Serripes grönlandicus* (Brügn.), *Buccinum paramuschirensis* Nomura, *Astarte chishimana* Nomura (Сергеев, 1966) — свита мыса Округлого, о. Парамушир; *Macoma* sp., *Chlamys* ex gr. *farreri nipponensis* Kuroda, *Ch.* sp. (ex gr. *hanaishiensis* Masuda), *Ch.* sp. (ex gr. *yessoensis* Say), *Ch.* sp. (ex gr. *iwakianus* Yok.), *Yoldia* sp., *Ostrea* sp., (определения В. М. Давыдова, коллекция Б. Н. Пискунова) — компанейская (быстринская) свита, о. Уруп; *Palliolium* (*Delectopecten*) *peckhami watanabei* Yok., *Macoma* cf. *baltica* L., *Clinocardium californiense* Desh., *Laevicardium* (*Cerastoderma*) *meekeianum* (Gabb), *Serripes grönlandicum* (Brügn.), *Liocyma fluctuosa* (Gould), *Mactra* (*Spisula*) *sachalinensis* Schrenck, *Bela yanomii* Yok., *Natica* (*Tectonatica*) *clausa* Brod. et Sow. (определения А. А. Симоновой, коллекция В. Б. Сергеевой); *Limatula* sp. (cf. *L. pilvoensis* Lau), *Clinocardium* cf. *ciliatum* (Fabriciu), *Serripes grönlandicus* (Brügn.), *Macoma* aff. *calcareea* (Chemn.), *Panope* (*Panomya*) cf. *arctica* (Lam.) (определения Л. В. Криштофович, коллекция В. Б. Сергеевой) — свита р. Осенней, о. Итуруп; *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Y.* (*Cnesterium*) *kuluntunensis* Slod., *Spisula* cf. *polynyma* Stimp., *Venericardium* sp., *Macoma calcarea* var. *soot-ryeni* Scarlato, *Turritella* sp. (определения Л. В. Криштофович, коллекция Б. Н. Пискунова) — алексинская свита, о. Кунашир.

Таблица 18

Состав обломочной фракции пород Кунаширского вулканогенно-осадочного комплекса, %

Породы	Плагиоклаз	Пироксены	Кварц	Эффузивы (основная масса)	Пемзы и вулканическое стекло	Осадочные, вулканогенно-осадочные, пирокластические породы	Метаморфические и интрузивные породы	Рудные минералы
Вулканомиктовые брекчи и конгломераты (50)	—	—	—	50—80	10—100	10—15	5—15	—
Вулканомиктовые песчаники (70)	20—40	5—15	5—10	10—25	15—85	10—30	0—2	2—4
Песчаники (30)	20—50	10—20	5—15	5—10	0—10	20—50	2—7	1—5
Аргиллиты, алевролиты, диатомиты (80)	30—60	10—15	10—25	0—10	0—10	—	—	1—3
Туфы (30)	30—45	10—30	5—15	5—20	5—100	0—10	—	1—3

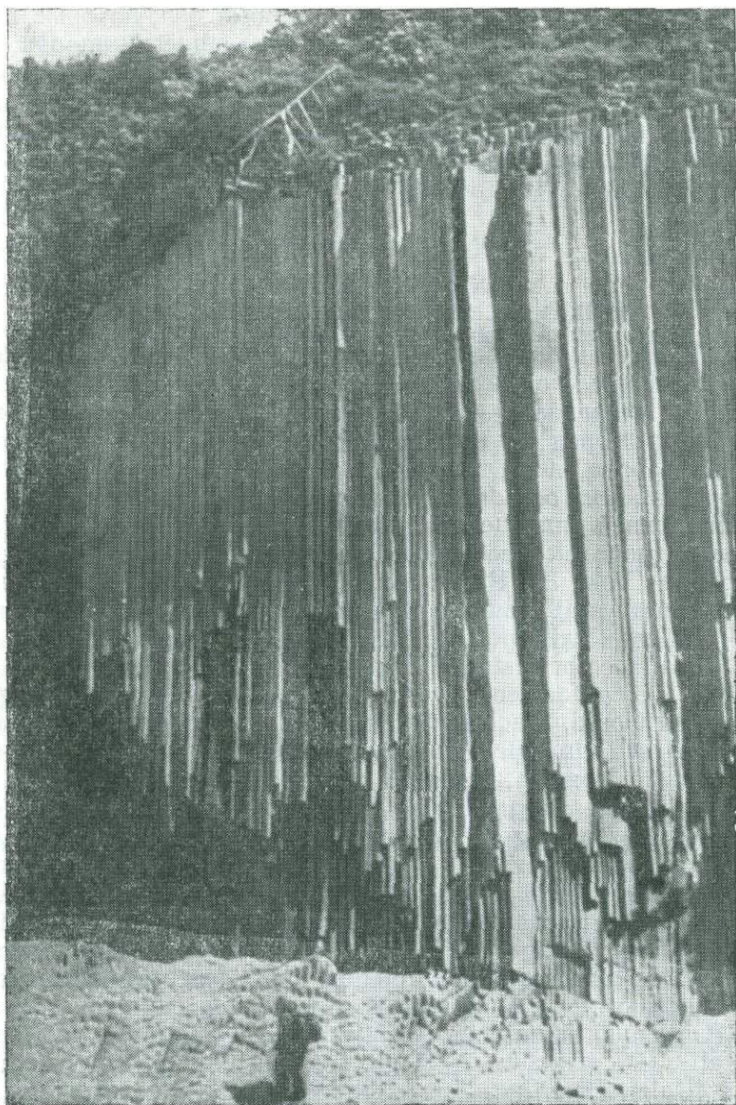


Рис. 19. Столбчатая отдельность дацитов эффузивного тела мыса Столбчатого на о. Кунашир. Фото М. И. Стрельцова

В составе комплекса присутствуют андезиты, дациты, риолиты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и мелкообломочные брекчии, конгломераты, диатомиты и алевролиты; обломочная фракция их представлена в табл. 18. Более грубозернистые вулканогенно-осадочные и вулканокластические породы преобладают в нижних и верхних горизонтах комплекса, где с ними иногда ассоциируются лавы среднего и кислого состава, тогда как его средняя часть сложена в основном светло-серыми диатомитами и алевролитами. Характернейшей особенностью комплекса, выделяющей его из других образований гряды, является большое количество пемз среднего и кислого состава, что придает в целом всему комплексу пемзовидный облик.

Среди пирокластических и эффузивных образований Кунаширского комплекса резко преобладают андезиты-дациты, дациты, риолито-дациты и риолиты. Преимущественно такой же состав характерен и для

многочисленных субвулканических интрузивных тел, которые наиболее широко распространены на о. Кунашир. Слагающие их породы нередко обладают прекрасно выраженной столбчатой отдельностью (рис. 19).

Хотя по петрохимическим особенностям магматические образования Кунаширского комплекса (см. прилож. 8, рис. 18) весьма сходны с породами нижележащего Итурупского комплекса (см. прилож. 7), они резко отличаются от них значительно большим количеством кислых разновидностей.

БОЛЬШЕКУРИЛЬСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

В составе этого комплекса объединены образования различного генезиса, которые обычно согласно перекрывают породы Кунаширского комплекса и несогласно — более древние образования. Они образуют две толщи пород (плиоценовую и четвертичную), характеризующиеся, как правило, несогласными взаимоотношениями и распространенные почти на всех островах Большой Курильской гряды.

Возраст нижней (плиоценовой) толщи определяется присутствием в слагающих ее породах *Pecten* (*Chlamys*) *hastatus* Sow., *Pecten* (*Chlamys*) *turpiculus* Yok., *P.* (*Patinopecten*) *yessoensis* Jay, *P.* cf. *halimensis* Makiyama, *Chlamys* (*Chlamys*) cf. *iwakianus* (Yok.), *Ch.* (*Chlamys*) *islandicus* (Müller), *Swiftopecten* *swiftii* etchegoini And., *Astarte borealis* (Shum.), *Cardita crebricostata* Krause, *Taras* (*Taras*) cf. *parilis* (Conr.), *Clinocardium* cf. *californiense* Desh., *Serripes grönlandicus* (Brügn.), *Liocyma fluctuosa* Gould, *Maetra* (*Spisula*) *polynyma* Stimps., *Acteon kamtschaticus* Slod. et Ilyina, *Bela* cf. *candida* Yok., *B.* *yanomii* Yok., *Buccinum paramuschirensis* Nomura, *Littorina* cf. *squalida* Brod. et Sow., *Natica* (*Tectonatica*) *clausa* Brod. et Sow., *Polinices* (*Euspira*) *galianoi* Dall, *Epitonium* (*Boreoscala*) *groenlandicum* Perry (определения А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович); *Pecten* (*Chlamys*) *branneri* Arnold, *P.* (*Chlamys*) *tanassevitschi* Khom., *P.* (*Chlamys*) *turpiculus* Yok., *P.* (*Pallium*) ex gr. *swiftii* Bernard, *P.* (*Patinopecten*) *sakhalinensis* Ilyina, *Serripes grönlandicus* (Brügn.), *Liocyma subfluctuosa* Khom., *Macoma* sp., *Volutopsis* cf. *callorhinus* var. *stejnegeri* Dall, *Terebratula* cf. *smithi* Arnold (определения А. А. Симоновой) — океанская свита, о. Парамушир; *Chlamys* (*Chlamys*) *islandicus*, (Müller), *Ch.* (*Chlamys*) aff. *erythrocomatus* (Dall), *Ch.* (*Chlamys*) ex gr. *hastatus* Sow., *Polynemamussium alaskensis* (Dall), *Hemithyris* cf. *psittacea* Gmel. (определения Л. В. Криштофович, коллекция А. Ф. Прялухиной) — оленья свита, о. Симушир; *Pecten* cf. *kurosavensis* Yok., *P.* (*Swiftopecten*) cf. *nanakitaensis* Nacamura, *P.* (*Pallium*) ex gr. *swiftii* Bern., *P.* (*Patinopecten*) cf. *matschiensis* Laut., *P.* (*Pallium*) *swiftii* Bern., var. *etchegoini* And. *P.* (*Chlamys*) cf. *acitanus* Yok., *P.* (*Chlamys*) cf. *iwakianus* Yok., *Modiolus wajampolkensis* Slod., var. *markini* Slod., *Mytilus* cf. *coalingensis* Arn., *Cardium* (*Cerastoderma*) cf. *tigilense* Slod., *Phacoides* (*Lucinoma*) *acutilineata* (Conr.), *Laevicardium* (*Cerastoderma*) cf. *shinjiense* (Yok.), *Chione biscalptus* Dall., *Taras* cf. *parilis* Gould, *Natica janthostoma* Desh., *Acmaea* cf. *instabilis* Gould, *Terebratalia* cf. *schmidti* Arn., *Septifer* cf. *hirsutus* Lam., *Anomya* sp., *Hemithyris* sp. (определения А. П. Ильиной, Л. В. Криштофович, коллекция В. Ф. Ерохова); *Pecten* (*Chlamys*) *tanassevitschi* Khom., *P.* (*Chlamys*) *turpiculus* Yok., *P.* cf. *helimensis* Mak., *P.* (*Pallium*) *swiftii* Bern., *Cardium californiense* Desh., *Panope* (*Pаномыа*) cf. *simotomensis* Otuka, *Echinarachnius* cf. *parma* Gray (определения А. А. Симоновой, коллекция Г. П. Вергунова и А. Ф. Прялухиной) — парусная свита, о. Итуруп, острова (Парамушир и Шумшу), свита мыса Темного (о. Уруп), парусная (о. Итуруп) и серноводская (о. Кунашир) свиты. Значительные выходы пород толщи известны также на многих

мелких островах Центрального звена Большой гряды (Симушир, Онекотан, Шиашкотан и др.).

Нижние горизонты толщи (мощностью до 500 м) представлены преимущественно темноокрашенными вулканомиктовыми брекчиями, лавобрекчиями и базальтами, которые в полях развития образований Кунаширского комплекса согласно перекрывают последние. Выше по разрезу дополнительно отмечаются пласты и прослои вулканомиктовых песчаников, гравелитов и туфов основного состава, характеристика обломочной фракции которых приведена в табл. 19.

Таблица 19

Состав обломочной фракции пород плиоценовой толщи, %

Породы	Плагиоклаз	Пироксены	Кварц	Эффузивы (основная масса)	Пемзы и вулкано-осадочно-осадочные породы	Осадочно-вулкано-осадочные породы	Прочие
Вулканомиктовые брекчии (90)	—	—	—	60—70	0—30	10—25	0—5
Вулканомиктовые песчаники и гравелиты (110)	30	15	0—5	20—30	5—70	0—30	0—10
Туфы (70)	20—40	10—20	0—5	15—40	10—50	0—40	0—5

Породы вулканического происхождения преобладают и в составе верхней (четвертичной) толщи комплекса, где они представлены вулканогенно-осадочными, пирокластическими и эффузивными образованиями. Если для вулканогенно-осадочных пород (вулканомиктовые брекчии, гравелиты, песчаники) характерен преимущественно базальт-андезитовый состав обломочного материала, то среди туфов наряду с этим распространены кислые разновидности. Пирокластические породы особенно широко представлены в ряде вулканов южной части гряды (дацитовые и риолитовые пемзы), где обычно связаны с кальдерным этапом их развития. Несмотря на определенные петрохимические различия (Бент, 1962; Горшков, 1960; Мархинин, 1959; Ostapenko et al., 1967), пемзы разного состава минералогически близки между собой. Все они состоят из частиц кислого вулканического стекла, в котором наблюдаются порфиновые выделения плагиоклаза (андезин-битовнит) и гиперстена, реже авгита. Подавляющее большинство эффузивов толщи представлено базальтами, андезитобазальтами и двупироксеновыми андезитами; менее распространены пироксен-роговообманковые и роговообманковые андезиты, а также андезито-дациты и дациты. Основные и средние лавы слагают лавовые потоки и покровы, кислые — многочисленные экструзивные куполы в подножиях вулканов. Среди магматических образований, имеющих интрузивные соотношения с породами Большегурильского комплекса, известны диабазы, долериты, андезитовые порфириты и др.

Все заключенные в составе комплекса породы магматического происхождения по петрохимическим особенностям (прилож. 9, рис. 20) соответствуют ассоциациям пород типа Пеле и Пеле — Лассен-Пик, т. е. наиболее известковой и известково-щелочной сериям мира. Они также характеризуются резким преобладанием натрия в составе щелочей и однообразным минералогическим составом (цветных минералов), что отражено в одинаковом повороте всех векторов на щелочной плоскости диаграммы. Судя по диаграмме, эти породы представляют собой единый дифференционный ряд от базальтов до риолитов (риолитовых пемз).

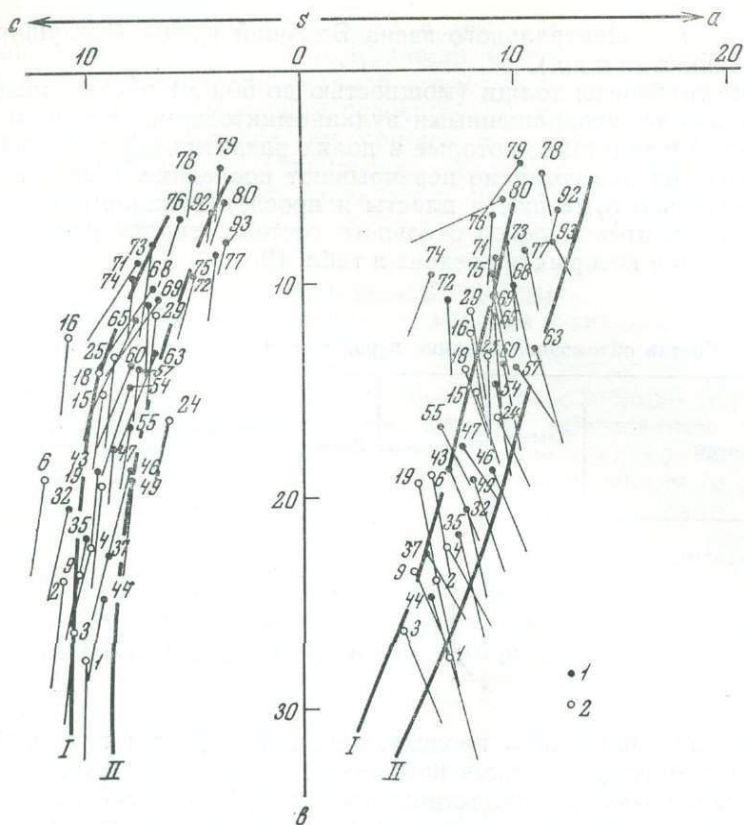


Рис. 20. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для магматических пород Большекурильского комплекса

I — породы плиоценового возраста; 2 — породы четвертичного возраста (цифры соответствуют порядковым номерам образцов в прилож. 9). Вариационные кривые: I — Пеле; II — Лассен-Пик

О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

В отличие от образований, вскрытых на островах Малой Курильской гряды, рассмотренные комплексы пород датируются гораздо увереннее и прежде всего на основании многочисленных фаунистических остатков.

Хотя возраст наиболее древних образований Парамуширского комплекса (низы хамадинской свиты) строго не установлен и сугубо условно считается верхнеолигоценовым, в целом принадлежность нижней толщи этого комплекса к нижнему миоцену вряд ли может вызывать сомнение. Среди обнаруженных в отложениях толщи окаменелостей преобладают виды, характерные для нижнего миоцена Сахалина, Камчатки и Японии¹. Так, *Yoldia pilvoensis* Slod., имеющая возрастной диапазон распространения верхний олигоцен — миоцен, обычна в нижнемиоценовых горизонтах ваямпольской серии Западной Камчатки и в нижнемиоценовых породах о. Сахалин. *Yoldia tokunagai* Yok. типична для нижнего миоцена Японии (свита Каменоо из группы Юнагая на угольном месторождении Дзедан — о. Хонсю) и встречается в олигоценовой серии Поронай Центрального Хоккайдо. Она же характерна для

¹ Отдельные исследователи (Атлас неогеновых моллюсков, 1972; Желубовский, Прялухина, 1964; Жидкова и др., 1971) ошибочно используют окаменелости, обнаруженные в отложениях хамадинской свиты, для датировки заведомо более молодых образований, объединенных (Сергеев, 1966) в шумновскую свиту.

холмской свиты о. Сахалин (нижний миоцен — низы среднего миоцена) и присутствует в нижнемиоценовой аракайской свите. На территории Японии с указанным видом обычно ассоциирует *Malletia inermis* Yok., встречающаяся и в холмской свите Сахалина. *Mytilus miocenum* L. Krisht. характерен для нижнего миоцена Западной и Восточной Камчатки, а также Сахалина (мачигарская, каскадная и тумская свиты). Наконец, *Laternula altarata* L. Krisht. отмечается в верхах ковачинской (олигоцен) и низах ваямпольской (нижний миоцен) серий Западной Камчатки, а также в нижних горизонтах холмской свиты о. Сахалин.

Достаточно определенно установлен возраст (нижний миоцен) и обрзований средней, существенно вулканогенной толщи комплекса, о чем свидетельствует перекрывание ее ниже-среднемиоценовыми отложениями верхней толщи и наличие в ней *Delectopecten kriljonensis* (L. Krisht.), *Pododesmus schmidti* L. Krisht., *Mytilus miocenum* L. Krisht., *Modiolus solea* Slod., *Hiatella pholadis* (L.) — свита р. Жемчужной. Следовательно, олигоцен(?)—среднемиоценовый возраст пород, слагающих Парамуширский вулканогенно-осадочный комплекс, определен достаточно уверенно.

Многочисленные геологические данные однозначно свидетельствуют также о среднемиоценовом возрасте интрузивных пород Урупского комплекса (Неверов, 1970; Пискунов и др., 1976; Сергеев, 1966; Стрельцов, 1970б, и др.), хотя это и не подтверждается результатами их датировок калий-аргоновым методом исследований (Фирсов, 1964).

Большие разногласия существуют в предложенных решениях вопроса о возрасте пород, слагающих Итурупский и Кунаширский вулканогенно-осадочные комплексы. Основываясь на результатах анализа встреченных в них фаунистических остатков, списки которых приведены выше, автор пришел к заключению, подтверждающему справедливость ранее высказанных представлений (Неверов, 1970; Пискунов и др., 1976; Сергеев, 1963а, 1966; Стрельцов, 1970, и др.) о принадлежности этих комплексов соответственно к среднему — верхнему миоцену и верхнему миоцену — нижнему плиоцену. Этот вывод ставит, следовательно, в определенной мере под сомнение правомерность произведенного недавно (Атлас неогеновых моллюсков..., 1972; Жидкова и др., 1971, 1972) выделения в толще неогеновых отложений Большой Курильской гряды биостратиграфических горизонтов (табл. 20), имеющих, по мнению авторов упомянутых работ, «значение межрегиональных биостратиграфических подразделений» (Жидкова и др., 1971, стр. 56). Отнюдь не сомневаясь в исключительной ценности биостратиграфических исследований для создания унифицированной стратиграфической схемы, автор тем не менее склонен думать, что сделанные в этом направлении пока еще первые шаги вряд ли имеют значение, приписываемое им авторами цитированной работы.

Дело заключается в том, что при существующей множественности подчас резко противоречивых взглядов на вопросы стратиграфии неогеновых отложений не только гряды в целом, но и отдельных ее островов использование в биостратиграфических целях фаунистических данных, полученных в разное время различными исследователями для разных стратиграфических подразделений, объективно сопряжено с огромными трудностями. В какой-то мере эти трудности, естественно, могут быть преодолены выбором в качестве основы исследования того или иного варианта уже опубликованных стратиграфических схем, к чему, собственно, и пришли авторы упомянутых выше работ. Но коль скоро это так, то вряд ли можно сомневаться в том, что определяющее значение на конечный результат биостратиграфических исследований будет иметь содержание стратиграфической схемы, выбранной из уже существующих схем. Другими словами, довольно сомнительна возможность использования выделенных биостратиграфических горизонтов

Схема сопоставления биостратиграфических горизонтов неогеновых толщ Большой Курильской гряды с принимаемой в работе стратиграфической схемой и объемами вулканогенно-осадочных комплексов

Единая стратиграфическая шкала			Принимаемая в работе стратиграфическая схема	Вулканогенно-осадочный комплекс	Биостратиграфический горизонт (по Л. С. Жидковой и др., 1971, 1972)	
Система	Отдел	Подотдел				
Неогеновая	Плиоцен	Средний—верхний	Утесная	Большекурильский (нижняя толща)	Южнокурильский	
		Нижний			Кунаширский	Восточнокурильский
		Мiocен	Верхний	Игурупская	Игурупский	Среднекурильский
			Средний			Северокурильский
	Нижний		Курильская	Парамуширский		
			Верхний		Среднепарамуширская	
	Палеогеновая	Оligоцен	Верхний	?	?	?
			?	?	?	

в качестве основы унифицированной стратиграфической схемы неогеновых отложений Курильских островов, поскольку они в какой-то мере характеризуют распределение фауны в вертикальном разрезе, соответствующем лишь одной из многих стратиграфических схем района (см. табл. 7). Последнюю к тому же трудно рассматривать в качестве одного из наиболее удачных вариантов стратиграфических построений, что, как уже отмечалось выше, относится прежде всего к районам островов Кунашир и Парамушир.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАИНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Выше уже отмечалось, что наиболее древние из вскрытых на Курильских островах образований объединены в Димитровский и Матакотанский комплексы. Литологические особенности пород указанных комплексов и условия геологической локализации их аналогов на п-ове Немуро (о. Хоккайдо) свидетельствуют о формировании толщ этих пород в условиях прогибания поверхности твердой оболочки Земли, которые сменили существовавший здесь в первой половине позднемиоценовой эпохи режим преимущественных поднятий (The Geological Development, 1965).

Породы комплексов подвержены зеленокаменным изменениям, выражающимся в широком развитии в них таких новообразованных минералов, как альбит, серицит, хлорит, эпидот, карбонаты и цеолиты. При этом устанавливается, что наиболее изменены плагиоклазы и основная (или цементирующая) масса пород, менее изменены ромбические пироксены, а моноклинные — обычно вообще не подвержены изменениям. Петрохимические характеристики пород соответствуют особенностям их минералогического состава. По сравнению с породами нормального ряда измененные породы обладают повышенной щелочностью (в результате увеличения содержания Na_2O) и обеднением полевошпатовой извести. Судя по составу неизмененных разновидностей, исходными магматическими расплавами для этих пород являлись базальтовые магмы крайне известковистого тихоокеанского типа. Зеленокаменные изменения эффузивов и пирокластических пород связаны с наложенными процессами.

Таким образом, данные о тектонической позиции толщ эффузивных, вулканогенно-осадочных и пирокластических пород Димитровского и Матакотанского комплексов, об их составе и характере вторичных изменений показывают, что эти толщи близки к спилито-диабазовым формациям геосинклинальных систем, к их диабазовым разновидностям¹. Вместе с тем породы описываемых комплексов существенно отличаются от последних формированием в мелководных морских условиях и почти полным отсутствием кремнистых пород. Характерно, что зеленокаменные изменения свойственны и породам интрузивных, преимущественно пластовых, тел диабазов и габбро-диабазов. Эти породы генетически родственны лавам упомянутых комплексов и в совокупности с эффузивами должны рассматриваться как принадлежащие к единой габбро-диорит-диабазовой формации. Следовательно, наиболее древние образования Курильских островов, хотя и характеризуются рядом специфических особенностей, образуют формации, обычно свойственные геосинклинальным областям на их ранних, собственно геосинклинальных стадиях развития.

В строении залегающей стратиграфически выше толщи пород Малокурильского вулканогенно-осадочного комплекса наряду с отлагавшимися в мелководных условиях граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами значительная роль принадлежит туфам с большим содержанием K_2O , что для ранних стадий геосинклинальных областей обычно не характерно. Поэтому комплекс рассматривается в качестве терригенной песчано-глинистой формации негеосинклинального типа.

Образования Малокурильского интрузивного комплекса по минералого-петрографическому составу и петрохимическим особенностям соответствуют щелочному оливин-базальтовому (трахибазальтовому) формационному типу. Характерно, что направление дифференциации магматического расплава в ходе его кристаллизации выражается в значительном накоплении щелочей при отсутствии накопления железа. В этом отношении рассматриваемая ассоциация пород близка к щелочным оливин-базальтовым ассоциациям как континентов, так и океанов (например, трахибазальтовая формация Прибайкалья, серия базальтоидов Гавайских островов) и резко отличается от толеитовых трапповых комплексов континентов (рис. 21, а). Как уже отмечалось выше, значительное сходство с интрузивными образованиями Малокурильского комплекса обнаруживают в петрологическом отношении и вулканические породы Ноторо-Томаринского комплекса (рис. 21, б). Определенная специфичность последнего заключается лишь в меньшей щелочности слагающих его пород и в преобладании среди них разновидностей

¹ Здесь и далее при определении формационной принадлежности магматических пород используется классификация магматических формаций, предложенная Ю. А. Кузнецовым (1964).

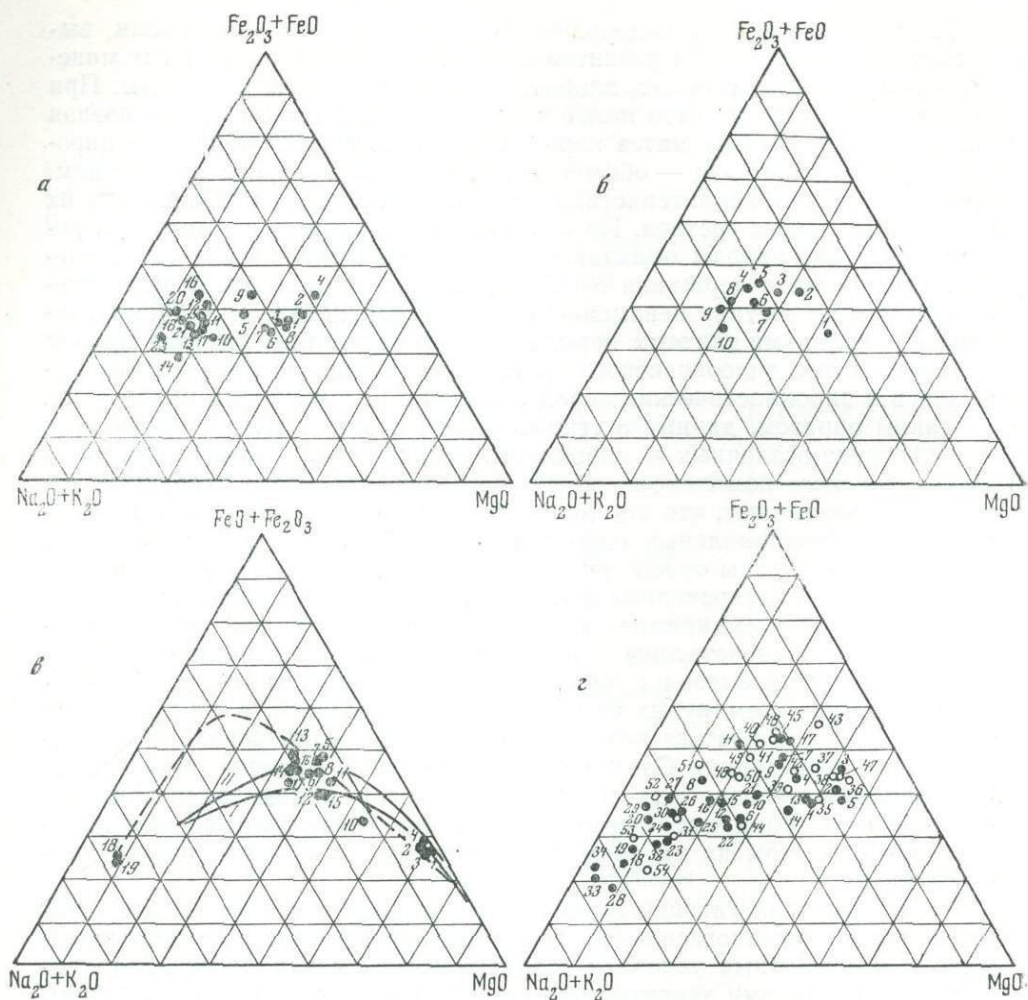


Рис. 21. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{MgO}$ для Малокурильской (а), Ноторо-Томаринской (б), Шикотанской (в) и Парамуширской (г) ассоциаций магматических пород

Цифры соответствуют порядковым номерам образцов в прилож. 2, 3, 4 и 5

среднего состава, что позволяет относить его к трахиандезитовому формационному типу.

Близость минералого-петрографического состава габброидов Шикотанского комплекса к дифференцированной серии пород Лысогорского массива на Урале (Волохов, Иванов, 1961), аналогичные условия их залегания и сходство петрохимических особенностей позволяют по аналогии рассматривать шикотанские габброиды в качестве представителей габбро-пироксенит-дунитового формационного типа. В то же время направление дифференциации здесь хотя и близко к дифференциации, проявленной в классических представителях этого типа (Тагильский и Лысогорский массивы Урала), но все же отличается более быстрым накоплением железа в поздних продуктах дифференциации. В этом отношении рассматриваемый комплекс обнаруживает сходство с интрузивами трапповых формаций устойчивых областей (рис. 21, в). Однако отмеченная петрологическая специфика комплекса не кажется неожиданной, если учесть, что он формировался позднее щелочной серии по-

род (Малокурильский интрузивный комплекс), которая обычно приурочена к тектонически стабильным областям (Кузнецов, 1964). Можно полагать, что появление на Малой Курильской гряде интрузивов габброидного состава, казалось бы нарушающих обычную последовательность появления магматических образований в подвижных областях, возможно, связано с проявлениями кайнозойских интрузивных процессов в зоне Большой Курильской гряды.

Охарактеризованные формации распространены только в пределах Малой Курильской гряды и неизвестны на островах Большой Курильской гряды. В пределах последней установлены лишь образования палеоген(?) - неогенового и четвертичного возраста, которые слагают ряд очень своеобразных формаций.

Наиболее древняя из них, соответствующая по объему Парамуширскому вулканогенно-осадочному комплексу, образована встречающимися примерно в равных количествах осадочными, вулканогенно-осадочными, пирокластическими, эффузивными и интрузивными породами основного и кислого состава. Для формации в целом характерна значительная пропилитизация пород, выраженная новообразованиями альбита, эпидота, хлорита, карбонатов, цеолитов и кварца. По спектру преобладающих пород, характеру их вторичных изменений и стратиграфической приуроченности Парамуширский комплекс тождествен такой хорошо изученной формации, как формация «зеленых туфов», которая образовалась в условиях раздробления и погружения крупных участков суши под уровень моря (Minato et al., 1956; The Geological Development..., 1965). Магматические образования комплекса по минералого-петрографическому составу и петрохимическим особенностям несут черты сходства с сериями пород спилито-диабазового и кварц-кератофирового формационных типов (Сергеев, 1963б). Направление дифференциации в них близко к таковому в спилито-кератофировой формации Блявы (рис. 21, з), характеризующейся отсутствием накопления железа на начальных стадиях кристаллизации (Кузнецов, 1964).

К достаточно своеобразному формационному типу принадлежат и среднемиоценовые интрузивные тела Урупского комплекса. Их относили ранее к габбро-плагиогранитной (Неверов и др., 1963; Сергеев, 1963б), габбро-диорит-гранодиоритовой (Кузнецов, 1964; Сергеев, 1964) или габбро-диорит-плагиогранитной (Сергеев, 1966) магматическим формациям. Такая неопределенность обусловлена целым рядом особенностей, две из которых представляются особенно вескими: 1) территориальная ограниченность комплексов пород, изученных отдельными авторами, и 2) сложное строение интрузивных тел, обнаруживающих сходство с интрузивными комплексами как габбро-плагиогранитных, так и габбро-диорит-гранодиоритовых формационных типов.

Характеризуя последние, Ю. А. Кузнецов (1964) подчеркивает, что при наблюдающемся сходстве состава пород они существенно различаются между собой тектоническими позициями в истории развития подвижных зон, геологическими условиями локализации интрузивных тел, преобладающими типами пород, условиями их кристаллизации и генезисом. Так, описывая особенности габбро-плагиогранитных формаций, он отмечает, «что к данному формационному типу следует относить интрузивные комплексы, сложенные габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, причем такие, в которых габброидные породы или заменяющие их гибридные диориты преобладают или, во всяком случае, играют существенную роль. По-видимому, всегда такие интрузивные комплексы бывают многофазными (чаще двухфазными) с ясно различающейся ранней габбровой фазой и более поздней плагиогранитной. Породы диоритового состава имеют, как правило, гибридный характер, являясь продуктами воздействия гранитоидных расплавов на более ранние габброидные породы» (стр. 74). «К типу габбро-диорит-

гранодиоритовых формаций следует относить такие многофазные интрузивные комплексы, в которых в качестве ранних фаз внедрения устанавливаются габброидные и диоритовые типы пород магматического происхождения, а главная интрузивная фаза представлена преобладающими гранодиоритами» (Кузнецов, 1964, стр. 153).

Комплекс рассматриваемых здесь интрузивных тел Большой Курильской гряды обнаруживает многофазовое строение: ранняя фаза представлена габброидами, следующая — диоритами и кварцевыми диоритами, заключительная — плагиогранитами. Широко проявленное окварцевание и амфиболизация основных и средних пород свидетельствуют об активном воздействии поступающих магматических расплавов на породы предшествующих фаз внедрения, что, вообще говоря, является характерным для габбро-плагиогранитных формаций (Кузнецов, 1964). Мнение о принадлежности этих интрузивных тел к упомянутому формационному типу подкреплено присутствием больших объемов гибридных диоритов и кварцевых диоритов с такситовыми текстурами, а также резким преобладанием в составе пород заключительной фазы плагиогранитов, нередко обладающих микролепидовыми структурами. Вместе с тем присутствие в составе комплекса диоритов и кварцевых диоритов магматического происхождения, контроль интрузивных тел разломами глубокого заложения сближают его с габбро-диорит-гранодиоритовыми формациями. Таким образом, здесь мы сталкиваемся с ситуацией, когда конкретная ассоциация магматических пород с равным основанием может быть сравнима с обоими из упомянутых формационных типов. Принимая во внимание резкое преобладание среди интрузивных пород комплекса кварцевых диоритов, эта ассоциация рассматривается здесь как своеобразная, не имеющая полных аналогов в геосинклинальных системах прошлого формация кварцевых диоритов¹.

Очень интересным, с точки зрения формационной принадлежности, является Итурупский вулканогенно-осадочный комплекс. Его существенно большая (нижняя) часть, образованная флишондно переслаивающимися диатомитами, опоками, опокovidными алевролитами и туфами, характеризуется широким распространением диатомитов и кремнистых опокovidных пород, что служит основанием для отнесения этой части комплекса к специфической кремнисто-диатомитовой формации флишевого (флишоидного?) типа.

Входящие в состав комплекса магматические образования, наиболее распространенные в его верхних горизонтах, представлены преимущественно эффузивами базальтового и андезито-базальтового состава (прилож. 8). Залегающие выше Кунаширский и Большекурильский комплексы сложены также эффузивами, минералогически и петрографически близкими к лавам Итурупского комплекса, но более разнообразными по составу (от базальтов до риолитов). В целом вся эта часть стратиграфического разреза Курильской островной системы характеризуется резким преобладанием вулканических пород. Если к тому же принять во внимание, что среди вулканических пород ведущая роль принадлежит андезитам, то эту часть разреза следует отнести к андезитовому формационному типу. Таким образом, вскрывающиеся на Курильских островах породы мезозойского и кайнозойского возраста образуют весьма любопытный вертикальный ряд формаций (рис. 22, 23).

Весьма своеобразными являются также формации, выполняющие Курило-Камчатский глубоководный желоб. Как и в других желобах,

¹ Своеобразие пород комплекса проявляется в их составе и петрохимических особенностях. По сравнению с соответствующими средними разновидностями (Дэли, 1936) габброиды, диориты и гранитоиды комплекса характеризуются резкой недосыщенностью щелочами, в составе которых доминирующая роль принадлежит натрию, а также аномально высоким содержанием анортитовой извести.

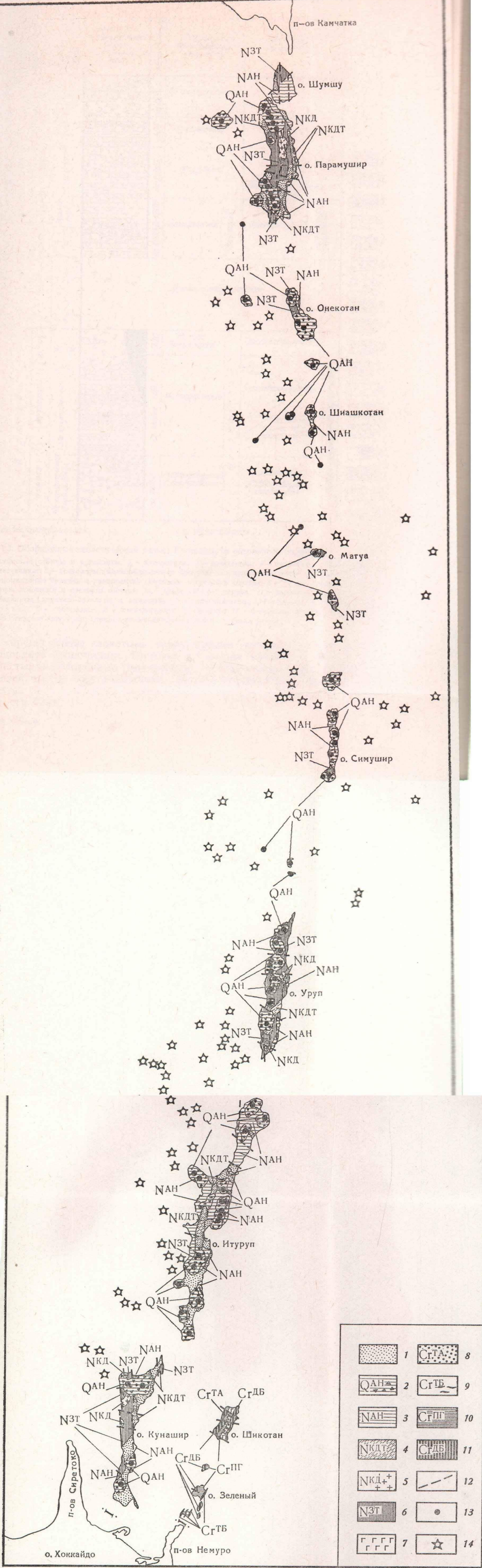
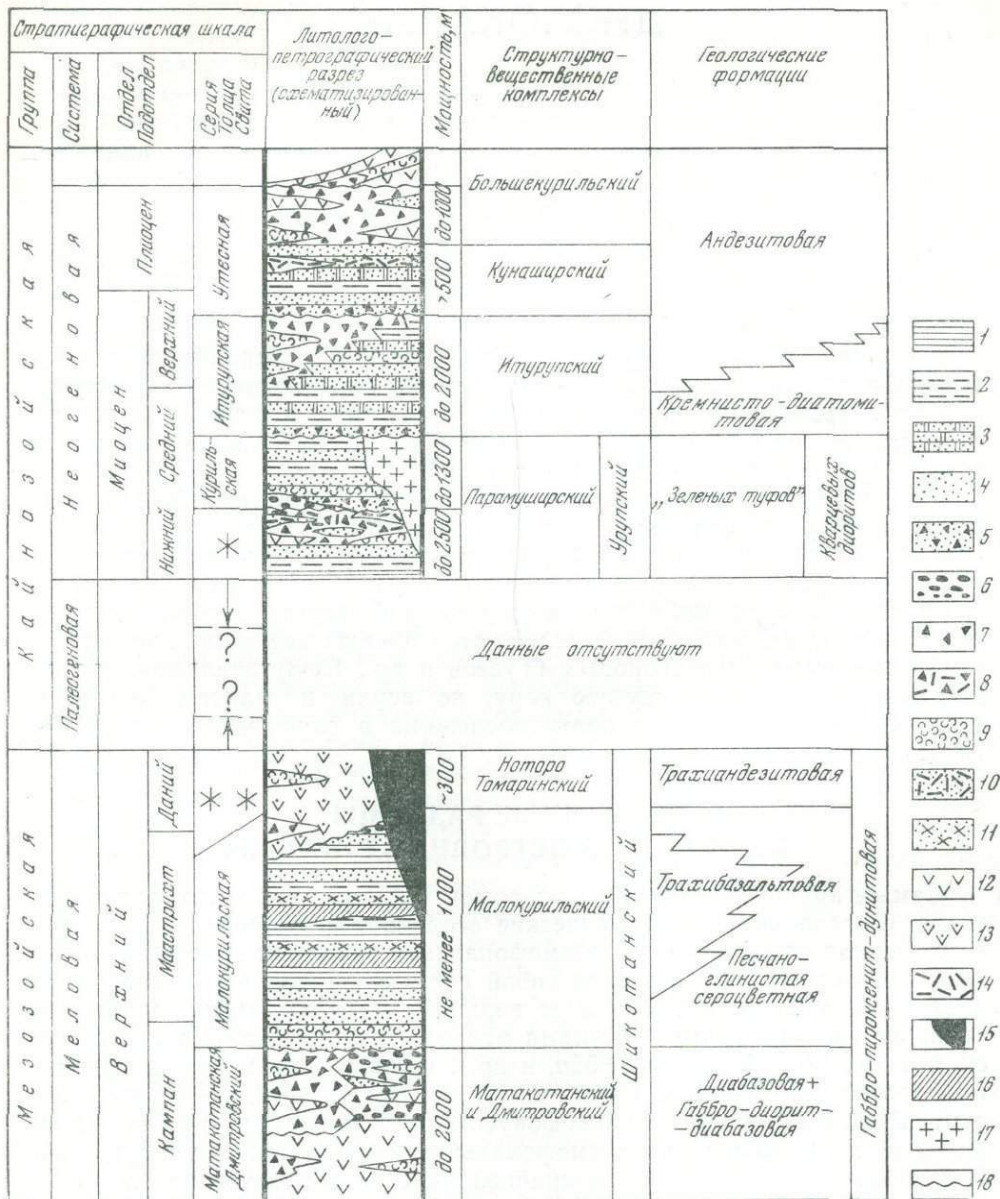


Рис. 22. Схема геологических формаций Курильских островов

1 — рыхлые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения четвертичного возраста; геологические формации 2 — андезитовая (четвертичный возраст); 3 — андезитовая (миоцен-плиоцен); 4 — кремнисто-диатомитовая (средний миоцен); 5 — кварцевые (средний миоцен); 6 — «зеленых туфов» (олигоцен (?) — средний миоцен); 7 — габбро-пироксенит-дунитовая (возраст не установлен); 8 — трахиандезитовая (даней, ?); 9 — трахибазальтовая (маастрихт, ?); 10 — песчано-глинистая (кампан-маастрихт); 11 — диабазовая (кампан; частично, возможно, древнее); 12 — важнейшие разломы; 13 — надводные четвертичные вулканические постройки



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18

* Среднепарамуширская

** Шикотанская

Рис. 23. Обобщенный геологический разрез Курильского островного поднятия

1 — глинистые сланцы и аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — диатомиты; 4 — песчаники, вулканоктовые песчаники; 5 — гравелиты, мелкообломочные брекчи; 6 — вулканоктовые конгломераты; 7 — вулканоктовые брекчи и лавобрекчи основного и среднего состава; 8 — то же, кислого состава; 9 — туфы основного и среднего состава; 10 — туфы кислого состава; 11 — щелочные туфы; лавы; 12 — базальты, андезит-базальты и андезиты; 13 — трахиандезиты; 14 — дациты и риолиты; и н-трузивы; 15 — габброиды; 16 — трахидолериты и сиениты; 17 — формации кварцевых диоритов; 18 — несогласное залегание. Стрелка показывает возможный интервал возраста

они «представлены слоистыми турбидидными толщами, с ритмичной, флишоидной слоистостью. В состав их входят глинистые, обломочно-глинистые и обломочные терригенные и туффитовые осадки, обычно большей частью восстановленные, прослои вулканических пеплов, диатомовых илов и изредка карбонатных осадков» (Безруков, Мурдмаа, 1971, стр. 122).

ДИСЛОКАЦИИ

Сведения о дизъюнктивных и пликативных дислокациях в разном объеме содержатся практически во всех работах, посвященных характеристике геологических особенностей Курильских островов. Однако их систематическое описание, за исключением района южной части островной дуги (Стрельцов, 1970б), отсутствует.

Самыми распространенными и, как правило, наиболее отчетливо выраженными в пределах Курильской островной дуги являются дизъюнктивные дислокации. Здесь установлены многочисленные разломы, различающиеся как своей протяженностью и глубиной заложения, так и той ролью, которую они играют в современной структуре дуги. Важнейшие особенности последней определяются прежде всего наличием ряда так называемых сквозькоровых (Туезов и др., 1968) разломов, затрагивающих не только земную кору, но верхи и мантии Земли, и сейсмофокальной зоны, которая прослежена в глубь мантии на 600—700 км.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

Самым крупным глубинным разломом системы, во многом определяющим ее современные динамические особенности, безусловно является наклоненная под континент сейсмофокальная зона землетрясений. В целом она, видимо, представляет собой систему расколов в земной коре и верхней мантии, которые в ее верхней части выражены многочисленными тектоническими уступами рельефа океанического дна (Затонский и др., 1961; Удинцев, 1955а, и др.). Правда, отдельные исследователи ставят под сомнение (Милашин, 1961; Рудич, 1962, и др.), как уже отмечалось выше, связь глубокофокусных толчков с подвижками вдоль крупных, пронизывающих сейсмофокальную зону разрывных нарушений. Если представить себе, что по крайней мере до тех глубин, на которых происходят наиболее глубокофокусные землетрясения, физическое состояние вещества верхней оболочки Земли остается более или менее однородным или изменяется очень постепенно и непрерывно, то подобные сомнения вполне оправданы и понятны. Однако материалы сейсмологических исследований показывают, что мантия Земли является собой слоистую т. е. градиентную, среду с чередующимися слоями различной прочности (Тараканов, Левый, 1967, 1969). Это, вероятнее всего, и обуславливает наблюдающуюся этажность в распределении гипоцентров фокальной зоны, равно как и неодинаковое количество сейсмической энергии, выделяющееся на различных глубинных уровнях. К этому надо добавить еще и относительно небольшой срок наблюдений над положением очагов землетрясений и не особенно высокую точность определения их гипоцентров.

Прямые данные о времени возникновения системы расколов сейсмофокальной зоны отсутствуют. Однако ее приуроченность к системе глубоководных желобов, окаймляющих островные дуги, позволяет думать,

что эти структуры, вероятно, как-то взаимосвязаны в своем происхождении и являются, следовательно, близкими по времени образования. Глубоководные же желоба, как мы увидим ниже, это структуры достаточно древнего заложения.

Значительная роль и в современной структуре, и в геологической истории островной дуги принадлежит сквозькоровым разломам. Здесь прежде всего нужно отметить глубинный разлом, отделяющий поднятие Малой Курильской гряды (включая подводный хребет Витязь) от Большой гряды Курильских островов. По мнению многих исследователей (Мархинин, 1967; Стрельцов, 1970б; Туезов и др., 1968; Minato et al., 1956), этот разлом представляет собой длительно живущую шовную зону, наличие которой предопределило существенно различную последовательность геологических событий в разграничиваемых ею областях — так называемых Малокурильской и Большекурильской структурно-формационных зонах. Геоморфологически этот разлом, получивший название «Срединно-Курильский» (Стрельцов, 1970б), выражен вытянутой в северо-восточном направлении депрессией, заполненной «рыхлыми осадками» мощностью до 3 км. В гравитационном поле ему соответствует гравитационная ступень амплитудой около 40 мгл, а в магнитном — цепочка положительных аномалий интенсивностью 200—500 гамм. Судя по положению нижних кромок магнитоактивных тел в зоне разлома на глубинах до 20—25 км (Туезов и др., 1968), рассматриваемое разрывное нарушение рассекает не только земную кору на всю ее мощность, но затрагивает также и верхнюю мантию. По ряду косвенных признаков падение «плоскости» разлома представляется наиболее вероятным в северо-западном направлении (Стрельцов, 1970б).

Срединно-Курильский разлом, как это убедительно показал М. И. Стрельцов (1970б), является левосторонним сбросо-сдвигом. Наличие сбросовой компоненты перемещения вдоль него доказывается наличием висячем крыле мощной (до 7—8 км) толщи палеоген(?) -неогеновых образований, которые отсутствуют в его лежащем крыле. Присутствие сдвиговой составляющей перемещения (левый сдвиг) устанавливается также достаточно уверенно при анализе ориентации оперяющих этот разлом более мелких разрывных нарушений. Нелишне отметить, что сбросо-сдвиговые дислокации с левым сдвигом имеют здесь место и в настоящее время, что отчетливо выявляется при изучении механизма очагов неглубоких (20—60 км) землетрясений (Аверьянова, 1967, 1968; Аверьянова и др., 1966).

Поскольку определенная автономность геологического развития Большой и Малой Курильских гряд устанавливается вполне отчетливо по крайней мере с конца палеогенового — начала неогенового периода (Сергеев, 1970), этот интервал времени, следовательно, можно было бы считать верхним возрастным пределом заложения Срединно-Курильского глубинного разлома. Однако продолжения структурно-формационных зон обеих гряд на Восточном Хоккайдо, где они разделены лежащей на продолжении упомянутого разлома тектонической линией Сибэцу — Цуруи, видимо, начиная с позднемелового времени, развивались по-разному. Такой вывод напрашивается, в частности, на основании следующих фактов. В северо-восточных районах Восточного Хоккайдо, являющихся прямым продолжением Большекурильской структурно-формационной зоны, древнейшие неогеновые образования («зеленые туфы») залегают непосредственно на интенсивно дислоцированных и сильно метаморфизованных породах юрского (группа Сорати) и нижнемелового (группа Фурано) возраста (Геол. развитие Японских островов, 1968; Geological map..., 1959). Верхнемеловые и палеогеновые отложения здесь отсутствуют, но зато они полностью слагают обширные выходы в южных районах Восточного Хоккайдо, лежащих на продолжении Малокурильской зоны. К сожалению, в месте сочленения этих

зон распространены плиоценовые и четвертичные осадочные породы, пачки которых достигают большой мощности. Они выполняют так называемую впадину Нисибцу, являющуюся юго-западным центриклинальным замыканием Курильского межгрядового синклинального прогиба. Вследствие этого строение самого Срединно-Курильского глубинного разлома остается невыясненным и в пределах о. Хоккайдо. Тем не менее, учитывая все изложенное выше, весьма вероятно, что верхний возрастной предел возникновения этого разлома примерно соответствует рубежу раннего и позднего мела.

К типу сквозькоровых разломов, видимо, следует относить также поперечные по отношению к простирацию Курильской островной дуги дизъюнктивные дислокации, территориально приуроченные к проливам Буссоль и Крузенштерна. Обоснованность такого предположения подчеркивается приводимыми ниже данными о существенных различиях глубинной структуры островной системы на ее фланговых и центральном участках. При этом различия сохраняются не только в пределах островной дуги и глубоководного желоба, но выражаются и на окраинном океаническом вале Зенкевича (Павлов, Сергеев, 1976а, б). Ограниченное этими разломами центральное звено островного поднятия отличается от фланговых также по морфологическому и вещественному признакам. Морфологически эти различия, как уже неоднократно отмечалось (Горячев, 1960, 1966, и др.), выражены в меньшем поднятии фундамента четвертичных вулканов среднего звена Большой Курильской гряды над уровнем моря, по сравнению с ее фланговыми участками или большими глубинами до океанического дна в пределах зоны подводного хребта Витязь. Различия указанных звеньев по вещественному признаку отчетливо проступают при анализе территориальной приуроченности вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Большой Курильской гряды (см. рис. 23). Отсутствие на островах центрального звена пород верхней толщи Парамуширского, а также Итурупского и Кунаширского комплексов свидетельствует о том, что в интервале времени с конца раннего миоцена и вплоть до раннего плиоцена вулканизм здесь, видимо, не проявлялся в сколько-нибудь значительных масштабах. Этот вывод, разумеется, относится только к присводовой части поднятия гряды и отнюдь не означает, что породы упомянутых комплексов нельзя обнаружить на больших глубинах. Косвенно на это указывают, в частности, факты непосредственного налегания плиоценовых вулканических образований на породы Парамуширского комплекса (средняя толща) и на ряде участков островов фланговых звеньев гряды.

ДИСЛОКАЦИИ ОСТРОВОВ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

На островах Малой Курильской гряды наиболее выразительными являются дизъюнктивные дислокации¹. Они представлены многочисленными разломами так называемого внутрикорового (Тузев и др., 1968) типа, т. е. такими разрывными нарушениями, глубины проникновения которых за пределы земной коры, судя по имеющейся информации, представляются практически невероятными. Эти разломы известны на всех крупных и многих мелких островах, где они, располагаясь закономерно (см. рис. 11), образуют системы двух направлений — продольные и поперечные по отношению к простирацию Малой гряды островов.

Продольные разломы на поверхности обычно выражены в виде мощных (до 100 м и более) зон дробления и катаклаза верхнемеловых

¹ Здесь не рассматриваются инъективные дислокации, поскольку их характеристика приведена выше.

Рис. 24. Схема геологического строения района бухты Крабовой, о. Шикотан

- 1 — породы Матакотанского комплекса;
- 2 — отложения Малокурльского комплекса;
- 3 — породы Ноторо-Томаринского комплекса;
- 4 — четвертичные аллювиальные отложения;
- 5 — разломы;
- 6 — элементы залегания

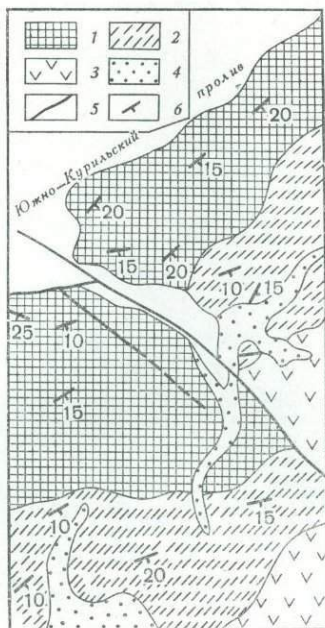
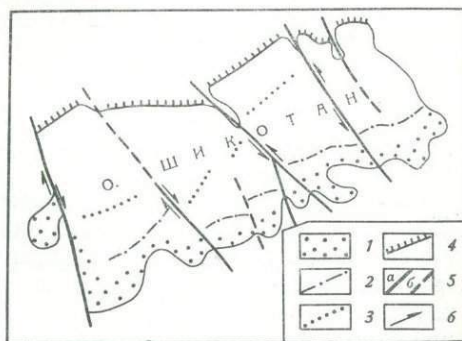


Рис. 25. Схема соотношений основных форм рельефа с поперечными разломами на о. Шикотан

- 1 — 40-60-метровая морская терраса;
- 2 — осевая линия зоны главного водораздела;
- 3 — осевая линия зоны относительно пониженных участков острова;
- 4 — линия береговых обрывов северо-западного побережья острова;
- 5 — установленные (а) и предполагаемые (б) разломы;
- 6 — направление сдвиговых перемещений



пород, для которых здесь характерно вторичное минералообразование (окварцевание, хлоритизация, карбонатизация, цеолитизация и др.). Нередко они сопровождаются дайками и более крупными телами магматических образований, а также довольно интенсивными, но локально прослеживающимися пликативными дислокациями вулканогенно-осадочных и осадочных пород с образованием крутых, изоклиналиных и иногда опрокинутых складок с амплитудами до нескольких десятков метров. Природа рассматриваемых разломов не установлена. Не исключено, что часть из них является сбросами, тогда как другая — взбросами с вертикальной составляющей перемещения от нескольких десятков до 1000 м. По горизонтальной штриховке, обычно наблюдающейся в зеркалах скольжения, устанавливается наличие и сдвиговой составляющей, однако масштабность этого явления по результатам непосредственных геологических наблюдений представляется довольно ограниченной.

Поперечные разломы наиболее характерны для о. Шикотан, где они относятся (Сергеев, Стрельцов, 1970) преимущественно к категории сбросо-сдвигов и имеют устойчивые северо-запад — юго-восточные простирания, что отчетливо подчеркивается соответствующей ориентировкой (вытянутостью) расположенных в их зонах глубоко врезанных в остров узких бухт. В качестве иллюстрации наиболее значительных масштабов общего перемещения блоков по разломам рассматриваемого



Рис. 26. Опрокинутые складки в отложениях Малокурильского вулканогенно-осадочного комплекса вблизи контакта с габброидами Шикотанского комплекса.
Фото М. И. Стрельцова

типа можно привести сбросо-сдвиговую дислокацию, выявленную в районе бухты Крабовой (рис. 24). При моноклинальном залегании пород в обоих крыльях разлома под углом около $15-20^\circ$ видимая горизонтальная составляющая перемещения по нему достигает 2,5 км. Однако трудно сказать, какая часть этого видимого горизонтального перемещения геологических границ произошла в результате собственно горизонтальных движений, а какая — в результате поднятия и более глубокого эрозионного среза одного из крыльев разлома. Со значительной долей вероятности можно только предполагать, что по поперечным разломам наряду с вертикальными проявлялись и горизонтальные смещения блоков. Уместно, кстати, заметить, что на п-ове Немуро (о. Хоккайдо) для поперечных разломов установлены перемещения с горизонтальной составляющей до 500 м и более (Nemoto, Sasa, 1959). Время возникновения поперечных разломов Малой Курильской гряды, так же как и продольных, установить трудно. Исходя из наблюдаемых вдоль них смещений основных элементов островного рельефа (рис. 25), можно лишь констатировать, что они функционировали еще совсем недавно.

Пликативные дислокации в пределах Малой Курильской гряды выражены в гораздо более слабой форме. В целом о структуре последней наиболее уверенно можно судить по особенностям геологического строения о. Шикотан. В его пределах наиболее древние образования обнажены, как выше указывалось, вдоль северо-западного и юго-восточного побережий. Центральная часть острова сложена более молодыми образованиями Малокурильского и Ноторо-Томаринского комплексов. Следовательно, структура острова в целом может быть охарактеризована как синклинали (см. рис. 11). Синклинали характеризуется очень простым строением при достаточно выдержанном северо-восточном простирании пород, и лишь в зонах дизъюнктивных дислокаций, где углы падения пород обычно резко возрастают, достигая $40-70^\circ$ и более, ее структура значительно усложняется. Особенно сложным строение синклинали становится вблизи массивов габброидов Шикотанского ком-

плекса: это выражается в значительной метаморфизации пород и их интенсивной пликвативной дислоцированности с образованием узких, сжатых складок (рис. 26).

Синклинальный характер залегания верхнемеловых отложений на о. Шикотан подтверждается и геологическими материалами по островам Малой Курильской гряды, расположенным далее к юго-западу. Так, образования Матакотанского комплекса (кампан) вскрыты вдоль северо-западных побережий островов Полонского и Зеленого и полностью слагают острова Анучина и Юрий. В то же время юго-восточная часть о. Полонского, существенно большие участки о. Зеленый и о. Танфильева на поверхности сложены более молодыми (кампан-маастрихт) породами Малокурильского комплекса.

Сказанное отнюдь не означает, что автор полемизирует с теми исследователями, которые рассматривают структуру поднятия Малой Курильской гряды в качестве антиклинория или крупной антиклинали (Вергунов, 1964; Власов, 1958б; Удинцев, 1955б, и др.): выше речь шла лишь о характере залегания вскрытых на островах верхнемеловых комплексов ядерной зоны этой крупной тектонической структуры.

ДИСЛОКАЦИИ ОСТРОВОВ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

Как и для Малой гряды островов, здесь характерно значительное количество дизъюнктивных дислокаций, которые являются определяющими элементами структуры Большекурильского поднятия и подразделяются (Туезов и др., 1968) на продольные и поперечные по отношению к простиранию его осевой линии.

Крупные продольные разломы внутрикорового типа (рис. 27) известны на островах Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир и Шумшу. На поверхности они обычно выражены зонами дробления и гидротермального изменения пород мощностью от 0,5 до 3,0 км, к которым, как правило, приурочены все сколько-нибудь значительные медноколчеданные и свинцово-цинковые рудопроявления и основная масса термальных источников. Эти же зоны контролируют и пространственное размещение интрузивных тел Урупского комплекса. Описываемые разломы чаще всего представляют собой системы сопряженных разрывных нарушений сбросо- или взбросо-сдвигового характера, суммарные амплитуды перемещений крыльев вдоль которых изменяются от 100—200 до 1000—1500 м. Вопрос о времени заложения продольных разломов остается открытым. Однако вряд ли можно сомневаться в том, что они существовали уже по крайней мере в конце раннемиоценового времени. Такой вывод напрашивается, в частности, из-за приуроченности к ним зеленокаменно-преобразованных пород средней толщи Парамуширского комплекса (нижний миоцен), которые в виде галек и обломков встречаются среди вышележащих, и в том числе ниже-среднемиоценовых, отложений.

Поперечные разломы, пользующиеся широким распространением, имеют в основном северо-запад-юго-восточные простирания и проявлены обычно на поверхности зонами дробления мощностью в несколько десятков (реже сотен) метров, для которых не характерны гидротермальные преобразования пород. Большинство разломов этого типа, нередко выраженных в рельефе резкими уступами высотой до 100—200 м, являются сбросами и сбросо-сдвигами. Именно ими ограничиваются молодые грабены, выполненные рыхлыми четвертичными отложениями. Амплитуды перемещений по сбросам и вертикальная составляющая смещений вдоль сбросо-сдвигов составляют несколько сотен метров, а иногда достигают 1,5—2,0 км (Неверов, Хведченя, 1962). Максимальные горизонтальные смещения по сбросо-сдвиговым дислокациям отмечены

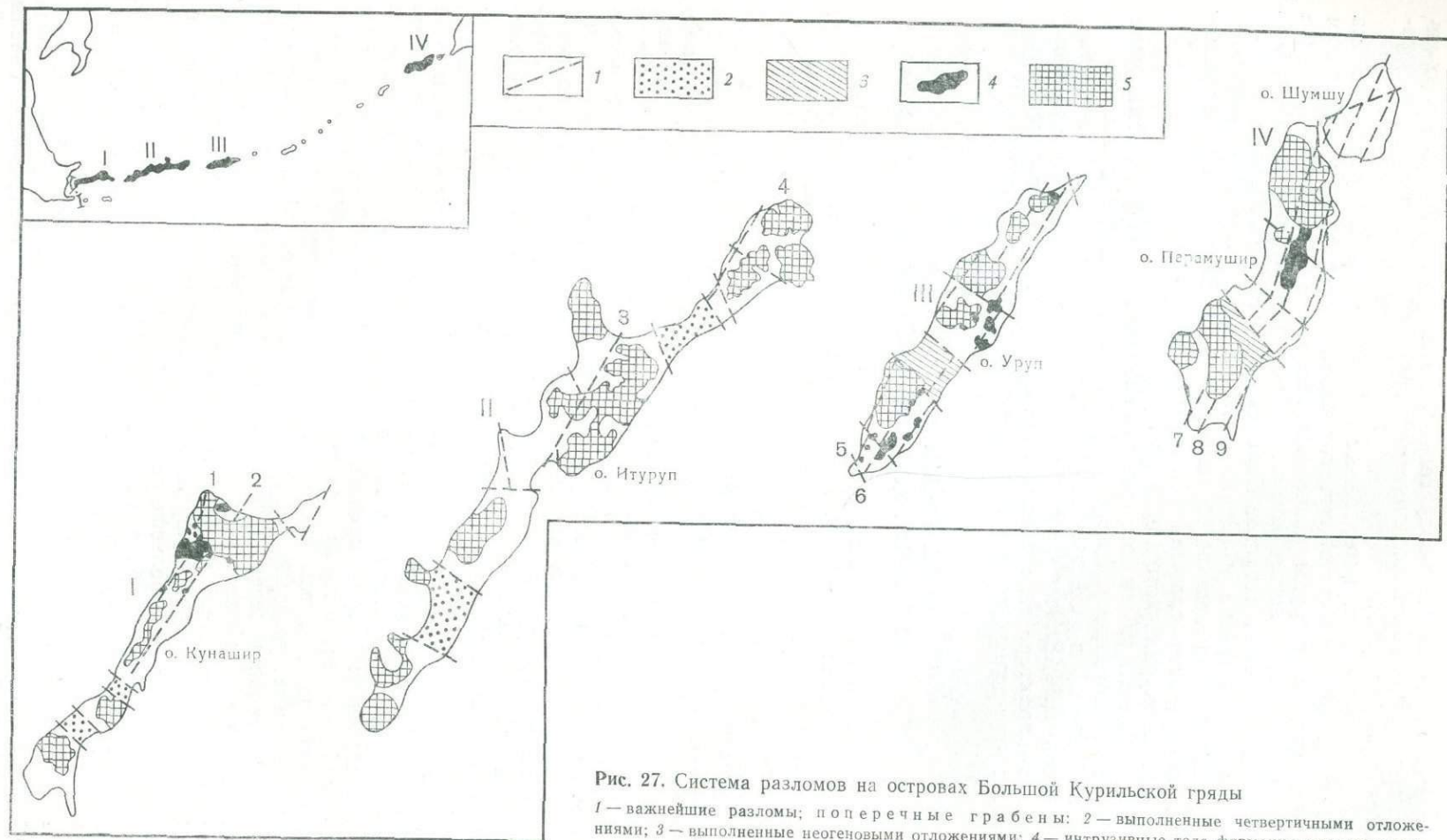


Рис. 27. Система разломов на островах Большой Курильской гряды

1 — важнейшие разломы; поперечные грабены: 2 — выполненные четвертичными отложениями; 3 — выполненные неогеновыми отложениями; 4 — интрузивные тела формации кварцевых диоритов; 5 — продукты деятельности четвертичных вулканов

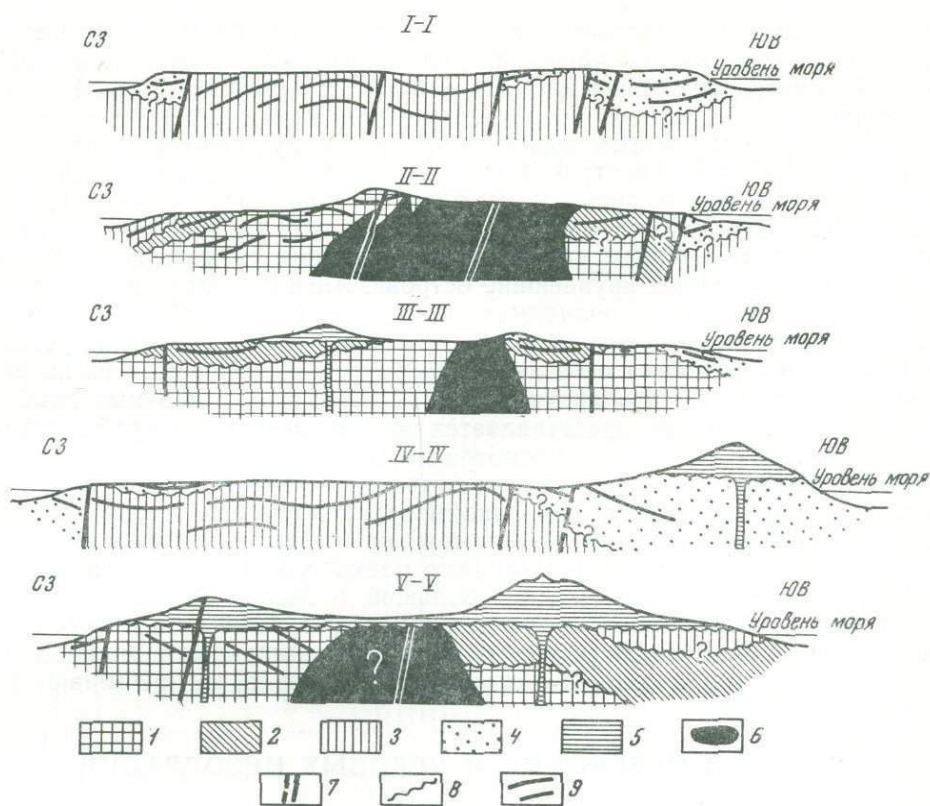


Рис. 28. Геологические разрезы через о-ва Шумшу (I—I), Парамушир (II—II), Уруп (III—III), Итуруп (IV—IV) и Кунашир (V—V)

Парамуширский комплекс: 1 — нижняя и средняя толщ; 2 — верхняя толща; 3 — Итурупский комплекс; 4 — Кунаширский и Большегурильский комплексы; 5 — вулканические образования четвертичного возраста; 6 — породы Урупского интрузивного комплекса; 7 — разломы установленные и предполагаемые; 8 — поверхности несогласия; 9 — наклоны слоев

(Стрельцов, 1970б) на о. Уруп, где они оцениваются примерно в 1—3 км. Поперечные разломы, устанавливаемые на островах Большой Курильской гряды, являются заведомо разновозрастными. Часть из них несомненно существовала еще в раннемиоценовое время (Сергеев, 1966), тогда как многие другие возникли гораздо позднее и нередко проявляли себя даже в четвертичный период.

Пликативные формы дислокаций в пределах островов Большой гряды чрезвычайно просты. Достаточно сказать, что сколько-нибудь отчетливо выраженные антиклинальные и синклинальные складки с обязательными для них структурными элементами (крылья, периклинальные окончания и центриклинальные замыкания) здесь практически отсутствуют. Антиклинальные и синклинальные изгибы слоев обычно приурочены лишь к приразломным зонам и незначительно усложняют блоково-глыбовую структуру островов. Исключение, пожалуй, составляет лишь нижняя толща Парамуширского комплекса* на о. Парамушир, породы которой образуют ряд кулисообразно сочленяющихся складок с углами падения крыльев до 40—60°. Следовательно, если говорить о пликативной дислоцированности неогенового комплекса отложений в целом, то она представляется столь незначительной, что безусловно не может служить основанием для получивших значительное распространение представлений, согласно которым этот комплекс рассматривается как совокупность или система складок северо-восточ-

ного простираия. Изложенные данные, наоборот, убедительно подтверждают справедливость ранее сделанного (Шатский, Богданов, 1957) вывода о незавершенности на Курильских островах кайнозойской складчатости.

В связи со сказанным выше, по-видимому, нуждаются в комментариях и наиболее распространенные сейчас мнения об общей тектонической структуре гряды, суть которых ясна из следующего высказывания: «...Большая Курильская гряда состоит из системы крупных, кулисообразно сочленяющихся антиклиналей, каждой из которых в самом общем виде отвечают крупнейшие острова. Антиклинали-острова разделяются синклиналиями-проливами» (Горячев, 1966, стр. 81). Не останавливаясь здесь на рассмотрении тектонической структуры межостровных проливов, о чем пойдет речь ниже, нужно тем не менее со всей категоричностью заявить, что антиклинальная структура островных глыб в большинстве случаев представляется по меньшей мере проблематичной. Как видно на рис. 28, несмотря на то что на поперечных геологических разрезах через крупнейшие острова гряды отмечаются антиклинальные перегибы слоев, они никоим образом не свидетельствуют об антиклинальных структурах вскрытых на островах неогеновых толщ.

В заключение очерка отметим, что пликвативные дислокации в комплексе четвертичных отложений Большой и Малой Курильских гряд практически отсутствуют. Лишь в зонах затрагивающих их разрывных нарушений иногда наблюдаются мелкие антиклинальные и синклинальные изгибы слоев, амплитуды которых, как правило, не превышают 2—5 м.

АНАЛИЗ ПЕРЕРЫВОВ И УГЛОВЫХ НЕСОГЛАСИЙ

Толщи мезозойских и кайнозойских вулканогенно-осадочных образований Курильских островов характеризуются многочисленными разномасштабными несогласиями в напластовании пород. Наиболее распространены несогласия, часто довольно резкие, но, как правило, быстро исчезающие по латерали в толщах грубообломочных вулканогенно-осадочных пород, заключающих лавовые тела. Они, однако, не представляют большого интереса с точки зрения палеотектоники, поскольку в подавляющем большинстве случаев обусловлены не тектоническими движениями, а процессом формирования вулканических построек, которые, видимо, нередко возвышались над уровнем моря в пределах разновозрастных седиментационных бассейнов. Поэтому ниже рассматриваются только такие несогласия в напластовании пород, возникновение которых может быть связано только с вертикальными перемещениями земной поверхности (выше — ниже) относительно безусловно непостоянного во времени уровня моря. Несогласия этого типа обычно фиксируются по одному или нескольким из следующих признаков: а) налегание тех или иных пачек (свит, толщ, комплексов) пород на образования заведомо различного возраста; б) наличие базальных горизонтов вулканических конгломератов и брекчий; в) выпадение из разреза отдельных стратиграфических подразделений или их частей; г) несоответствие структурного плана выше- и нижележащих образований.

Как следует из изложенных выше материалов, вскрытые на островах Малой и Большой Курильских гряд вулканогенно-осадочные образования принадлежат к различным подразделениям единой стратиграфической шкалы, что вынуждает рассмотреть отдельно перерывы и угловые несогласия для обоих районов (табл. 21).

В пределах Малой Курильской гряды, как и на п-ове Немуро (о. Хоккайдо), основание выходящего здесь комплекса верхнемеловых пород не установлено. В силу этого вопрос о том, является ли он частью

Основные перерывы и угловые несогласия в обобщенном стратиграфическом разрезе мезозойских и кайнозойских образований Курильского островного поднятия

Единая стратиграфическая шкала		Принимаемая схема стратиграфии	Вулканогенно-осадочные и эффузивные комплексы	Перерывы в осадконакоплении		Угловые несогласия									
Группа	Система			Отдел	Подотдел	Малая гряда	Большая гряда	Малая гряда	Большая гряда						
Мезозойская	Меловая	Верхний	Даний	Шикотанская	Ноторо-Томаринский	Данные отсутствуют	Группа Фурано Восточного Хоккайдо	Отложения отсутствуют	— Региональное —						
			Маастрихт	Мало-Курильская	Мало-Курильский										
		Кампан	Матакотанская	Матакотанский											
			Димитровский	Димитровский											
			Данные отсутствуют	Данные отсутствуют											
	Палеогеновая	Эоцен	Олигоцен	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют	Данные отсутствуют	Отложения отсутствуют			— Региональное —					
			Палеоцен	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют										
		Неогеновая	Миоцен	1	Средне-парамуширская						Парамуширский	Данные отсутствуют	Отложения отсутствуют	— Локальное —	
				2	Курильская						Итурупский				
				3	Итурупская						Итурупский				
Кайнозойская	Неогеновая	Плиоцен	1	Утесная	Кунаширский	Данные отсутствуют	Отложения отсутствуют	— Региональное —							
			2	Утесная	Кунаширский										
			3	Утесная	Кунаширский										
			Четвертичная система	3	Утесная				Утесная		Большекурильский	Данные отсутствуют	Отложения отсутствуют		— Локальное —
					2				Утесная		Кунаширский				
	3	Утесная			Кунаширский										
	Мезозойская	Меловая	Верхний	Даний	Шикотанская	Ноторо-Томаринский	Данные отсутствуют		Группа Фурано Восточного Хоккайдо	Отложения отсутствуют	— Региональное —				
				Маастрихт	Мало-Курильская	Мало-Курильский									
				Кампан	Матакотанская	Матакотанский									
					Димитровский	Димитровский									
Данные отсутствуют					Данные отсутствуют										
Палеогеновая	Эоцен	Олигоцен	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют	Данные отсутствуют	Отложения отсутствуют	— Региональное —								
		Палеоцен	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют											
	Неогеновая	Миоцен	1	Средне-парамуширская				Парамуширский	Данные отсутствуют			Отложения отсутствуют	— Локальное —		
			2	Курильская				Итурупский							
			3	Итурупская				Итурупский							
Кайнозойская	Неогеновая	Плиоцен	1	Утесная	Кунаширский	Данные отсутствуют		Отложения отсутствуют	— Региональное —						
			2	Утесная	Кунаширский										
			3	Утесная	Кунаширский										
			Четвертичная система	3	Утесная					Утесная	Большекурильский	Данные отсутствуют		Отложения отсутствуют	— Локальное —
					2					Утесная	Кунаширский				
	3	Утесная			Кунаширский										

какой-то более крупной и стратиграфически непрерывной серии отложений или же несогласно залегает на образованиях складчатого основания (фундамента), остается открытым. Строение самого комплекса в направлении с юго-запада на северо-восток неоднотипно, в нем присутствуют следы палеодислокаций. Если в разрезе верхнемеловой группы Немуро на одноименном полуострове вообще нет сколько-нибудь значительных несогласий (Geology of Japan, 1963), то в разновозрастном с ней комплексе пород северо-восточного окончания гряды (о. Шикотан) устанавливается несколько, хотя, по-видимому, и незначительных, стратиграфических перерывов, сопровождающихся иногда угловыми несогласиями.

В порядке возрастной последовательности первым должно быть отмечено несогласие между эффузивами Димитровского комплекса и с размывом залегающей на них толщей вулканогенно-осадочных пород юго-восточного побережья острова, которая, как упоминалось выше, параллелизуется с матакотанской свитой его северо-западных районов. Различия в направлениях простираний и наклонах слоев обоих подразделений составляют при этом не менее 10—15°. Однако ни продолжительность стратиграфического перерыва, ни масштабность, видимо, приуроченного к нему процесса складкообразования не могут быть в какой-то степени достоверно оценены, поскольку возраст пород и Димитровского комплекса, и вышележащей толщи определен очень условно, а первые из них пользуются к тому же крайне ограниченным распространением. Между Матакотанским и Малокурильским вулканогенно-осадочными комплексами наблюдаются также явные следы размыва, а нередко и незначительное (5—10°) угловое несогласие. Правда, в этом случае перерыв в осадконакоплении был, видимо, очень незначительным, о чем, в частности, свидетельствуют близость возраста этих подразделений (кампан и кампан — маастрихт соответственно), а также сходство состава вулканических пород верхних частей первого из них и нижних — второго. Очень слабыми представляются и процессы складкообразования этого времени, так как оба комплекса характеризуются практически одинаковой пликативной дислоцированностью, а наблюдающееся между ними угловое несогласие проявлено далеко не повсеместно. Наконец, на основании несогласного налегания эффузивов Ноторо-Томаринского комплекса на различные горизонты Малокурильского и Матакотанского комплексов, стратиграфический перерыв предполагается и для конца малокурильского времени (поздний маастрихт?). К сожалению, сказать что-либо определенное о продолжительности этого перерыва, возможной площади его проявления, наличии или отсутствии в это время складкообразования не представляется возможным.

Таким образом, в то время как на п-ове Немуро и, вероятно, в районе южных островов Малой Курильской гряды начиная с кампана и до конца мелового периода седиментационный процесс протекал непрерывно, на крайнем северо-востоке зоны он трижды осложнялся. Это было связано, хотя, видимо, и не повсеместно, с выведением дна бассейна осадконакопления из-под уровня моря и по крайней мере два раза сопровождалось локально проявившимся незначительным складкообразованием. Поскольку все верхнемеловые отложения Малокурильской структурно-формационной зоны имеют наклонное залегание, необходимо указать, что после их формирования здесь проявляется процесс складкообразования. Последнее, по всей видимости, происходило где-то в интервале времени от конца позднего мела до начала олигоцена, на что указывает залегание в районе Кусиро олигоценовых пород (группа Урахоро) на образованиях группы Немуро с заметным угловым несогласием (Geological Map..., 1959). На протяжении палеогенового, неогенового и четвертичного периодов в области Малой Курильской гряды отсутствовало

как морское, так и сколько-нибудь значительное континентальное осадконакопление. Несколько отличная обстановка существовала в это время лишь на Восточном Хоккайдо, где в изолированных впадинах накапливались терригенные угленосные толщи пород, возраст которых варьирует от олигоценового до четвертичного.

Перерывы различной продолжительности и угловые несогласия характерны и для стратиграфического разреза Большой Курильской гряды. На дневной поверхности здесь не встречаются отложения древнее нижнемиоценовых (предположительно и верхнеолигоценовых), однако если привлечь данные о геологическом строении северо-восточных районов Восточного Хоккайдо, с большой степенью вероятности можно предположить их залегание непосредственно на юрско-нижнемеловых образованиях складчатого фундамента. Если это предположение справедливо (для Восточного Хоккайдо это твердо установленный факт), то в стратиграфическом разрезе гряды должен быть продолжительный перерыв, соответствующий интервалу времени от конца раннего мела до конца олигоцена или начала миоцена. К этому же интервалу приурочено, следовательно, и одно из наиболее значительных угловых несогласий в пределах островной дуги¹.

Ряд стратиграфических перерывов различной продолжительности и угловых несогласий устанавливается и в самой толще неоген-четвертичных образований. Здесь прежде всего необходимо отметить повсеместное фиксирующееся угловое несогласие, которое разделяет складчатые неогеновые (включая и верхнеплиоценовые) породы и практически пликвативно недислоцированные образования четвертичного возраста. Последние при этом залегают на самых разных стратиграфических подразделениях — от нижней толщи Большекурильского комплекса до нижней и средней толщ Парамуширского. Такие же колебания свойственны и величине предчетвертичного стратиграфического перерыва².

С точки зрения полноты вскрытого разреза неогеновых образований центральное звено Большой Курильской гряды, ограниченное поперечными разломами в проливах Буссоль и Крузенштерна, существенно отличается от ее фланговых участков. В пределах последних обнажены породы практически всех стратиграфических подразделений района, а по наличию базальных горизонтов вулканомиктовых конгломератов и брекчий в основании курильской, итурупской и утесной серий здесь представляется возможным говорить о том, что на протяжении неогенового периода существовали три незначительных перерыва в осадконакоплении (см. табл. 21). Насколько можно судить по фаунистическому обоснованию возраста пород, залегающих выше и ниже поверхностей несогласия, на разных островах и даже в пределах одного и того же острова они очень невыдержанны во времени. Что же касается островов центрального звена гряды, то этот вопрос остается открытым, так как здесь повсеместно средне-верхнеплиоценовые породы Большекурильского комплекса непосредственно налегают на условно нижнемиоценовые образования Парамуширского комплекса. Очевидно, могут быть предложены два варианта его решения. Не исключено, что на протяжении какой-то части средне-позднемиоценового и плиоценового (до среднего плиоцена) времени это звено было поднято над уровнем моря и под-

¹ Этот вывод справедлив лишь для юго-западных районов гряды. Данные по району Центральных Курильских островов отсутствуют; для северо-восточного окончания гряды, судя по геологическим особенностям Восточной Камчатки, можно предполагать преемственность неогенового морского осадконакопления от палеогенового, а последнего в свою очередь от позднемелового.

² Величина стратиграфического перерыва в этом случае оценена очень условно, так как обычно нельзя однозначно решить вопрос о том, свидетельствует ли наблюдаемая картина об отсутствии осадконакопления во всем интервале времени, которое соответствует выпавшему стратиграфическому подразделению, или же о последующем размыве отлагавшихся ранее толщ.

вергалось размыту. Однако более вероятно, что расположенные здесь мелкие острова представляют собой наиболее поднятые участки тектонических блоков, в целом испытывавших на протяжении всего неогенового периода прогрессивное опускание. Такой тектонической позицией рассматриваемых островов, вероятно, и объясняются максимальные значения возрастных интервалов стратиграфических перерывов.

Поверхности стратиграфического несогласия, как правило, характеризуются и структурными несоответствиями разделяемых ими толщ. Анализируя частоту встречаемости значений углов падения пород различных стратиграфических подразделений палеоген(?)—неогенового разреза о. Уруп, М. И. Стрельцов (1970а) отмечает, что можно выделить «два основных типа распределения значений углов падения... Первый из них, относящийся к наиболее древним свитам (Парамуширский комплекс.— К. С.), характеризуется максимальными значениями n (частота встречаемости углов падения.— К. С.) при $\alpha=20^\circ$ и небольшим n в интервале $35-90^\circ$. Другой относится к среднемиоцен-плиоценовым свитам (Итурупский, Кунаширский и частично Большекурильский комплексы.— К. С.) и характеризуется максимальным n при $\alpha=10^\circ$; в интервале $25-45^\circ$ здесь наблюдаются небольшие значения n , более же высокие значения α для этих свит не характерны. Максимальные значения n (α) указывают на наиболее характерную кругизну крыльев в складчатых структурах и, по-видимому, определенным образом отражают степень дислоцированности того или иного комплекса отложений. Таким образом, по степени дислоцированности выделяемые на о. Уруп стратиграфические подразделения можно отнести лишь к двум структурным ярусам» (стр. 1435—1436). Этот вывод М. И. Стрельцов справедливо распространяет на все крупные острова гряды.

Таким образом, изложенные выше данные свидетельствуют о неоднократном проявлении в районе Большой Курильской гряды значительных колебаний земной поверхности, которые нередко сопровождалось пликвативными дислокациями неогеновых толщ. Хотя продолжительность стратиграфических перерывов, так же как и периодов проявления складкообразующих движений, не всегда может быть оценена с желаемой определенностью, тем не менее представляется возможным наметить несколько интервалов времени, в течение которых подъем земной поверхности из-под уровня моря достигал наибольших значений. Такими периодами являются: конец раннемиоценового времени, приблизительно середина среднемиоценового, конец позднемиоценового, а также рубеж плиоценового и четвертичного (см. табл. 21). Такой же вывод, видимо, нужно сделать и в отношении времени основных проявлений пликвативных дислокаций в толще неогеновых отложений.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Среди дислокаций Курильского островного поднятия выделяется и такой своеобразный их тип, как вулcano-тектонические дислокации, отражающие характер разномасштабных деформаций верхних частей земной коры в процессе вулканизма (перемещения магматических расплавов и накопления больших масс продуктов глубинного происхождения на поверхности Земли). Это взрывно-провальные и провальные кальдерные депрессии, многочисленные экструзивные куполы, сопровождающиеся изгибом и раздроблением слоев вмещающих пород и др. Ввиду крайне слабой изученности вулcano-тектонических структур остается невыясненным вопрос о наличии на Курильских островах структур типа проседаний фундамента крупных вулканических сооружений в результате влияния нагрузки веса последних. Можно лишь предполагать, что такого рода дислокации, описанные (Ван Беммелен, 1957) в Индонезии

и других районах проявления современного вулканизма, возможно, имеют место под вулканическими постройками типа Тяти, Алаида и др.

В качестве примера взрывно-провальных кальдер можно привести кальдеру Заварицкого. Это очень сложно построенное вулканическое сооружение, расположенное в южной части о. Симушир, представляет собой совокупность трех вложенных одна в другую кальдер. Первая, наиболее древняя сомма, диаметр кальдеры которой оценивается примерно в 10 км (Горшков и др., 1964), сохранилась лишь в южной части вулкана, где высоты ее гребня не превышают 500 м. Вторая сомма выражена более отчетливо, так как лишь с северо-запада обрезана береговой линией Охотского моря. Диаметр кальдеры этой соммы также достаточно внушителен — 7—7,5 км. Наконец, третья кальдера, врезанная в центральный конус, в плане имеет близкую к треугольной форму площадью около 8—9 км. Ее южная часть заполнена водами горячего озера Бирюзового, а северная засыпана продуктами извержения (бомбы, шлаки) 1957 г., среди которых воздымается небольшой экструзивный купол размером 200×300 м. Кальдеры этого типа на Курильских островах очень разнообразны по своему строению и образуют ряд структур, другим крайним членом которого является вулканический кратер. По мнению В. И. Федорченко и Б. Н. Пискунова (1975), они обычно формируются на заключительных стадиях эволюции глубинных (вероятно, подкоровых) магматических очагов с расплавами основного состава.

К кальдерам провального типа, видимо, может быть отнесена вулканическая постройка Головинна на юге о. Кунашир. Она представляет собой очень пологий усеченный конус с кальдерой на вершине диаметром около 4 км. Гребень соммы, сложенной пемзово-игнимбритовой пирокластикой кислого состава, всего на 300—400 м возвышается над уровнем моря (Федорченко, 1962). Характерной чертой строения кальдеры является наличие андезито-дацитовых куполов размером от 0,3×0,5 до 1,0×1,5 км в поперечнике (Горшков и др., 1964). Кальдеры этого типа генетически близки к сложным вулкано-тектоническим депрессиям (провалам, грабенам), примером которых может служить выполненный кислой пирокластикой грабен перешейка Ветрового (о. Итуруп). Предполагается (Федорченко, Пискунов, 1975), что они образуются на стадии формирования вулкано-плутонических комплексов из кислых расплавов, поступающих к поверхности из неглубоко расположенных (коровых) магматических очагов.

Значительным распространением на Курильских островах пользуются также экструзивные куполы, которые приурочены к кальдерным депрессиям, а также встречаются обособленно от последних. Наибольший интерес с точки зрения тектоники вызывают кальдерные куполы, формирование которых нередко происходит буквально на глазах человека. Поскольку этот тип структур на Курильских островах изучен явно слабо, в качестве примера можно привести экструзивный купол Сева-Синдзян в кальдере Тоя, расположенной в юго-западной части о. Хоккайдо у подножия вулкана Усу. Как отмечают Т. Немото и его соавторы (1957), этот купол, возникший в результате извержения 1943—1945 гг., непрерывно увеличивался вплоть до 1949 г., когда достиг высоты около 150 м при диаметре основания 350 м. Рост купола сопровождался при этом вздутием фундамента, высота которого на площади около 1 км² составила примерно 200 м (крутизна склонов 30—40°). Характерно, что породы фундамента в результате образования купола подверглись изгибанию с образованием мелких складок, открытых трещин, зеркал скольжения.

В качестве вулкано-тектонических дислокаций нужно, видимо, рассматривать и многочисленные трещины в породах вулканических построек, которые обычно возникают в процессе крупных эксплозивных извержений.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

За последние 10—15 лет в районе Курильской островной системы по программам Международного геофизического года и Проекта верхней мантии Земли выполнен большой объем разнообразных геофизических исследований. Полученные результаты позволяют судить об особенностях глубинной структуры области, а также о характере ее естественных геофизических полей.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Результаты гравиметрических измерений, выполненных в прилегающих к Курильским островам акваториях (Гайнанов, 1955; Гладун и др., 1963), дают возможность охарактеризовать аномальные гравитационные поля Курильской островной системы.

Характерной чертой гравитационного поля системы в редукции Буге является отсутствие отрицательных аномалий (рис. 29); при этом «общий уровень аномалий Буге обратно пропорционален мощности земной коры» (Павлов и др., 1973; стр. 45). Обращает на себя внимание значительная «расчлененность аномального гравитационного поля, особенно отчетливо проявленная в юго-западной части островной системы. Наиболее интенсивные аномалии устанавливаются над окраинным океаническим валом Зенкевича (до 400—450 мгл), в северо-восточной части системы (севернее широты о. Шиадокотан), захватывающие и юго-восточный борт глубоководного желоба, а в ее центральной части (напротив островов Уруп и Симушир) — переходящие даже на его северо-западный борт. Следовательно, морфологически целостная структура Курило-Камчатского глубоководного желоба не находит, как видно из рис. 29, такого отчетливого выражения в гравитационном поле, как имеет, например, Южно-Охотская глубоководная впадина. Это обстоятельство, видимо, лишнее раз подчеркивает высказанную выше мысль о разной геологической природе упомянутых тектонических элементов.

На рис. 30 видно, что для системы в целом увеличение интенсивности гравитационного поля в редукции Буге коррелируется с воздыманием (приближением к дневной поверхности) раздела Мохоровичича, а уменьшение — с прогибами подошвы земной коры. Исключение составляет лишь район Большой Курильской гряды, особенно юго-западная часть последней, где наблюдается значительный гравитационный минимум, а поверхность Мохоровичича залегает на сравнительно небольшой (до 20 км) глубине. Если не подвергать сомнению установленное здесь сейсмическими методами положение поверхности *M*, то отмеченное несоответствие проще всего, видимо, объясняется существованием в мантии под Большой грядой островов значительной по размерам зоны разуплотнения вещества.

Важной особенностью гравитационного поля островной системы является наличие в нем так называемых гравитационных ступеней, т. е. зон повышенных (более 4 мгл/км) градиентов аномалий Буге (Павлов

Рис. 29. Схема элементов гравитационного поля в редукции Буге на уровне моря (Павлов, Семакин, 1973)

- 1 — гравитационные ступени;
- 2 — оси положительных (а) и отрицательных (б) аномалий;
- 3 — контуры Южно-Охотской глубоководной впадины;
- 4 — осевая линия Курило-Камчатского глубоководного желоба

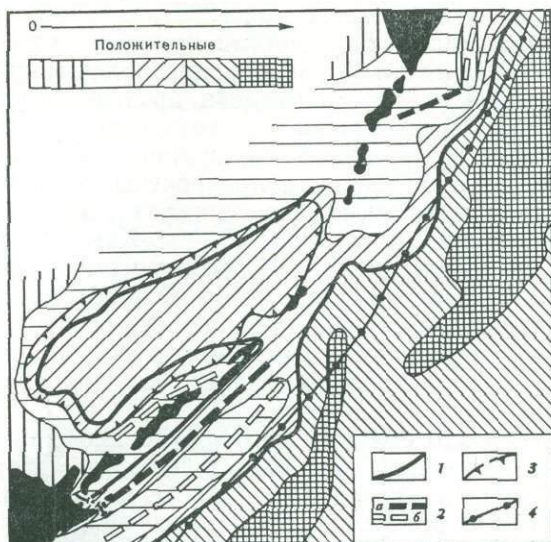


Рис. 30. Характер изменения аномального гравитационного поля вкост Курильской островной системы (Павлов, Семакин, 1973)

- 1 — водный слой;
- 2 — твердая часть земной коры

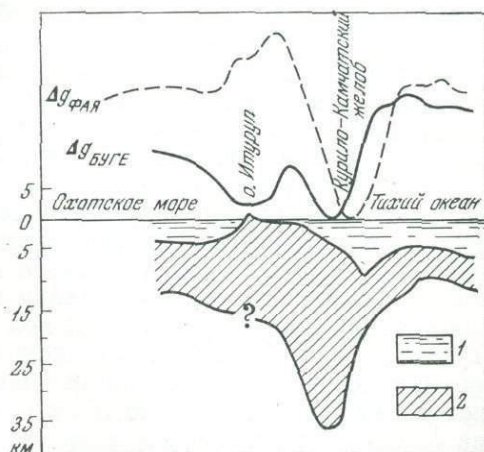
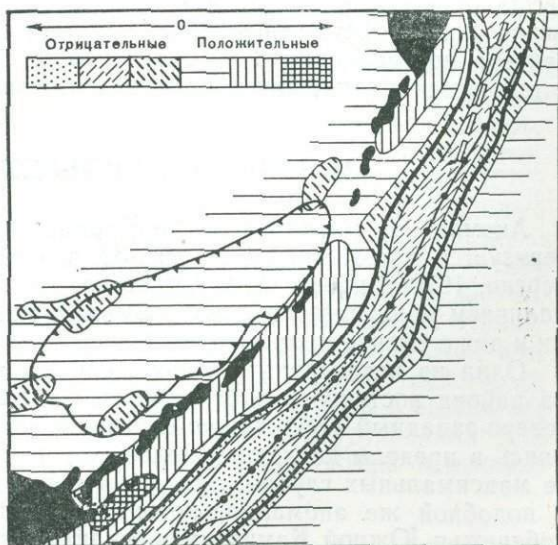


Рис. 31. Схема элементов гравитационного поля в редукции Фая на уровне моря (Павлов, Семакин, 1973)

Условные обозначения см. рис. 29



и др., 1973; Туезов и др., 1968), которые по аналогии с районами суши отождествляются с зонами крупных разломов земной коры. В случае справедливости подобного предположения необходимо констатировать широкое распространение в пределах Курильской островной системы разрывных нарушений, не только рассекающих земную кору на всю ее мощность, но, возможно, проникающих и в мантию (Ващилов и др., 1969). Такие разломы приурочены к бортам Южно-Охотской глубоководной впадины, к депрессии, разделяющей Большую и Малую Курильские гряды, а также к Курило-Камчатскому глубоководному желобу. В пределах последнего гравитационная ступень на его северо-восточном и юго-западном участках прослеживается вблизи оси желоба; в центральном же участке, напротив среднего звена Курильской островной дуги, ограниченного разломами в проливах Буссоль и Крузенштерна, эта ступень более чем на 150 км смещена к северо-западу от оси желоба.

Гораздо большей интенсивностью характеризуется гравитационное поле островной системы в редукции Фая (рис. 31). На фоне очень спокойных изменений значений Δg в пределах Охотского моря (включая Южно-Охотскую глубоководную впадину) и северо-западной части Тихого океана наблюдаются две очень интенсивные, в целом выдерживающиеся по простиранию сопряженные аномалии, одна из которых (положительная) приурочена к Курильской островной дуге, а другая (отрицательная) — к Курило-Камчатскому глубоководному желобу.

Если исходить из положения о том, что земная кора «плавает» на более плотном и однородном субстрате мантии, то характер соотношения гравитационных аномалий в редукциях Буге и Фая (см. рис. 30) наиболее просто объясняется изостатической неуравновешенностью островной системы (Павлов и др., 1973). Однако, как отмечают и авторы упомянутой работы, если принимать модель мантии, предусматривающую возможность изменения плотности слагающего ее вещества по латерали, то этот вывод нуждается в уточнении. Так, основываясь на данных о разуплотненном состоянии мантии под островной дугой (Гайнанов, 1964) и об ее уплотнении под северо-западным склоном желоба (Туезов и др., 1967б), М. Х. Лившиц (1965) и П. М. Сычев (1969, 1970) приходят к выводу о постоянстве давления в пределах всей островной системы на глубоких (около 100 км) уровнях компенсации. В этом случае справедливо, очевидно, полагать, что выше уровня компенсации в мантии интенсивно протекают тектонические и физико-химические процессы, суть которых сводится прежде всего к отмеченному изменению физических свойств вещества мантии. На рассмотрении возможного характера протекающих в этой области мантии процессов мы подробнее остановимся в заключительном разделе книги.

МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Аномальное магнитное поле Курильской островной системы характеризуется, как это видно на рис. 32, довольно сложной структурой (Кочергин, 1970; Ривош, 1964; Соловьев, Гайнанов, 1963, и др.), особенно наличием мощных полосовых аномалий, которые тянутся на многие сотни и даже тысячи километров.

Одна из интенсивных положительных аномалий, протягивающаяся из района восточного побережья о. Сахалин, ортогонально пересекает северо-западный борт Южно-Охотской глубоководной впадины, углубляясь в пределы последней более чем на 100—150 км, т. е. до области ее максимальных глубин. Здесь она почти под прямым углом подходит к подобной же аномалии, которая протягивается сюда от западного побережья Южной Камчатки и, видимо, трассирует зону крупных раз-

Рис. 32. Карта аномального магнитного поля (ΔT) (по М. Л. Красному, схематизировано)

- 1 — контуры Южно-Охотской глубоководной впадины;
- 2 — осевая линия Курило-Камчатского глубоководного желоба;
- 3 — изодинама нулевая;
- 4 — то же, положительные;
- 5 — то же, отрицательные



ломов, сформировавшихся до обособления впадины в ее современных границах (Соловьев, Гайнанов, 1963). Не исключено, что эта система разломов возникла еще в раннемиоценовое время при раздроблении южной части Охотоморской плиты, что привело к проявлению интенсивного вулканизма и установлению условий морской седиментации не только в зоне Большой Курильской гряды, но, видимо, и в пределах прилегающих к ней с северо-запада районов (Власов, 1957). В этом случае действительно справедливо полагать, что отмеченные разломы были заложены до обособления структуры Южно-Охотской впадины, которую, как мы увидим ниже, с наибольшей вероятностью можно датировать концом плиоценового — началом четвертичного времени.

Интенсивные положительные аномалии прослежены и вдоль северо-западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. Они прерваны лишь напротив среднего звена Большой Курильской гряды, ограниченного разломами в районах проливов Буссоль и Крузенштерна. Здесь магнитное поле по особенностям своей структуры очень напоминает поля Южно-Охотской впадины (юго-восточную часть последней) и океанической части системы (к юго-востоку от оси Курило-Камчатского глубоководного желоба). Отмеченная особенность аномального магнитного поля согласуется как с характером гравитационного поля островной системы в редукции Буге, так и с характером изменения мощности земной коры. Это позволяет, естественно, связывать ее с особенностями строения как верхней мантии, так и земной коры, в частности с характером рельефа ее «базальтового» слоя (Тузев и др., 1970).

В отличие от Малой Курильской гряды и ее подводного продолжения (хребет Витязь), которые характеризуются в основном высокими значениями ΔT , Большой гряде островов соответствует зона магнитных минимумов (см. рис. 32). Наиболее отчетливо это выражено в юго-западной части гряды, где на значительной площади отмечаются отрицательные значения аномального магнитного поля. Появление этой аномальной зоны в целом, вероятно, может быть объяснено некоторым снижением ферромагнитных свойств вещества земной коры в результате активно проявляющихся здесь процессов современного вулканизма. В то же время причины наблюдающегося вдоль нее характера изменения значений ΔT представляются далеко не ясными.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО МАТЕРИАЛАМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (ГСЗ, МОВ, СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ)

Для освещения особенностей глубинной структуры Курильской островной системы наибольшее значение, видимо, имеют материалы сейсмических исследований, поскольку они позволяют судить «...о внутреннем строении Земли и процессах распределения вещества в ее недрах» (Косыгин, 1969; стр. 94).

Судя по данным глубинных сейсмических зондирований и сейсмологических наблюдений (Аверьянов, Вейцман и др., 1961; Васильев, Вейцман и др., 1960; Вейцман, Гальперин и др., 1961; Зверев, 1961, 1964; Косминская, 1963, Косминская, Зверев и др., 1963, 1964; Марков и др.; 1967; Строение земной коры..., 1964; Тараканов, 1969а, б; Тараканов, Левый, 1967, 1969; Туезов, 1969; Тулина, 1969; Федотов, 1966, и др.), в земной коре и мантии Земли здесь, до глубин несколько более 400 км, прослеживаются элементы слоистости, которые выражаются рядом сейсмических разделов или чередующихся слоев с различными скоростями прохождения упругих волн. Одной из наиболее уверенно прослеживаемых сейсмических поверхностей является поверхность (раздел) Мохоровичича (Мохо, М), которая обычно рассматривается в качестве поверхности, отделяющей земную кору от верхней мантии.

ЗЕМНАЯ КОРА

Общая характеристика

Поверхность Мохоровичича, ограничивающая земную кору снизу, характеризуется очень сложным рельефом¹; достаточно сказать, что перепады глубин ее залегания (от уровня моря) составляют около 20—25 км (рис. 33)². По характеру латерального изменения особенностей рельефа этой поверхности, как и по многим другим показателям, в пределах Курильской островной системы обособляются три участка — северо-восточный, центральный и юго-западный.

Наименее сложно в рельефе поверхности М выражен центральный участок (примерно на широте о. Симушир). Здесь наблюдается значительное поднятие этой поверхности, которое протягивается из акватории Тихого океана в пределы Южно-Охотской глубоководной впадины, характеризуясь небольшими (около 15 км) глубинами ее залегания.

На северо-восточном и юго-западном участках в рельефе поверхности Мохоровичича наблюдается по два сопряженных прогиба, осевые линии которых ориентированы субпараллельно направлению простирающихся основных геоморфологических элементов системы (островного поднятия и глубоководного желоба).

Наиболее отчетливо выражены прогибы, приуроченные к северо-западному склону Курило-Камчатского глубоководного желоба. Амплитуда одного из них, расположенного к востоку от п-ова Камчатка и островов Шумшу, Парамушир, Онекотан, постепенно уменьшается в юго-западном направлении, и прогиб затухает примерно на широте о. Матуа. Второй прогиб (также с характерной, постепенно уменьшающейся амплитудой) прослеживается от района восточнее о. Шикотан до широты о. Симушир. Перепады глубин до поверхности М в обоих прогибах достигают 20 км.

¹ Рельеф верхней граничной поверхности земной коры описан в начале книги.

² Схемы на рис. 33—39 составлены по материалам ГСЗ, проведенных ИФЗ АН СССР и СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.

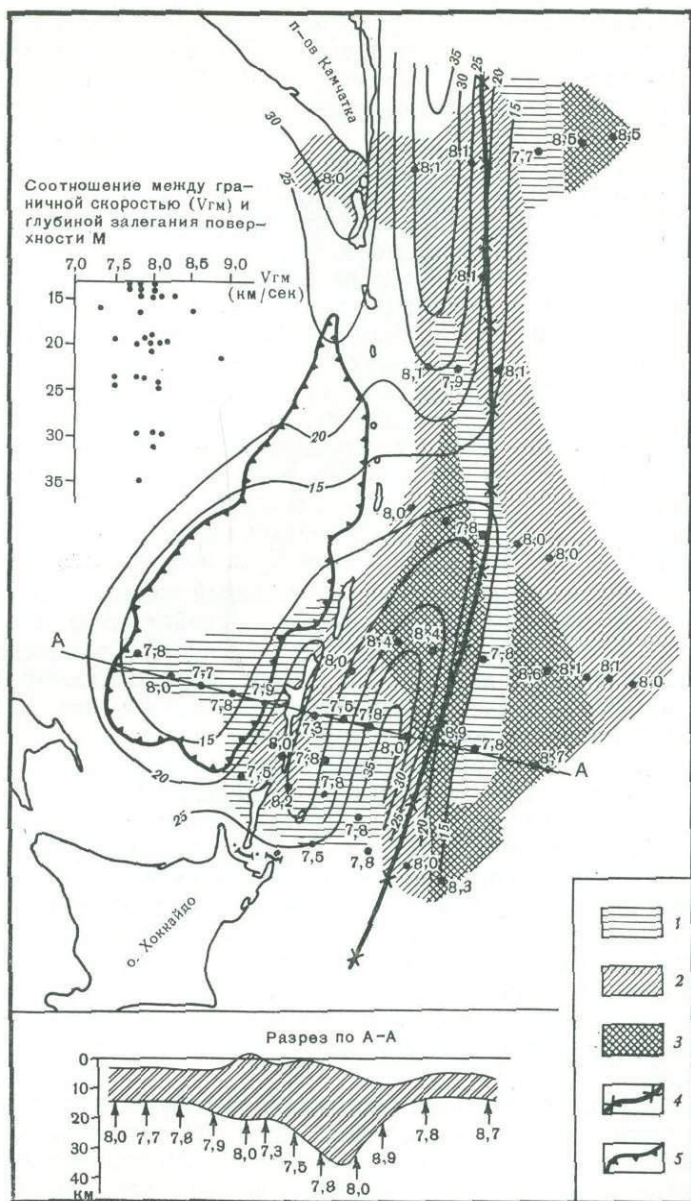


Рис. 33. Глубина поверхности Мохоровичича (от уровня моря) и значения граничных скоростей распространения вдоль нее продольных сейсмических волн

Скорости: 1 — менее 8,0 км/сек; 2—8,0—8,2 км/сек; 3 — более 8,2 км/сек; 4 — осевая линия Курило-Камчатского глубоководного желоба; 5 — контуры Южно-Охотской глубоководной впадины (по изобате 3000 м)

Гораздо менее выразительны прогибы, приуроченные к зоне Большой Курильской гряды, особенно к ее юго-западному участку, где прогиб захватывает лишь район северо-восточной части о. Кунашир и о. Итуруп, имея амплитуду всего около 5 км. На северо-восточном участке зоны прогиб поверхности М выражен более рельефно (амплитуда превышает 10 км): он протягивается в юго-западном направлении от Южной Камчатки и затухает только на широте о. Матуа. При этом в отличие от прогиба района Южных Курильских островов он не совсем совпадает с поднятием Большой гряды. Как видно на рис. 33, его осевая

линия, ориентированная в направлении с северо-востока на юго-запад, постепенно отклоняется от простирания гряды к северо-западу.

Одной из интересных особенностей глубинной структуры Курильской островной системы является неодинаковый характер соотношения рельефа нижней и верхней граничных поверхностей земной коры на разных ее участках.

Давно подмечено (Марков и др., 1967; Строение земной коры..., 1964, и др.), что лишь для юго-восточного склона глубоководного желоба и его осевой зоны имеет место прямая зависимость между глубиной залегания поверхности M и рельефом земной поверхности, тогда как для других районов системы — обратная.

Заканчивая описание поверхности Мохоровичича, необходимо отметить ее значительную латеральную неоднородность по признаку скоростей прохождения сейсмических волн, которые изменяются вдоль нее в пределах $7,3—8,9$ км/сек (волны P). Хотя скоростные характеристики раздела M и не обнаруживают корреляционных связей с глубиной его залегания (см. врезку на рис. 33), тем не менее в пределах системы намечается несколько участков, в целом соответствующих ее основным геоморфологическим элементам и характеризующихся однотипным распределением значений V_{gm} по площади. Так, поверхности M в пределах Южно-Охотской впадины и Малой Курильской гряды (включая юго-западное звено подводного хребта Витязь) свойственны «пониженные» граничные скорости ($7,5—8,0$ км/сек), на Большой Курильской гряде — «нормальные» ($8,0—8,2$ км/сек), а в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба — резко меняющиеся ($7,8—8,9$ км/сек). В южной части желоба (против островов Итуруп и Уруп) для его осевой части и северо-западного склона они характеризуются повышенными, а для юго-восточного склона — пониженными значениями. Против середины Курильской дуги положение меняется. Ось желоба как бы пересекает зоны различных граничных скоростей вдоль поверхности M , вследствие чего область пониженных скоростей уходит на его северо-западный склон, а с юго-востока к осевой линии желоба подходит зона их нормальных значений. Еще севернее весь желоб попадает в зону нормальных скоростей, хотя восточнее его появляется новая зона, в которой скорости на поверхности M снижаются до $7,7$ км/сек. Возможно, что такое пересечение осевой линией желоба зон с различными скоростями на поверхности M говорит о геологически недавнем смещении положения этой осевой линии.

Не останавливаясь здесь на рассмотрении возможных вариантов этой закономерности, отметим лишь, что «...явное отсутствие корреляционной связи между глубиной залегания поверхности Мохоровичича и граничной скоростью продольных сейсмических волн на ней, а также широкие пределы изменения скорости можно объяснить, если не подвергать сомнению сейсмические данные, только предположив существование крупных латеральных неоднородностей вещества верхней мантии» (Марков и др., 1967, стр. 129).

Очень резким колебаниям (от $5—10$ до 30 км и более) подвержена и мощность земной коры (рис. 34). При этом характерна отчетливая линейность в локализации участков различных значений последней. Наиболее мощная (30 км и более) кора соответствует юго-западному и северо-восточному участкам северо-западного склона глубоководного желоба, а также району Северных Курильских островов, где градиенты изменения ее мощности в среднем составляют $1—2$ км на 10 км расстояния.

В центральной части островного поднятия и в Южно-Охотской впадине мощность земной коры составляет всего $10—15$ км, а в осевой части глубоководного желоба и на его юго-восточном склоне не превышает 10 км.

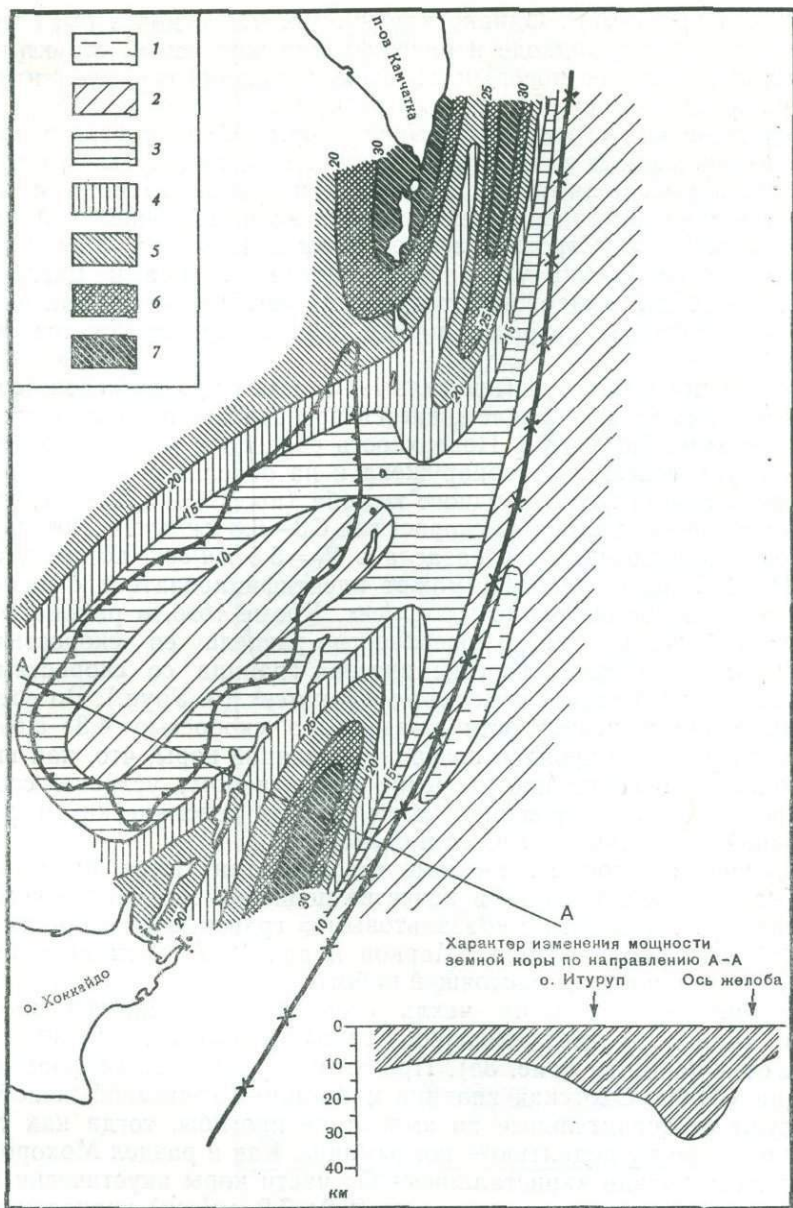


Рис. 34. Мощность земной коры

1 — менее 5 км; 2 — 5—10 км; 3 — 10—15 км; 4 — 15—20 км; 5 — 20—25 км; 6 — 25—30 км; 7 — более 30 км. Жирная черная линия — ось Курило-Камчатского желоба; жирный черный контур — Южно-Охотская глубоководная впадина

Внутренняя структура

Внутри земной коры Курильской островной системы выделяется одна или несколько сейсмических поверхностей. Поскольку материалы, полученные при сейсмических работах, проводившихся в разное время и различными исследователями, не всегда взаимосвязываются, при интерпретации данных ГСЗ кора чаще всего подразделяется только на две части — консолидированную кору и осадочный чехол (Строение земной коры..., 1964) или «кристаллическую» часть коры и «осадочный» чехол

(Марков и др., 1967)¹. Однако характерно, что и при этом, принципиально одинаковом, подходе к расшифровке внутренней структуры земной коры граничная поверхность между указанными элементами последней понимается существенно по-разному.

Характеризуя структуру земной коры Охотоморского региона, И. П. Косминская и ее соавторы отмечают: «...под кровлей консолидированной коры... понимается первая сейсмическая граница с высокой скоростью распространения сейсмических волн, превышающей, как правило, $5,5 \text{ км/сек}$ » (Строение земной коры..., 1964, стр. 275). Однако в дальнейшем изложении указанные критерии авторами цитированной работы не всегда выдерживаются, в силу чего геологическая интерпретация сейсмических разрезов в ряде случаев представляется неубедительной.

Так, южнее о. Итуруп (профиль 1—0) выше кровли «слоя» со скоростями $6,3—6,6 \text{ км/сек}$ прослеживается поверхность раздела с граничными скоростями $5,0 \text{ км/сек}$. Поверхность раздела с такими же акустическими характеристиками обнаружена и на отдельных участках северо-западного склона глубоководного желоба (проф. 9—0, 14—0), где ниже нее фиксируется граница со скоростями $6,3—6,8 \text{ км/сек}$. Локально распространена и поверхность раздела с $U_T=5,5 \text{ км/сек}$, которая, по мнению П. С. Вейцман (1964), может идентифицироваться с разделом с граничной скоростью около $5,0 \text{ км/сек}$. Кроме того, в районе Большой Курильской гряды выше поверхности раздела со скоростью $6,6—6,7 \text{ км/сек}$ обнаруживается сейсмическая граница со скоростями продольных волн $5,0 \text{ км/сек}$ и менее до $4,3 \text{ км/сек}$ (о. Уруп.). Во всех отмеченных случаях поверхности раздела со скоростью $4,3—5,5 \text{ км/сек}$ отождествляются с кровлей консолидированной коры, что, как видно из изложенного, нередко противоречит выдвигаемому условию соответствия кровле консолидированной коры только сейсмических разделов с граничной скоростью $5,5 \text{ км/сек}$ и более.

Большой строгостью, на наш взгляд, отличаются представления И. А. Соловьевой, которая в качестве подошвы осадочного чехла рассматривает поверхность с «базальтовыми» граничными скоростями распространения упругих волн (Марков и др., 1967). Эти представления разделяются и автором настоящей работы.

Подошва «осадочного» чехла (кровля «кристаллической» части коры)² характеризуется довольно сложным рельефом, залегания на глубинах от 4 до 12 км (рис. 35). При этом отрицательным формам рельефа дна (Южно-Охотская впадина и Курило-Камчатский желоб) соответствуют ее значительные по амплитуде прогибы, тогда как Курильскому островному поднятию — воздымание. Как и раздел Мохоровичича, поверхность кровли «кристаллической» части коры акустически неоднородна; это подчеркивается широким ($6,0—7,2 \text{ км/сек}$) диапазоном изменения распространяющихся вдоль нее продольных сейсмических волн. Характерно также, что значения граничных скоростей не обнаруживают корреляционных связей ни с глубиной залегания этой поверхности (см. врезку на рис. 35), ни с геоморфологическими элементами островной системы.

«Кристаллическая» часть земной коры, как отмечалось выше, лишь спорадически обнаруживает элементы расслоенности. Это обстоятельство, которое, возможно, обусловлено несовершенством при-

¹ Некоторые авторы (П. С. Вейцман, И. К. Туезов и др.) помимо осадочного чехла выделяют в структуре земной коры системы так называемый «гранитный» и «базальтовый» слон, что, однако, при современной изученности области представляется не вполне убедительным.

² «Осадочный» чехол и «кристаллическая» часть земной коры здесь понимаются только как элементы земной коры, различающиеся по акустическим характеристикам. Литолого-петрографический смысл в эти понятия автор не вкладывает.

Рис. 35. Глубина залегания кровли «консолидированной» коры и значения граничных скоростей продольных сейсмических волн вдоль этой поверхности

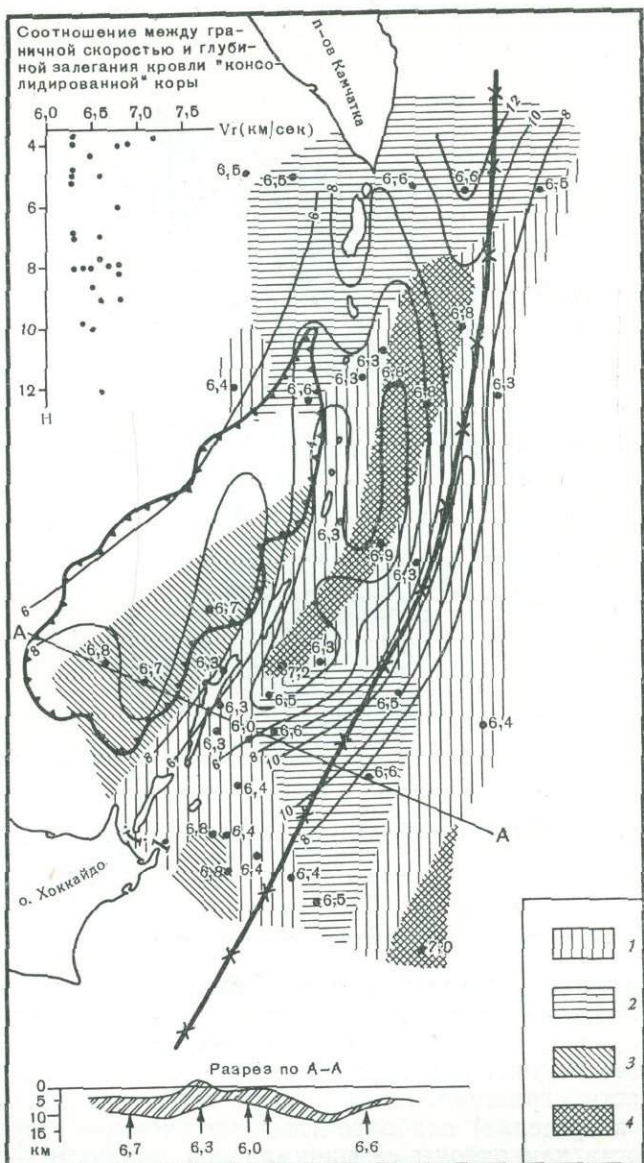
Скорости:

1 — менее 6,5 км/сек;

2 — 6,5—6,6 км/сек;

3 — 6,6—6,8 км/сек;

4 — более 6,8 км/сек. Жирная черная линия — ось Курило-Камчатского желоба; жирный черный контур — Южно-Охотская глубокоководная впадина



менявшихся иногда при ГСЗ методических приемов, не позволяет выявить ни структуру этого элемента коры, ни тем более характер ее латеральных изменений. Поэтому ниже мы вынуждены ограничиться лишь его общей характеристикой.

Как видно на рис. 36, мощность «кристаллической» части земной коры изменяется от 5 до 25 км и более; при этом характер изменения тождествен изменению коры в целом (см. рис. 34). Наименьшие (5—10 км) значения мощности коры свойственны Южно-Охотской глубокоководной впадине, где поведение изолиний мощностей согласуется с контурами последней, а также центральной части Курильского островного поднятия (включая район о. Уруп), и юго-восточному склону глубокоководного желоба. В то же время на фланговых участках островного поднятия и северо-западного склона желоба мощность «кристаллической» части коры достигает 15—20 км. Следовательно, современная морфологическая целостность Курильской островной системы по сути дела не находит отражения не только в характере латеральных изменений мощ-

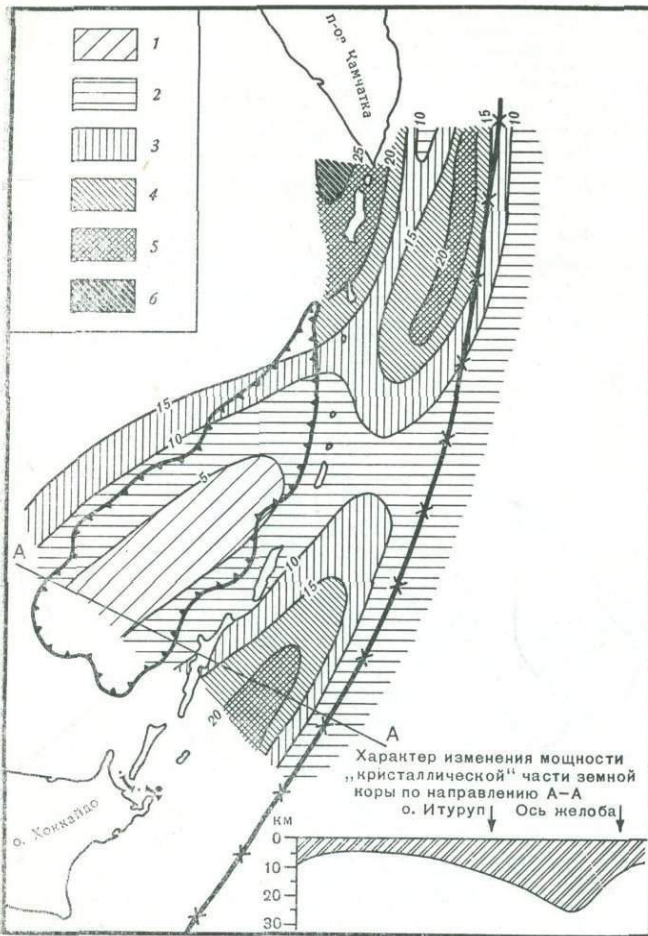


Рис. 36. Мощность «кристаллической» части земной коры

- 1 — менее 5 км;
- 2 — 5—10 км;
- 3 — 10—15 км;
- 4 — 15—20 км;
- 5 — 20—25 км;
- 6 — более 25 км.

Жирная черная линия — ось Курило-Камчатского желоба; жирный черный контур — Южно-Охотская глубоководная впадина

ности земной коры, но и в характере изменения мощности ее «кристаллической» части. Касаясь вопроса о соотношении рассматриваемого параметра последней с геоморфологической «выраженностью» островного поднятия, можно только отметить, что области наибольшей мощности «кристаллической» части коры располагаются напротив (иногда и в пределах) наиболее поднятых участков островной дуги (поднятия); тогда как районы ее минимальной мощности — напротив наиболее погруженного (центрального) звена дуги.

В отличие от «кристаллической» части коры «осадочный» чехол характеризуется отчетливой расслоенностью составляющего его вещества; это выражается большим количеством сейсмических границ в его структуре.

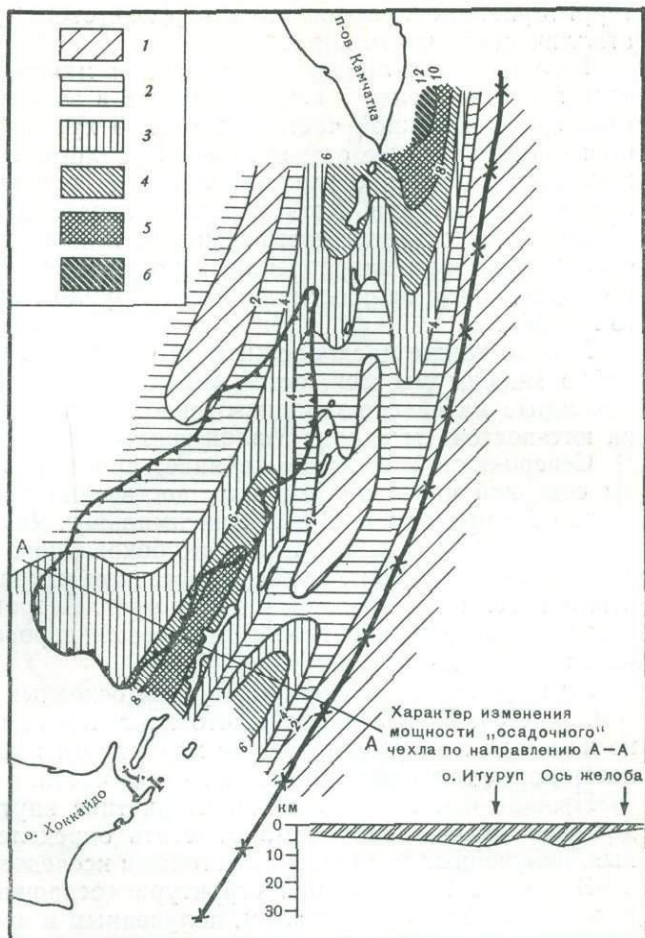
По мощности чехла, а особенно по характеру ее латерального изменения Курильская островная система резко отличается от прилегающих к ней акваторий Охотского моря и Тихого океана. Так, если здесь мощность чехла на небольших (100—200 км) расстояниях изменяется примерно от 2 до 10—12 км при градиентах, достигающих 125—150 м на 1 км, то в пределах акватории Охотского моря (за исключением Южно-Охотской впадины) мощность «осадочного» чехла составляет в среднем 2—4 км при градиентах ее изменения 25—80 м на 1 км, а в акватории Тихого океана — 0,5—2,0 км при градиентах обычно не более 10—15 м на 1 км.

За исключением приосевой зоны Курило-Камчатского глубоководного желоба, максимальная мощность «осадочного» чехла совпадает с

Рис. 37. Мощность «осадочного» слоя земной коры

- 1 — менее 2 км;
- 2 — 2—4 км;
- 3 — 4—6 км;
- 4 — 6—8 км;
- 5 — 8—10 км;
- 6 — более 10 км.

Жирная черная линия — ось Курило-Камчатского желоба;
жирный черный контур — Южно-Охотская глубоководная впадина



участками прогибов кровли «кристаллической» части коры, простираение которых обычно определяет и простираение основных элементов чехла — «осадочных» линз и зон пониженных мощностей «осадков».

В пределах большей части Южно-Охотской глубоководной впадины мощность чехла составляет около 3—5 км, резко увеличиваясь (до 8 км) лишь в районе ее юго-восточного борта. Здесь, в зоне сочленения глубоководной впадины с островным поднятием, располагается крупная линза «осадков», которая по изопаките 6 км прослеживается с юго-запада до широты о. Симушир.

Вторая мощная «осадочная» линза локализована в районе северных островов Большой Курильской гряды. Она протягивается в юго-западном направлении от мыса Лопатки (п-ов Камчатка), проходит через острова Парамушир, Онекотан, а затем отклоняется от простираения гряды в сторону Тихого океана. Таким образом, рассмотренные линзы «осадков», кулисообразно сочленяясь в средней части островного поднятия, оказываются в известной мере изолированными геологическими телами и не подчеркивают современную морфологическую структуру Курильской островной системы (рис. 37).

Зона сложной V-образной в плане конфигурации, где мощность «осадков» не превышает 2 км, отчленяет отмеченные выше линзообразные тела от области их повышенной мощности, расположенной на северо-западном борту Курило-Камчатского глубоководного желоба. В пределах последней также отчетливо обособлены две крупные линзы (юго-западная и северо-восточная), продолжающие одна другую и

территориально приуроченные к фланговым участкам прогиба «кристаллической» части коры.

Юго-западная линза, максимальная мощность «осадков» в которой составляет не менее 7 км, намечается в зоне островов Малой Курильской гряды и южной части подводного хребта Витязь. Она располагается северо-западнее осевой линии Курило-Камчатского глубоководного желоба и постепенно выклинивается на широте северо-восточной оконечности о. Итуруп. Хотя характер поведения линзы в юго-западном направлении остается невыясненным, линия максимальных мощностей «осадков» в этом направлении, вероятнее всего, несколько отклоняется к северо-западу от простираения оси Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Можно также предположить, что на широте северной части о. Хоккайдо максимумы мощностей «осадочного» слоя земной коры, расположенные на северо-западном склоне Большой Курильской гряды и на юго-восточном склоне Малой гряды, сливаются между собой.

Северо-восточная линза начинает прослеживаться примерно с широты северной части о. Симушир, постепенно увеличиваясь в северо-восточном направлении. Линия максимальных мощностей «осадков», близко подходящая к осевой линии глубоководного желоба в крайней юго-западной части линзы, в северо-восточном направлении последовательно отклоняется к северо-западу в сторону г. Петропавловска-Камчатского. Максимальные мощности «осадков» зафиксированы здесь в прибрежной части океана и составляют около 12 км.

Из сопоставления схем мощностей основных элементов земной коры (см. рис. 34, 36 и 37) видно, что характер изменения мощности чехла по площади не коррелируется с характером изменения как общей мощности коры, так и ее «кристаллической» части.

Прежде чем перейти к характеристике внутренней структуры «осадочного» чехла, необходимо отметить определенное расхождение данных, полученных различными методами исследований.

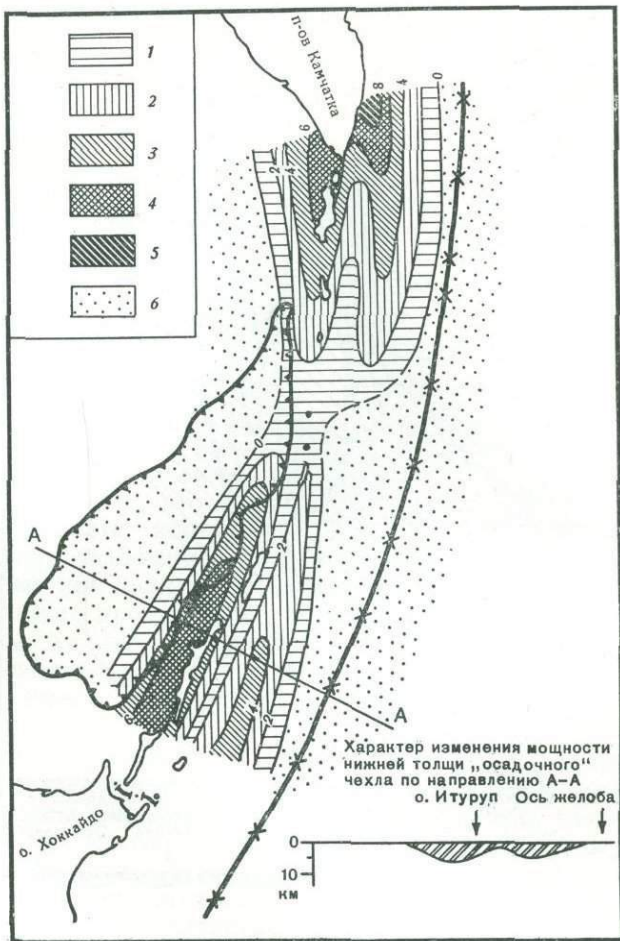
В первом приближении структура «осадочного» чехла может быть расшифрована по материалам, полученным в процессе проведения здесь работ методом ГСЗ. За исключением северо-западного района Южно-Охотской глубоководной впадины и приосевой зоны глубоководного желоба, где «осадочный» чехол представляет собой слоисто-непрерывную, однородную в акустическом отношении среду, он отчетливо подразделяется на две толщи. Нижняя из них, обычно отождествляемая с уплотненными осадками или вулканогенно-осадочными образованиями (Марков, и др., 1967; Туезов, 1969, и др.), отделяется от вышележащей толщи рыхлых «осадков» сейсмической поверхностью с граничными скоростями распространения продольных волн около 4,2—5,5 (иногда до 5,8 км/сек).

Рассматривая совместно структурные схемы, характеризующие «осадочный» чехол по его различным элементам (рис. 38, 39), необходимо отметить, что указанный выше характер распределения по площади его общей мощности (см. рис. 37) определяется в основном расположением зон с различной мощностью нижней толщи чехла. Единственным элементом земной коры, подчеркивающим морфологическое единство Курильской островной системы, является только толща рыхлых «осадков» (см. рис. 39).

Если предположить, как это нередко и делается (Туезов, 1969, и др.), что внутрикоровые сейсмические разделы соответствуют геологическим поверхностям стратификации, то необходимо, очевидно, прийти к заключению о сравнительно недавнем «оформлении» островной системы как единого морфологического комплекса. Однако сопоставление сейсмических материалов, характеризующих «осадочный» чехол, и результатов геологических исследований в пределах островной суши заставляет

Рис. 38. Мощность нижней толщи «осадочного» слоя

1 — менее 2 км; 2 — 2—4 км; 3 — 4—6 км; 4 — 6—8 км; 5 — более 8 км; 6 — области, где толща не прослеживается. Жирная черная линия — ось Курило-Камчатского желоба; жирный черный контур — Южно-Охотская глубоководная впадина



усомниться в таком заключении в силу неопределенности стратиграфической приуроченности сейсмических слоев. Попытаемся проиллюстрировать это следующими примерами.

И. А. Соловьева (Марков и др., 1967), характеризуя структуру «осадочного» чехла Северо-Курильской области, отмечает следующее: «В непосредственной близости от побережья рыхлые осадки резко выклиниваются в сторону Южной Камчатки и Северных Курил, в то время как мощность нижнего комплекса пород осадочного чехла еще более резко возрастает... По-видимому, на суше граница раздела между обоими комплексами выходит на дневную поверхность. Однако... верхняя часть земной коры Северных Курил (за исключением острова Шумшу) и частично Южной Камчатки сложена четвертичными туфовыми и лавовыми образованиями... Вполне естественно поэтому предполагать, что аналогичные породы со скоростями 5,0—5,5 км/сек распространяются от Северных Курильских островов и Южной Камчатки в сторону океана и образуют там нижний комплекс осадочного чехла, перекрытый рыхлыми осадочными отложениями» (стр. 110). Если следовать этим представлениям, то естественно напрашивается вывод, что верхняя толща чехла (рыхлые «осадки») по крайней мере к юго-востоку от Северных Курильских островов имеет плейстоценовый (видимо, позднеплейстоценовый) возраст. В то же время район Средних Курильских островов, где на дневной поверхности также вскрыты четвертичные вулканические образования, «...характеризуется отсутствием в осадочном чехле

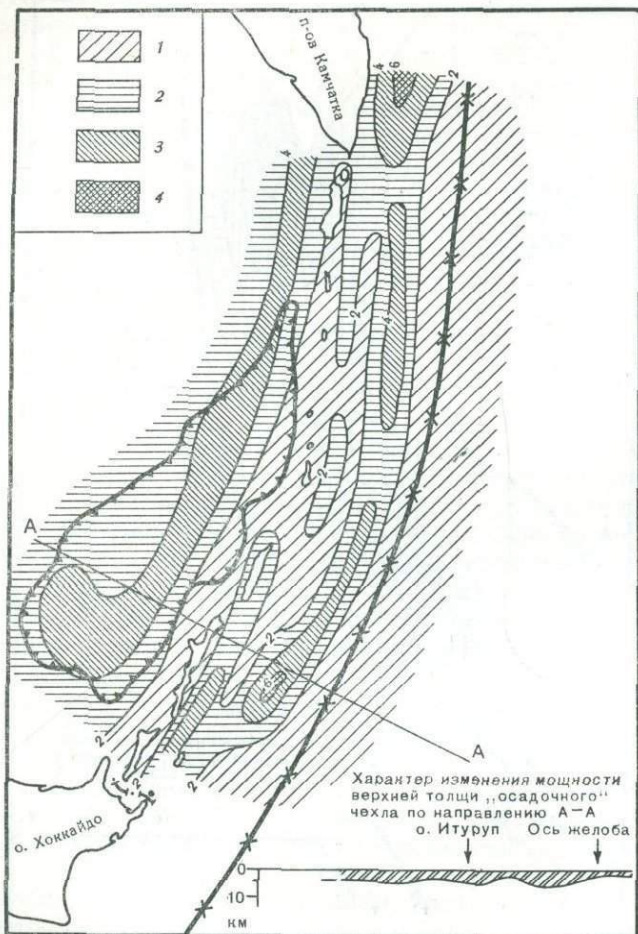


Рис. 39. Мощность верхней толщи «осадочного» слоя

1 — менее 2 км; 2 — 2—4 км; 3 — 4—6 км; 4 — более 6 км. Жирная черная линия — ось Курило-Камчатского желоба; жирный черный контур — Южно-Охотская глубоководная впадина

нижнего вулканогенного комплекса и малой мощностью осадочной толщи» (Марков и др., 1967, стр. 115). На основании присутствия здесь в фундаменте четвертичных плиоценовых и более древних (предположительно даже нижнемiocеновых) вулканических построек (Мархинин, Стратула, 1964; Пискунов, Сергеев, 1970) возраст верхней толщи в этом районе следует определять, естественно, в более широком диапазоне, т. е. не моложе нижнемiocенового — четвертичного.

Серьезные замечания в адрес представлений И. К. Туезова (1969) о том, что в районах Северных и Южных Курильских островов «возраст толщи рыхлых осадков предлагается определять как третичный, а толщи уплотненных пород — как меловой (мезозойский (?))» (1969, стр. 39), могут быть высказаны и по материалам, касающимся других областей островной системы. Так, здесь можно только отметить, что в районе о. Шикотан мощность толщи рыхлых осадков достигает 3 км, тогда как на дневной поверхности здесь распространены преимущественно меловые породы. В этих условиях вряд ли можно сомневаться в том, что эти породы являются составной частью «осадочного» чехла, устанавливаемого здесь материалами ГСЗ. Весьма предположительны и выводы этого автора о меловом возрасте нижней толщи чехла в зоне Большой Курильской гряды: мощность рыхлых «осадков» по результатам сейсмических работ оценивается не более чем в 1—4 км, тогда как по материалам геологических исследований глубины залегания только неоген-четвертичного комплекса должны здесь составлять не менее 4—7 км от уровня океана.

Таким образом, предпринятые ранее попытки стратификации сейсмических слоев Курильской островной системы не привели, как это видно из изложенного, к получению желаемых результатов. Возможно, это обусловлено главным образом тем, что разделяющие эти слои сейсмические разделы, вероятнее всего, представляют собой поверхности, секущие по отношению к слоистой структуре коры, а не являются ее стратифицированными геологическими поверхностями. Их появление, видимо, нужно связывать прежде всего с процессами «постседиментационного» преобразования вещества коры, т. е. с процессами, которые характеризовались асинхронностью проявлений по латерали и, вероятно, различной интенсивностью. Правда, не исключено и то, что эти поверхности могут обрисовывать контуры хотя и близких в возрастном отношении, но заведомо разнофациальных комплексов образований. Вероятность такого предположения также достаточно высока, если учесть, что в пределах Курильской островной системы неоднократно и в разных ее частях в различное время проявлялся интенсивный вулканизм¹.

Столь подробное обсуждение затронутого вопроса диктуется тем, что материалы геофизических, и прежде всего сейсмических, исследований нередко являются основными при реконструировании характера геологических процессов, имевших место в пределах Курильской островной системы в прошлом. Приведенные же выше данные позволяют утверждать, что различного рода палеогеологические реконструкции, основанные на получаемых при ГСЗ характеристиках отдельных элементов земной коры, могут оказаться весьма далекими от действительности. При этом можно полагать, что в случае справедливости первого из сделанных предположений степень достоверности ретроспективных моделей будет резко уменьшаться по мере вовлечения в рассмотрение все более глубинных слоев коры.

Наиболее важные сведения о характере распределения вещества внутри «осадочного» чехла поставляют результаты сейсмических исследований МОВ. Эти работы на протяжении ряда лет, начиная с 1967 г., выполнялись в южной части островной системы (рис. 40) СахКНИИ ДВНЦ АН СССР под руководством С. С. Снеговского, на материалах которого и основано дальнейшее изложение. Следует оговориться, что достоверность приводимых при этом суждений и заключений находится в прямой зависимости от степени соответствия характера слоистости «осадочного» чехла, установленного по признаку акустической жесткости² слоев, установленному по геологическим признакам.

Несмотря на то что характер слоистости «осадочного» чехла в пределах островной системы и подвержен значительным изменениям (рис. 41 и 42), здесь все же намечается ряд участков, где структура чехла по латерали более или менее выдерживается. В первом приближении эти участки соответствуют Южно-Охотской глубоководной



Рис. 40. Схема расположения профилей МОВ

Сейсмические разрезы вдоль них см. рис. 41 и 42

¹ Районы проявления вулканической деятельности являются одними из наиболее характерных областей с резко выраженной по латерали фациальной изменчивостью пород.

² Акустическая жесткость слоев определяется как произведение значений плотности слагающего их вещества и скоростей распространения в нем упругих волн.

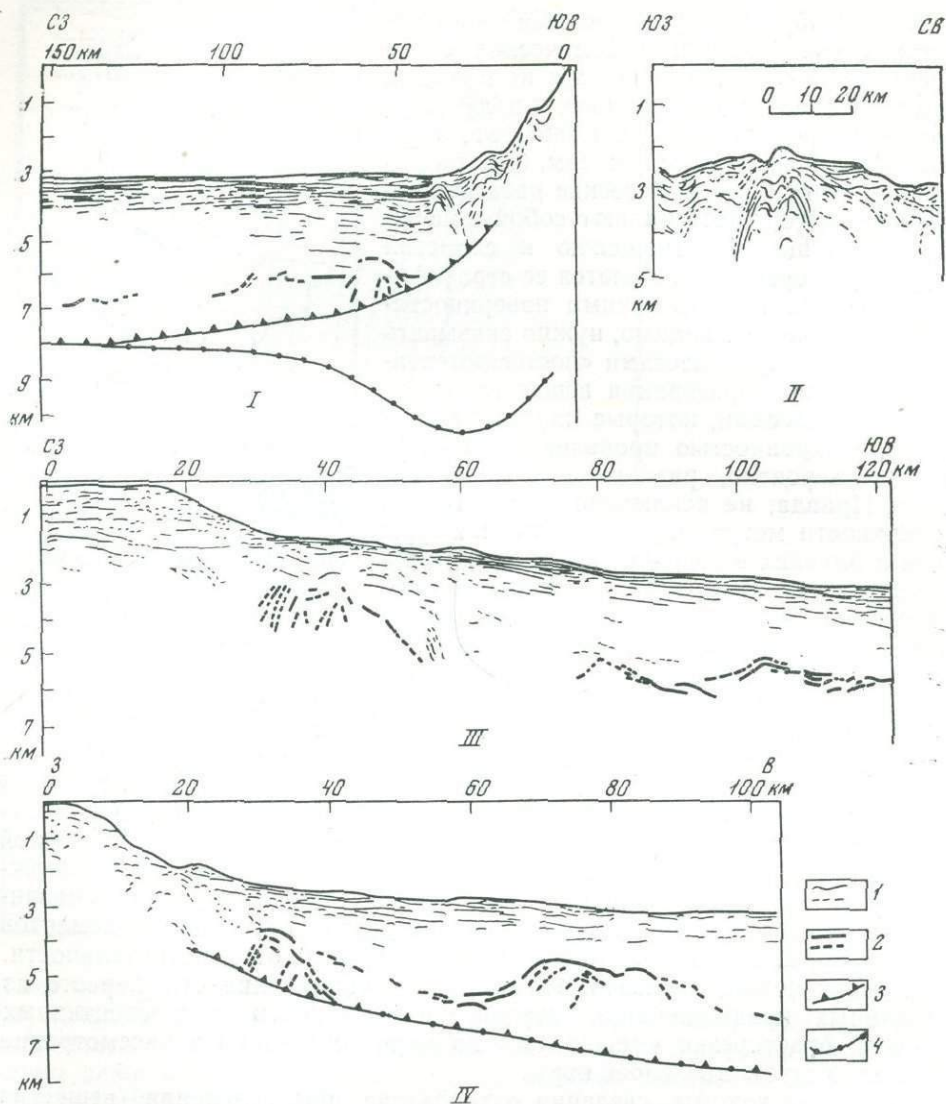


Рис. 41. Сейсмические разрезы МОВ вдоль профилей 1-М (I), 2-И (II), X (III) и IX (IV) (по С. С. Снеговскому)

1 — отражающие границы верхней толщи «осадочного» слоя: уверенные (а) и неуверенные (б); 2 — то же, для нижней толщи; 3 — подошва толщи рыхлых осадков по материалам ГСЗ; 4 — подошва «осадочного» слоя в целом по материалам ГСЗ. На рис. IV условные обозначения 3 и 4 совпадают

впадине, Курильскому островному поднятию и Курило-Камчатскому глубоководному желобу.

В Южно-Охотской глубоководной впадине внутри «осадочного» чехла повсеместно устанавливается акустически жесткая поверхность, которая залегает на глубинах 3,5—7,5 км от уровня моря и разделяет чехол на две толщи¹, существенно различающиеся по особенностям слоистой структуры. Эта поверхность характеризуется очень неровным, сильно расчлененным рельефом. Перепады глубин ее залегания нередко составляют 1,0—1,5 км на расстоянии всего каких-нибудь 10—15 км (профиль XIV), т. е. по степени расчлененности рельефа она вполне со-

¹ Объемы толщ «осадочного» чехла, выделяемых по материалам МОВ, не совпадают с объемами толщ, устанавливаемых при интерпретации результатов ГСЗ.

поставима с поверхностью твердой оболочки Земли в таких молодых горно-складчатых сооружениях, как Сахалин, Камчатка, Япония.

Нижней толще «осадочного» чехла, ограниченной сверху акустически жесткой поверхностью, на сейсмических разрезах свойственно наклонное (до 30°) залегание немногочисленных отражающих границ, которые нередко образуют отчетливые антиклинальные и синклиналильные изгибы (см. рис. 41). Если предположить, что слоистая структура чехла, устанавливаемая по признаку акустической жесткости слоев, геометрически тождественна или близка его слоистой структуре, установленной по литолого-петрографическому признаку, то необходимо прийти к выводу о широком распространении в нижней толще складчатых форм дислокаций слоев. При этом нельзя не подчеркнуть, что степень дислоцированности последних сравнима со степенью дислоцированности толщ верхнемеловых и кайнозойских (дочетвертичных) отложений Сахалина и Курильских островов.

Нижняя граничная поверхность рассматриваемой толщи представляется очень неопределенной. Если оценивать ее положение в структуре земной коры по глубине, на которой прослеживаются отражающие сейсмические границы, то можно было бы допустить, что она располагается здесь не ниже подошвы «осадочного» чехла (см. рис. 41) или подошвы комплекса его «рыхлых» осадков, устанавливаемых по данным ГСЗ. Однако при рассмотрении характера соотношений отражающих границ внутри нижней толщи «осадков» (по материалам МОВ) с упомянутыми граничными поверхностями внутри земной коры, выделяемыми при ГСЗ, такое предположение представляется весьма сомнительным. На ряде участков сейсмических разрезов по профилям IX и I-M наблюдается притыкание отражающих границ к подошве «осадочного» чехла или к подошве комплекса «рыхлых» осадков, установленной по материалам ГСЗ. Более того, структурные формы толщи, намечающиеся по положению отражающих границ, как бы обрезаются этими поверхностями. Соотношения, близкие к отмеченным, характерны и для сейсмического разреза по профилю XVI (см. рис. 42). Вполне допустимо, если не подвергать сомнению данные, полученные при проведении исследований МОВ и (или) ГСЗ, что нижняя толща «осадочного» чехла, выделяемая по материалам МОВ, продолжается в глубину в пределы комплекса уплотненных осадков чехла, установленного по результатам ГСЗ (профиль I-M) или «кристаллической» части земной коры (профили IX и XVI). Следовательно, это обстоятельство дополнительно подчеркивает, что сейсмические поверхности раздела (которые при интерпретации материалов ГСЗ обычно рассматриваются в качестве по-

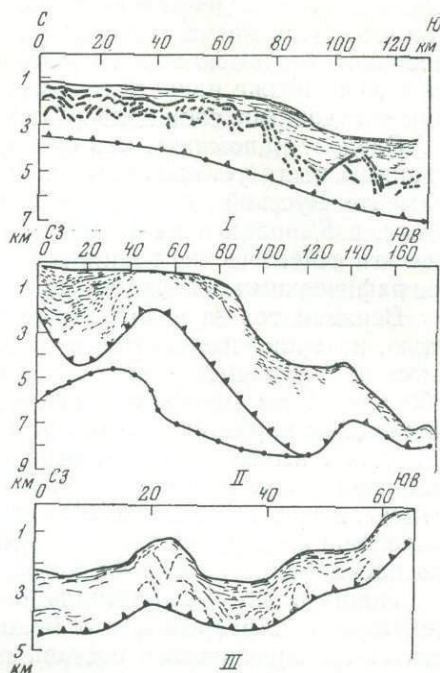


Рис. 42. Сейсмические разрезы МОВ вдоль профилей XVI (I), VIII (II) и XVII (III) (по С. С. Снеговскому)

Условные обозначения см. рис. 41

верхности кровли «кристаллической» части земной коры и в качестве поверхности, разделяющей комплексы «уплотненных» и «рыхлых» осадков чехла) не могут, видимо, отождествляться со стратифицированными поверхностями осадочной оболочки. Вероятнее всего, они образовались не только позже накопления «осадков» нижней толщи, но и после того, как «осадочные» слои подверглись складчатым деформациям.

Следует напомнить, что субгоризонтально залегающие сейсмические границы были установлены при проведении работ методом ГСЗ в фундаменте Русской плиты, в пределах Украинского кристаллического щита, в Карелии и на Урале, где все породы сложно дислоцированы и где эти сейсмические границы никак не могут отождествляться со стратиграфическими поверхностями.

Верхняя толща чехла также характеризуется непостоянной мощностью, которая изменяется в пределах 500—4000 м (см. рис. 39). При этом на отдельных участках градиенты ее изменения составляют до 200 м на 1 км (профиль XVI), что обусловлено в основном резко расчлененным характером рельефа кровли нижней толщи. Характерно, что «осадки», выполняющие неровности рельефа кровли последней, имеют наклоны отражающих горизонтов, не согласующиеся с залеганием акустически жесткой поверхности. Вряд ли можно сомневаться в том, что образования верхней толщи отлагались первоначально в условиях резко расчлененного рельефа комплекса ранее сформировавшихся пород.

Толща в целом характеризуется обилием отражающих площадок на сейсмических разрезах, что может служить указанием невыдержанности ее литологического состава по вертикали. Они особенно многочисленны в верхах разреза; в нижней части и в направлении центральной части впадины их количество резко уменьшается (вплоть до полного исчезновения). Это, по всей видимости, обусловлено все большей литолого-петрографической однородностью низов толщи в направлении к центральному участку впадины.

Если на дне впадины и на прилегающих к ней участках Присахалинского шельфа отражающие площадки ориентированы горизонтально, т. е. субпараллельно поверхности рельефа дна, то на склонах впадины они приобретают наклонное залегание, полого (до 3°) погружаясь в сторону ее центральной части (Снеговской, Александров, 1971). Такой наклон слоев бесспорно свидетельствует о том, что он возник уже после отложения и некоторого уплотнения осадков, поскольку при уклонах дна более 1,5° разжиженные осадки неминуемо скатываются по склону (Архангельский, 1930). На склонах впадины углы наклона слоев по всей толще достигают 3°, являясь прямым указанием на геологически совсем недавнее прогибание ее дна.

Характер залегания отражающих границ на сейсмических разрезах указывает, что слагающие верхнюю толщу чехла слои ни в пределах впадины, ни на прилегающих к ней участках шельфа не подвергались складчатым деформациям. Исключение составляет лишь склон впадины островного поднятия. В районе о. Итуруп на пересекающихся профилях I-M и 2-И (см. рис. 40) отражающие границы приобретают наклонное залегание, обрисовывая два антиклиналеподобных поднятия. Углы падения площадок в верхней части толщи составляют около 5°, увеличиваясь с глубиной до 25 и даже до 40°. Существует мнение, что эти поднятия, отчетливо выраженные в донном рельефе, возникли в результате проявления здесь складкообразующих процессов (Снеговской, Неверов, 1970). Однако одинаковый характер дислоцированности толщи по двум ортогональным направлениям (см. рис. 41) заставляет усомниться в справедливости такого предположения. Более вероятно, что отмеченные здесь дислокации связаны с магматическим диапиризмом, тем более что пространственно они соответствуют поднятиям донного рельефа, которые рассматриваются (Безруков и др., 1958) как

постройки магматического происхождения. Характерно, что подобные структурные формы отмечены также на сейсмическом разрезе по профилю XVII (см. рис. 42), где они приурочены к борту впадины севернее о. Кунашир. При этом и здесь их местоположение соответствует подобному упомянутому выше поднятию в донном рельефе.

Очень сложная структура «осадочного» чехла вырисовывается по результатам исследований МОВ и в пределах Курильского островного поднятия. Так, на сейсмическом разрезе по профилю VIII, расположенному юго-восточнее о. Итуруп, непосредственно вблизи острова устанавливается мощная — около 3000 м — толща осадков, характеризующаяся наличием многочисленных отражающих границ. По степени насыщенности отражающими площадками и по их протяженности она очень напоминает верхнюю слоистую толщу Южно-Охотской впадины. Положение отражающих границ на разрезе отчетливо обрисовывает при этом ее синклинальную структуру, наиболее прогнутая часть которой соответствует осевой зоне межгрядового (Срединно-Курильского) прогиба, разделяющего поднятия Большой Курильской гряды и подводного хребта Витязь. Углы наклона отражающих площадок на крыльях синклинали в верхней части разреза составляют несколько градусов, а с глубиной возрастают до 5—10°. Показательно, что отражающие площадки, характеризующие слоистую структуру толщи, с востока примыкают к отражающим горизонтам внутри более древних образований, которые круто (до 15—20°) падают к северо-западу и в районе приосевой зоны хребта Витязь подходят ко дну океана. Поскольку последний непосредственно продолжает поднятие Малой Курильской гряды, на которой распространены (на дневной поверхности) преимущественно верхнемеловые образования, постольку с большой долей вероятности можно полагать, что слоистая толща межгрядового прогиба должна иметь возраст моложе верхнего мела. К сожалению, нужно констатировать отсутствие данных, которые могли бы охарактеризовать соотношение слоистой толщи с геологическими комплексами пород на о. Итуруп. Правда, по своим физическим характеристикам и условиям залегания отложения межгрядового прогиба отличаются от плиоценовых образований, распространенных в прилегающей к профилю части о. Итуруп (Снеговский, Неверов, 1970), меньшей плотностью и меньшими углами наклона слоев. Наравне с непрерывным характером разреза толщи (отсутствием следов перерыва) это позволяет думать, что отложения, слагающие толщу, имеют возраст не древнее плиоценового: в геологическом разрезе Большой Курильской гряды отчетливо устанавливаются перерывы в осадконакоплении в конце позднего миоцена и в середине плиоцена. Следовательно, не исключено, что отложения, характеризующиеся крутым (до 20°) залеганием на северо-западном склоне подводного хребта Витязь, могут иметь не только верхнемеловой возраст, но даже палеоген-неогеновый (вплоть до нижнеплиоценового)¹.

Большой интерес вызывает и сейсмический разрез на участке профиля, соответствующем юго-восточному склону подводного хребта Витязь (см. рис. 42). Здесь отмечена довольно мощная (до 1000 м) толща отложений, характеризующаяся большим количеством отражающих площадок, которые очень полого (в среднем 1—3°) наклонены в сторону океана и частично срезаются крутым склоном желоба. На западе эта толща налегает на акустически прозрачный комплекс пород приосевой зоны хребта Витязь, который, как уже отмечалось, скорее всего, имеет возраст не моложе верхнего мела. Характерно, что отражающие площадки по восстанию подходят к поверхности морского дна и как бы обрезаются ею. Это, а также отсутствие рыхлых осадков в приосевой зоне

¹ Вопрос о возрасте толщи «рыхлых» осадков Южно-Охотской впадины и Курило-Камчатского глубоководного желоба рассматривается ниже.

хребта Витязь позволяют предполагать здесь недавнее (видимо, плейстоценовое) погружение твердой поверхности Земли под уровень океана.

Материалы, характеризующие структуру «осадочного» чехла в пределах Курило-Камчатского глубоководного желоба, очень немногочисленны. На сейсмическом разрезе МОВ по профилю VIII (см. рис. 42) в рельефе океанического дна ниже подножия материкового склона наблюдаются многочисленные террасовидные поверхности, прогибы и поднятия. Слоистые осадки имеют непостоянную мощность (от 100 до 1000 м), при этом наклон отражающих площадок обычно согласуется с уклонами донного рельефа.

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

Имеющиеся данные о строении верхней мантии Курильской островной системы несравненно менее многочисленны, нежели материалы, характеризующие структуру земной коры.

Основываясь на данных ГСЗ о скоростях распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности M , можно лишь предположить, что верхняя мантия непосредственно ниже ее, вероятно, характеризуется значительными латеральными неоднородностями. Судя по тому, что характер изменения граничных скоростей сейсмических волн вдоль этой поверхности (см. рис. 33) принципиально не отличается от такового вдоль поверхности кровли «консолидированной» коры, обе эти поверхности, видимо, имеют однотипную геологическую природу. К сожалению, полученная при проведении ГСЗ информация не освещает особенностей внутренней структуры верхней мантии. Поэтому вопрос о том, является ли мантия по своему строению средой, принципиально отличной от «консолидированной» коры, остается нерешенным.

Очень важные сведения о строении верхней мантии островной системы получены при обработке материалов наблюдений над землетрясениями (Тараканов, 1969б; Тараканов, Левый, 1967, 1969; Федотов, Кузин, 1963; Федотов и др., 1964; Федотов, Славина, 1968, и др.). По изменению с глубиной или расстоянием максимальных магнитуд землетрясений, скоростей продольных (P) и каналовых (P_a) волн, амплитуд объемных волн, отношений скоростей V_p/V_s и амплитуд A_{max}/A_p , производных эмпирических годографов (Тараканов, Левый, 1967) устанавливается слоистое строение верхней мантии до глубин около 400 км, выражающееся в чередовании слоев с различными акустическими характеристиками.

В пределах фокальной зоны на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км выделяются астеносферные слои¹, разделенные слоями с повышенными скоростями упругих волн (Тараканов, 1969б). Характерно, что астеносферные слои отчетливо проявляются в виде «провалов» на кривой, связывающей максимальные магнитуды землетрясений с глубинами их проявлений, что может свидетельствовать об их ослабленной прочности (Тараканов, Левый, 1967). Значения средних скоростей упругих волн в чередующихся по разрезу фокальной зоны слоях, скорее всего, означают, что видимо, не все астеносферные слои имеют одинаковую природу. Если два верхних слоя, вероятно, могут рассматриваться в качестве волноводов, т. е. слоев, скорость упругих волн в которых с глубиной не увеличивается, а уменьшается, то нижние слои больше напоминают зоны, в пределах которых скорость упругих волн с глубиной нарастает медленнее, нежели в смежных слоях. К ним, следо-

¹ Астеносферный слой или астеносфера — слой пониженных скоростей прохождения сейсмических волн, характеризующийся минимальными величинами вязкости и сопротивления пластическому течению вещества.

вательно, с большим основанием можно применить термин «низкоградиентная зона» (Сычев, 1970).

По всей видимости, в пределах верхних астеносферных слоев вещество находится не в кристаллическом состоянии, а представлено аморфной фазой при температуре, близкой к температуре плавления. В этом случае, как отмечает В. А. Магницкий (1965), в астеносферных слоях должно иметь место уменьшение скоростей сейсмических волн примерно на 6%, что в действительности и наблюдается. Весьма вероятно, что даже при незначительном повышении температуры на этих уровнях, несомненно периодически имеющем место (в результате подвижек в очагах происходящих здесь землетрясений), вещество астеносферных слоев частично плавится и, видимо, отгоняется в надфокальную зону мантии.

Природа двух нижних астеносферных слоев представляется гораздо менее определенной. Можно лишь думать, что их существование нельзя объяснить переходом кристаллической фазы вещества в аморфную, как это предполагается для верхних астеносферных слоев, поскольку уменьшение скорости с глубиной в них не наблюдается. По этой причине трудно предполагать и возможность плавления вещества в их пределах, тем более что фактор давления на столь значительных глубинах, видимо, превалирует над температурным фактором. Если же все сказанное справедливо, то отток вещества из этих слоев сейсмофокальной зоны, как это иногда предполагается (Тараканов, Ким Чун Ун, 1972), вряд ли реален. Можно лишь предполагать, что если даже оно здесь несколько и «размягчено», то безусловно представлено твердой фазой.

В последнее время появились данные о том, что подобная расслоенность мантии имеет место и за пределами сейсмофокальной зоны (Тараканов, 1969б). Средние скорости распространения упругих волн в пределах каждого из слоев несколько возрастают при этом в направлении удаления от фокальной зоны. В большей степени увеличение скоростей наблюдается в юго-восточном направлении, т. е. в сторону океана, что обуславливает существование непосредственно под сейсмофокальной зоной высокоскоростной зоны мантии. При этом следует заметить, что если расслоенность мантии и за пределами сейсмофокальной зоны можно считать установленным фактом, то пространственное положение слоев, приведенное автором на рисунках книги, представляется сугубо предположительным.

Одной из интереснейших особенностей строения верхней мантии Курильской островной системы является наличие в ней области невысоких скоростей распространения упругих волн ($V_p = 7,4-7,7$ км/сек), которая приурочена к Курильскому островному поднятию и прослеживается почти от подошвы земной коры до глубин 50—150 км (Тараканов, 1969а; Федотов, Кузин, 1963, и др.), где по сути дела сливается с двумя верхними астеносферными слоями. Подобные аномальные области известны в верхней мантии и других районов, особенно характеризующихся новейшими вулканическими проявлениями. Так, под Авачинской вулканической группой (п-ов Камчатка) в интервале глубин 20—80 км наблюдается область поглощения поперечных (S) волн, имеющая в диаметре около 25 км (Федотов, Фарберов, 1966); в Исландии до глубин около 250 км скорости продольных волн (P) в верхней мантии составляют предположительно 7,4 км/сек (Tryggvason, 1964). Явления поглощения сейсмических волн при этом обычно объясняются особым состоянием вещества в этих зонах мантии, которое, вероятно, частично представлено жидкой (расплавленной) фазой (Федотов, Фарберов, 1966).

НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕЩЕСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ФИЗИЧЕСКОМ ВЫРАЖЕНИИ

Материалы глубинного сейсмического зондирования, гравиметрических, сейсмологических и магнитометрических наблюдений, а также данные, характеризующие структуру переменного электромагнитного поля, дают основание полагать, что физические свойства вещества земной коры и верхней мантии Курильской островной системы подвержены значительным изменениям как по вертикали, так и в латеральном направлении. Поскольку характеристика неоднородностей коры и мантии по признаку акустических свойств дана в одном из разделов настоящей работы, здесь приведены дополнительные сведения о состоянии вещества, выражающемся в иных физических параметрах.

Известно, что по величинам наблюдающихся скоростей распространения сейсмических волн в реальных средах возможно определение их средних плотностей (Вольвовский и др., 1962; Клушин, 1961; Петкевич, 1963; Пузырев, 1959; Скоринова, 1966; Сычев, Парвиайнен, 1963; Talwani et al., 1959; Woollard, 1959, и др.). Однако на конечный результат расчетов средних плотностей вещества тех или иных элементов верхней оболочки Земли очень сильно влияют погрешности, обусловленные точностью определения их формы и объема сейсмическими методами исследований, а также выбором того или иного графика зависимости «скорость — плотность». Так, из рассмотрения графиков, предложенных упомянутыми авторами, следует, что для сред со скоростью упругих волн около 3 км/сек колебания их средней плотности могут достигать 0,6 г/см³, а для сред со скоростями около 5 и 7 км/сек — 0,2 г/см³. Это обстоятельство необходимо иметь в виду и при оценке приводимых ниже закономерностей распределения средних плотностей земной коры и верхней мантии в пределах Курильской островной системы.

Средняя плотность земной коры по площади подвержена значительным колебаниям — от 2,70 до 2,95—3,00 г/см³. При этом ее минимальные значения приурочены к юго-западной части Южно-Охотской впадины и к северо-западному склону Курило-Камчатского глубоководного желоба. Курильское островное поднятие, особенно на фланговых участках, характеризуется высокими значениями средних плотностей (Гайнанов и др., 1974; Гимпельсон и др., 1967), что, вероятно, обусловлено наличием в земной коре больших объемов магматических пород основного состава.

По результатам сравнения возможного гравитационного эффекта земной коры с наблюдаемым гравитационным полем представляется весьма вероятным существование значительных плотностных неоднородностей и в верхней мантии.

Многие исследователи полагают, что протяженная зона уплотненной по сравнению с «нормальной»¹ мантии существует под северо-западным склоном Курило-Камчатского глубоководного желоба, где избыточная плотность вещества оценивается величиной по крайней мере не менее 0,1—0,2 г/см³ (Гайнанов и др., 1974; Лившиц, 1965; Туезов и др., 1967б; Фотиади и др., 1965). При этом предполагается уменьшение значений избыточной плотности от центральной части зоны к ее фланговым участкам (от 0,2 до 0,07—0,12 г/см³) с одновременным увеличением максимально допустимых глубин нижней граничной поверхности области уплотнения примерно от 75 до 125 км (Гайнанов и др., 1974). Хотя приведенная модель «основывается лишь на гравиметрических данных и носит предположительный характер» (Сычев, 1969, стр. 18), существование здесь зоны уплотнения в верхней мантии и,

¹ Имеется в виду мантия со средней плотностью 3,3 г/см³.

возможно, в нижней части земной коры ¹ представляется вполне вероятным. Судя по акустическим характеристикам верхней мантии, которые заключаются в том, что скорости сейсмических волн во всех астеносферных и разделяющих их «слоях» наиболее резко (до 0,3 км/сек) изменяются при переходе от фокальной зоны к океаническому блоку (Тараканов, 1969б), мантия непосредственно под всей наклонной фокальной зоной, видимо, также отличается от смежных областей повышенной плотностью слагающего ее вещества. Мощность этой зоны уплотненной мантии ориентировочно оценивается в 40—70 км (Тараканов, Ким Чун Ун, 1972).

Удовлетворительное согласование гравитационного эффекта устанавливаемого ГСЗ объема земной коры с наблюдаемым гравитационным полем в районе Курильского островного поднятия отмечается лишь при допущении существования здесь разуплотнения вещества верхней мантии (в среднем на 0,1 г/см³) до глубины примерно 100 км (Гайнанов, 1964; Сычев, 1969). Этому допущению не противоречат и сейсмические данные о невысоких скоростях сейсмических волн (7,4—7,7 км/сек) в верхних горизонтах мантии под островами (Тараканов, 1969б; Федотов, Кузин, 1963, и др.).

Гораздо менее определены сведения о плотности вещества верхней мантии под Южно-Охотской глубокоководной впадиной. Одними авторами (Гайнанов и др., 1974; Сычев, 1969) она рассматривается как нормальная, другими — как пониженная (Лившиц, 1965; Фотиади и др., 1965) или, наоборот, повышенная (Гурарий, Соловьева, 1963). Имеющиеся в настоящее время сведения не дают основания для безоговорочного признания той или иной точки зрения. Однако, как уже отмечалось выше, по сейсмическим данным намечаются «заниженные» (7,7—8,0 км/сек) скорости продольных волн вдоль поверхности Мохоровичича под впадиной, что все же заставляет склониться к мысли о некотором разуплотнении мантии в этом районе по сравнению с ее «нормальным» (эталонным) состоянием.

Таким образом, может быть предложена следующая картина распределения средних плотностей верхней мантии Курильской островной системы. В пределах фокальной зоны на глубинах более 75—125 км средняя плотность мантии, видимо, близка к нормальной. Выше ее плотность мантии по сравнению с нормальной занижена; это наиболее отчетливо проявлено в районе Курильского островного поднятия и весьма предположительно намечается для Южно-Охотской глубокоководной впадины. Верхняя мантия северо-западного склона Курило-Камчатского глубокоководного желоба до глубин 75—125 км (Туезов и др., 1967б), а также мантия непосредственно ниже фокальной зоны (в пределах океанического блока), видимо, имеют плотность, которая намного выше (на 0,1—0,2 г/см³) плотности «нормальной» мантии.

Существенные неоднородности верхней мантии отчетливо проявляются также в характере и интенсивности намагниченности слагающего ее вещества. Согласно М. Х. Лившицу (1967), центральной зоне Курило-Камчатского глубокоководного желоба шириной около 100 км свойственна пониженная намагниченность вещества верхней мантии, тогда как его склонам — резко повышенная. Последняя характерна и для внешней (Малокурильской) зоны островного поднятия в отличие от его внутренней зоны, где намагниченность вещества верхней мантии подобна таковой в приосевой зоне глубокоководного желоба. Менее закономерное распределение рассматриваемого параметра состояния вещества мантии по площади отмечается для Южно-Охотской глубокоководной впадины, в которой наблюдаются то низкие, то очень высокие его значения.

¹ Приведенные выше невысокие значения средней плотности земной коры северо-западного склона глубокоководного желоба объясняются большой мощностью (до 40% объема коры) рыхлых и уплотненных образований «осадочного» слоя.

Здесь же, очевидно, уместно затронуть вопрос о закономерностях пространственного распределения магнитоактивных тел. В литературе имеются указания на то, что такие тела отсутствуют в фокальной зоне землетрясений; в пределах Южно-Охотской глубоководной впадины и Курильской островной дуги они расположены в земной коре, тогда как под юго-восточным склоном Курило-Камчатского глубоководного желоба — преимущественно в верхней мантии (Туезов и др., 1967а; Туезов, 1969). Магнитовозмущающие объекты иногда отождествляются с магматическими телами основного или ультраосновного состава.

Думается, однако, что вопрос о геологической природе магнитовозмущающих объектов вряд ли имеет столь простое решение. Если с большой долей вероятности его можно принять для объяснения природы магнитовозмущающих объектов, располагающихся в верхних горизонтах земной коры («осадочный» и «гранитный» слои), то для объемов внутри «базальтового» слоя, а тем более внутри верхней мантии оно совершенно неприемлемо. В самом деле, почему эти объекты, представленные преимущественно основными и ультраосновными породами, выражены в магнитном поле в виде аномалий, хотя по вещественному составу они аналогичны предполагаемому веществу верхней мантии? Это тем более трудно себе представить, поскольку сказанное относится к юго-восточному склону желоба, т. е. по сути дела уже к океаническому коро-мантийному блоку.

По наблюдениям над переменным электромагнитным полем Земли в центральной части Курильского островного поднятия вырисовывается крупная положительная аномалия геомагнитных (с периодом 1—2 часа) и солнечно-суточных вариаций (Ваньян и др., 1969; Мардерфельд, 1968). Это, видимо, связано со «значительным приближением к дневной поверхности высокопроводящих слоев верхней мантии, разогретых в этом районе до температур 1200—1500°» (Туезов, 1969, стр. 23—24). Минимальные глубины залегания этих слоев по оценкам упомянутых авторов составляют здесь всего 30—40 км.

Нельзя, наконец, не отметить и значительных температурных неоднородностей верхней мантии. Расчеты, выполненные Я. Б. Смирновым (1968) с учетом наблюдаемого теплового поля, показывают, что на глубинах 40 км температуры в мантии под островными дугами составляют около 1200°, тогда как под желобами — примерно 300°; на глубинах порядка 150 км — соответственно около 1500 и 900°. При этом только в результате неодинакового термического расширения вещества различия плотностей верхней мантии под указанными тектоническими элементами могут составлять на глубине 40 км 0,14—0,16 г/см³.

ВЕРОЯТНЫЙ ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Информацию о вещественном составе глубоких горизонтов земной коры и, возможно, верхней мантии поставляют обломки горных пород (ксенолиты), захваченные магматическим расплавом при его движении к дневной поверхности.

Согласно данным Р. И. Родионовой и В. И. Федорченко (1971), которые на протяжении ряда лет занимались изучением включений в вулканических породах Курильских островов, ксенолиты представлены изверженными и метаморфическими породами, количественные соотношения между которыми отображены в табл. 22¹. Видно, что наиболее

¹ Приведенные соотношения отражают только встречаемость тех или иных типов пород в изученном объеме ксенолитов. Соотношения их объемов в составе земной коры и верхней мантии могут быть существенно иными.

Типы пород ксенолитов и их распространение в лавах Курильских островов
(Родионова, Федорченко, 1971)

Типы пород ксенолитов	Количество образцов					Встречаемость, %	Пределы колебания SiO ₂ , вес. %
	Большая гряда			Малая гряда	Всего		
	Северные Курилы	Центральные Курилы	Южные Курилы				
1. Плагноклазосодержащие пироксениты	7				7	3,1	42,69—48,00
2. Оливин-анортитовые породы (типа алливалитов)	2				2	0,9	41,62—42,84
3. Кристаллические сланцы (гранулиты)							
а) оливин-пироксен-плагноклазовые	9				9	4,0	38,05—43,92
б) пироксен-плагноклазовые	7	3	2		12	5,3	47,05—55,07
в) плагноклаз-гиперстеновые	1				1	0,4	47,57
4. Амфиболиты, реже горн-блендиты	5			17	22	9,8	39,91—47,83
5. Эпидот-альбитовые амфиболиты				9	9	4,0	43,84
6. Серпентиниты			1	1	2	0,9	
7. Габбро (оливиновые, дупироксеновые, роогообманковые), нередко сильно метаморфизованные (перекристаллизованные, амфиболизированные)	13	13	14	7	47	20,9	44,73—52,14
8. Пироксеносодержащие анартозиты	1	5	1		7	3,1	46,85—52,08
9. Диабазы	4				4	1,8	40,66—49,34
10. Роговообманковые диориты		8			8	3,6	55,49—57,59
11. Плагнограниты		1			1	0,4	68,07
12. Гранито-гнейсы с эгирин-авгитом и гранатом	2				2	0,9	60,56
13. Сланцы:							
а) пироксен-биотит-плагноклазовые	7				7	3,1	48,37—53,39
б) «зеленые» (альбит-хлорит-эпидотовые, кварц-альбит-хлорит-эпидотовые)	5				5	2,2	
14. Окварцованные породы и кварциты	5	2	3		10	4,4	66,08—70,55
15. Роговики:							
а) кварцевые			3		3	1,4	77,15—87,01
б) тридимитовые	1	2	7		10	4,4	60,91—80,14
в) кордиеритовые	4	3	6		13	5,8	46,27—56,78
г) пироксен-плагноклазовые	19	14	8		41	18,3	51,56—69,69
16. Эгирин-авгитовые породы с плагноклазом	2		1		3	1,3	49,70—49,87
Всего:					225	100,0	

распространенными являются ксенолиты с габбровым парагенезисом минералов (плагноклаз+пироксен+оливин), характеризующиеся невысокой кремнеземистостью и щелочностью (табл. 23); менее представительны ксенолиты пород с высоким содержанием кремнезема и щелочей.

«При анализе пространственного распределения различных петрографических типов ксенолитов... обращает на себя внимание факт, что наиболее многочисленные среди них — метагаббро, пироксен-плагноклазовые гранулиты, пироксенсодержащие анортозиты, различные роговики и кварциты на изученной территории встречаются практически повсеместно. Находки других типов пород являются эпизодическими» (Родионова, Федорченко, 1971, стр. 25). Таким образом, напрашивается следующий вывод: несмотря на то, что земная кора и верхняя мантия Курильского островного поднятия по физическим параметрам характеризуются значительными латеральными неоднородностями, их вещественный состав по площади принципиально не изменяется.

К сожалению, даже приблизительная оценка тех глубин, с которых вынесены ксенолиты того или иного состава, представляется невозможной. Можно лишь думать, что ксенолиты являются представителями всех зон оболочки Земли, через которые проходили магматические расплавы при их движении к местам кристаллизации. Следовательно, максимальные глубины, с которых были вынесены ксенолиты, могут быть определены глубинами очагов магмообразования или глубинами тех магматических резервуаров (промежуточных магматических очагов), откуда магматические расплавы непосредственно поступали к дневной поверхности.

Мнения отдельных авторов о глубинах магмообразования под вулканической зоной Курильской островной системы несколько расходятся. Р. З. Тараканов (1969а) полагает, что генерация магматических расплавов наиболее вероятна на глубинах 120—160 км, т. е. в пределах второго (сверху) астеносферного слоя полиастеносферной модели верхней мантии (Тараканов, Левый, 1967, 1969); С. А. Федотов (1966) предполагает возможность магмообразования в интервале от подошвы земной коры до глубин 80—90 км, Р. И. Родионова и В. И. Федорченко (1971) — 40—60 км.

Исходя из того, что на глубинах 80—90 км под Курильскими островами наблюдается максимальное поглощение поперечных (S) сейсмических волн (Fedotov, 1965), можно предполагать наличие на этих глубинах вещества в жидкой (расплавленной) фазе. Такому предположению не противоречат и данные о характере изменения реально существующих температур, которые, согласно Е. А. Любимовой (Lubimova, Magnitzky, 1964), на отмеченных глубинах составляют 1100—1200° С, т. е. близки к точке плавления базальта при нормальном давлении. Правда, следует учитывать, что температура плавления вещества возрастает с увеличением давления и на глубинах 80—90 км, где величина литостатического давления не превышает 25—30 кбар, температура конгруэнтного плавления, исходя из данных С. П. Кларка младшего (1969), должна увеличиться примерно на 15—25%. Однако если учитывать, что «...силикаты ... могут плавиться инконгруэнтно или даже быть неустойчивыми при температурах ликвидуса при более низких или более высоких давлениях» (Кларк, мл., 1969, стр. 333), то с большой долей вероятности вполне можно допустить существование очагов современного магмообразования под Курильскими островами в упомянутом интервале глубин. Сказанное, разумеется, не отрицает возможности возникновения магматических расплавов и на других глубинных уровнях, однако этот интервал по приведенным выше соображениям представляется наиболее «продуктивным» для магмообразования.

Поскольку среди включений отсутствуют образования типа эклогитов, в которые неминуемо должны были бы превратиться породы с габ-

Средние химические составы пород ксенолитов в лавах Курильских островов
(Родионова, Федорченко, 1971)

Типы пород	1 (3)	2 (2)	3а (7)	3б (4)	3в (1)	4а (5)	4б (4)	7 (31)	8 (4)	10 (4)	11 (1)	12 (1)	13а (1)	14 (4)	15а (3)	15б (4)	15в (5)	15г (10)	16 (2)	
Компоненты																				
SiO ₂	46,06	42,23	40,91	50,56	47,57	43,90	42,56	49,50	49,11	56,32	68,07	60,56	48,37	69,72	81,82	65,91	53,01	50,62	49,78	
TiO ₂	0,24	0,05	0,42	0,51	0,95	0,69	0,95	0,50	0,34	0,63	0,37	0,09	0,32	0,33	0,23	0,28	0,28	0,45	0,23	
Al ₂ O ₃	14,91	28,20	18,32	18,67	17,86	17,90	13,06	19,30	21,22	19,09	17,03	17,89	21,40	14,13	6,30	15,35	23,70	16,96	13,28	
Fe ₂ O ₃	4,93	3,58	7,85	4,96	3,13	6,14	7,67	4,22	3,33	5,12	1,28	4,94	3,53	3,54	2,72	3,99	6,23	4,31	3,96	
FeO	4,75	2,98	5,81	5,01	6,63	5,92	7,73	5,68	4,97	1,71	1,16	0,91	5,53	1,39	1,13	1,93	3,15	2,57	8,17	
MnO	0,40	0,06	0,23	0,17	0,24	0,15	0,16	0,16	0,07	0,01	0,05	0,26	0,02	0,13	0,06	0,06	0,07	0,20	0,66	
MgO	10,69	5,77	9,60	8,04	9,94	8,75	12,53	6,39	6,58	2,93	1,41	0,50	8,30	2,03	1,20	1,57	1,77	3,62	4,70	
CaO	15,81	15,52	14,87	7,94	8,78	13,27	10,81	10,62	11,42	7,57	5,57	12,76	7,99	5,87	3,30	3,52	6,28	6,44	16,50	
Na ₂ O	0,77	0,86	0,63	2,72	0,90	1,74	2,23	2,54	2,16	3,28	3,79	0,86	2,83	1,45	0,98	2,76	3,64	3,41	1,70	
K ₂ O	0,09	0,04	0,13	0,74	0,04	0,31	0,98	0,43	0,15	1,74	0,26	0,09	0,70	0,38	0,53	2,28	1,25	0,39	0,35	
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,06	0,17	0,10	0,10	0,06	0,16	0,11	0,23	0,43	0,07	0,19	0,06	0,14	0,14	0,13	0,12	0,13	
S	0,10	0,05	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,01	—	—	0,08	0,11	0,06	0,03	0,03	0,25	0,04	
П.п.п.	0,46	0,28	0,36	0,13	2,47	0,52	0,13	0,27	0,31	0,73	0,43	1,30	0,10	1,11	1,40	1,26	0,17	1,14	0,16	
H ₂ O	0,54	0,28	0,57	0,17	1,29	0,58	0,75	0,27	0,16	0,44	0,02	0,47	0,38	0,70	0,23	0,95	0,17	0,56	0,28	
Сумма:	100,00	99,80	99,81	99,82	99,95	100,00	99,65	100,00	99,97	99,81	99,87	100,70	99,74	100,25	100,07	100,03	99,88	100,03	99,94	

Примечание. Номера анализов соответствуют порядковым номерам петрографических типов ксенолитов в табл. 22. Цифры в скобках соответствуют количеству усредненных анализов: 4а — образцы о. Парамушир; 4б — образцы о. Шикотан.

бровой ассоциацией минералов на глубинах 50—60 км при учете влияния одного только литостатического давления (Родионова, Федорченко, 1971), постольку можно думать, что они, видимо, не являются представителями вещества зон глубинного магмообразования, а характеризуют состав более высоких областей верхней оболочки Земли — тех, где, вероятно, располагаются магматические очаги (резервуары), поставляющие расплав непосредственно к дневной поверхности. По материалам геофизических исследований, в районах молодого вулканизма глубины периферических вулканических очагов оцениваются обычно не более чем в 10 км (Лучицкий, 1971). Если приведенную цифру рассматривать как максимальную и для Курильского островного поднятия, то необходимо допустить существование довольно объемных магматических каналов, связывающих периферические очаги с зонами магмообразования. В противном случае невозможно объяснить наличие среди ксенолитов пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, которые, как показывают расчеты (Тихомиров, 1970), при современных Р—Т условиях не могут образовываться на глубинах по крайней мере меньше 20—25 км.

Принимая во внимание глубины залегания поверхности М в районе островного поднятия (20—30 км), можно думать, что петрографические типы пород ксенолитов характеризуют, скорее всего, вещественный состав глубоких горизонтов земной коры. Это косвенно подтверждается и отсутствием среди ксенолитов как эклогитов, так и пород перидотитового состава¹.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Измерения кондуктивного теплового потока в пределах Курильской системы показывают сложный характер его распределения по площади с вариациями от 0,6 до 3,3 мккал/см²·сек (Веселов, Туезов, 1972; Рикитаке, 1970; Тихомиров, 1970; Туезов, 1969; Lubimova and Feldman, 1970; Uyeda, Vacquier, 1968; Yasui et al., 1967, 1968). На картах или схемах теплового потока, которые в общих чертах совпадают почти у всех авторов, обычно отражается отчетливая связь между величинами теплового потока и основными геолого-геоморфологическими элементами островной системы. Для иллюстрации характера предполагаемой связи можно привести следующее высказывание: «Курильской геантиклинальной зоне (островному поднятию. — К. С.) соответствуют значения теплового потока, промежуточные между высокими Курильской геосинклинальной котловины (Южно-Охотской глубоководной впадины. — К. С.) и низкими Курило-Камчатского геосинклинального желоба» (Тихомиров, 1970, стр. 26)². Однако при знакомстве с результатами измерений теплового потока на станциях такой вывод представляется не вполне правильным; он основан на положении на картах линий равных значений теплового потока, которое в ряде случаев, особенно в пределах Курильского островного поднятия, не подкреплено необходимыми фактическими данными, а иногда не согласуется с ними.

Как видно на рис. 43, высокий тепловой поток в Южно-Охотской впадине (в среднем 2,2 мккал/см²·сек) не только не обнаруживает тен-

¹ Сделанный вывод справедлив в предположении, что поверхность М может иметь только химическую (базальт-перидотит) или фазовую (базальт-эклогит) природу. С позиций же представлений о возможно «габбровом» составе мантии под островными дугами (Родионова, Федорченко, 1971) приведенные составы ксенолитов могут характеризовать вещественный состав не только земной коры, но, возможно, и верхней мантии.

² Следует иметь в виду, что оценки величины теплового потока (высокие, низкие) обычно приводятся в сравнении со средним тепловым потоком для Земли, который различными исследователями оценивается по-разному: 1,2 (Birch, 1954); 1,5 (Белоусов, 1968); 1,5—1,6 (Lee, 1963; Lee, Mac Donald, 1963) мккал/см²·сек.

Рис. 43. Распределение значений теплового потока (10^{-6} кал/см²·сек)

Интенсивность теплового потока:

1 — менее 1,0;

2 — 1,0—1,5;

3 — 1,5—2,0;

4 — 2,0—2,5;

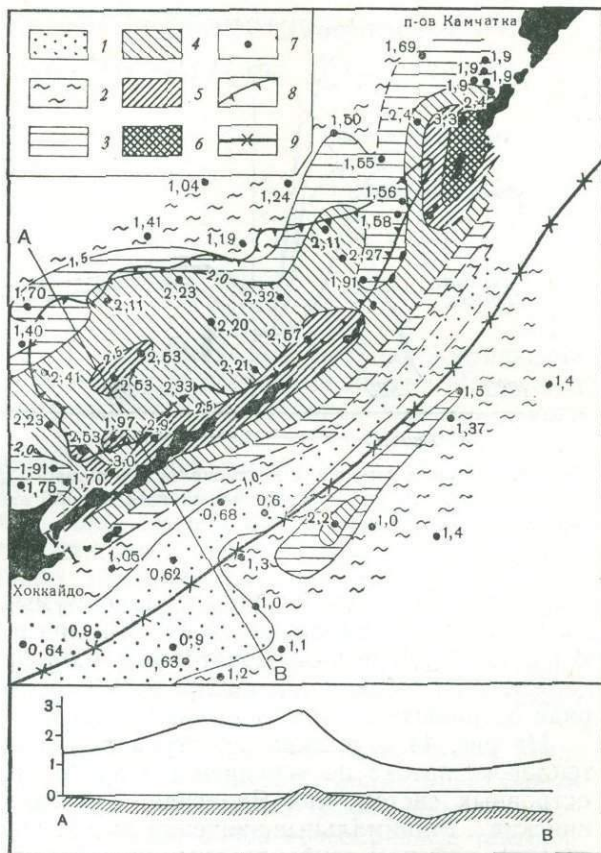
5 — 2,5—3,0;

6 — более 3,0;

7 — точки наблюдений;

8 — контуры Южно-Охотской глубоководной впадины (по изобате 3000 м);

9 — осевая линия Курило-Камчатского глубоководного желоба. На профиле показан вероятный характер изменения величины теплового потока вдоль направления АВ



денции к ослаблению в направлении к Курильскому островному поднятию, а, наоборот, возрастает. Именно на северо-западном склоне поднятия и зафиксированы его значения, максимальные для Курильской островной системы, — до $3,0-3,3$ мккал/см²·сек. К сожалению, отсутствие наблюдений на большей части островного поднятия не позволяет прямо судить о величине свойственного ему теплового потока. Исходя из наблюдающегося «расширения» районов максимального значения теплового потока Прикурильской области Охотского моря в юго-восточном направлении, можно лишь предполагать, что во внутренней зоне поднятия (Большая Курильская гряда), где интенсивно проявляются процессы современного вулканизма, тепловой поток в среднем, видимо, более высок, нежели в Южно-Охотской впадине. Один из возможных вариантов его распределения и представлен на упомянутом рисунке.

Наблюдения в прилегающей к Курильским островам области Тихого океана показывают, что минимальный тепловой поток в пределах Курильской островной системы характерен для Курило-Камчатского глубоководного желоба и, видимо, для внешней зоны островного поднятия (Малая гряда и подводный хребет Витязь). Далее к юго-востоку, в районе краевого океанического вала Зенкевича, величина теплового потока в целом несколько увеличивается.

Подобная закономерность в распределении кондуктивного теплопотока проявлена и в районах других островных систем Восточной Азии (Рикитакэ, 1970; Ясуи и др., 1972; Uyeda, Horai, 1964). Так, касаясь распределения теплопотока в Японии, Т. Рикитакэ (1970) отмечает следующее: «Очень высокие его значения наблюдаются вдоль разлома Фосса-Магна и вдоль обращенной к Японскому морю стороны Японских

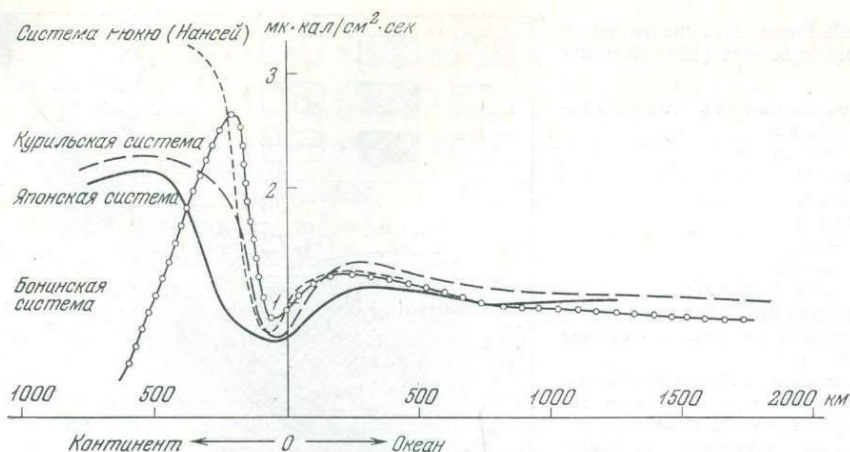


Рис. 44. Профили изменения интенсивности теплового потока вкострости распространения островных систем. Значения усреднены на каждые 100 км по нормальям от осей желобов (по Ясуи и др., 1972)

островов, причем эти последние максимумы, по-видимому, протягиваются до отчетливо выраженных максимумов в Японском море» (стр. 231). В работе М. Ясуи и его соавторов (1972) приведены весьма интересные данные об особенностях распределения кондуктивного теплопотока в ряде островных систем Восточной Азии.

На рис. 44 отчетливо проступает одинаковый характер изменения теплового потока по усредненным профилям вкострости распространения таких островных систем, как Японская, Курильская, Рюкю (Нансей) и Бонинская¹. Минимальные значения интенсивности теплового потока свойственны районам глубоководных желобов, где они на 15—20% ниже величины теплопотока, характерной для океанической впадины. По мере приближения к поднятиям островных дуг интенсивность теплового потока резко возрастает и достигает максимальных значений во внутренних (вулканических) зонах этих поднятий и в прилегающих к ним впадинах окраинных морей. Подобная же тенденция в изменении значений теплового потока наблюдается, как отмечают авторы упомянутой работы, и на разрезах вкострости таких островных систем, как Алеутская, Филиппинская, Минданао. Следовательно, отмеченную выше закономерность можно рассматривать в качестве характерной для островных дуг вообще.

Однако если эта закономерность распределения теплового потока в пределах островных систем представляется очевидной, то ее причины не вполне ясны.

Некоторые японские исследователи (Ясуи и др., 1972) допускают существование связи высокого теплового потока в окраинных морях с погружением под континент океанической литосферной плиты. При этом предполагается, что в результате трения и компрессии между породами мантии и земной коры, а также в результате землетрясений сдвигового типа и генерируется значительное количество тепловой энергии. Низкий же уровень теплового потока в районах глубоководных желобов, по всей видимости, обусловлен тем, что выделяющаяся в литосферных областях сейсмофокальных зон сейсмическая энергия реализуется здесь не в тепловую, а в механическую, направленную на разрушение сплошности пород и перемещение отдельных литосферных блоков.

¹ Резкое уменьшение величины теплового потока на конце «континентального» участка профиля вкострости Бонинской островной системы объясняется совпадением его с районом глубоководного желоба Кюсю (Сикоку).

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

Существующие представления о тектонической позиции Курильской островной системы, так же как и других островных систем Восточной Азии, довольно разноречивы и сводятся к обоснованию того или иного из следующих положений.

Большинство отечественных исследователей, развивая взгляды А. Д. Архангельского (1941), рассматривают островные системы как современные геосинклинальные зоны, видя в них аналоги древних геосинклинальных систем континентов на ранних стадиях развития (Васильковский, 1963, 1968; Марков, 1969; Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран, 1957; Пушаровский, 1972, и др.). В отношении Курильской островной системы эти представления поддерживались и автором (Сергеев, 1970), который одновременно с этим подчеркивал своеобразие ряда геологических формаций Курильского островного поднятия.

Вместе с тем достаточно распространенными являются также представления о том, что по крайней мере островные дуги, являющиеся одним из элементов островных систем,— геоантиклинали современных геосинклинальных областей (?) — представляют собой своеобразные тектонические структуры. Впервые это положение у нас, пожалуй, обосновано было А. Н. Заварицким, который в предисловии к вышедшему в 1952 г. сборнику статей «Островные дуги» выдвинул получившую широкое распространение «проблему островных дуг». В последующем рядом авторов (Белоусов, 1962; Петрушевский, 1964) обосновывалось мнение, согласно которому островные дуги второго рода (Белоусов, Рудич, 1960) представляют собой своеобразные негеосинклинальные структуры, связанные в своем происхождении с развитием систем глубинных разломов. Своеобразие тектонической позиции островных систем подчеркивает и Ю. А. Косыгин (1969), который считает, что их «...или надо считать структурными элементами особого типа или выделять в особую разновидность геосинклинальных систем, но не приравнивать их к начальным стадиям развития геосинклиналей континентов» (стр. 468—469).

Для ответа на затронутый вопрос необходимо, очевидно, сравнить современные островные системы с моделями древних геосинклиналей по морфологическому, динамическому и вещественному признакам.

Линейность основных орографических элементов и высокая контрастность рельефа островных систем сближают их с геосинклинальными системами по морфологическому признаку. Более того, хотя они и имеют довольно простую в общем виде структуру (сопряженная пара «островное поднятие (дуга) — глубоководный желоб»), тем не менее в строении поднятия обычно устанавливаются одна или две гряды, разделенные протяженной депрессионной зоной. Если учесть, что Курильское островное поднятие примыкает, с одной стороны, к Южно-Охотской глубоководной впадине, а с другой — к Курило-Камчатскому глубоководному желобу, то морфологическое сходство островной системы с моделями древних геосинклинальных систем континентов становится совершенно очевидным. И в том, и в другом случае мы имеем дело с протяженными

(тысячи километров) системами чередующихся между собой поднятий в рельефе твердой оболочки Земли (геоантиклиналей) и прогибов (геосинклиналей).

Высокая тектоническая подвижность островных систем, выражающаяся в значительных по амплитудам вертикальных перемещениях земной поверхности, бурно протекающем сейсмическом процессе и интенсивном вулканизме, позволяет видеть их определенное сходство с геосинклиналями и по динамическому признаку.

Если сравнение этих категорий структур проводить по признаку вещественного состава, то нельзя не согласиться с Ю. А. Косыгиным в том, что «...оснований проводить знак равенства по этому признаку между островными и геосинклинальными системами у нас не имеется» (1969, стр. 468). Действительно, как показывают результаты морских геологических исследований, формации глубоководных желобов «...представлены слоистыми турбидитными толщами, с ритмичной, флишоидной слоистостью. В состав их входят глинистые, обломочно-глинистые и обломочные терригенные и туффитовые осадки, обычно большей частью восстановленные, прослои вулканических пеплов, диатомовых илов и изредка карбонатных осадков» (Безруков, Мурдмаа, 1971, стр. 122). Достаточно специфичными, как уже отмечалось, являются и ряды геологических формаций островных поднятий (дуг) верхнемелового и кайнозойского возраста. Совокупность имеющихся геолого-геофизических данных убедительно свидетельствует о своеобразии тектонической позиции островных систем, которое удовлетворительно можно объяснить лишь в случае, если рассматривать их «не только как результат геосинклинального развития, но и как следствие проявления специфических позднекайнозойских блоковых движений большого масштаба» (Тектоника Евразии, 1966, стр. 226). Поэтому, говоря о тектонической принадлежности островных систем, может быть, целесообразно применение по отношению к ним термина «периокеаническая геосинклинальная система», подчеркивающего их не только географическую, но и структурную приуроченность к периферии крупнейшей океанической впадины планеты.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАЛОЙ И БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКИХ ГРЯД

Итак, поскольку мы сочли необходимым прийти к заключению о принадлежности Курильской островной системы к категории тектонических структур геосинклинального типа, следует, видимо, выяснить и природу составляющих ее основных тектонических (и морфологических) элементов. На основании анализа изложенных выше материалов о характере глубинной структуры островной системы, ее морфологических особенностей, вещественного состава и дислоцированности мезозойских и кайнозойских вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов автор считает справедливыми представления, изложенные на Тектонической карте Евразии (1966). По этим представлениям поднятия Малой и Большой Курильских гряд вместе с разделяющей их зоной понижений в рельефе океанического дна рассматриваются как крупная геоантиклиналь позднекайнозойской геосинклинальной системы, разделяющая Курило-Камчатский геосинклинальный желоб и Южно-Охотскую (Курильскую) геосинклинальную котловину (рис. 45).

Прежде чем высказать какие-либо соображения по вопросу о структурном положении поднятий Малой и Большой Курильских гряд в общей структуре Курильской геосинклинальной системы, следует, очевидно, изложить хотя бы некоторые из множества существующих представлений о строении рассматриваемого геоантиклинального поднятия.

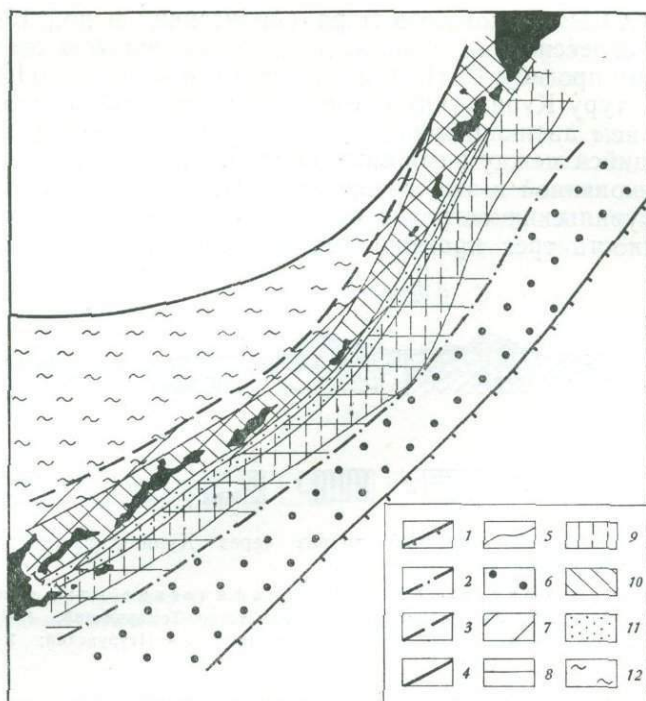


Рис. 45. Тектоническая схема Курильской позднекайнозойской периокеанической геосинклинальной системы

1 — внешняя граница системы; 2, 3 — внутригеосинклинальные разломы; 4 — внутренняя граница системы; 5 — прочие геологические границы; 6 — Курило Камчатский остаточный геосинклинальный желоб; Курильское геоантиклинальное поднятие: 7 — область проявления позднекайнозойских складкообразующих движений; 8 — тектонически стабильная на позднекайнозойском этапе развития область; 9 — область позднемеоловой тектонической активизации, установленная (сплошные линии) и предполагаемая (пунктир); 10 — новообразованная геоантиклиналь Большой Курильской гряды; 11 — позднекайнозойская наложенная впадина; 12 — Южно-Охотская новообразованная геосинклинальная котловина.

Согласно Г. Б. Удинцеву (1955б), район Курильских островов представляет собой антиклиналь четвертичной геосинклинальной системы, осложненную синклиналью, которая по местоположению соответствует депрессии в донном рельефе между Большой и Малой Курильскими грядями. В пределах последних и подводного хребта Витязь отмечается ряд кулисообразно расположенных антиклинальных складок.

Г. М. Власов (1958б) определяет структуру Курильского поднятия как совокупность нескольких антиклинорий и синклинорий. Им выделены, в частности, два антиклинория в пределах Большой гряды и два — в зоне Малой гряды и подводного хребта Витязь, которые развиты на фланговых участках дуги. Они попарно разделяются синклинориями, расположенными между грядями островов.

Иное освещение строения этого района дает А. В. Горячев (1960), который считает Курильское геоантиклинальное поднятие крупным горстом, осложненным в центральной части прогибом. А. В. Горячев видит в нем горсты Большой и Малой Курильских гряд, разделенные продольным грабеном. При этом отдельные острова трактуются им как антиклинальные складки, а структуры разделяющих их проливов рассматриваются как синклинали. В противоположность ему П. Н. Кропоткин и Г. М. Власов (1960) классифицируют их как грабены.

В качестве горстовой определяют структуру Большой и Малой Курильских гряд и авторы Тектонической схемы Дальнего Востока, Севе-

ро-Востока СССР и Охотского моря (Алексейчик и др., 1961). Разделяющая их депрессионная зона, по мнению авторов этой схемы, отвечает межгорному прогибу. С. Н. Алексейчик и его соавторы (1963), характеризуют структуру Курильских островов как крупный мегантиклинорий, выделяют в нем антиклинории Большой и Малой Курильских гряд и располагающийся между ними синклинорий.

В опубликованной в это же время Г. П. Вергуновым (1964) схеме тектоники Курильских островов структура этого района определяется как совокупность трех протяженных разновозрастных антиклинориев,



Рис. 46. Обобщенный геологический разрез через Курильское островное поднятие (на широте о-вов Кунашир, Шикотан)

Литолого-петрографические и петрографические комплексы: 1 — Матакотанский и Димитровский; 2 — Малокурильские; 3 — Ноторо-Томаринский; 4 — Парамуширский (средняя толща); 5 — Парамуширский (верхняя толща); 6 — Итурупский; 7 — Кунаширский;

«спаянных» крупными глубинными разломами типа структурных швов. В пределах Малой Курильской гряды и подводного хребта Витязь этот автор выделяет Малокурильский антиклинорий мелового возраста, а на территории Большой гряды — Охотский и Тихоокеанский антиклинории, первый из которых имеет нижнемиоценовый, а второй — плиоценовый возраст.

П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965) выделяют в районе Курильских островов две геоантиклинали или оси антиклинория, разделенные прогибом. Подобные же взгляды обоснованы Л. И. Красным (1966), согласно которому здесь развиты два геоантиклинальных поднятия и геосинклинальный прогиб между ними.

Подчеркивая значительную роль разломов в структуре Курильской современной геосинклинальной области, автор ранее (Сергеев, 1966) рассматривал геоантиклинальное поднятие островной дуги как крупный горст, осложненный поперечным грабеном в его центральной части. Структура Большой и Малой Курильских гряд, вслед за А. В. Горячевым (1960) и другими, рассматривалась также как горстовая, а разделяющей их депрессии — как грабеновая. В пределах горста Большой Курильской гряды при этом выделялись Кунаширский, Итурупский, Урупский, Симуширский, Онекотанский и Парамуширский горсты, разделенные поперечными грабенами межостровных проливов.

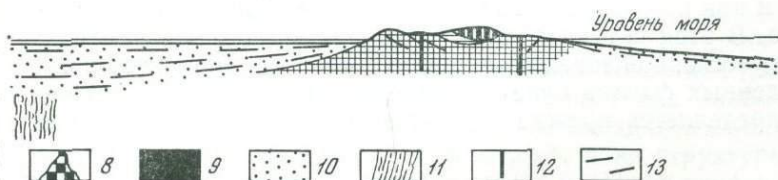
Перечень существующих по затронутому вопросу представлений без труда можно было бы значительно расширить. Однако и из ознакомления только с приведенными мнениями становится очевидным, что многие авторы в своих построениях или исходят из представлений о принадлежности рассматриваемого тектонического элемента к категории структур уже складчатых областей, или же молчаливо подразумевают тождественность Курильской кайнозойской геосинклинальной системы изученным в пределах континентов геосинклинальным системам прошлого. Здесь вряд ли целесообразно вновь обращаться к критическим замечаниям в адрес как одной, так и другой групп упомянутых предположений, поскольку в предыдущих разделах уже неоднократно указывалось на их явно слабую аргументацию. Достаточно, видимо, сказать, что по-

лученные в последние годы дополнительные геологические и геофизические материалы вынуждают рассматривать структуру Курильского геодантиклинального поднятия существенно иначе, нежели это делалось ранее.

Как видно на рис. 46, поднятия Малой и Большой Курильских гряд представляют собой в целом структуры антиклинального типа. Этот вывод справедлив, однако, при учете характера залегания наиболее молодых (плиоцен-четвертичных) слоев на прилегающих к ним акваториях, поскольку вскрытые на островах Малой и Большой гряд соответственно

а. Шикотан

ЮВ



8 — Урупский; 9 — Большемурильский (верхняя толща); 10 — осадки морского и океанического дна; 11 — зона Срединно-Курильского глубинного разлома; 12 — прочие разломы; 13 — наклоны слоев

верхнемеловые и палеоген(?)—неогеновые комплексы пород не обнаруживают антиклинального строения.

Поднятие Малой Курильской гряды и продолжающий его в северо-восточном направлении подводный хребет Витязь, видимо, с конца мелового периода находились в условиях тектонической стабилизации, все это время преимущественно возвышаясь над уровнем моря. Заметные погружения земной поверхности, вероятнее всего, начались не ранее конца плиоцена, а наибольших значений достигли лишь после формирования островной (материковой) отмели, что, как выше уже отмечалось, имело место всего лишь 17—20 тыс. лет назад. Хотя сведения о проявлениях в пределах этой зоны кайнозойских складкообразующих движений отсутствуют (достоверно установленные вулканогенно-осадочные образования этого возраста здесь неизвестны), обращает на себя внимание то, что для поднятия Большой Курильской гряды характерно развитие взбросовых дизъюнктивных дислокаций с северо-западными падениями плоскостей смещения. Из приведенного выше напрашивается вывод о том, что на протяжении почти всей геологически обозримой истории развития район Малой Курильской гряды и подводного хребта Витязь представлял довольно стабильную тектоническую структуру (блок), служившую своеобразным упором для распространения кайнозойских складчатых движений в пределы смежного с ней поднятия Большой Курильской гряды. Она, следовательно, может рассматриваться в качестве остаточного (по терминологии В. Е. Хаина, 1964) геодантиклинального поднятия позднекайнозойской геосинклинальной области.

Существенно иное положение в структуре этой области занимает поднятие Большой Курильской гряды. Фациальные особенности неогеновых толщ и наличие здесь в основании разреза геологических формаций геосинклинального типа, которые выше сменяются геодантиклинальными формациями, позволяют не сомневаться в возникновении этого поднятия на месте ранее существовавшего неогенового прогиба. В этом случае поднятие гряды, очевидно, трудно классифицировать иначе, как **новообразованную геодантиклиналь позднекайнозойской геосинклинальной системы.**

Естественно, что с позиций изложенных представлений юго-восточную часть неогенового прогиба (современный межгрядовой прогиб), отшнурованную в процессе роста поднятия Большой Курильской гряды, необходимо рассматривать как остаточный геосинклинальный прогиб некогда единого позднекайнозойского геосинклинального бассейна, протягивавшегося через район Большой гряды островов в пределы Южно-Охотской впадины. Правда, при такой оценке его структурного положения следует иметь в виду, что в результате средне-позднеплиоценовых опусканий земной поверхности в районе Большой Курильской гряды и значительных погружений гряды на протяжении четвертичного периода в зоне Малой гряды островов рассматриваемая структура может классифицироваться и как наложенная впадина позднеогенового — четвертичного возраста. В этой ситуации определение тектонической природы межгрядовой депрессионной зоны, по-видимому, всецело зависит от того, каким из приведенных фактов будет отдано предпочтение, а это в конечном итоге определяется прежде всего целью поставленного исследования.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

Мнения о современной тектонической позиции Курило-Камчатского глубоководного желоба не менее разнообразны, нежели представления о геологической природе всей островной системы. Достаточно сказать, что он рассматривается то в качестве синклинали четвертичной геосинклинальной системы (Удинцев, 1955б), то в качестве прогиба — передового (Власов, 1958б), предгорного (Алексейчик и др., 1961), современного геосинклинального (Пушаровский, 1972; Тектоника Евразии, 1966).

Определение структурного положения Курило-Камчатского глубоководного желоба в пределах позднекайнозойской геосинклинальной системы затруднено отсутствием прямых геологических данных об особенностях его строения хотя бы на отдельных участках. Такое же положение, к сожалению, сложилось и в вопросе о геологическом строении других глубоководных желобов. Едва ли не единственным исключением в этом отношении является только Яванский глубоководный желоб, который окаймляет с юга поднятие Индонезийской тектонической области, а в северо-западном направлении непосредственно переходит в Предараканский краевой прогиб Бирманской кайнозойской складчатой зоны (Тектоника Евразии, 1966). Основываясь на приведенном факте, можно, казалось бы, предположить, что и другие глубоководные желоба представляют собой своеобразные тектонические структуры, которые при вступлении островных систем в орогенную стадию (возникновение складчатых областей) превращаются в структуры типа краевых прогибов. Такой вывод, однако, представляется неправомерным, и вот почему.

Известно, во-первых, что краевые прогибы возникают обычно перед фронтом складчатых сооружений лишь на заключительных этапах их формирования (Белоусов, 1954; Ханн, 1964, и др.), т. е. в складчатых системах они являются наиболее молодыми и тектоническими элементами. В противоположность этому глубоководные желоба¹, как мы увидим ниже, в ряде случаев являются, скорее всего, более древними структурными образованиями, нежели окаймляемые ими геантиклинальные поднятия островных дуг. Эта точка зрения весьма вероятна по отношению к глубоководным желобам в их современном морфологическом выражении и тем более справедлива для палеожелобов, которые располагались ближе к континенту, чем современные (Пушаровский, 1972).

¹ Имеются в виду только желоба, расположенные по периферии впадины Тихого океана, т. е. так называемые фронтальные структуры Тихоокеанского тектонического пояса (Пушаровский, 1972).

Во-вторых, в последнее время появляется все больше данных, убеждающих в наличии значительного сходства отложений современных глубоководных желобов с глубоководными образованиями палеозойских и мезозойских океанических геосинклиналей (талассогеосинклиналей), существование которых в пределах Тихоокеанского тектонического пояса в эти интервалы времени является установленным фактом (Богданов, 1966, 1969). Хотя мощность отложений в пределах желобов обычно несравнимо меньше мощности древних талассогеосинклинальных комплексов, океанические геосинклинали тем не менее, скорее всего, соответствуют тому же типу тектонических структур, к которому принадлежат и современные глубоководные желоба. Но если это так, то нужно прийти к выводу, что на месте древних глубоководных желобов (талассогеосинклиналей) в последующем формировались геоантиклинальные поднятия островных дуг (Новая Гвинея, Филиппины) или наиболее эродированные, ныне приосевые зоны кайнозойских складчатых областей (Сахалин, Корякское нагорье, Калифорния и др.), а не структуры типа краевых прогибов. Следовательно, в ходе своего развития глубоководные желоба могут эволюционировать, по-видимому, в самых разных направлениях.

На основании этих данных следует, что современные глубоководные желоба можно рассматривать только как структуры океанического, но отнюдь не континентального ряда. Поскольку они лишь частично заполнены пликативно недислоцированными отложениями и являются наиболее погруженными структурами современных периокеанических геосинклинальных систем, необходимо согласиться с теми исследователями, которые рассматривают их в качестве современных некомпенсированных геосинклинальных прогибов (Пуцаровский, 1972; Удинцев, Яншин, 1966; Тектоническая карта Евразии, 1966, и др.). Как мы увидим далее, в структуре позднекайнозойских геосинклинальных систем глубоководные желоба представляют собой тектонические элементы, унаследованные от предшествующих этапов развития этих областей.

Таким образом, Курило-Камчатский глубоководный желоб является фронтальным (по отношению к океану) геосинклинальным прогибом Курильской позднекайнозойской геосинклинальной системы. Его тектоническое своеобразие состоит в том, что в своей северо-западной части желоб подстилается континентальным мегаблоком коры, а в юго-восточной — океаническим. Это позволяет рассматривать глубоководный желоб как пограничную структуру между прилегающим участком Евразии и впадиной Тихого океана. Территориальная приуроченность северо-западного склона желоба к выходу на поверхность дна системы сколов сейсмофокальной зоны и антиизостатический характер происходящих здесь новейших перемещений поверхности твердой оболочки Земли позволяют думать, что Курило-Камчатский глубоководный желоб представляет собой не просто глубокий синклинальный прогиб, а, по-видимому, край океанической плиты, опущенный и подмятый под надвигающийся континент, фронтальная часть которого выражена здесь поднятием Курильской островной дуги.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЮЖНО-ОХОТСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

Значительным разнообразием характеризуются и существующие представления относительно тектонической позиции Южно-Охотской (Курильской) глубоководной впадины. Вот далеко не полный перечень мнений по этому вопросу: синклиналь четвертичной геосинклинальной системы (Удинцев, 1955б); внутренняя впадина или краевая прогиб альпийской складчатой области (Власов, 1958б); краевая впадина (Алексейчик и др., 1961); развивающийся мегасинклинорий (Алексейчик и др.,

1963); зона начальной стадии океанизации земной коры (Петрушевский, 1964); тыловой или краевой прогиб (Кропоткин, Шахварстова, 1965); возможный прообраз будущего срединного массива (Красный, 1966); современная геосинклинальная котловина (Удинцев, Яншин, 1966; Пущаровский, 1972) и др. Нетрудно видеть, что упомянутые авторы исходят при этом из существенно различных теоретических посылок. Если одни из них (большинство) при определении структурного положения впадины основываются на структурных особенностях района Курильских островов, рассматривая его или в качестве продолжающей развиваться кайнозойской геосинклинальной системы, или в качестве альпийской складчатой области, то другие во главу угла ставят или реконструируемую геологическую историю района, или, иногда, прогнозируемую и на будущее. Каждая из всех предпосылок вполне оправдана целью исследований, тем не менее предпочтение следует отдать выводам тех авторов, которые исходили из выяснения структурных соотношений между основными тектоническими элементами района. Данные же исторической геологии, несомненно расширяя круг наших знаний об изучаемых объектах, все же вряд ли могут претендовать на определяющую роль при выяснении их геологической природы, поскольку по своей сущности они далеко не всегда имеют однозначное толкование.

Если не подвергать сомнению принадлежность Курильской островной системы к ряду позднекайнозойских периокеанических геосинклинальных областей, то Южно-Охотскую глубокоководную впадину необходимо рассматривать в качестве геосинклинальной котловины. Как будет показано ниже, эта впадина имеет молодой, позднекайнозойский, возраст. Следовательно, она является новообразованной геосинклинальной котловиной. По геолого-геофизическим данным можно предполагать, что в процессе своего развития впадина последовательно расширялась в северо-западном направлении в результате прогибаний юго-восточных краев Охотоморской плиты.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

Изложенные в предшествующих разделах материалы свидетельствуют о существовании серьезных несоответствий между данными геофизических и геологических исследований, характеризующих структуру Курильского геантисинклинального поднятия по его простирацию. Особенно отчетливо это проявлено в районе Большой гряды островов, которая в силу большей приподнятости над уровнем моря на всем своем протяжении изучена геологическими методами несравненно полнее, нежели зона Малой Курильской гряды и подводного хребта Витязь. Суть основных противоречий, возникающих при совместном параллельном рассмотрении геофизических и геологических материалов по району Большой Курильской гряды, кратко сводится к следующему.

Как видно на рис. 47, земная кора фланговых и центрального звеньев Большокурильского поднятия существенно различна как по общей мощности, так и по особенностям внутреннего строения, отвечая соответственно близким к континентальному и океаническому типам. Именно этот факт обычно является решающим для обоснования представлений как о новейшей океанизации земной коры центрального звена поднятия, так и об отставании его от фланговых звеньев в процессе общей так называемой континентализации коры района. Однако вряд ли эта, безусловно очень важная, особенность глубинного поднятия Большой Курильской гряды может помочь однозначному решению вопроса о геологической природе гряды в целом без привлечения материалов о при-

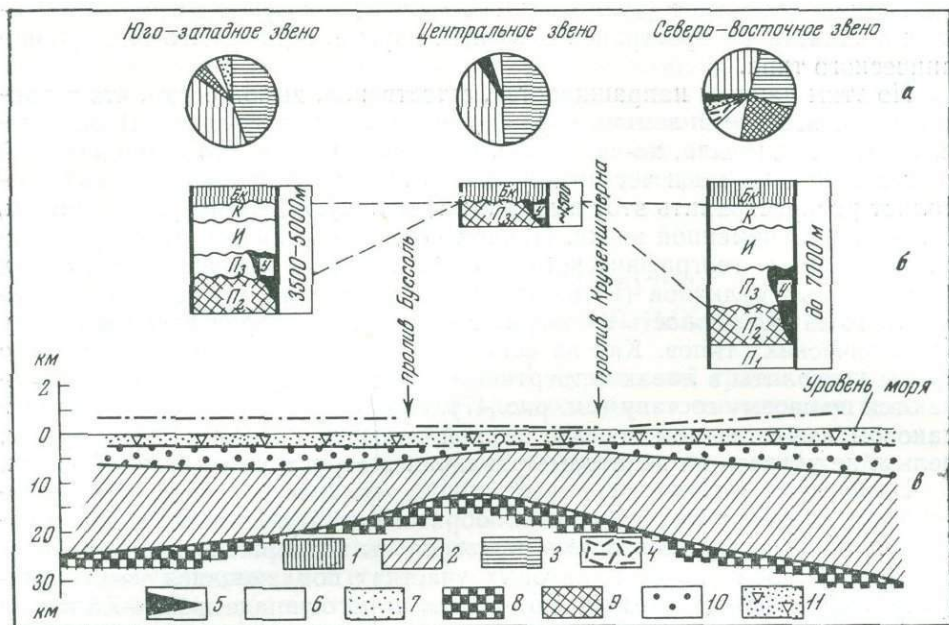


Рис. 47. Геолого-геофизические особенности продольного профиля Большой Курильской гряды

а. Петрографические типы ксенолитов в четвертичных лавах (по Р. И. Родионовой и В. И. Федорченко): 1 — роговики, кварциты, окварцеванные породы; 2 — основные сланцы; 3 — габбро, анортозиты, диабазы, диориты; 4 — эгирин-авгитовые породы; 5 — гранитоиды; 6 — основные и ультраосновные гранулиты; 7 — горнблендиты, амфиболиты.

б. Вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы: П — Парамуширский (толщи П₁ — нижняя; П₂ — средняя; П₃ — верхняя); У — Урупский; К — Кунаширский; Бк — Больше-Курильский. в. Глубинная структура: 8 — мантия; 9 — «консолидированная» кора; 10 — уплотненные породы «осадочного» слоя; 11 — рыхлые осадки. Штрих-пунктирная линия на разрезе соответствует средним высотам выходов пород фундамента наземных вулканических построек

поверхностной структуре этого сооружения. Главная роль среди них несомненно принадлежит геологическим исследованиям в пределах островной суши. Если же обратиться к рассмотрению последних, что по непонятным причинам обычно игнорируется, то, казалось бы, неподдающийся решению вопрос получает достаточно определенное освещение.

Ранее уже отмечалось, что практически повсеместным распространением в пределах Большой Курильской гряды пользуются вулканогенно-осадочные и эффузивные образования раннемиоценового возраста (средняя толща Парамуширского комплекса). Хотя характер субстрата, на котором они формировались, и не вполне ясен, важно, что в пределах всех звеньев гряды состав магматических продуктов в целом выдерживается при некотором, совершенно незакономерном, колебании соотношения кислых и основных продуктов. Так, если на о. Кунашир кислые вулканические породы в составе этой толщи превалируют, а на о. Уруп составляют примерно около 50% объема всех извергнутых в это время продуктов, то на о. Итуруп они практически вообще отсутствуют. Это тем более удивительно, что в пределах островов Парамушир и Шумшу, где земная кора в ее современной структуре более всего соответствует континентальному типу, кислые вулканические породы составляют не более 20—30% объема рассматриваемой толщи, тогда как на островах центрального звена гряды (кора близка к океаническому типу!) — до 40% и более. Следует добавить, что общее сходство вещественного состава раннемиоценовых вулканитов в пределах всех звеньев поднятия Большой Курильской гряды дополнительно подчеркивается и распространением среднемиоценовых интрузивных тел габбро-диорит-гранитоидного состава.

ва. Причем последние (гранитоиды) известны и на ряде островов, лежащих в области распространения земной коры океанического или субокеанического типа.

По этим данным напрашивается, естественно, вывод о том, что в раннемиоценовое время земная кора по вещественному составу (!) в пределах всей гряды была, по-видимому, однотипной. Более того, одинаковый состав плиоценовых и четвертичных лав на островах всех звеньев¹ позволяет распространить этот вывод и на последующий интервал времени, вплоть до современной эпохи. Причем его правомерность подтверждается характером географического распространения ксенолитов в лавах четвертичных вулканов (Родионова, Федорченко, 1971): отсутствует какая-либо закономерность в содержании среди них пород различных петрографических типов. Как на фланговых, так и на центральном звене гряды ксенолиты в лавах четвертичных вулканов практически не различаются по своему составу (см. рис. 47). Однако говоря примерно об одинаковом вещественном составе земной коры в пределах всей гряды, нельзя не указать на некоторые различия в структуре ее верхней части.

Выше уже отмечалось, что общая мощность палеоген(?)—неогеновых вулканогенно-осадочных образований и ее внутренняя структура по простиранию Большекурильской зоны подвержены значительным изменениям. Если на ее фланговых участках подпадающаяся учету мощность этой толщи составляет 3,5—5,0 км на юго-западе и 7,0—7,5 км на северо-востоке, то в районе центральной части зоны она не превышает 1,5—2,0 км. Это также коррелируется с характером изменения мощностей «осадочного» слоя земной коры по материалам геофизических исследований. Важнейшие различия в структуре толщи сводятся прежде всего к наличию в ее разрезе на островах центрального участка крупного стратиграфического перерыва, примерно соответствующего интервалу времени от конца раннего миоцена до середины плиоцена (см. рис. 47).

Таким образом, начиная по крайней мере с раннего миоцена и до настоящего времени земная кора в пределах в с ей зоны Большой Курильской гряды, вероятнее всего, характеризуется е с л и н е о д и н а к о в ы м, то очень сходным петрографическим составом слагающих ее пород. В то же время ее центральное звено по особенностям геологического развития существенно отличается от фланговых участков. Стратиграфический перерыв в разрезе толщи палеоген(?)—неогеновых образований свидетельствует о том, что район центрального звена гряды дольше находится над уровнем моря, чем ее фланги, или же во всяком случае о том, что в интервале времени с конца раннего миоцена до середины плиоцена в этой части бассейна седиментации существовали мощные придонные течения, отлагавшие весь материал в смежных депрессионных зонах. Можно вполне определенно утверждать, что район центрального звена Большой Курильской гряды на протяжении всего неогенового периода находился в условиях прогибания земной поверхности, но н е д о л ь ш е, чем ее юго-западное и северо-восточное звенья. Если это имело место, то не приходится говорить о каком бы то ни было «отставании» центрального звена в процессе формирования земной коры района, если даже и понимать это формирование как «континентализацию» ранее существовавшей здесь коры океанического типа (Васильковский, 1962, 1963, 1968; Марков и др., 1967; Марков, 1969; Сычев, 1969, и др.). Гипсометрически высокое положение подошвы земной коры под центральным звеном гряды в этом случае может быть, на наш взгляд, наиболее обоснованно объяснено недавним воздыманием поверхности Мохоровичича.

¹ Здесь не имеется в виду изменение состава лав в направлении, поперечном по отношению к простиранию гряды. Известно (Горшков, 1967), что вулканы, расположенные на северо-западе гряды, характеризуются излияниями более щелочных лав, нежели их юго-восточные соседи. Эта закономерность прослеживается на протяжении всей гряды и не противоречит сделанному заключению.

Следовательно, говоря о земной коре района Большой Курильской гряды, приходится отмечать ее выдержанный петрографический состав по простираанию гряды и в то же время констатировать значительные различия, которые вырисовываются в строении центрального и фланговых звеньев по материалам геофизических исследований. Другими словами, здесь существуют явные противоречия, обусловленные различным толкованием понятия «земная кора» в геолого-петрографическом и геофизическом аспектах.

ПОПЕРЕЧНЫЕ СТРУКТУРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕЖОСТРОВНЫХ ПРОЛИВОВ

На ряде крупных островов Большой Курильской гряды установлены или с большой долей вероятности предполагаются поперечные тектонические структуры типа грабенов, формирование которых связано с проявлением вертикальных перемещений по системе поперечных разломов (Апродов, 1964; Туезов и др., 1968). Такие структуры занимают, как правило, небольшие площади островной суши и нередко выполнены рыхлыми морскими отложениями четвертичного возраста (преимущественно переотложенные пемзы и песок).

Если существование структур подобного типа в пределах островных глыб не вызывает сомнений, то наличие их в районах, залитых водами океана, также должно быть призвано вероятным, хотя далеко и не бесспорным в ряде случаев. Это прежде всего относится к районам межостровных проливов.

А. В. Горячев (1960) одним из первых коснулся вопроса о структурах межостровных проливов. Он классифицировал их как синклинальные прогибы, разделяющие антиклинальные поднятия островов. Однако, как показали более поздние исследования, острада представляют собой совокупность тектонических блоков, в которых обнаружены фрагменты как антиклинальных, так и синклинальных структурных форм. На основании этого можно ожидать, что и межостровные проливы характеризуются структурой гораздо более сложной, нежели простые синклинальные складки. Косвенные свидетельства в пользу такого предположения в ряде случаев заключены в характере тектонической структуры островных блоков. Это прежде всего наблюдающиеся иногда воздымания шарниров антиклинальных структур в сторону проливов и срезание береговыми линиями этих последних почти под прямым углом структурных форм палеоген (?)-неогеновых комплексов островной суши (Желубовский, 1964а).

Позднее (Сергеев, 1966) было высказано предположение о том, что Большая Курильская гряда характеризуется преимущественно глыбовым строением и состоит из ряда горстовых поднятий (островные блоки), разделенных грабенами межостровных проливов. Нужно, правда, заметить, что наличие крупных поперечных разломов по совокупности геологических, геоморфологических и геофизических данных достаточно определенно установлено только для районов проливов Буссоль и Крузенштерна (Аверьянова и др., 1966; Апродов, 1964; Кропоткин, Власов, 1960, и др.), тогда как для других проливов это всего лишь более или менее обоснованные предположения. Здесь, видимо, уместно сказать, что ни количество предполагаемых разломов, ни тем более местоположение последних, равно как характер и амплитуды возможных по ним смещений вскрытых на островах толщ, не могут быть определены со сколько-нибудь значительной достоверностью.

В. И. Федорченко и Б. Н. Пискунов (1975) считают, и с этим трудно не согласиться, что в четвертичный период Большая Курильская гряда испытала значительное сводовое воздымание. В этом случае районы

межостровных проливов в тектоническом аспекте представляют собой зоны новейших проседаний земной коры, т. е. четвертичные грабены. Принимая такую точку зрения на генезис межостровных проливов, нельзя считать, что их современные поперечные размеры или глубины хоть в какой-то мере характеризуют масштабы проседаний. Следует иметь в виду, что упомянутые характеристики являются в известной мере результатом деятельности приливно-отливных течений, скорость которых в проливах достигает 30 см/сек и более (Атлас Сахалинской области, 1967).

СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ

Для решения вопроса о структурно-тектоническом контроле локализации четвертичных вулканических построек необходимо выяснить расположение их относительно складчатых структур фундамента и дизъюнктивных дислокаций.

Как уже неоднократно упоминалось выше, пликативные формы дислокаций толщи палеоген(?)—неогеновых отложений в зоне распространения четвертичных вулканов (Большая Курильская гряда) выражены настолько нечетко, что откартировать антиклинальные или синклинальные структуры даже в пределах островной суши, как правило, невозможно. Это обстоятельство само по себе уже заставляет сомневаться в наличии каких-либо связей между расположением четвертичных вулканов и характером складчатых структур их фундамента. И действительно, вулканические постройки расположены как на участках моноклинального залегания пород фундамента (например, вулкан Рудакова на о. Уруп, вулкан Руруй на о. Кунашир, группа вулканов хребта Карпинского на о. Парамушир), так и там, где в фундаменте намечаются пологие антиклинальные и синклинальные изгибы слоев (вулкан Тятя на о. Кунашир, вулканы хребта Грозный на о. Итуруп и др.). В ряде случаев вулканические хребты, образованные тесно слившимися вулканическими постройками, ориентированы косо по отношению к простиранию толщ фундамента; это еще более подчеркивает независимость расположения четвертичных вулканических центров от характера складчатых форм фундамента.

Роль разломов фундамента в контроле расположения четвертичных вулканов выражается в следующем.

Многие исследователи, основываясь на известной работе А. Н. Заварицкого (1973), полагают, что положение четвертичных вулканических построек контролируется продольными и поперечными разломами их палеоген(?)—неогенового фундамента (Горшков, 1958; Горшков и др., 1964; Мархинин, 1959, и др.). Однако обычно при таком рассмотрении опускается вопрос о геологических особенностях вулканоконтролирующих разломов, что затрудняет понимание мыслей автора.

Если говорить о разломах фундамента, сопровождающихся перемещениями вдоль них смежных крыльев, то можно утверждать, что достоверно установленные разломы этого типа характеризуются отсутствием четвертичных вулканических проявлений, тогда как на продолжениях осевых линий вулканических хребтов обычно не наблюдается сколько-нибудь заметных дизъюнктивных дислокаций. Более того, вулканические хребты или ряды вулканов нередко расположены так, что их простирание отклоняется от установленных разломов фундамента до 30—40° (хребты Вернадского и Карпинского на о. Парамушир). Проблематичность связи между расположением вулканов и разломами фундамента, характеризующимися теми или иными смещениями пород, подчеркивается еще и тем, что в зонах таких разломов обычно отсут-

ствуют и реликты дочетвертичных вулканических построек, хотя для многих из них определенно установлен довольно древний (до раннего миоцена включительно) возраст (Сергеев, 1966; Стрельцов, 1970б; Тузов и др., 1968).

Необходимо, по-видимому, допустить, что четвертичные вулканы географически и структурно тяготеют лишь к таким своеобразным расколам фундамента, которые, не обнаруживая сколько-нибудь заметных смещений по ним пород, характеризуются наличием зон интенсивной трещиноватости и пропилитизации неогеновых образований. Если разломы первого из упомянутых типов на заключительных стадиях своего развития характеризовались преимущественно взбросо-сдвиговыми смещениями крыльев, то вулканоконтролирующие разломы проявляли себя лишь как зоны повышенной проницаемости для поступающих с глубин магматических расплавов и гидротермальных растворов.

Сказанное отнюдь не означает необходимости противопоставления разломов одного типа другому. Можно предполагать, что взбросо-сдвиговые дислокации на ранних этапах своего развития, по-видимому, нередко также представляли собой структурные формы, возникающие в условиях растяжения земной коры, как это принимается и для современных вулканоконтролирующих разломов. Определенные свидетельства правомерности такого предположения можно видеть, например, в приуроченности к зонам взбросо-сдвиговых дислокаций участков пропилитизированных в ранне-среднемиоценовое время пород, а также среднемиоценовых интрузивных тел формации кварцевых диоритов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

Особенности глубинной структуры Курильской островной системы, вещественный состав слагающих ее комплексов и характер их дислоцированности позволяют с той или иной степенью достоверности представить характер и последовательность геологических процессов, которые в конечном итоге и привели к формированию структуры Курильской островной системы в ее современном выражении. К сожалению, геологическая история этой системы может быть прослежена лишь в очень ограниченном интервале времени, начиная со второй половины мелового периода. Данные о более ранних этапах ее развития крайне отрывочны. Тем не менее на основании изучения ксенолитов в лавах четвертичных вулканов и Матакотанского вулканогенно-осадочного комплекса, а также галек неизвестных на Курильских островах пород, встречающихся в отложениях верхнемелового возраста, представляется возможным высказать некоторые соображения и о доверхнемеловой геологической истории. Необходимость рассматривания этого вопроса дополнительно диктуется сведениями (часто противоречивыми) об особенностях строения наиболее поднятых участков системы, территориально приуроченных к о. Хоккайдо и п-ову Камчатка.

О ВЕРОЯТНОЙ ДОПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОБЛАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

Многие геологи, как известно, выдвигают тезис о том, что островные дуги (геоантиклинальные поднятия островных систем. — К. С.) не имеют «континентальной» предыстории, а представляют собой продукт необратимого процесса эволюции океанической коры¹ (Васильковский, 1962, 1963; Павловский, 1953; Сычев, 1966, и др.). Наиболее отчетливо эту мысль, пожалуй, проводит Н. П. Васильковский (1963), который подчеркивает, что островные дуги «...всегда зарождаются на океанической коре и являются областями весьма длительного и необратимого процесса превращения океанической коры в континентальную путем зарождения и развития гранитного слоя» (стр. 559).

Отнюдь не отрицая возможности протекания на Земле процессов, приводящих к видоизменению «океанической» коры и превращению ее в кору «континентального» типа, мы должны тем не менее руководствоваться при оценке общей эволюции земной коры в той или иной тектонической области такими материалами, которые могли бы дать на этот вопрос вполне определенный и однозначный ответ. Здесь нужно сразу же отметить, что такие материалы по островным системам Восточной Азии,

¹ Как справедливо указывает Ю. А. Косыгин (1969), в этом случае логически более правильным было бы употребление вместо термина «кора» понятия «осадочная оболочка», что по сути дела синонимично термину «земная кора» в его геолого-петрографическом понимании.

насколько это известно автору, отсутствуют. Не останавливаясь на освещении проблемы островных дуг в целом, о чем речь пойдет ниже, постараемся рассмотреть здесь лишь те немногочисленные данные, которые хоть в какой-то мере проливают свет на вещественный состав глубоких горизонтов земной коры Курильской островной системы, перекрытых ранее охарактеризованными структурно-вещественными комплексами верхнего мела и кайнозоя.

При описании включений в лавах четвертичных вулканов Курильских островов отмечалось, что среди ксенолитов значительным распространением (около 15% изученных образцов) пользуются метаморфические и кристаллические сланцы, наряду с которыми встречаются и гранитогнейсы (Родионова, Федорченко, 1971). Подобные образования в доступной для непосредственного изучения части коры здесь неизвестны, поэтому можно думать, что они являются представителями тех ее горизонтов, которые правомерно рассматривать в качестве основания или фундамента островной системы по крайней мере в пределах Большекурильской структурно-формационной зоны. Судя по минералогическому составу пород (см. табл. 22), это основание представлено здесь комплексом метаморфических образований, какие обычно слагают фундамент, и многих внутриконтинентальных складчатых областей. Правда, сторонники гипотезы возникновения Курильского островного поднятия на «океанической» коре могут прокомментировать этот вывод так, что эти породы являются представителями ныне формирующегося здесь на глубине «гранитного» слоя коры. По-видимому, это не так, поскольку такие же породы встречаются и в лавах верхнемелового Матакотанского структурно-вещественного комплекса на Тихоокеанском побережье о. Шикотан, т. е. в той самой части стратиграфического разреза островной системы, которая, как предполагается, соответствует периоду заложения системы на коре океанического типа (Васильковский, Худяков, 1966; Марков и др., 1967). На основании сказанного автор считает более обоснованными представления тех исследователей (Желубовский, 1964б; Рудич, 1962), которые еще задолго до получения приведенных здесь данных считали, что под структурами Большой и Малой Курильских гряд, аналогично ряду районов Камчатки и Японии, существует складчатый фундамент доверхнемелового (герцинского или мезозойского) возраста, переработанных последующими тектоническими движениями (Геология СССР..., т. XXXI, ч. I, 1964; Geology of Japan, 1963).

Следует напомнить, что на юго-восточном побережье о. Шикотан кроме ксенолитов гранитоидов, о которых упоминалось выше, достаточно широко распространены и гальки такого же состава с вероятным юго-восточным источником сноса (Сергеев, Стрельцов, 1970), а на северо-западном побережье о. Итуруп встречено русло раннемиоценового водотока с гальками гнейсов и гранитогнейсов, безусловно принесенными со стороны Охотского моря (Неверов и др., 1963). Следовательно, насколько об этом можно судить по палеогеографическим данным, складчатый фундамент системы с такими сугубо «континентальными» породами, как граниты, гранитогнейсы, гнейсы, кристаллические и разнообразные метаморфические сланцы, еще в предверхнемеловую эпоху выходил на дневную поверхность к юго-востоку от современного местоположения островов Малой гряды. Северо-западнее островов Большой гряды он, видимо, возвышался над уровнем моря вплоть до начала или даже середины неогенового периода.

О существовании на месте современной Курильской островной системы в предподнемеловую эпоху структур континентального типа свидетельствуют, таким образом, достаточно представительные геологические материалы. Правда, такое заключение с позиций сторонников гипотезы необратимого развития земной коры находится в противоречии

с материалами геофизических исследований, согласно которым «...непосредственно на «базальтовом» слое земной коры здесь распространен слой, выходящий на поверхность и, очевидно, состоящий преимущественно из вулканогенных образований» (Марков и др., 1967, стр. 209). Однако эта гипотеза, во-первых, не может считаться более обоснованной фактическим материалом, нежели гипотеза, предполагающая возможность видоизменения структуры земной коры¹ (в характеристиках геофизических методов исследования) не только с преобразованием ее «океанического» типа в «континентальный», но и наоборот. Во-вторых, в последнее время появляется все больше данных о несоответствиях внутрикоровых сейсмических и петрографических границ раздела (Грачев и др., 1960; Косыгин, 1969; Субботин и др., 1963, и др.). Это еще раз подчеркивает неправомочность рассмотрения слоев земной коры, устанавливаемых геофизическими методами в качестве тел с вполне определенным литолого-петрографическим составом. Прекрасной иллюстрацией этому могут служить результаты изучения структуры земной коры на Урале, где геологическая природа границ, устанавливаемых по скоростям прохождения упругих волн и плотностям горных пород на глубине 1 км, «...не выяснена даже там, где имеются данные бурения и результаты исследования физических свойств горных пород» (Халевин, Таврин, 1965, стр. 64). Поэтому отмеченное противоречие, на наш взгляд, не может служить основанием для игнорирования палеогеографических данных и материалов изучения пород, вынесенных магматическими расплавами непосредственно из глубоких горизонтов земной коры островной системы.

Определенные выводы о характере доверхнемеловой структуры Курильской островной системы могут быть сделаны также и путем сравнения ее с другими островными системами Восточной Азии.

Поразительное сходство входящих в островные системы глубоководных желобов, даже расположенных на значительном удалении один от другого, не оставляет сомнений в том, что все они формировались в сходных тектонических условиях и представляют собой достаточно древние структурные элементы (Петрушевский, 1964). В таком случае трудно, очевидно, ожидать и сколько-нибудь существенных различий в геологической истории островных поднятий, структурно и историко-геологически связанных с желобами.

Действительно, как показывают материалы японских геологов (Геол. развитие Японских островов, 1968; Minato et al., 1956), наблюдается очень большое сходство в последовательности и характере геологических событий, протекавших начиная по крайней мере с конца мелового периода в Курильской островной системе и в тектонической системе дуги Северного Хонсю. На этом основании можно предположить, что и условия заложения обеих систем были достаточно близкими, т. е., изучив допозднемеловую историю развития дуги Северного Хонсю, видимо, возможно с большой долей вероятности представить себе ситуацию, имевшую место в это время и в районе Курильской островной системы.

Для дуги Северное Хонсю можно считать установленным (Minato et al., 1956), что ее внешняя (Притихоокеанская) зона в результате проявления позднемезозойской (предпозднемеловой) складчатости из области морской седиментации была преобразована в область размыва, а существовавший здесь позднее позднемеловой прогиб был заложен уже на консолидированном этими движениями мезозойском складчатом основании. Внутренняя же (Припономорская) зона после длительного пребывания в условиях континентального развития была вовлечена в сферу морской седиментации лишь в начале неогенового периода; при

¹ Автор вынужден оперировать здесь такими несовместимыми понятиями, как «складчатый фундамент», с одной стороны, и «кора океанического типа», «гранитный слой» — с другой, так как именно такие понятия употребляются в упомянутых работах.

этом неогеновые прогибы закладывались здесь непосредственно на палеозойском складчатом основании. Следовательно, к началу позднемеловой эпохи тектоническая система дуги Северное Хонсю представляла собой консолидированный позднепалеозойскими и мезозойскими движениями блок «осадочной оболочки», выведенный из-под уровня моря. Другими словами, в это время здесь существовала такая же обстановка, какая предположительно была намечена выше и для Курильской островной системы.

В заключение раздела дополнительно можно только отметить, что существование под Курильскими островами фундамента, частично сложенного породами кислого состава, подтверждается не только составом ксенолитов в неоген-четвертичных лавах, но и петрографическими особенностями самих лав. Как уже было отмечено, кроме базальтов и андезитов здесь широко распространены кислые продукты вулканизма — дациты и риолиты. Особенно широко развиты они среди вулканитов раннемиоценового и позднемиоценового — плиоценового возраста.

Общеизвестно, что кислые эффузивы встречаются и в областях распространения базальтоидного вулканизма, несомненно связанных с корой океанического типа, например в Исландии и на Гавайских островах. Однако там их количество никогда не превышает первых процентов объема общей массы излившихся пород, а сам факт появления может быть удовлетворительно объяснен дифференциацией базальтовой магмы в неглубоких промежуточных очагах. Образование же мощных вулканических толщ, почти нацело сложенных кислыми породами, какие, например, наблюдаются на о. Кунашир, в областях с достоверно океаническим строением земной коры неизвестны. Следовательно, присутствие таких толщ на островах Большой Курильской гряды является подтверждением существования в ее пределах на определенной глубине фундамента, сложенного в значительной мере богатыми кремнеземом породами — гранитами, гнейсами, метаморфическими сланцами.

Правомерность изложенных выше представлений существенно подкрепляется и залеганием комплексов отложений на фланговых участках Курильского островного поднятия с перерывом и угловым несогласием непосредственно на домезозойских метаморфических образованиях (п-ов Камчатка) или на породах нижнего палеозоя — мезозоя (о. Хоккайдо), метаморфизованных в различной степени.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Заключительные движения мезозойской складчатости к середине мелового периода (апт-альбское время) вывели из-под уровня моря восточные районы о. Хоккайдо, являющиеся непосредственным продолжением Курильского островного поднятия. Эти движения интенсивно проявились на огромной территории восточных окраин Азиатского континента (Северо-Восток СССР, Сихотэ-Алинь, Японские острова, Сахалин и, видимо, Камчатка), поэтому весьма правдоподобно выглядят представления, согласно которым суша восточных районов о. Хоккайдо являлась лишь незначительной частью массива суши, захватывавшего области Охотского моря, Курильских островов и частично акваторию океана (Геол. развитие Японских островов, 1968).

Только в начале кампанского времени южные районы Восточного Хоккайдо вновь были вовлечены в сферу морской седиментации. Заложенный здесь в это время прогиб на юго-западе смыкался с прогибом осевой зоны Центрального Хоккайдо, а в северо-восточном направлении протягивался в зону островов Малой Курильской гряды. Если даже

допустить (хотя это и маловероятно), что этот прогиб, видимо ограниченный по бортам крупными разломами, не достигал Восточной Камчатки, то и тогда его протяженность может быть оценена не менее чем в 400—500 км, тогда как ширина вряд ли превышала 50—100 км. О незначительной ширине прогиба можно судить, в частности, по следующим данным. Характер пространственного распространения литофаций и мощностей верхнемеловых отложений на Восточном Хоккайдо (Геол. развитие Японских островов, 1968) показывает, что северо-западная граница прогиба, видимо, совпадала с местоположением разлома, разделяющего Малокурильскую и Большемурильскую структурно-формационные зоны. Косвенно такой вывод подтверждается отсутствием отложений верхнемелового возраста в северных районах Хоккайдо, ближайших к о. Кунашир. По всей видимости, эти отложения отсутствуют и в зоне Большой Курильской гряды, поскольку мощность «надбазальтовых» образований земной коры сопоставима здесь с суммарной мощностью палеоген (?)—неогеновых и четвертичных комплексов (Сергеев, 1970). Участки суши, видимо, продолжали существовать вблизи островов Малой гряды и несколько юго-восточнее ее; на это указывает смена морских фаций Матакотанского структурно-вещественного комплекса континентальными в направлении с северо-запада на юго-восток (Сергеев, Стрельцов, 1970).

Заложение познемелового прогиба сопровождалось интенсивными проявлениями базальтоидного вулканизма, продукты которого образуют диабазовую формацию. В это же время происходило и формирование мелких интрузивных тел, образующих в совокупности габбро-диорит-диабазовую формацию. Вспышка вулканизма была сравнительно кратковременной, поскольку залегающие на описанном комплексе песчано-глинистые отложения Малокурильского комплекса бедны первичным вулканическим материалом. Они представлены главным образом мелководными морскими и прибрежно-морскими осадками и нередко содержат многочисленные растительные остатки. Выдержанность фаций и мощностей нижних толщ верхнемелового разреза на п-ове Немуро и в зоне Малой Курильской гряды свидетельствует о том, что на ранних стадиях развития прогиб на всем протяжении характеризовался однотипными тектоническими условиями. Некоторая дифференциация его наметилась лишь в конце мелового — начале палеогенового (?) периода, когда вновь резко усилившаяся вулканическая деятельность протекала на большей части прогиба в подводных условиях, а в северо-восточном районе (о. Шикотан) — в субаэральных. Одновременно с излияниями лав и выбросами туфового материала на глубине происходило формирование межпластовых интрузивных залежей (силлов). В отличие от «начального» (димитровского и матакотанского) вулканизма в это время происходил подъем щелочных базальтоидных расплавов с высоким содержанием калия. Вулканические породы, возникшие в результате их кристаллизации, по своим петрохимическим особенностям занимают промежуточное положение между андезитовым и трахиандезитовым формационными типами, приближаясь к последнему (Ноторо-Томаринский эффузивный комплекс). Интрузивные породы по упомянутому признаку тождественны довольно редкой ассоциации пород типа Марос-Хайвуд (Казакова и др., 1967) и образуют трахибазальтовую формацию, которая очень напоминает трахибазальтовые формационные типы континентального ряда. Этот факт может служить дополнением к ранее приведенным данным о некеанической природе познемелового прогиба Курильских островов, поскольку отмеченный формационный тип считается характерным для областей завершенной складчатости или древних платформ (Кузнецов, 1964).

Если предположить, что характер и последовательность геологических процессов на Восточном Хоккайдо отражали и последующую гео-

логическую историю Курильского островного поднятия, то необходимо прийти к заключению о смене преобладающих прогибов в зоне Малой гряды поднятиями в конце мелового — начале палеогенового периода. Материалы по геологии Восточного Хоккайдо (Matsui, 1962) свидетельствуют, что вся эта область на протяжении палеогенового периода находилась в условиях тектонической стабилизации. В это время в зоне ранее существовавшего поздне мелового прогиба существовали лишь изолированные впадины, в которых периодически накапливались маломощные толщи прибрежно-морских и континентальных образований. Аналогичные геологические условия характеризуют этот район и в неогеновый период.

Существенно иную геологическую историю переживала структурно-формационная зона Большой Курильской гряды. Выше уже отмечалось, что в поздне меловую эпоху здесь, видимо, существовала суша, протягивавшаяся в пределы современной акватории Охотского моря. Подобная же обстановка, насколько об этом можно говорить на основании геологических данных по Восточному Хоккайдо (Геол. развитие Японских островов, 1968), скорее всего, сохранялась и на протяжении всего палеогена. Только в конце палеогенового — начале неогенового периода здесь начались интенсивные прогибания, обусловленные раздроблением консолидированных комплексов и блоковыми перемещениями их крупных участков. Показательно, что именно этот рубеж был очень важной вехой в геологической истории всех островных систем Восточной Азии. В это время здесь были заложены системы крупных разломов, по которым значительные континентальные глыбы были глубоко опущены и вовлечены в сферу морской седиментации (Ван Беммелен, 1957; Власов, 1957; Геол. развитие Японских островов, 1968, и др.).

К началу неогенового периода прогибания, видимо, начавшиеся в северо-восточной части системы, захватили всю зону Большой Курильской гряды. В результате образовался крупнейший прогиб, протягивавшийся от Олюторского залива до Восточного Хоккайдо. Восточнее, отделяя прогиб от акватории Тихого океана, возвышались поднятия Малокурильской зоны. Крупный массив суши, по-видимому, продолжал существовать и в области Охотского моря, занимая значительную часть современной Южно-Охотской впадины. Это доказываются ориентировкой галек «экзотических» гранитоидных пород, встречающихся в отложениях ниже-среднемиоценового возраста (Неверов и др., 1964). В свете изложенного недостаточно убедительными выглядят представления о том, что «...уже с эоцена Камчатка и Курильские острова были отделены от Охотии прогибом, последовательное разрастание которого в южном направлении прослеживается с палеоцена» (Горячев, 1966, стр. 135). Более вероятно, что зона Большой Курильской гряды на протяжении всего палеогенового периода представляла собой часть единого массива суши, занимавшего всю акваторию Охотского моря, и лишь в раннем миоцене была вовлечена в прогибание. Именно заложением прогиба на месте ранее существовавшего континентального массива можно объяснить факт исключительно широкого распространения здесь раннемиоценовых лав и пирокластов дацит-риолитового состава, ассоциирующихся с обычными для этапов прогибаний базальтоидами.

На тех участках прогиба (преимущественно северо-восточные районы Большекурильской зоны), где прогибания начались, видимо, еще в конце олигоценного времени, первоначально накапливались мощные толщи морских песчано-глинистых отложений. Существенное изменение условий седиментации произошло на рубеже палеогенового и неогенового периодов, когда во всей зоне прогиба в подводных условиях начал проявляться базальтовый и дацит-риолитовый вулканизм. В процессе осадконакопления породы подвергались сильной пропилитизации, нередко приводившей к преобразованию базальтоидов в диабазы и даже спилиты,

а дацитов и риолитов — в альбитофиры и кварцевые кератофиры (Сергеев, 1963б). Накопившаяся в подобных условиях мощная толща терригенно-вулканогенных пород нижнемиоценового и частично среднемиоценового возраста (Парамуширский комплекс) соответствует столь характерной для островных систем формации «зеленых туфов» («Green tuff»). Процесс отложения осадков, исходных для пород этого комплекса, в конце раннемиоценового времени осложнился, по-видимому, кратковременным (для фланговых участков прогиба) выведением дна бассейна седиментации из-под уровня моря. Продолжительность этого перерыва в центральной части бассейна остается неустановленной ввиду отсутствия на островах среднего звена Большой Курильской гряды пород верхней толщи Парамуширского, а также Итурупского и Кунаширского комплексов. Следовательно, геологическая история упомянутого района в интервале времени с конца раннего миоцена и примерно до среднего плиоцена довольно гипотетична. В качестве примерно равноправных могут рассматриваться по крайней мере два следующих предположения: 1) район центрального звена гряды представлял собой в это время участок размывавшейся суши; 2) район находился в сфере морской седиментации, но ввиду отсутствия здесь проявлений вулканизма и возможного наличия сильных придонных течений осадки отмеченного возраста не отлагались (сносились в смежные участки прогиба).

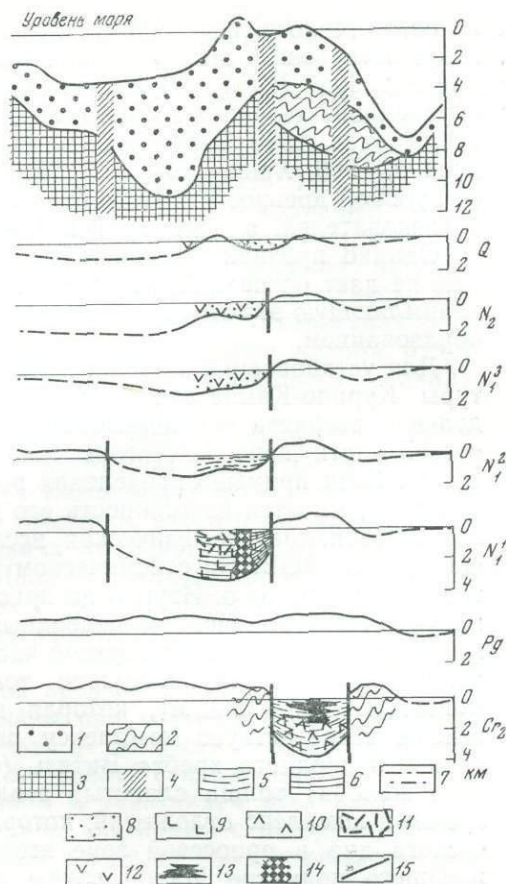
Примерно в середине среднемиоценового времени отложения комплекса повсеместно подверглись складчатым деформациям (среднемиоценовая складчатость). К этому же периоду относится и формирование интрузивных тел формации кварцевых диоритов. Сопровождавший отмеченные явления общий подъем земной поверхности привел к установлению в районе Большой Курильской гряды режима континентального развития. Последний существовал здесь, по-видимому, довольно длительное время: интрузивные породы, формировавшиеся в пре-итурупское время на глубинах не менее 1,5 км (Маракушев, Тарарин, 1964), присутствуют в нижних горизонтах Итурупского вулканогенно-осадочного комплекса уже в виде многочисленных галек и валунов. Другими словами, продолжительность среднемиоценового перерыва в осадконакоплении качественно может быть оценена тем, что за это время здесь была размыта толща ранее сформировавшихся пород мощностью, во всяком случае более 1500 м.

После отложения пород Итурупского комплекса дно бассейна седиментации на значительных площадях вновь было выведено из-под уровня моря. В результате этого в конце миоценовой эпохи здесь образовались крупные участки суши с отдельными заливами и лагунами, в которых вплоть до конца нижнеплиоценового времени отлагались пемзосодержащие породы Кунаширского вулканогенно-осадочного комплекса. Судя по нередко наблюдающемуся трансгрессивному налеганию нижней (плиоценовой) толщи Большокурильского комплекса на различные горизонты более древних образований, площадь суши в среднем и позднем плиоцене несколько уменьшилась. И только в конце плиоцена — начале четвертичного периода многие участки вновь были подняты над уровнем моря и гряда оформилась в виде поднятия, морфологически, по-видимому, близкого к современному. К этому интервалу времени относится также проявление последних значительных пликтивных дислокаций неогеновых пород.

Таким образом, подводя итог всему вышеизложенному, можно заключить, что с конца палеогенового — начала неогенового периода и до середины среднемиоценового времени в районе Большой Курильской гряды преобладали нисходящие перемещения земной поверхности. Позднее, вплоть до настоящего времени, значительную роль играли и восходящие движения, обусловившие в совокупности с интенсивно проявлявшимся вулканическим процессом, поставившим на поверхность

Рис. 48. Современная глубинная структура Курильской островной системы и палеогеологические профили

- 1 — «осадочный» слой земной коры;
- 2 — толща уплотненных осадков;
- 3 — «базальтовый» слой коры;
- 4 — важнейшие разломы;
- 5 — песчано-глинистая формация;
- 6 — осадочные комплексы формации «зеленых туфов»;
- 7 — кремнисто-диатомитовая формация;
- 8 — осадочные комплексы андезитовой формации;
- 9 — основные вулканиты формации «зеленых туфов»;
- 10 — породы диабазовой формации;
- 11 — кислые вулканиты формаций «зеленых туфов»;
- 12 — вулканические породы андезитовой формации;
- 13 — породы трахибазальтовой формации;
- 14 — интрузивные тела формации кварцевых дноритов;
- 15 — разломы



огромное количество глубинного материала, возникновение Большо-курильского поднятия. Формирование поднятия на месте Большой Курильской гряды сопровождалось перемещением оси ранее сформировавшегося здесь прогиба и расширением его в северо-западном направлении (рис. 48). Такой вывод, в частности, напрашивается на основании анализа мощностей «осадочного» слоя, который отчетливо показывает, что характер поведения изопахит никоим образом не согласуется с контурами современного прогиба, морфологически выраженного Южно-Охотской глубоководной впадиной. Очевидно, что последняя обособилась в современных границах лишь после формирования значительной части «седиментного» слоя гряды, наиболее древние горизонты которого, как указывалось, принадлежат здесь к нижнему миоцену и, возможно, верхнему олигоцену.

О ПРИРОДЕ И ВРЕМЕНИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

Вопрос о времени возникновения Курило-Камчатского глубоководного желоба, равно как и других глубоководных желобов периферии Тихого океана, неразрывно связан с проблемой возраста Тихоокеанской впадины¹. Эта проблема в свете новейших данных, полученных при про-

¹ Имеется в виду акватория Тихого океана, ограниченная так называемой андезитовой линией.

ведении геолого-геофизических, палеонтологических, биологических и гидрохимических исследований Мирового океана, недавно подробно рассмотрена Ю. М. Пушаровским (1972). Он убедительно показал справедливость ранее высказанных (Архангельский, 1941; Беляев, 1966; Виноградов, 1959, 1962; Зенкевич, 1971; Муратов, 1957, 1971; Удинцев, Яншин, 1966; Хаин, 1961, 1971; Stille, 1945—1946, и др.) представлений о глубокой древности Тихого океана, уходящей, по мнению большинства исследователей, в докембрийское время.

Однако признание значительной древности впадины Тихого океана еще не дает оснований, чтобы считать систему глубоководных желобов, окаймляющую эту впадину, столь же древним структурно-тектоническим образованием.

Для установления времени начала формирования современной структуры Курило-Камчатского глубоководного желоба необходимо определение возраста тех образований «осадочного» чехла, которые в его осевой части непосредственно налегают на «кристаллическую» часть коры¹. Хотя прямые определения возраста этих горизонтов и не проводились, имеется возможность его приблизительной оценки на основании материалов геофизических исследований, прежде всего сейсмических работ МОВ. На сейсмическом разрезе вдоль профиля VIII, протягивающегося от о. Итуруп до приосевой зоны глубоководного желоба, на участке, ограниченном подводным хребтом Витязь и наиболее прогнутой частью желоба, в верхней части осадочной оболочки фиксируется непрерывно прослеживаемая толща слоистых осадков переменной мощности (100—1000 м), которая по своим акустическим характеристикам соответствует комплексу рыхлых осадков. На юго-восточном склоне подводного хребта Витязь (северо-западный склон глубоководного желоба) толща слоистых осадков перекрывает акустически прозрачный комплекс отложений, который выходит на поверхность океанического дна в приосевой зоне этого хребта, непосредственно продолжающего поднятие Малой гряды Курильских островов. Поскольку в пределах последнего на дневной поверхности практически отсутствуют образования более молодые, чем верхнемеловые, с большой долей вероятности можно предполагать, что и породы акустически прозрачного комплекса на подводном хребте Витязь также, скорее всего, относятся к верхнему мелу.

Совместное рассмотрение результатов работ методами ГСЗ и МОВ приводит к выводу, что в осевой части желоба рыхлые осадки, видимо, непосредственно перекрывают консолидированную кору с «базальтовыми» скоростями распространения упругих волн. Другими словами, верхнемеловые отложения, которые, судя по району Малой Курильской гряды и подводного хребта Витязь, слагают акустически прозрачный сейсмический слой, здесь, скорее всего, выклиниваются. Следовательно, весь комплекс сейсмически слоистых осадков, выполняющих желоб, должен иметь послемеловой (кайнозойский) возраст. Начало формирования Курило-Камчатского глубоководного желоба по этому может быть ориентировочно отнесено к концу мелового — началу палеогенового периода.

Возраст современного Курило-Камчатского глубоководного желоба приблизительно также может быть оценен расчетным путем на основании наблюдающейся здесь скорости современного осадконакопления и общей мощности рыхлых отложений (осадков). Эта мощность в желобе в среднем может быть принята равной 1 км (скорость современного

¹ Это условие может быть достаточным только при справедливости следующих допущений: 1) кровля «кристаллической» коры соответствует реальной геологической поверхности в структуре осадочной оболочки; 2) эта поверхность является отражением коренного изменения тектонического режима (например, смена воздыманий земной поверхности прогибаниями).

осадконакопления составляет 1—3 см/1000 лет в его юго-западной части и 3—10 см/1000 лет — в северо-восточной) (Лисицын, 1971). Если допустить, что скорость современного осадконакопления здесь соответствует или близка к таковой в геологическом прошлом, то даже с учетом максимального уплотнения осадков после их отложения (Hamilton, 1959) время, необходимое для формирования комплекса рыхлых осадков, в юго-западной части желоба должно составлять 70—180 млн., а в северо-восточной — 20—70 млн. лет. Поскольку глубоководный желоб в его современном выражении представляет собой целостную тектоническую структуру, маловероятно, чтобы его геологическая история (в том числе и начало формирования) существенно различалась для разных участков. Поэтому можно думать, что наиболее вероятная расчетная величина, характеризующая начало формирования желоба, будет близка к 70 млн. лет; она также соответствует концу мелового — началу палеогенового периода.

Таким образом, по комплексу геолого-геофизических данных, заложение современной структуры Курило-Камчатского глубоководного желоба произошло, вероятнее всего, в конце мелового — начале палеогенового периода. Здесь необходимо отметить, что это же время заложения можно предполагать и для таких глубоководных желобов, как Идзу-Бонинский, Марианский, Яп и Палау (Удинцев, Яншин, 1966), если следовать известному предположению Г. Хесса (1952) о связи времени заложения желобов с появлением ультрабазитов в сопряженных с ними геоантиклинальных поднятиях.

Важные сведения об относительной древности или молодости глубоководных желобов могут быть получены при изучении населяющей их донной фауны. В этой связи здесь нельзя не привести следующее высказывание Л. А. Зенкевича (1971): «За время существования морской фауны она была свидетелем, спутником и участником всех изменений, происходящих в океане. Ни один вопрос, связанный с историей океана за время существования в нем животной жизни, не должен решаться без учета показаний этого свидетеля» (стр. 78).

Материалы океанологических исследований показывают, что фауна глубоководных желобов (ультраабиссальные зоны) отличается высокой степенью эндемизма, наиболее отчетливо проявленной на низких таксономических уровнях. Так, коэффициент видового сходства фауны абиссальной (ложе океана) и ультраабиссальной зон составляет всего лишь 6% (Беляев, 1966). По мнению Я. А. Бирштейна (1971), это объясняется тем, что в ультраабиссали могут существовать реликты древних фаунистических групп, вытесненных в свое время с мелководий более сильными организмами, а также группы, эволюция которых в условиях обособленных больших глубин зашла столь далеко, что появились новые виды, роды и даже семейства. Совершенно очевидно, что, хотя приведенные данные и не дают прямого ответа на вопрос о возрасте глубоководных желобов, они тем не менее бесспорно свидетельствуют об их значительной древности.

В последние годы в ряде районов Тихоокеанского сегмента Земли получены геолого-геофизические материалы, которые указывают на возможность миграции глубоководных желобов с течением времени в сторону океана (Гайнанов и др., 1974, Павлов, Семакин, 1973; Пушаровский, 1972; Shog, 1964). С этих позиций большой интерес вызывает крупный прогиб «консолидированной» коры, установленный работами ГСЗ на северо-западном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба; прогиб выполнен «уплотненными» осадками, возраст которых, видимо, не моложе, чем мезозойский, — так называемый Внешнекурильский прогиб (Беляевский, Родников, 1971). Не исключено, что эта структура представляет собой захороненный глубоководный желоб мезозойского или более древнего возраста. Если это предположение справедливо, то

современный Курило-Камчатский глубоководный желоб должен рассматриваться в качестве обновленного докайнозойского желоба, осевая зона которого ранее располагалась северо-западнее существующей ныне. Гравиметрические данные и сведения об изостатическом состоянии земной коры позволяют предполагать продолжение этого палеожелоба вдоль Камчатского и Корякского побережий примерно до широты мыса Наварин (Павлов, Семакин, 1973). Более того, работами Н. А. Богданова (1967, 1969) со всей определенностью доказано существование в пределах современных островных дуг (поднятий) палеозойских и ранне-мезозойских талассогеосинклиналей, отложения которых напоминают отложения современных глубоководных желобов. Эти данные, следовательно, могут служить косвенными свидетельствами того, что глубоководные желоба по периферии Тихого океана, видимо, существовали и до поздне мелового времени. Во всяком случае, с большой долей вероятности можно говорить об их существовании еще в палеозойскую эру, отдавая, однако, себе отчет в том, что ранее они располагались ближе к континенту, нежели современные глубоководные желоба.

Таким образом, Курило-Камчатский глубоководный желоб представляет собой сложное тектоническое сооружение довольно древнего возраста. Такому заключению, казалось бы, противоречит его структурное единство с Курильским островным поднятием, морфоструктура которого в ее современном виде оформилась в конце плиоцена — в четвертичный период. Однако это противоречие является кажущимся, поскольку материалы океанологических исследований свидетельствуют о недавней значительной тектонической активности желоба, которая по времени соответствует периоду поднятий островных систем.

Как показали исследования японских геологов (Iijima, Kagami, 1961a, b), на северо-западном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба в районе сочленения его с Японским глубоководным желобом, где глубины океана составляют около 2300 м, на эродированной поверхности мелководных отложений формации Санрику (верхи миоцена — нижний плиоцен) обнаружены галечники. Гальки, представленные преимущественно габбро-мигматитами, гнейсами и роговиками, ведут свое происхождение от метаморфического комплекса Хидака. Судя по характеру окатанности галек, эти галечники формировались в прибрежно-морских и континентальных (аллювиальные отложения) условиях.

Поверхность отложений формации Санрику пронизана многочисленными отверстиями — следами жизнедеятельности моллюсков-камнеточцев. Заслуживает внимания и то, что верхнеплиоценовые туфодиазомиты с ходами камнеточцев (?) подняты также со склона Курило-Камчатского желоба с глубины 3200—3300 м, юго-восточнее о. Симушир (Мурдмаа и др., 1970).

Хорошо известно (Справочник по экологии..., 1966), что камнеточцы (фолаиды) распространены не глубже верхней части сублиторали. В Черном море живые фолаиды установлены на глубинах до 80 м (Тарасов, 1943). В морях, омывающих Японию, большая часть их видов обитает на глубинах менее 5 м и лишь отдельные виды спускаются до глубины 100 м или немногим более (Iijima, Kagami, 1961a, b); некоторые представители, возможно, могут быть встречены до глубин 500 м (Turner, 1954). Поэтому если даже допустить, что плиоценовые отложения в упомянутых пунктах отлагались на максимальных из приведенных глубин обитания (до 500 м), то и в этом случае, принимая во внимание современную глубину залегания пород, необходимо прийти к выводу о значительных послеплиоценовых прогибаниях океанического дна в пределах желоба (более 1500—2000 м).

Следовательно, сопряженность современных структур Курило-Камчатского глубоководного желоба и Курильского островного поднятия

является свидетельством тесной связи геологической истории этих структур на новейшем этапе развития. Конец плиоцена и четвертичный период, характеризующиеся значительным (более 300 м) воздыманием структуры Курильского островного поднятия, являются одновременно и периодом последней тектонической активизации желоба, выразившейся здесь в крупных прогибаниях океанического дна.

О ПРИРОДЕ И ВРЕМЕНИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЮЖНО-ОХОТСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

Вопрос о времени возникновения Южно-Охотской глубоководной впадины является одним из наиболее спорных вопросов геологической истории северо-западного сектора обрамления впадины Тихого океана. Достаточно сказать, что наряду с представлениями о молодом — мезозойском (Удинцев, 1957а) или позднекайнозойском (Белоусов, Рудич, 1960; Петрушевский, 1964; Рудич, 1962, и др.) возрасте впадины достаточно широко распространены и представления, согласно которым ее возраст считается сопоставимым с возрастом Тихого океана, т. е. очень древним — раннепалеозойским или докембрийским (Васильковский, 1962; 1963; Кропоткин, 1954; Марков и др., 1967; Сычев, 1969, и др.). Столь резкие различия в оценке времени возникновения Южно-Охотской глубоководной впадины трудно объяснить, поскольку выводы всех упомянутых авторов базируются практически на одних и тех же, получивших широкую известность данных геоморфологических, геологических и геофизических исследований.

Прежде чем перейти к изложению материалов, касающихся вопроса о времени возникновения впадины, необходимо привести здесь высказывание А. Л. Яншина, которое прямо указывает путь к решению этого вопроса. «Совершенно необходимо, чтобы при решении больших проблем, касающихся Мирового океана, материалы разных областей естествознания взаимно дополняли и контролировали друг друга. Только такой путь комплексного использования накопленных разнообразных материалов может привести к правильным и однозначным выводам» (Яншин, 1971, стр. 6).

Палеогеографические данные по побережью Охотского моря убедительно свидетельствуют о том, что его северная и, видимо, центральная части длительное время представляли собой сушу, получившую название «Охотская суша» или «Охотия» (Красный, 1956). Этот вывод может считаться обоснованным для палеозойской и мезозойской эр (Попов, 1945; Резанов, Зарудный, 1962; Тучков, 1957, и др.), а также для существенно большей части палеогенового периода (Власов, Кленов, 1964). Что же касается южной части моря, представляющей собой Южно-Охотскую глубоководную впадину, то какие-либо палеогеографические свидетельства ее геологического прошлого долгое время отсутствовали. Некоторые материалы, освещающие этот вопрос, были получены только в последние годы при проведении геологических исследований на Курильских островах.

Ранее отмечалось (Неверов и др., 1964), что в вулканомиктовых конгломератах ниже-среднемиоценового и плиоценового возраста на ряде крупных островов Большой Курильской гряды широко распространены гальки биотит-мусковитовых гранитов и гранитогнейсов, не известных на островах в коренном залегании. Фациальный анализ содержащих конгломераты толщ позволил установить, что в ряде случаев породы становятся все более грубозернистыми в направлении от Тихого океана к Охотскому морю. Более того, на Охотморском побережье о. Итуруп обнаружено захороненное русло раннемиоценового водотока, ориентированное с северо-запада на юго-восток. Это русло имеет ширину до

1,5—2,0 м и практически полностью выполнено гальками «экзотических» гранитов и гранитогнейсов, ориентировка которых не оставляет сомнений в привносе их со стороны Охотского моря. На основании приведенных фактов было высказано предположение о том, что западнее Курильских островов еще в раннем миоцене существовала область размыва с породами сугубо «континентального» типа, т. е. существование Южно-Охотской впадины, по крайней мере в ее современных границах, в начале неогенового периода представляется весьма и весьма сомнительным.

Наличие галек двуслюдяных гранитов и гранитогнейсов в плиоценовых отложениях должно, казалось бы, наводить на мысль о существовании упомянутой области размыва на протяжении почти всего неогенового периода. Однако такой вывод представляется не вполне правомерным, поскольку не исключено, что гальки «экзотических» пород появились здесь в результате частичного размыва ниже-среднемиоценовых толщ островного поднятия.

Таким образом, хотя палеогеографические данные и не позволяют определить верхний возрастной предел возникновения Южно-Охотской глубоководной впадины, они тем не менее достаточно определенно указывают на то, что по крайней мере до раннего миоцена на ее месте располагалась область размыва, являвшаяся, видимо, частью массива Охотии.

О континентальной природе земной коры Южно-Охотской впадины, которая по геофизическим характеристикам соответствует близкому к океаническому типу, свидетельствуют результаты морских геологических исследований, проведенных в последние годы СахКНИИ ДВНЦ АН СССР под руководством В. Ф. Остапенко и Б. И. Васильева. На северо-западном склоне подводного поднятия, протягивающегося во впадину от о. Броутона, с глубиной 1500 м и менее при драгировании подняты нехарактерные для области Курильских островов биотитовые граниты с калиевым полевым шпатом. Морфология поднятых со дна глыб и условия их отбора не позволяют сомневаться в том, что граниты образуют выходы коренных пород на морском дне по сути дела уже в пределах глубоководной впадины. Их абсолютный возраст, определенный К—Аг методом, составляет 155 млн. лет, что в геохронологической шкале соответствует примерно рубежу между триасовой и юрской системами. По минералого-петрографическому составу и петрохимическим особенностям (табл. 24) эти граниты близки к «экзотическим» гранитоидам, описанным (Неверов и др., 1964) в виде галек из отложений миоцена и плиоцена на островах Большой Курильской гряды. В тех и других важнейшими петрогенными минералами являются калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин)—25—45%, кварц—около 40%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз)—15—30%, биотит—до 5%.

Подобные же образования в аналогичных условиях залегания обнаружены Б. И. Васильевым и на северо-западном борту впадины к юго-востоку от мыса Терпения (о. Сахалин) на глубинах около 1000 м. Возраст этих пород, также определенный К—Аг методом, 140—160 млн. лет. Следовательно, можно считать установленным присутствие в земной коре обоих бортов Южно-Охотской впадины несомненно континентальных гранитоидов, которые по времени формирования сопоставимы с гранитами Японии, сопровождавшими орогенические движения Акиёси. Поэтому факт возникновения впадины на месте ранее существовавшей суши сейчас уже вряд ли может оспариваться.

Примерное время возникновения Южно-Охотской глубоководной впадины может быть определено и расчетным путем. Установлено (Чемяков, 1957), что средняя скорость голоценового осадконакопления составляет в ней 26,5 см/1000 лет при колебаниях от 20,8 до 29,5 см/1000 лет (Марков и др., 1967), а мощность рыхлых осадков составляет 500—4000 м. Нетрудно вычислить, что даже с учетом максимальных

Химический состав «экзотических» гранитов Курильских островов (галька) и юго-восточного борта Южно-Охотской глубоководной впадины (район о. Броутона)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
01/Ф	74,16	—	14,53	0,21	0,20	—	0,63	1,34
VI-1	71,27	0,15	15,75	0,53	1,03	0,06	0,61	1,78
VII-33	74,38	0,09	13,71	0,99	0,98	0,04	0,30	0,45

Номер образца	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
01/Ф	4,04	4,52	0,05	0,02	0,05	0,25	100,05
VI-1	4,24	2,91	0,08	0,14	0,19	0,70	99,50
VII-33	3,50	4,26	0,05	0,06	0,32	0,54	99,67

Примечание. 01/Ф — гранит из гальки в миоценовых отложениях, коллекция Ю. Л. Неверова; VI-1 и VII-33 — граниты из юго-восточного борта Южно-Охотской глубоководной впадины, коллекция В. Ф. Остапенко.

коэффициентов уплотнения (Hamilton, 1959) для накопления всей толщи осадков потребовалось бы максимум 40—60 млн. лет, если предположить существование близких к приведенным скоростей осадконакопления и в геологическом прошлом¹. Однако правомерность последнего предположения представляется далеко не очевидной. Так, И. П. Карташов (Марков и др., 1967), оценивая время накопления рыхлых отложений впадины от 25—35 до 45—70 млн. лет, тем не менее приходит к следующему заключению: «...скорость осадконакопления в Южно-Охотской впадине, благодаря геологически недавнему возникновению Курильской островной дуги, ставшей дополнительным источником сноса рыхлого материала, в течение кайнозой... резко увеличилась. Это означает, что полученные для Южно-Охотской впадины расчетные данные даже приблизительно не отражают ее действительного возраста» (стр. 20).

С последним из цитированных выводов И. П. Карташова трудно не согласиться. Действительно, приведенные расчетные данные, видимо, должны быть скорректированы при оценке вероятного возраста глубоководной впадины, но не так, как считает И. П. Карташов, а прежде всего с учетом геологической молодости северной и центральной частей Охотского моря. Многочисленные и хорошо выраженные формы субаэрального рельефа, описанные на глубинах до 1500 м и более (Безруков, Удинцев, 1953; Безруков и др., 1957; Удинцев, 1955б, 1957а, б, и др.), свидетельствуют о том, что региональные опускания произошли здесь совсем недавно — в плиоцен-антропогеновое время. Более того, и в настоящее время наблюдается расширение Охотоморского бассейна, наступающего на прилегающие участки суши (Марков и др., 1967). В этих условиях естественно ожидать, что еще в недавнем прошлом, когда на месте северной и центральной частей Охотского моря располагалась суша, скорость осадконакопления в пределах Южно-Охотской впадины была несравненно выше современной. Поэтому вряд ли можно сомневаться и в том, что для накопления толщи рыхлых осадков впадины потребовалось не 40—60 млн. лет, а гораздо меньше.

К выводу о молодом возрасте толщи рыхлых осадков, а следовательно, и самой Южно-Охотской впадины приводит и рассмотрение мате-

¹ Верхняя часть фиксируемого сейсмическими методами исследований «осадочного» слоя представляет собой чрезвычайно рыхлую, водонасыщенную пульпу; следовательно, приведенные цифры безусловно следует считать существенно завышенными.

риалов, полученных в этом районе сейсмическими исследованиями МОВ. Как следует из сейсмического разреза вдоль профиля X (см. рис. 41), эта толща непосредственно прослеживается в пределы Присахалинского шельфа, достигаая в заливе Терпения весьма значительной (не менее 1500 м) мощности. Столь же мощная толща отложений (около 1000—1500 м) и с такими же сейсмическими характеристиками (множество протяженных субгоризонтальных отражающих площадок) известна и в пределах Сахалина, в самой южной части Тымь-Поронайской низменности. Сопоставление сейсмических данных по последнему району с материалами проведенных здесь буровых работ (Кузина и др., 1971) показывает, что сейсмически слоистая толща отложений имеет плиоцен-четвертичный возраст, который может быть распространен и на всю толщу рыхлых осадков Южно-Охотской впадины. Любопытно, что аналогичное заключение о возрасте отложений слоистой толщи впадины сделано С. С. Снеговским и Ю. Л. Неверовым (1970), которые исходят из факта ее прилегания к подводному склону Большой Курильской гряды (о. Итуруп) в районе, где на дневной поверхности вскрыты вулканические образования плиоценового возраста.

Таким образом, по материалам геолого-геофизических исследований наиболее вероятным представляется плиоцен-четвертичный возраст толщи рыхлых осадков Южно-Охотской глубоководной впадины. Принимая во внимание налегание этой толщи на сильно эродированную поверхность комплекса дислоцированных пород, которая по направлению к северо-западному склону впадины резко воздымается (см. рис. 41 и 42) и в южной части Охотоморской плиты подходит к поверхности морского дна, можно полагать, что еще в предплиоценовое время на месте впадины, вероятнее всего, располагалась область суши.

Доказательства недавнего образования впадины Б. А. Петрушевский (1964) видит и в ее геоморфологических особенностях. Нельзя, вероятно, не согласиться с ним в том, что разновозрастные горные хребты Сахалина и Хоккайдо (в том числе и позднекайнозойские), непрерывно прослеживающиеся до глубин 2500—3000 м и образующие в контуре впадины мысы, свидетельствуют о возникновении ее «позднее формирования складок Хоккайдо, т. е. в конце плиоцена или начале четвертичного периода» (Петрушевский, 1964, стр. 135).

При обсуждении вопроса о времени возникновения Южно-Охотской глубоководной впадины нельзя не коснуться и относящихся к нему био- и зоогеографических данных, которым нередко уделяется очень мало внимания. Между тем еще в начале 50-х годов П. В. Ушаков (1950, 1953) на основе анализа распространения абиссальных видов фауны во впадинах дальневосточных морей пришел к выводу об их очень молодом (скорее всего, четвертичном) возрасте. Несколькo позднее эта точка зрения нашла подтверждение в результатах исследований Г. У. Линдберга (1946, 1955, 1956, 1970) по выяснению особенностей распространения пресноводных рыб в бассейнах дальневосточных морей. Наконец, на основании анализа донных фораминифер Х. М. Саидова (1961) утверждает, что еще в ризское время глубины морского бассейна в пределах впадины не превышали 1000—1500 м.

Подводя итог всему вышеизложенному, необходимо отметить, что представления о значительной древности Южно-Охотской глубоководной впадины как «реликтовой» структуры талассократона Тихого океана не находят подтверждения ни в одной из групп данных, полученных самыми различными методами исследований. Наоборот, все известные на сегодня материалы палеогеографических, геоморфологических, геолого-геофизических и биогеографических исследований свидетельствуют, на наш взгляд, о том, что эта структура, вероятнее всего, является новообразованием на месте ранее существовавшего континентального массива. При этом время ее возникновения по комплексу

вышеприведенных данных ориентировочно определяется как середина или конец неогенового периода.

Косвенным подтверждением правомерности сделанного вывода может служить достаточно хорошо установленная сейчас геологическая история ряда других глубоководных впадин не только окраинных, но и внутренних морей планеты.

Так, в глубоководной части Тирренского моря, где кора имеет строение, близкое к океаническому типу, бурением вскрыты такие сугубо «континентальные» породы, как различные кристаллические, метаморфические сланцы, граниты и др. (Heezen et al., 1971). В работе А. Л. Яншина «Геология Северного Приаралья» (1953) приведены убедительные соображения в пользу того, что Южно-Каспийская глубоководная впадина, в пределах которой, как и в Южно-Охотской, также отсутствует «гранитный» слой коры, образовалась только в среднем плиоцене. Наконец, при бурении с установки «Гломар Челенджер» в восточной части глубоководной впадины Средиземного моря, лишенной «гранитного» слоя, обнаружены прибрежные нижнемиоценовые отложения, состоящие из битых ракушнякав, переслоенных гипсами (Результаты..., 1972). Следовательно, и эта глубоководная впадина, отметки дна которой в настоящее время составляют не менее 3000—3500 м, образовалась в послераннемиоценовое время.

Таким образом, мы видим, что середина или конец неогенового периода были временем образования в пределах кайнозойских складчатых поясов многих глубоководных впадин, лишенных в настоящее время «гранитного» слоя земной коры.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Островные дуги вместе с сопряженными с ними глубоководными желобами являются характернейшими тектоническими элементами морфоструктуры северного и северо-западного обрамлений впадины Тихого океана (рис. 49), образуя громадной протяженности пояс, прослеживающийся от п-ова Аляска до островов Тонга и Кермадек.

Структурные сооружения, морфологически близкие к островным дугам, известны и в ряде других районов: Индонезийская тектоническая область, Карибская (Антильская) и Южно-Сандвичева (Южно-Антильская, Беллинсгаузена или Скотия) островные дуги. Эти сложно построенные, сильноизогнутые и нередко петлеобразные в плане тектонические элементы территориально приурочены к областям сочленения Тихоокеанской впадины со впадинами Индийского и Атлантического океанов. Своим возникновением эти структуры, вероятнее всего, обязаны сдвиговым перемещениям литосферных блоков (Хаин, 1973), о чем свидетельствует наличие в их пределах многочисленных поперечных и косо ориентированных к простиранию структур сдвиговых дислокаций.

Островные дуги Тихого океана по особенностям морфологии, строения и геологической истории подразделяются обычно на дуги первого и второго рода (Белоусов, Рудич, 1960), или зрелые и молодые (Хаин, 1973; Mitchel, Reading, 1971).

К дугам первого рода относятся «...дугообразно изогнутые складчатые зоны, подобные складчатым дугам на материках, таким, как, например, Гималаи, Карпаты, Верхоянский хребет и др.» (Белоусов, Рудич, 1960, стр. 14). Их образование упомянутыми авторами связывается с опусканием обрамляемых этими структурами срединных массивов. В качестве классического представителя дуг этого типа приводится Японская островная дуга. Дуги второго рода (Алеутская, Курильская, Рюкю, Бонинско-Марианская) «не имели геосинклинальной предыстории и в своем образовании связаны, вероятнее всего, с возникновением новых глубинных разломов в земной коре, геосинклинальное развитие которой было завершено задолго до возникновения островных дуг» (там же, стр. 15).

Как видно из изложенного, предложенная В. В. Белоусовым и Е. М. Рудичем классификация островных дуг относится только к северо-западному сектору обрамления Тихоокеанской впадины и представляется к тому же не всегда соответствующей имеющимся геологическим данным. Так, в пределах дуги Рюкю известны палеозойские, мезозойские и кайнозойские (палеогеновые и неогеновые) геосинклинальные комплексы (Konishi, 1965), а донеогеновая геологическая история таких островных дуг, как Алеутская, Курильская и Бонинско-Марианская, в силу их значительной погруженности под уровень вод океана и незначительного эрозионного среза островной суши заключает в себе очень много неясного.

Согласно В. Е. Хаину (1973), к молодым островным дугам относятся дуги восточной половины Филиппинского моря и дуги Меланезии. Предполагается, что на этой же стадии эволюции находятся большая северо-

восточная часть Курильской дуги и западная часть Алеутской. Остальные дуги западной области Тихого океана (в том числе и дуги Филиппинско-Индонезийской тектонической области) рассматриваются как зрелые островные дуги. Думается, однако, что и эта классификация не лишена определенных недостатков. Это выражается прежде всего в том, что она молчаливо подразумевает возникновение островных дуг всегда на океанической коре и не содержит такого важного признака, как структурные положения дуг относительно консолидированных континентальных глыб.

По последнему признаку, а также по особенностям морфологии, глубинной структуры и строения верхних горизонтов земной коры

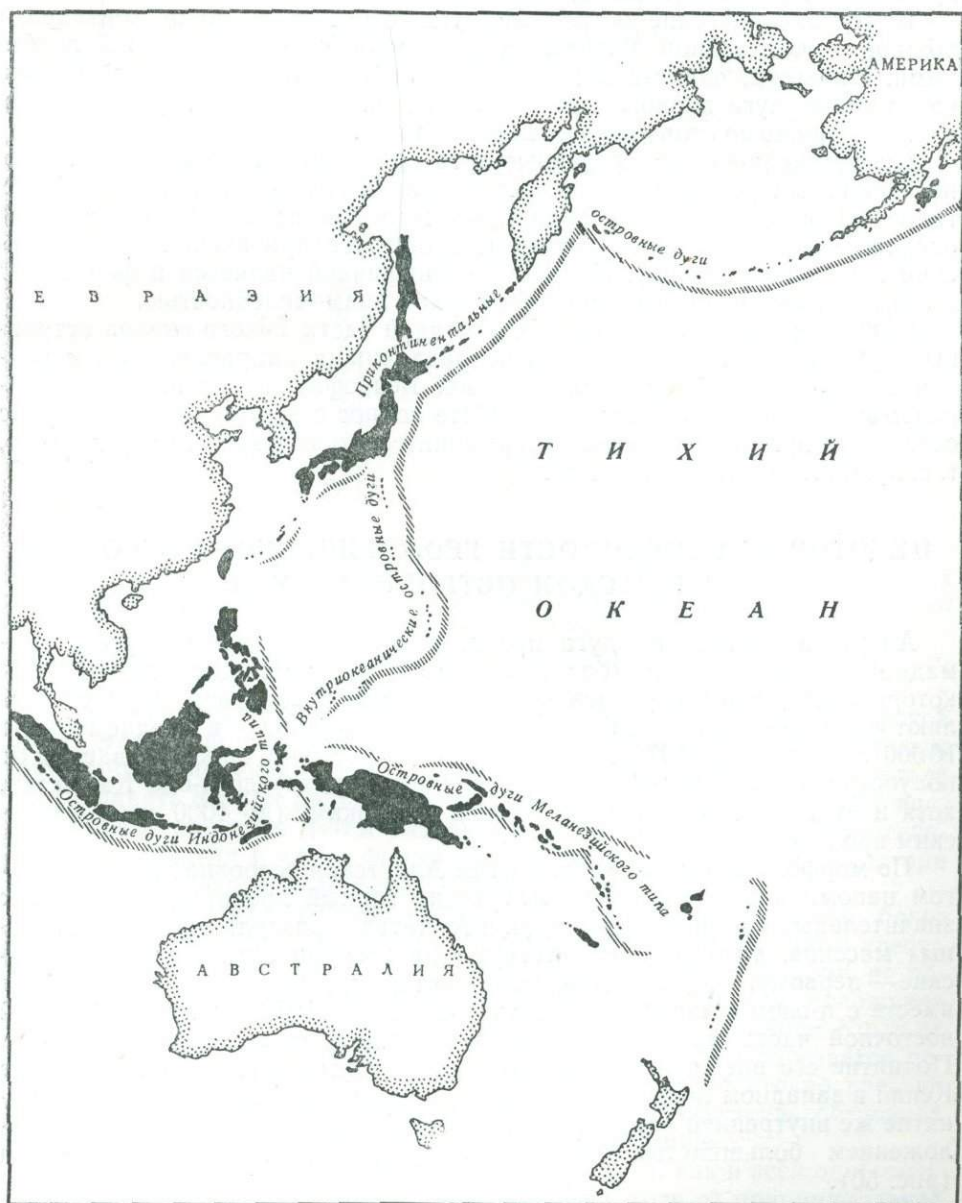


Рис. 49. Островные дуги Тихого океана (черное). Глубоководные желоба показаны штрихами

(по геологической структуре) островные дуги Тихого океана (исключая дуги Филиппинско-Индонезийской области) представляется возможным и целесообразным подразделять на три типа: приконтинентальные (Алеутская, Курильская, Японская, Рюкю); внутриокеанические (Идзу-Бонинская, Марианская, Яп и Палау); псевдоокеанические дуги Меланезии и Полинезии).

Приконтинентальные островные дуги, как правило, сопровождаются глубоководными желобами, которые всегда окаймляют их со стороны океана. Находящиеся в их тылу глубоководные впадины окраинных морей сопровождают поднятия дуг не на всем протяжении последних; в результате этого островные дуги нередко причленяются непосредственно к областям материкового шельфа, а иногда и продолжаются в пределы континента (Аляска, Камчатка).

Внутриокеанические островные дуги отделены от края континента обширной котловиной Филиппинского моря с океаническими глубинами. Пожалуй, единственным признаком, по которому они несколько напоминают дуги первого типа, является расположение глубоководных желобов также со стороны океана вблизи них.

Псевдоокеанические островные дуги обрамляют погруженный Меланезийский микроконтинент и резко отличаются от дуг первых двух типов расположением глубоководных желобов не только со стороны океана, но и в их тыловых частях (желоба Новобританский, Бугенвильский и Новогейбридский). Довольно специфичной является и форма дуг этого типа, характеризующаяся необычной прямолинейностью.

Очень вероятно, что наличие в западной части Тихого океана островных дуг разных типов обусловлено различными направлениями и разной крутизной глубинных сколов (зон Бенъофа), с которыми они неразрывно связаны. В настоящей работе вопрос о тектонической природе островных дуг рассматривается применительно только к дугам первого, т. е. приконтинентального, типа.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Алеутская островная дуга представляет собой горный хребет громадной протяженности (более 2200 км), максимальные превышения которого над дном глубоководной котловины Берингова моря составляют 4500—6500 м, а над дном Алеутского желоба — в среднем около 10 000 м (Удинцев, 1972). Этот хребет непрерывно прослеживается от полуостровов Аляска и Кенай (Северная Америка) до п-ова Камчатка, хотя и отделяется от последней очень глубоким (до 4000 м) Камчатским проливом.

По морфологическим особенностям Алеутская островная дуга во многом напоминает Курильскую. Алеутский горный хребет «два наиболее значительных пролива — Ближний и Амчитка — разделяют... на три главных массива, которым соответствуют пять групп островов: Командорские — первому, Ближние и Крысы — второму, Андреяновские и Лисьи вместе с п-овом Аляска — третьему» (Удинцев, 1972, стр. 268). В своей восточной части хребет обнаруживает отчетливо зональное строение. Поднятие его внешней (приокеанической) зоны протягивается от п-ова Кенай в западном направлении примерно до долготы о-вов Троицы; поднятие же внутренней (приберингоморской) зоны фиксируется местоположением большинства островов Алеутской и Командорской гряд (рис. 50).

Со стороны океана описанный хребет окаймляется Алеутским глубоководным желобом, наибольшие глубины которого (более 7000 м) расположены в его западной части. Северный борт желоба заметно круче

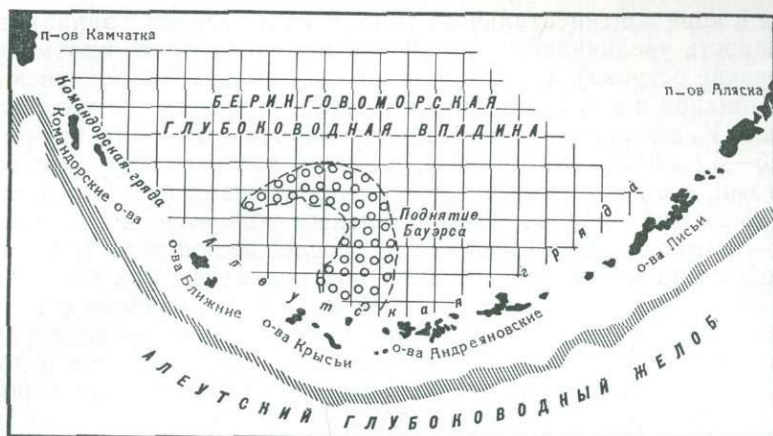


Рис. 50. Обзорная карта Алеутской островной системы

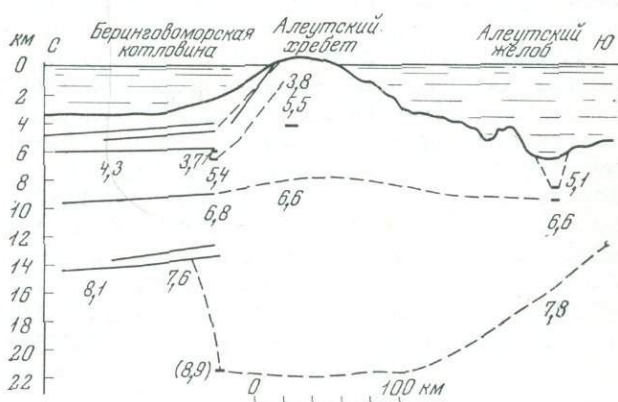


Рис. 51. Разрез земной коры Алеутской островной системы по Дж. Шору (Shor, 1964)

южного и характеризуется более сильной расчлененностью. На глубинах 3500—4000 м он осложнен широкой (20—40 км) ступенью, имеющей вид сглаженной равнины и разбитой тектоническими нарушениями.

В западной части островной системы поднятие островной дуги контактирует с Беринговоморской глубоководной впадиной, а в восточной — непосредственно приключается к шельфовой области Беринговоморской плиты. Это позволяет думать, что впадина является более молодым структурным элементом, чем островная дуга. Следовательно, ее нельзя рассматривать ни как реликтовую океаническую структуру, ни как впадину, образовавшуюся путем раздвигания земной коры: этому противоречит ее угловатая в плане форма. Вероятно, эта впадина возникла при погружении юго-западного блока Беринговоморской плиты.

Беринговоморская глубоководная впадина характеризуется более сложной морфологией, чем Южно-Охотская. Помимо подводного хребта Ширшова, протягивающегося к югу от Олюторского полуострова, на поверхности которого вскрываются меловые отложения, она осложнена подводным хребтом Бауэrsa (см. рис. 50), который в районе Крысьих островов подходит к поднятию островной дуги и как бы обрезается последним. Если хребт Бауэrsa является элементом достаточно древней тектонической структуры, то нужно полагать, что Алеутская островная дуга представляет собой новообразованное сооружение.

Глубинная структура Алеутской островной дуги, как и всей одноименной островной системы, изучена все еще слабо, хотя ее принципиальное сходство со структурой Курильской островной системы очевидно (рис. 51). Как по мощности, так и по особенностям внутреннего строения земная кора поднятия Алеутской островной дуги (Алеутского хребта)

близка к коре континентального типа. В направлении с запада на восток ее мощность увеличивается до 20 или немногим более километров (Командорские острова) примерно до 40 км в районе Андреяновских островов (Гайнанов и др., 1968; Murdock, 1969). При этом примечательно, что значения V_p вдоль поверхности Мохоровичича хотя и варьируют в пределах 7,6—8,1 км/сек (Shog, 1964), в целом, как и под другими островными дугами, все же характеризуются заниженными по сравнению с «нормальными» величинами. Показательным является и то, что раздел «кора — мантия», достаточно четко прослеживающийся под Берингово-морской впадиной непосредственно под поднятием как бы «смазывается» (Helmberger, 1968). Это, по всей видимости, связано с разуплотнением верхней мантии, которое вполне определенно предполагается для рассматриваемого района (Гайнанов и др., 1968; Ващилов и др., 1969).

Более подробные сведения характеризуют особенности строения самых верхних горизонтов земной коры, и прежде всего ее «осадочного» слоя. Правда, они относятся главным образом к району Берингово-морской глубоководной впадины (котловины), но тем не менее дают возможность для размышлений и о структуре самой островной системы.

Прежде всего следует отметить отсутствие рыхлых (неконсолидированных) осадков в осевой зоне поднятия Алеутской островной дуги и на его склонах. Исключение составляет только прогиб — «ловушка» на южном склоне поднятия (так называемая Алеутская глубоководная ступень или терраса), где мощность этих образований, как и в Берингово-морской котловине, и в приосевой зоне глубоководного желоба, превышает 1000 м (Ewing et al., 1965; Von Huene, Shog, 1969). Судя по результатам сейсмических исследований и буровых работ с борта судна «Гломар Челенджер», рассматриваемая толща характеризуется обилием субгоризонтально ориентированных отражающих площадок на сейсмических разрезах и сложена турбидитами позднеплиоценового-четвертичного возраста (Deep Sea Drilling Project-Leg. 19, 1971). На основании изложенного можно, очевидно, утверждать, что Алеутская островная дуга существовала в форме поднятия по крайней мере еще в плиоценовое время. Если же дополнительно учесть, что вся толща «осадочных» образований Берингово-морской впадины (около 4000 м) прислонена к северному склону поднятия островной дуги, где на поверхности вскрыты не только древние, палеозойские и мезозойские (?), но и очень молодые, кайнозойские породы (Барк, 1970; Perry, Nichols, 1965; Marlow et al., 1970; Sholl, Marlow, 1970), то трудно отрешиться от мысли об относительно более древнем возрасте поднятия по сравнению с возрастом Берингово-морской глубоководной впадины. В этом случае верхний возрастной предел возникновения островного поднятия может быть оценен посредством установления вероятного возраста наиболее древних горизонтов «осадочного» чехла Берингово-морской котловины.

Согласно Д. Шоллу и его соавторам (Sholl et al., 1975), под Берингово-морской впадиной непосредственно на породах с базальтовыми скоростями распространения сейсмических волн (6,8—7,2 км/сек) залегают образования со скоростью продольных волн 4,7—5,5 км/сек. Упомянутыми исследователями они отождествляются с породами так называемого второго слоя океанической коры, что нельзя, однако, считать строго аргументированным. Во всяком случае, отнюдь с не меньшим основанием можно предполагать, как это отмечалось выше для района Курильской островной системы, что образования с приведенными скоростями являются в разной степени метаморфизованными породами нижних горизонтов «осадочного» чехла. Возраст последних, разумеется, невозможно определить со сколько-нибудь значительной достоверностью. По этой причине представляется целесообразным оценить возраст хотя бы тех отложений, принадлежность которых к «осадочному» чехлу земной коры вряд ли может оспариваться.

Как и в Южно-Охотской глубоководной впадине, «осадочный» чехол Берингоморской впадины по материалам сейсмических исследований в первом приближении подразделяется на две толщи. Верхняя из них, сложенная турбидитами и подстилающими их терригенными пелагическими осадками, очень неоднородна в акустическом отношении (множество отражающих сейсмических горизонтов); нижняя же представляет собой акустически прозрачный комплекс отложений, кровля которого является своеобразным акустическим фундаментом. Последний, судя по материалам морских геологических и буровых работ (Hopkins et al., 1969; Deep Sea Drilling Project, Leg 19, 1971), представляет собой поверхность не только разнофациальных, но и разновозрастных образований. Так, если на борту глубоководной впадины и в пределах Берингоморского шельфа в районе о-вов Прибылова акустический фундамент представлен алевролитами и граувакками верхнего мела (Hopkins et al., 1969; Sholl et al., 1975), то непосредственно под впадиной — миоценовыми базальтами или песчаниками и брекчиями низов верхнего миоцена (Deep Sea Drilling Project, Leg 19, 1971). Это обстоятельство лишний раз подчеркивает значительную опасность использования фиксируемых геофизическими методами исследований физических поверхностей раздела внутри земной коры не только для разного рода палеогеологических реконструкций, но и для создания статических тектонических моделей. С другой стороны, оно не только позволяет, но и вынуждает серьезно скорректировать представления Д. Шолла и его коллег (Sholl et al., 1975) относительно возраста пород отдельных горизонтов «осадочного» чехла Берингоморской глубоководной впадины.

В самом деле, если в составе акустического фундамента впадины, характеризующегося $V_p = 3,2—3,7$ км/сек, присутствуют образования верхнего миоцена, то вышележащая слоистая толща никоим образом не может быть сложена более древними породами. Этот вывод косвенно подтверждается и тем, что скорость плиоценового осадконакопления во впадине составляет около 200 м/млн. лет (Deep Sea Drilling Project, Leg 19, 1971), т. е. для накопления всей толщи осадков, перекрывающих акустический фундамент (мощностью около 2,0—2,5 км), достаточно было примерно 10—15 млн. лет.

Если это так, то вряд ли оправданы предположения о раннетретичном, а тем более позднемезозойском возрасте терригенных пелагических осадков впадины, которые, несомненно, входят в состав акустического фундамента (Sholl et al., 1975). Если считать, что скорость миоценового осадконакопления близка к плиоценовой то, учитывая результаты буровых работ, с наибольшим обоснованием можно предполагать неогеновый возраст у пород, слагающих и акустический фундамент (рис. 52). Следовательно, если осадочные образования Берингоморской впадины вряд ли являются более древними, чем неогеновые, то поднятие Алеутской островной дуги, по всей видимости, существовало в качестве положительной тектонической структуры уже к началу неогенового периода.

К сожалению, сведения о вскрытых в пределах поднятия геологических образованиях весьма и весьма отрывочны и не позволяют пока представить в деталях особенности его тектонической структуры. Поэтому геология этого района рассмотрена ниже лишь в общих чертах и отдельно для Алеутской и Командорской островных гряд, поскольку исторически сложилось так, что изучение их шло в значительной мере изолированно друг от друга.

Алеутские острова¹. Наиболее древними среди вскрытых на островах Алеутской гряды образований являются сильно расланцован-

¹ Здесь не рассматривается геологическая структура п-ова Аляска и история ее формирования (см. Пушаровский, 1963), поскольку интерполяция относящихся к этому району данных на область Алеутской островной дуги весьма проблематична.

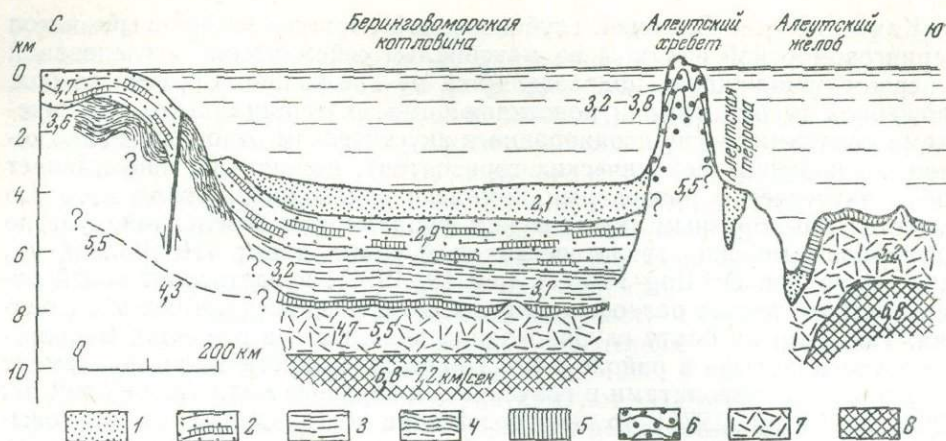


Рис. 52. Геологический разрез через Алеутскую островную систему (по Sholl et al., 1975)

1 — турбидиты; 2 — терригенные пелагические осадки; 3 — терригенные осадки; 4 — флишевые толщи; 5 — пелагические отложения; 6 — осадочные, вулканические и плутонические породы островной дуги; 7 — породы так называемого второго слоя океанической коры; 8 — породы так называемого третьего слоя океанической коры

ные базальты и их туфы, аргиллиты и граувакки с линзовидными прослоями известняков и кремнистых пород (о-ва Ближние). Возраст этих пород условно определен как палеозойский (Coats, 1956), так же как и возраст валунов гнейсов, гранулитов, различных сланцев, роговиков и гранитов в западной части Андреяновских островов. Предположительно верхнепалеозойские или мезозойские комплексы выходят на поверхность и в средней части группы Андреяновских островов. Они представлены гидротермально измененными лавами, туфами и брекчиями андезитового и базальтового состава с незначительным количеством граувакк и аргиллитов (общая мощность толщи не менее 2500 м), прорванными пестрыми по составу интрузивными телами, в строении которых участвуют габброиды, диориты и гранодиориты (Fraser, Snyder, 1959).

Значительной фрагментарностью, особенно в приложении ко всей гряде в целом, отличаются и опубликованные данные о составе, последовательности напластования, возрасте и мощности кайнозойских (дочетвертичных) образований. Как указывает Ю. М. Пушаровский (1963), они могут быть подразделены лишь на раннетретичные (доолигоценные) и познетретичные. В одной из последних сводок Б. Х. Егиазарова (1969) обоснована возможность подразделения кайнозойских образований на три комплекса — эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый и плиоценовый (плиоцен-четвертичный).

Породы, относящиеся к раннетретичному (эоценовому) комплексу, распространены на островах Ближних, Крысых и Андреяновских, суммарная мощность их около 1000 м. Это преимущественно базальты, андезиты и их туфы, а также вулканомиктовые брекчии, наряду с которыми иногда встречаются аргиллиты и граувакковые песчаники. Породы нередко пропилитизированы и по своему зеленокаменному облику напоминают ниже-среднемиоценовые зеленые туфы Курильских островов. Это сходство еще более подчеркивается тем, что, как и на Курилах, они интродуцированы телами габброидов, кварцевых диабазов, диоритов и гранитоидов, не затрагивающими вышележащих отложений (Gates, Gibson, 1956).

Описанные образования с угловым несогласием перекрыты комплексом олигоцен-нижнемиоценовых терригенных и вулканогенных пород мощностью, видимо, также не более 1000 м. С большей надежностью этот комплекс выделен на островах Крысых и Лисьих и менее опреде-

ленно — на Андреяновских. По преобладающим типам пород он мало отличается от эоценового комплекса.

Вулканогенными и эффузивными породами андезитового и базальтового состава сложен и плиоценовый (плиоцен-четвертичный) комплекс Алеутских островов, который с угловым несогласием и значительным стратиграфическим перерывом (неизвестны отложения среднего и верхнего миоцена) залегает на более древних образованиях, достигая 800—1200 м мощности (Егиазаров, 1969).

Преобладающими формами дислокаций палеозойско-мезозойских (?) и кайнозойских комплексов являются дизъюнктивные нарушения. Многочисленные разломы, относящиеся главным образом к категории сбросов, образуют системы двух направлений — продольных и поперечных по отношению к простиранию островной гряды. Наиболее интенсивное разломообразование, по мнению О. Гэйтса и У. Гибсона (Gates, Gibson, 1956), было приурочено к рубежу ранне- и поздне третичного времени, т. е. к концу палеогенового — началу неогенового периода. Складчатые формы дислокаций, что особенно характерно для кайнозойских комплексов, выражены очень слабо; углы наклона слоев при этом обычно не превышают 10—15° (Пушаровский, 1963).

Командорские острова. Геологическое строение Командорских островов изучено также очень слабо и прежде всего в вопросах их стратиграфии. В посвященных им работах (Горячев, 1966; Жегалов, 1964; Шмидт, 1973; Mogożewicz, 1925) стратиграфические комплексы выделены столь неоднозначно (табл. 25), что одни и те же толщи пород помещены то в основание, то в самую верхнюю часть сводного стратиграфического разреза. В качестве примера можно привести комплекс вулканомиктовых конгломератов, брекчий, туфов и лав базальт-андезитового состава, слагающих северную часть о. Беринга. Если, по мнению А. В. Горячева (1966), они являются наиболее древними среди вскрытых на Командорских островах образований (нижнеолигоценая свита мыса Вакселя), то О. А. Шмидт (1973) относит их к толще Б верхней части стратиграфического разреза.

Таблица 25

Существующие представления о стратиграфии Командорских островов

Mogożewicz, 1925 (о. Беринга)	Жегалов, 1964	Горячев, 1966	Шмидт, 1973
Андезиты, базальты и их туфы ?	Водопадская свита (N ₂ ?)	Водопадская свита (N ₂ ?)	Толща В (N ₂ ²)
	Каменная свита (N ₁ ²)		Толща Б (N ₁ ¹)
Конгломераты N ₁ ¹	Буяновская свита (N ₁ ¹)	Беринговская свита (Pg ₃ ³ —N)	Толща А (Pg ₂)
Пелитовые и псаммитовые туфы (Pg ₃ ³)	Свита мыса Толстого (Pg ₃ ³)	Свита мыса Вакселя (Pg ₃ ¹)	

Данные, полученные нами в процессе полевых работ 1970 и 1972 гг., позволяют значительно скорректировать существующие представления о геологическом строении Командорских островов. Обнаженные здесь вулканогенно-осадочные и магматические породы представляется возможным подразделить на ряд пластующихся литолого-петрографических или петрографических комплексов и интрузирующих их тел, последовательность и характер залегания которых представлены на рис. 53. К сожалению, биостратиграфическая изученность островов настолько слаба, что сопоставление этих комплексов с подразделениями единой стратиграфической шкалы практически невозможно. Вполне определенно сейчас можно говорить только о том, что фаунистически охарактеризованные отложения, более молодые, чем среднемиоценовые (Беринговский комплекс), не обнаружены ни на о. Беринга, ни на о. Медном. Нижний же возрастной предел выходящих на островах пород представляется очень неопределенным. Среди встреченных здесь окаменелостей резко преобладают формы, характерные как для раннего, так и для среднего миоцена многих районов Тихоокеанской кайнозойской биостратиграфической провинции. И только находка *Variamussium pillarense* Slod., определенного А. Д. Кочетковой в отложениях свиты мыса Толстого, позволила говорить о наличии на Командорских островах олигоценых отложений. Оценивая, однако, аргументированность этой точки зрения, необходимо иметь в виду, что наиболее поздними биостратиграфическими исследованиями Г. Н. Шереметьевой этот вид, фигурирующий в литературе как единственный к моменту обособления возраста отложений свиты мыса Толстого, на Командорских островах не был установлен. Помимо этого, материалы И. Г. Прониной, относящиеся к 1966 г., установили целый ряд видов, сходных с *Variamussium pillarense* Slod., но имеющих разный возрастной диапазон.

Не менее дискуссионно мнение и о наличии на островах эоценовых пород, сделанное (Шмидт, 1973) на основании определения фораминифер. Отложения пачек A_3 и A_4 , содержащие фораминиферы (по О. А. Шмидту), соответствуют (по Ю. В. Жегалову) средней части свиты мыса Толстого, для которой, включая проблематичный вид *Variamussium pillarense* Slod., характерен раннемиоценовый комплекс макрофаунистических остатков. Следовательно, биостратиграфические данные по нашему мнению, не позволяют сколько-нибудь уверенно обосновать предположение о наличии на островах Беринга и Медном (разумеется, только на дневной поверхности) пород, более древних, чем нижнемиоценовые. Для окончательного же ответа на этот вопрос необходимы значительные биостратиграфические и палеонтологические исследования.

Древнейшими образованиями, обнажающимися в пределах Командорских островов, являются лавы, лавобрекчии, вулканомиктовые брекчии и разнообломочные туфы риолитов и кварцевых порфиров, которые обнажаются в северо-западной части о. Медного (район Риолитового хребта и прилегающие к нему участки Берингоморского побережья). Почти все предшествующие исследователи (Горячев 1966; Жегалов, 1964; Шмидт, 1973) считали развитые здесь образования интрузивными субвулканическими породами олигоценового (Жегалов, 1964) или эоценового (Шмидт, 1973) возраста. Однако, по нашим данным, Медновский комплекс зеленоцветных пропилитизированных пород (более 600 м) представлен чередующимися эффузивными, пирокластическими и вулканогенно-осадочными фациями, согласно перекрытыми темноокрашенными отложениями Командорского комплекса, как это совершенно справедливо отметил еще в 1912 г. И. Морозевич.

В строении Командорского комплекса ведущая роль принадлежит в различной степени пропилитизированным базальтовым туфам, граувакковым песчаникам, вулканомиктовым брекчиям, базальтам и спилитам.

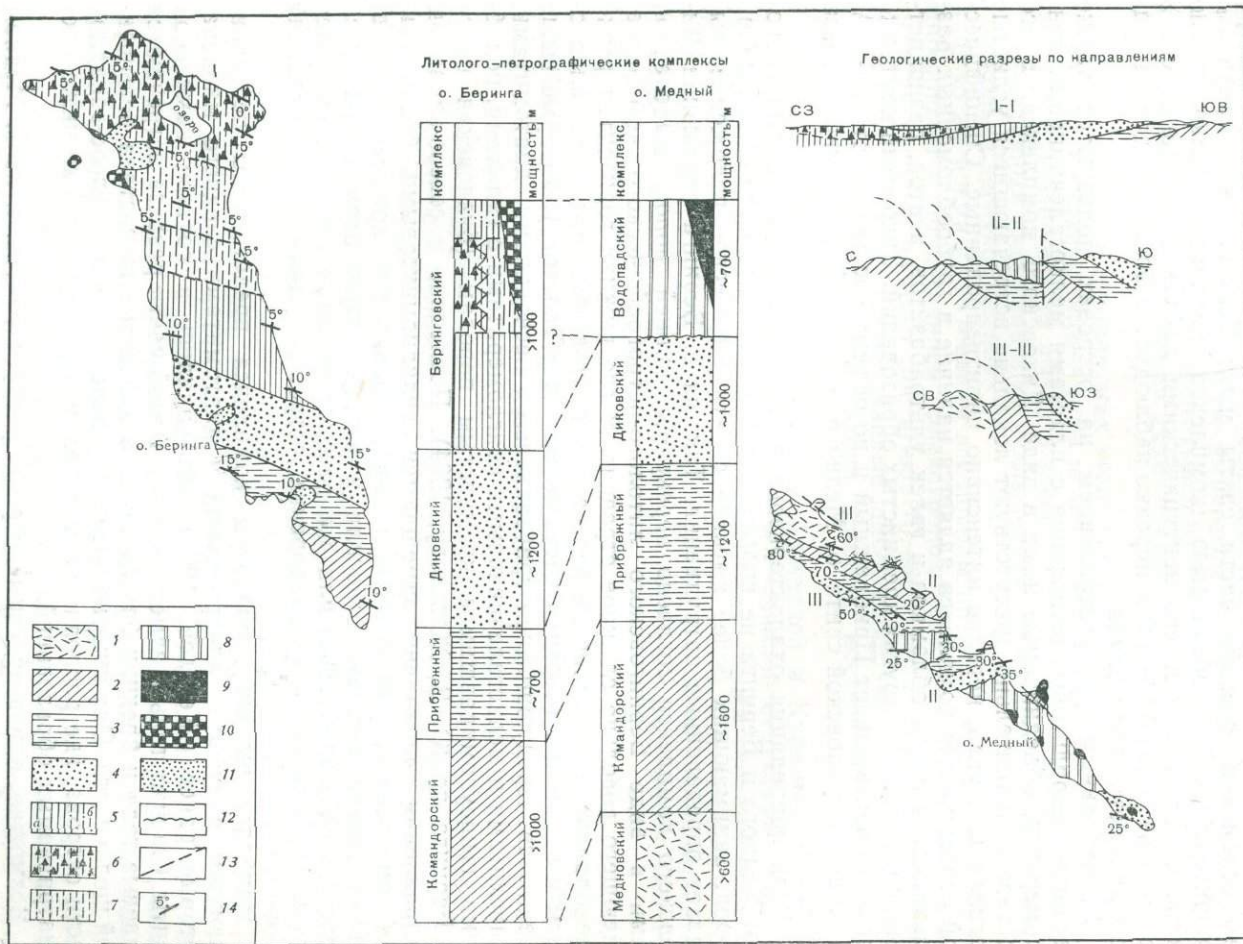


Рис. 53. Схема геологического строения Командорских островов

Литолого-петрографические и петрографические комплексы:

- 1 — Медновский;
- 2 — Командорский;
- 3 — Прибрежный;
- 4 — Диковский;
- 5—7 — Беринговский;
- 5 — слоистые диатомиты нижней (а) и верхней (б) толщ;
- 6 — вулканогенная толща;
- 7 — массивные диатомиты;
- 8 — Водопадский;
- 9 — Роговообманковые диориты-гранодиориты;
- 10 — трахидолериты, монцониты;
- 11 — четвертичные отложения;
- 12 — несогласное залегание;
- 13 — важнейшие разломы;
- 14 — элементы залегания

Ограниченным распространением пользуются конгломераты, углестые сланцы и угли, образующие линзовидные прослои мощностью до 3—5 см. Все эти породы распространены в северо-западной половине о. Медного и на юге о. Беринга; предшествующие исследователи считали их древнейшими породами свиты мыса Толстого (Жегалов, 1964) или же составной частью пачек A_1 и A_2 (Шмидт, 1973).

Одним из наиболее легко диагностируемых в полевых условиях комплексов является толща флишоидно переслаивающихся белесоватых аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников, кремнистых пород и известняков Прибрежного комплекса (средняя мощность пластов 20—30 см), согласно перекрывающая породы Командорского комплекса. Они широко распространены на островах Медном и Беринга и в стратиграфических схемах других авторов примерно соответствуют комплексам отложений средней части свиты мыса Толстого или пачки A_3 . Характернейшей особенностью комплекса является исключительно сильная насыщенность его нептуническими дайками: при мощности в среднем не более 0,5—1,0 м нередко наблюдается более 100 даек на одном километре расстояния.

Значительным распространением на островах пользуются также песчано-алевролитовые отложения с пластами мелкогалечниковых конгломератов, объединяемые нами в виде Диковского комплекса. В его составе дополнительно присутствуют локально встречающиеся углестые аргиллиты и угли, нередко интенсивно пиритизированные. Специфической особенностью комплекса является наличие в грубообломочных разновидностях пород обломков и галек ультрабазитов, агатов, разноцветных яшм, опалов и других кремнистых образований. Диковский комплекс согласно перекрывает Прибрежный и по объему соответствует пачке A_4 и толще Б, буяновской свите о. Медного и средней части свиты мыса Толстого.

Если корреляция охарактеризованных выше комплексов для островов Медного и Беринга не вызывает сомнений, то сопоставление пачек пород, занимающих более высокое стратиграфическое положение, вызывает определенные затруднения. Так, на о. Беринга отложения Диковского комплекса согласно перекрыты толщей пород, выделенной нами в виде Беринговского литолого-петрографического комплекса, имеющего довольно сложное строение. В его нижних горизонтах резко преобладают тонкослоистые белесовато-желтоватые диатомиты, алевролиты и песчаники (верхняя часть свиты мыса Толстого), которые выше сменяются чередующимися граувакковыми песчаниками, диатомитами, гравелитами и мелкогалечниковыми конгломератами с гальками, подобными вышеупомянутым кремнистым породам (буяновская свита о. Беринга по Ю. В. Жегалову, 1964). Последние в северо-западном направлении фациально замещаются вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами, песчаниками и лавами базальтов, которые, на наш взгляд, бесосновательно относили к нижним горизонтам свиты мыса Толстого (Жегалов, 1964) или же рассматривали в качестве наиболее древних образований Командорских островов (свита мыса Вакселя) (Горячев, 1966).

Наиболее высокие горизонты комплекса представлены переслаивающимися туфами, алевролитами и диатомитами среднего миоцена, которые ранее (Жегалов, 1964) объединялись в составе каменной свиты. Следует только заметить, что и в этой части разреза встречаются лавовые тела и брекчии базальтового и андезитового состава повышенной щелочности. Они широко распространены в крайней северо-западной части острова, где располагаются в целом стратиграфически ниже рассматриваемых образований.

Возможно, разновозрастные породы распространены и на о. Медном (Водопадский комплекс), где они выделены (Жегалов, 1964) в водо-

падскую свиту. Этот комплекс пород, представленный главным образом вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами, роговообманковыми и биотит-роговообманковыми андезитами и их туфами, местами согласно залегает на породах Диковского комплекса, а местами лежит на образованиях Прибрежного комплекса.

Интрузивные образования, ограниченно распространенные на Командорских островах, в целом являются наиболее молодыми из всех установленных здесь (исключая четвертичные отложения) пород. На о. Беринга они представлены преимущественно пластовыми телами апатитсодержащих трахидолеритов и монцонитов, интрузирующими толщу пород Беринговского комплекса. На о. Медном это рвущие дискордантные тела диоритовых порфиритов, биотитовых и биотит-амфиболитовых диоритов-гранодиоритов, прорывающие толщу стратифицированных пород, включительно до образований Водопадского комплекса.

Определенные различия в геологическом строении островов Медного и Беринга, намеченные по вещественному составу слагающих их пород, еще рельефнее выступают при анализе свойственных им форм дислокаций.

На о. Беринга в породах всех комплексов наблюдается очень слабая пликвативная складчатость — углы падения обычно не превышают 5—15° (см. рис. 53). Не удается выявить здесь и сколько-нибудь значительных дизъюнктивных нарушений, за исключением разрывов с амплитудами в несколько десятков метров.

В то же время на о. Медном все породы интенсивно пликвативно дислоцированы с образованием флексуроподобных изгибов слоев, углы падения которых нередко достигают 70—80°. Гораздо более отчетливо проявлены здесь и дизъюнктивные дислокации, видимые амплитуды вертикального перемещения вдоль которых достигают иногда 2 км (бухта Корабельная).

Таким образом, помимо сходства Алеутской и Курильской островных дуг по особенностям морфологии и глубинной структуры они значительно сходны и по особенностям строения самых верхних горизонтов земной коры. Так же как и в пределах Курильской островной дуги, кайнозойский тектогенез отличался заметно меньшей интенсивностью в притихоокеанских районах, чем в районах, прилегающих к тыловой (Беринговоморской) впадине.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЯПОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Японская островная дуга является важнейшим элементом одноименной тектонической системы, в которую дополнительно входят структуры продолжений Курильской островной дуги (Восточное Хоккайдо) и дуги Рюкю (о. Кюсю). Системой структур Фосса-Магна, ориентированных в северо-западном направлении и являющихся продолжением Идзу-Бонинской дуги, Японская дуга расчленена на две тектонические области — Северо-Восточную и Юго-Западную Японию. Первая из них со стороны океана окаймлена Японским глубоководным желобом, который играет роль связующего звена между Курило-Камчатским и Идзу-Бонинским желобами; максимальная глубина его 8412 м. С внешней стороны Юго-Западной Японии протягивается глубоководный желоб Кюсю, наибольшие глубины которого достигают всего около 5000 м. Оба желоба характеризуются узким дном и крутыми склонами, что обуславливает их V-образную форму в поперечных сечениях.

Поднятие Японской островной дуги со стороны континента граничит с разными тектоническими структурами. На крайнем юго-западе оно непосредственно причленено к шельфу Восточно-Китайской плиты

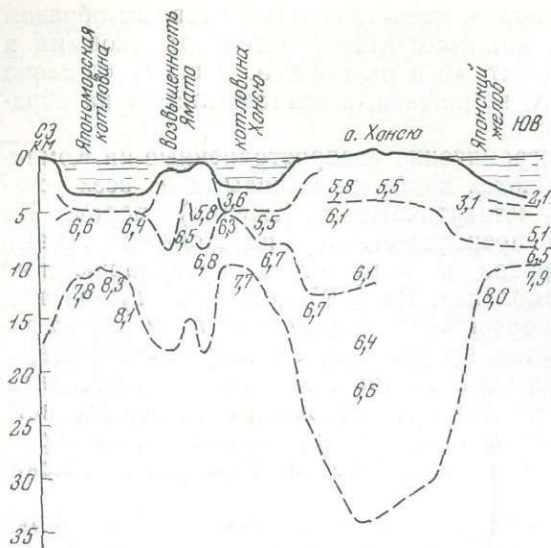


Рис. 54. Разрез земной коры Японской островной системы (по Н. П. Васильковскому и др., 1972)

и близко подходит к области байкалид юга п-ова Корея; далее к северо-востоку — соприкасается с глубоководной впадиной Хансю, отделенной подводной возвышенностью Ямато от Япономорской глубоководной впадины; на севере поднятие контактирует непосредственно с этой впадиной. Северным продолжением Японской островной дуги, хотя и без обязательных для такого рода структур фронтальных глубоководных желобов и тыловых глубоководных впадин, является складчатоглыбовая структура Сахалина.

Японской островной дуге свойственна земная кора континентального типа с хорошо выраженным «гранитным» слоем. Мощность ее составляет 25—35 км (рис. 54). Кора восточного борта Японского глубоководного желоба и юго-восточного борта желоба Кюсю соответствует океаническому типу, мощность ее не превышает 10 км. Подобная мощность земной коры характерна и для глубоководных участков Японского моря, где она также соответствует океаническому типу. В отличие от Южно-Охотской и Берингоморской глубоководных впадин «осадочный» чехол коры Япономорской впадины представлен только рыхлыми и слабо уплотненными отложениями, мощность которых в 2—3 раза меньше мощности «осадочного» слоя упомянутых впадин и не превышает 2 км (Берсенев, 1973).

Своеобразной тектонической структурой бассейна Японского моря является подводная возвышенность Ямато. Она характеризуется континентальной земной корой (20—24 км) с «гранитным» слоем мощностью около 5 км. Основная роль в строении ее верхних горизонтов принадлежит здесь метаморфизованным вулканогенным образованиям, прорванным гранитами, абсолютный возраст которых составляет 70—220 млн. лет (Васильев, Маркевич, 1973).

Среди приконтинентальных дуг Японская островная дуга является наиболее поднятой над уровнем моря морфоструктурой и характеризуется наибольшим эрозионным срезом островной суши. Поэтому здесь обнажены породы столь древнего возраста, существование которых на других дугах этого типа не установлено.

Древнейшими из образований Японской дуги являются породы так называемого гнейсового фундамента доготландского, вероятно докембрийского, возраста. Они слагают крупные блоки (пояс Хидака, горы Абукума) или значительные по размерам глыбы, выведенные на поверхность в результате проявлений магматического процесса или перемещений по разломам, — пояса Майдзуру, Куроэгава (Геол. развитие Японских островов, 1968). Видимо, эти породы — представители континентального основания, на котором, начиная с девона, развивалась средне-позднепалеозойская геосинклиналиная область (Ishikawa, Kojima, 1964). Такой вывод вытекает из следующих фактов:

1. Отсутствие в Японии кембрийских и ордовикских образований и малая мощность ограниченно распространенных карбонатных пород

готландия, имеющих платформенный облик и формировавшихся в условиях мелководного эпиконтинентального морского бассейна (Геол. развитие Японских островов, 1968).

2. В пермских конгломератах встречаются гальки гнейсов и ортокварцитов, абсолютный возраст которых 1500—1700 млн. лет (Sugisaki et al., 1971).

3. В Юго-Западной Японии залегают массивы додевонских гранитоидов, возраст их составляет более 370 млн. лет (Kawano, Uyeda, 1967).

4. Среди гнейсов и гранитов комплекса Хида установлены образования, возраст которых определен рубидий-стронциевым методом в интервале 680—1200 млн. лет (Sato, 1968).

В структуре «надгнейсового» комплекса Японской островной дуги отчетливо обособляются три структурных этажа: готландий-среднетриасовый (анизийский — ладинский ярусы), поздний триас-палеогеновый и неоген-четвертичный. Их формирование обусловлено последовательным заложением и развитием здесь средне-позднепалеозойских, мезозойско-раннекайнозойских и позднекайнозойских геосинклинальных систем. Основные структурно-формационные зоны разновозрастных геосинклинальных систем и геологические формации в разных районах северо-западного обрамления впадины Тихого океана схематизированно изображены на рис. 55—57.

Весьма показательно, что не только последовательность, но и время проявления важнейших событий в палеозойских и мезозойских геосинклиналях Японии (складкообразование, гранитоидный магматизм) коррелируются с подобными явлениями в области мезозойд Северо-Востока СССР и Сихотэ-Алиня (рис. 58). Это позволяет думать, что указанные геосинклинали Японии развивались принципиально по тем же законам, какие установлены для восточноазиатских мезозойских «континентальных» геосинклинальных систем.

Анализ геологической истории Японской островной дуги приводит к заключению о том, что начиная с девонского времени геосинклинальный процесс здесь в целом мигрировал в сторону Тихого океана. Лишь на заключительном, неоген-четвертичном этапе эта отчетливо проявленная закономерность несколько затуманена: во внутренней зоне поднятия, на основании, уже консолидированном движениями позднепалеозойско-раннемезозойской и позднемезозойской складчатостей, заложены неоген-четвертичные геосинклинальные прогибы. Регенерация в этой зоне новейшего геосинклинального процесса, по-видимому, связана с раздроблением и опусканием блоков континентальной коры.

Вероятно, именно этот процесс привел к образованию Японского моря и его глубоководной впадины. Хотя еще до сих пор существует мнение о реликтивно-океанической природе последней (Васильковский, 1973; Васильковский и др., 1972), с каждым годом, по мере получения новых данных по геологии дна Япономорского бассейна, оно становится все более дискуссионным. Вместе с тем все больше подтверждений получают представления о Япономорской глубоководной впадине как о новообразованной структуре. Вот только некоторые факты, свидетельствующие в пользу такого подхода к объяснению тектонической природы этой впадины: западный и северный борты впадины срезают продолжения разновозрастных складчатых сооружений континента; в структуре подводной возвышенности залегают породы, которые обычно характерны для континентальных блоков земной коры; во впадине отсутствуют представители глубоководной фауны, в изобилии встречающиеся на сопоставимых глубинах в Тихом океане; палеогеографические данные свидетельствуют о том, что на месте Япономорского бассейна в палеозое и мезозое находилась область размыва с широко распространенными гранитными породами, рыхлые осадки имеют малую мощность, несмотря на то что море практически окружено гористой сушей, и др.

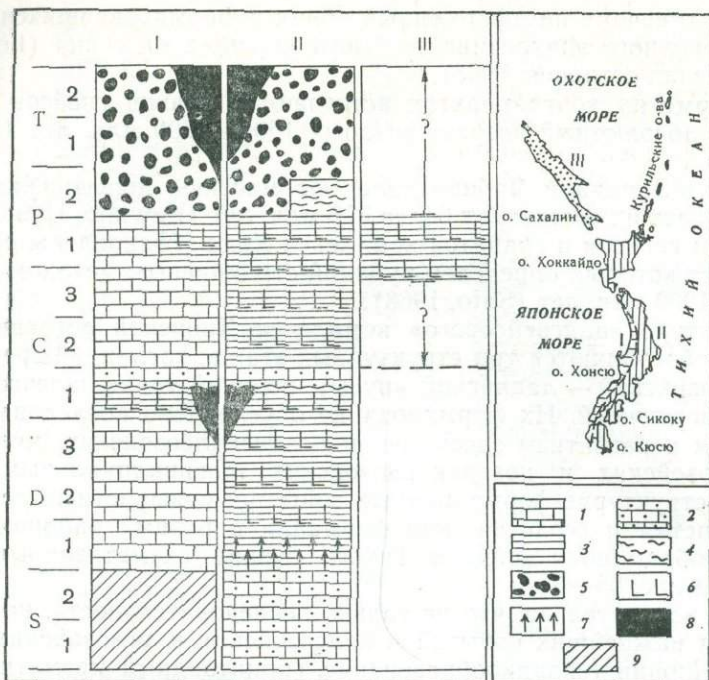


Рис. 55. Геологические формации в разных районах северо-западного обрамления впадины Тихого океана (палеозой — ранний мезозой)

1 — карбонатная; 2 — терригенно-карбонатная; 3 — песчано-глинистая (аспидная); 4 — флишевая; 5 — молассовая; 6 — спилито-диабазовая; 7 — кварц-кератофировая; 8 — гранитоидные массивы; 9 — периоды размыва (?)

На врезке: I — Внутренняя зона Японии; II — Внешняя зона Японии; III — Сахалин

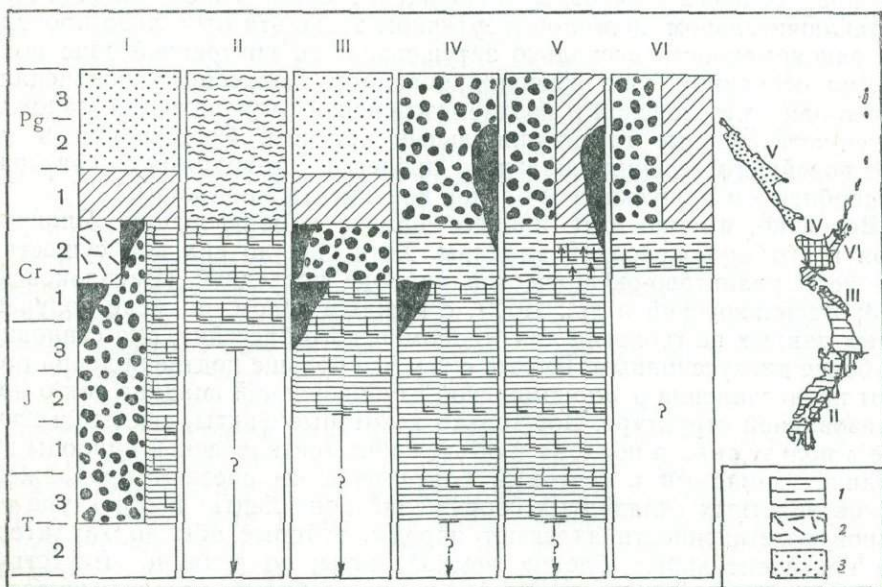


Рис. 56. Геологические формации в разных районах северо-западного обрамления впадины Тихого океана (мезозой — ранний кайнозой)

1 — песчано-глинистая сероцветная; 2 — риолитовая; 3 — кварцевых песчаников. Остальные обозначения совпадают с рис. 55.

Главные пояса: I — Хонсю; II — Симанто; III — Китаками; IV — Хидака; V — Сахалин; VI — Курильские острова

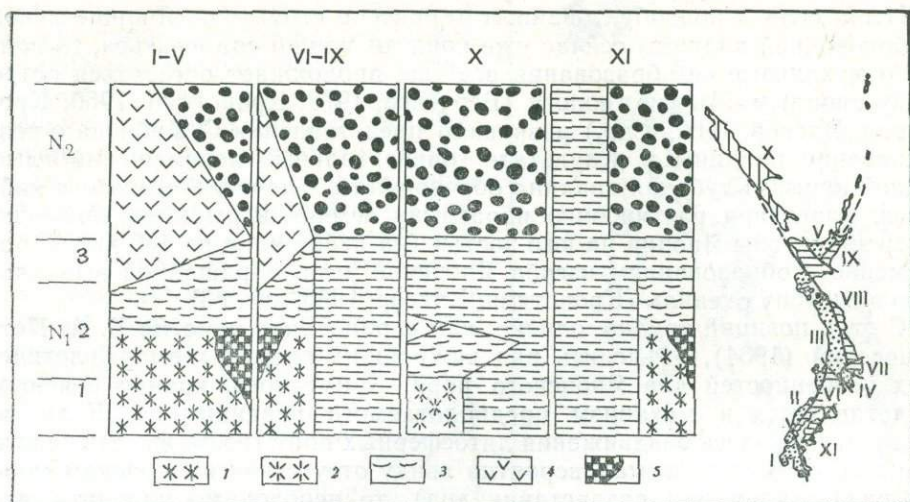


Рис. 57. Геологические формации в разных районах северо-западного обрамления впадины Тихого океана (неоген)

1 — «зеленых туфов»; 2 — отдаленно-«зеленотуфовая»; 3 — кремнисто-диатомитовая; 4 — андезитовая; 5 — кварцевых диоритов. Остальные условные обозначения см. рис. 55 и 56.

Внутренние («зеленотуфовые») зоны островных дуг: I — Рюкю; II — Юго-Западная Япония; III — Северное Хонсю; IV — Идзу-Бонинская; V — Курильская (Тсима). Внешние зоны островных дуг: VI — Юго-Западная Япония; VII — Идзу-Бонинская; VIII — Северное Хонсю; IX — Курильская (Тсима); X — Сахалин; XI — Внешняя зона Юго-Западной Японии

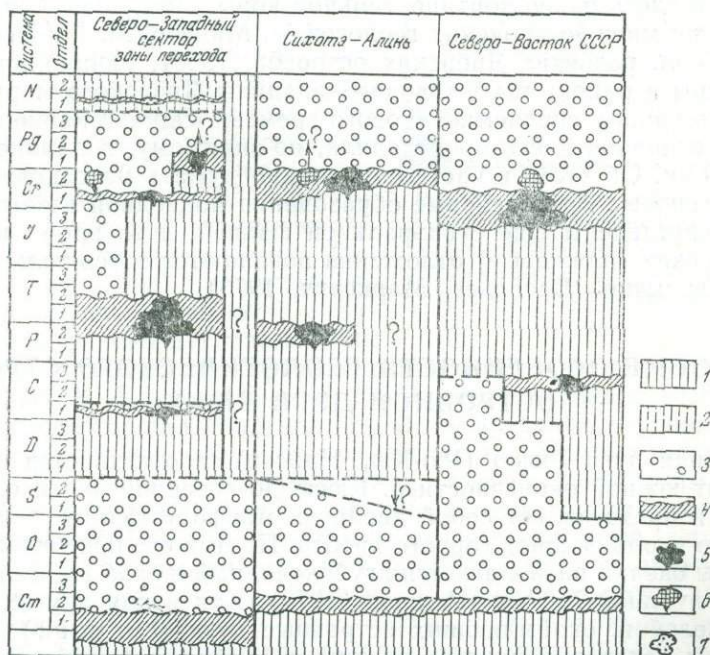


Рис. 58. Принципиальная схема геологического развития северо-западного обрамления впадины Тихого океана (Япония), Сихотэ-Алинь и Северо-Востока СССР

1 — геосинклинальная стадия; 2 — геосинклиналеподобная стадия; 3 — платформенная (субплатформенная) стадия; 4 — важнейшие складчатости; 5 — геосинклинальный (орогенный) гранитоидный магматизм; 6 — внегеосинклинальный гранитоидный магматизм; 7 — интрузивы формации кварцевых диоритов

Итак, если в новообразованном характере структуры Япономорской глубоководной впадины сейчас уже вряд ли можно сомневаться, то вопрос о механизме ее образования все еще продолжает оставаться остро дискуссионным. Многие геологи (Берсенева, 1973; Кропоткин, 1960; Кропоткин, Власов, 1960, и др.) развивают представления С. Бубнова о возникновении впадины в результате горизонтальных перемещений глыб земной коры. «Глубокая впадина образовалась в течение мезозоя и кайнозоя, благодаря растяжению и разрыву земной коры и отодвиганию внутренней зоны Японии на юго-восток (на расстояние до 430 км) одновременно с образованием изгиба Японской дуги, обращенной выпуклостью в сторону океана» (Кропоткин, Власов, 1960, стр. 83).

С этих позиций трудно, однако, как справедливо отметил Б. А. Петрушевский (1964), объяснить ряд важнейших геолого-геоморфологических особенностей дна Японского моря. Кроме того, крайне неясным представляется и механизм предполагаемого раздвижения. Если не предполагать здесь раздвижения литосферных плит (возможность такого процесса чрезвычайно маловероятна ввиду отсутствия в Японском море оси раздвигания или разрастания дна), то необходимо признать, что горизонтальные перемещения коры свелись здесь лишь к перемещениям только «гранитного» и «осадочного» ее слоев. Но в этом случае мы оказываемся на позиции мобилистической концепции 20—30-х годов, уже отвергнутой современной геолого-геофизической практикой.

Совокупность накопленных к настоящему времени геолого-геоморфологических данных о строении дна Японского моря и геофизических материалов об особенностях его глубинной структуры гораздо естественнее объясняется, как это полагают многие авторы, образованием бассейна в результате погружения и последующей переработки блока существовавшей здесь ранее континентальной коры. По достаточно аргументированному мнению японских геологов М. Минато, М. Гораи и М. Фунахаси (Геол. развитие Японских островов, 1968), начало прогибаний земной коры в районе глубоководной впадины Японского моря следует датировать концом среднемиоценового времени. Однако наиболее интенсивные прогибания здесь происходили, по-видимому, в плиоцен-четвертичное время. Об этом, в частности, можно думать на основании того, что палеогеновые и миоценовые образования подводной возвышенности Ямато представлены еще субазральной фацией, в то время как прибрежно-морские (пляжевые) отложения появляются здесь только с плиоценового времени (Васильев, Маркевич, 1973).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ РЮКЮ

Островная дуга Рюкю (Рю-Кю, Нансей) протягивается почти на 1200 км от южной оконечности о. Кюсю до северной части о. Тайвань (рис. 59) и представляет собой двойную морфоструктуру сильно расчлененного вдоль склонов горного хребта. Против его центральной части со стороны океана располагается глубоководный желоб Нансей с максимальной глубиной 7507 м (Удинцев, 1972). Как и для других глубоководных желобов, окаймляющих островные дуги (см. выше), для него характерны узкое дно, крутые склоны и V-образный поперечный профиль.

На западе фланговые участки поднятия островной дуги непосредственно контактируют с шельфовой областью Восточно-Китайской плиты, а в тылу его центральной части расположена глубоководная впадина Окинава (глубиной 2700 м). Подобные соотношения морфоструктурных элементов свидетельствуют, скорее всего, о том, что впадина образовалась после возникновения островной дуги.

Как показали результаты сейсмических исследований (Migauchi et al., 1968), глубинная структура дуги Рюкю принципиально не отличается от структуры уже рассмотренных островных дуг (рис. 60). Это подчеркнута и однотипным характером латерального распределения гравитационных аномалий — приуроченностью зоны мощных отрицательных аномалий силы тяжести к глубоководным желобам. Мощность земной коры под островной дугой превышает 20 км и соответствует континентальному типу с хорошо выраженным «гранитным» слоем. По направлению к желобу кора резко утончается и под его океаническим бортом имеет мощность всего около 8 км.

Характернейшей особенностью структуры земной коры рассматриваемого района является присутствие образований с «гранитными» скоростями распространения продольных волн (6,0—6,1 км/сек) непосредственно под впадиной Окинава. Поскольку преобладающие глубины в последней составляют в среднем чуть более 2000 м, т. е. гораздо меньше, чем в других глубоководных впадинах окраинных морей, можно думать, что эта впадина занимает положение в начале эволюционного ряда такого рода морфоструктур.

Не останавливаясь на характеристике структуры неоген-четвертичного комплекса пород дуги Рюкю, поскольку она принципиально сходна с таковой Алеутской и Курильской островных дуг, рассмотрим здесь лишь особенности строения донеогенового фундамента.

Согласно К. Кониси (Konishi, 1956), геантиклиналь Рюкю характеризуется отчетливой зональностью. В ее пределах установлено шесть продольно ориентированных тектонических зон, в плане несколько кулисообразно сдвинутых одна относительно другой по системам двух крупных поперечных разломов (см. рис. 59). Строго говоря, две из этих зон (Косикидзима и Кумаге) относятся уже не к поднятию, а к приостровным районам Восточно-Китайского и Филиппинского морей. Следовательно, в пределах самого геантиклинального поднятия прослеживаются четыре тектонические зоны, разделенные крупными разломами с падением плоскостей к северо-западу под углами 30—60°. Эти зоны получили следующие названия (с запада на восток): Исигаки, Мотобу, Кунигами, Симадзири; на поверхности они характеризуются выходами сильно дислоцированных пород различного возраста.

Наиболее древние, по-видимому допермские, образования слагают самую западную зону Исигаки. Они представлены эвгеосинклиналиными (по К. Кониси) кристаллическими сланцами, нередко измененными до

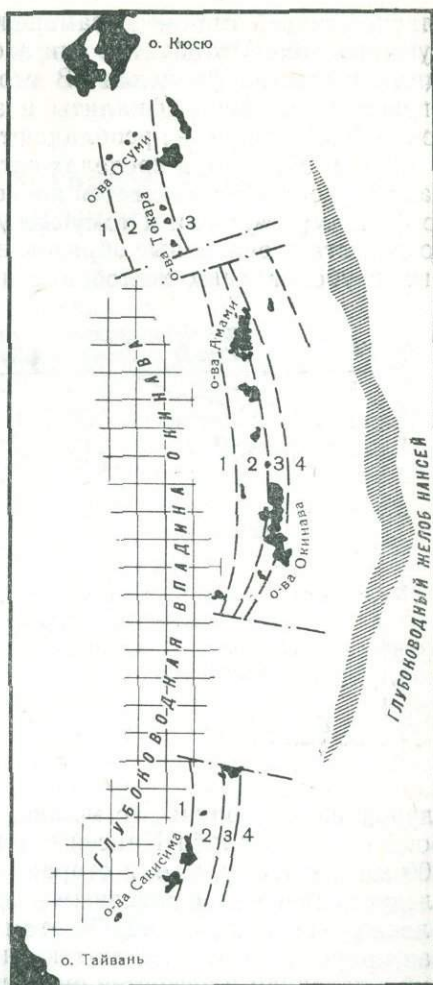


Рис. 59. Обзорная карта района островной дуги Рюкю с элементами ее тектонического районирования по Konishi, 1965

Тектонические зоны: 1 — Исигаки; 2 — Мотобу; 3 — Кунигами; 4 — Симадзири

глаукофановой стадии метаморфизма. Подобные образования превалируют и в зоне Мотобу, где они ассоциируются с известняками, содержащими пермские фузулины. В строении зоны Кунигами основную роль играют мезозойские филлиты и зеленые сланцы, а в самой восточной зоне — Симадзири — преобладают флишевые толщи палеогена.

Таким образом, в пределах островной дуги Рюкю в направлении с запада на восток наблюдается последовательное омоложение донеогенового фундамента. Если к тому же учесть, что по литолого-петрографическому составу описанные образования напоминают толщи пород современных глубоководных желобов и иногда содержат остатки тонкостенной

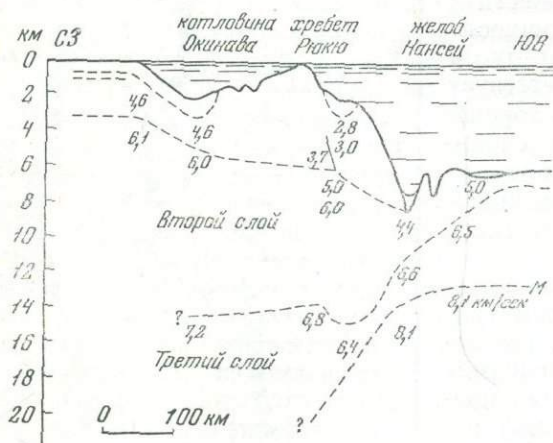


Рис. 60. Глубинная структура островной дуги Рюкю (по S. Murauchi et al., 1968)

глубоководной фауны, то можно, очевидно, предполагать смещение глубоководного желоба Нансей с допермского времени примерно на 150—200 км к востоку, т. е. в сторону океана. Такое перемещение, вероятно, следует связывать с активным воздействием Евразийского литосферного блока на Тихоокеанский. Об этом свидетельствует, в частности, надвиговая природа разделяющих тектонических зоны дизъюнктивных дислокаций с падением плоскостей сместителей к северо-западу, а также изоклинальные складки (зона Кунигами), опрокинутые к юго-востоку.

Одной из важнейших особенностей структуры островной дуги Рюкю является значительная выдвинутость ее центрального звена (блок, включающий группы островов Амами и Окинава) в сторону океана относительно «отставших» фланговых звеньев (группы островов Осуми, Токара и Сакисима). Поскольку смещенными по поперечным разломам оказываются все тектонические зоны, в том числе и сложенная на поверхности палеогеновыми отложениями зона Симадзири (см. рис. 59), постольку можно считать, что сдвиговые перемещения имели место уже в послепалеогеновое время.

Приведенный факт, казалось бы, свидетельствует в пользу концепции, согласно которой форма островных дуг объясняется ускоренным надвиганием их центральных участков на океан с одновременным образованием в тыловой области раздвиговой природы глубоководных впадин окраинных морей (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Менард, 1966). Однако глубоководная впадина Окинава располагается не только в тылу центрального звена дуги, но и напротив ее южного флангового участка. Кроме того, перемещение центрального звена дуги к востоку (около 80—100 км) никак не отражено в рельефе приостровного борта впадины. На основании этого факта напрашивается вывод не о раздвиговом, а о наложенном характере глубоководной впадины Окинава. При этом время ее возникновения вполне определенно должно быть оценено как послепалеогеновое.

Следовательно, в результате анализа геологического строения приконтинентальных островных дуг трудно отрешиться от представлений тех исследователей, которые выдвигают тезис об «агрессии» Евразийского континента на Тихоокеанскую впадину.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ (ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ)

Суждения о причинах и механизме образования островных дуг, равно как и представления об их возможных аналогах и гомологах на определенных этапах развития внутриконтинентальных геосинклинальных систем прошлых геологических эпох, довольно разнообразны и во многом противоречивы.

Вслед за А. Д. Архангельским (1941) большинство отечественных (П. Л. Безруков, А. А. Богданов, К. В. Боголепов, Г. М. Власов, Ю. А. Косыгин, П. Н. Кропоткин, М. С. Марков, Ю. М. Пушаровский, Г. Б. Удинцев, В. Е. Хаин, Н. С. Шатский, А. Л. Яншин и многие другие) и зарубежных исследователей рассматривают области распространения современных островных дуг в качестве современных геосинклинальных систем. Подобное мнение основано на развитии в этих областях сильно расчлененного рельефа со значительно вытянутыми основными формами, на его контрастности и больших амплитудах новейших тектонических перемещений поверхности твердой оболочки Земли, на высокой сейсмичности, интенсивно протекающих современных вулканических процессах и др.

С позиций изложенных представлений островные дуги логично рассматриваются как геантиклинальные поднятия, разделяющие геосинклинальные прогибы глубоководных желобов и геосинклинальные котловины глубоководных впадин окраинных морей.

Наряду с этими существуют и иные представления о тектонической позиции областей некоторых островных дуг. Так, обосновывая необходимость выделения дуг второго рода (Алеутская, Курильская, Рюкю, Бонино-Марианская) в качестве структур, отличных от дуг первого рода, В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960) относят их в отличие от последних к категории своеобразных приразломных сооружений негеосинклинального типа. Позднее это мнение было поддержано Б. А. Петрушевским (1964) и А. В. Горячевым (1966) применительно к Курильской островной дуге. При этом в качестве основных критериев «негеосинклинальности» последней рассматривались незначительная мощность распространенных здесь мезозойских и кайнозойских отложений, их слабая дислоцированность, небольшие поперечные размеры Курильской зоны, формационное однообразие пород, слагающих острова.

Следует, однако, заметить, что в отношении упомянутых островных дуг безусловно справедлив лишь тезис об активизации здесь тектонического процесса где-то на рубеже палеогенового и неогенового периодов. Что же касается утверждений о негеосинклинальном характере развития областей распространения этих структур в неогеновый и четвертичный периоды, то они слабо подкреплены фактическим материалом, некоторые же факты находят простое объяснение и с иных позиций.

Выше было показано, что ширина Курильской геосинклинальной области не столь уж мала (до 300—600 км), вскрытая мощность только неогеновых комплексов в зоне Большой гряды достигает 5000—7000 м, обнажающиеся на островах породы в сравнительно небольшом возрастном интервале (поздний мел — четвертичная система) образуют девять формационных типов геологических тел. Приведенные особенности геологического строения этой дуги вряд ли совместимы с представлениями о ее негеосинклинальном развитии в неоген-четвертичное время. Вполне

объяснима и слабая пликативная дислоцированность вскрытых здесь комплексов пород, так как вся область находится еще на геосинклинальной, а не на орогенной стадии развития.

Первые попытки объяснения происхождения островных дуг связаны, пожалуй, с именами Ф. Рихтгофена и У. Солласа.

По мнению Ф. Рихтгофена (Richthofen, 1903), эти структуры представляют собой гирлянды островов, оставшиеся от материка в результате погружения его окраинных областей под воздействием усилий, направленных со стороны Тихого океана.

У. Соллас (Sollas, 1903), отметив круговые очертания многих горных цепей и островных дуг, предположил, что форма дуг обусловлена существованием соответственно ориентированных глубоких трещин. Об Алеутской островной дуге он, в частности, писал следующее: «Многочисленные мощные вулканы, характеризующие этот район, указывают на существование интенсивно действующего подземного резервуара лавы и на разрыв земной коры, имеющий форму круговой трещины. Глядя на эту часть земного шара, трудно не поддаться впечатлению, что перед нами остатки сферического купола или пузыря, который допнул по круговым и радиальным разломам, в результате чего с внешней стороны круга разместились острова, а берега Камчатского моря отмечают неправильные расколы» (стр. 180).

Позднее А. Вегенер (1925) рассмотрел вопрос о возникновении островных дуг и глубоководных желобов с позиций созданной им мобилистической концепции. Первые, по его мнению, «представляют собой береговые цепи, которые вследствие перемещения материковых масс отчленились от последних и остались припаянными к глубоко затвердевшему дну», а глубоководный желоб «представляется как трещина, один край которой образован сильно охлажденным и уже затвердевшим на большую глубину океаническим ложем, а другая сторона состоит из сиалической массы гирлянды» (стр. 129—130).

Близкие взгляды на происхождение островных дуг были высказаны и Эмилем Арганом (1935) в докладе на Брюссельской (XII) сессии Международного геологического конгресса в 1922 г. Отмечая, что хотя в островных гирляндах «продолжают существовать многие черты более древних сооружений, вызванных движениями в передней части континента» (стр. 153), некогда направленными в сторону Тихого океана, возникновение современных морфоструктур дуг, Э. Арган объясняет новейшим дрейфом Евразии к западу и перемещением Индо-Ангарского блока к северу.

«Можно, кажется, согласиться с Вегенером,— пишет он,— что повторные фестоны, столь заметные в краевой части континента Восточной Азии, являются горизонтальной проекцией очень большой складчатости, вызванной усилием, направленным параллельно этому краю материка... Причиной этого сжатия, кажется мне, следует считать прежде всего боковое противодействие (*contre coup lateral*) большого лобового индо-ангарского сжатия» (Арган, 1935, стр. 152—153).

Развивая взгляды У. Солласа, Ф. Лейк (Lake, 1931) предположил, что гирлянды островных дуг пространственно тесно связаны со следами пересечения наклонных плоскостей глубинных сдвигов со сферической поверхностью Земли. По мнению А. Лаусона (Lawson, 1932), возникновение таких разрывов происходит в результате подвига силы океана под сиаль континентов. Одновременно предполагается, что возникающие при этом островные дуги и глубоководные желоба являются поверхностным выражением глубинного процесса, сущность которого заключается в наличии глубинного потока базальтов, направленного из-под прилегающих к материка частей океана к суше. В этом отношении взгляды А. Лаусона не совпадают с выводами Ф. Лейка, который говорил о надвигании Азиатского материка на дно Тихого океана.

В 30—40-х годах наибольшее распространение получили представления, разработанные Дж. Умбгровом и Ф. А. Венинг-Мейнецем на дугах Индонезии и воспринятые широким кругом специалистов.

По схеме, предложенной Дж. Умбгровом (1952), процесс формирования островных дуг выглядит следующим образом. Горизонтальное сжатие земной коры приводит к возникновению сиалического корня с располагающимся под ним глубоким океаническим прогибом и тылового поднятия, на котором начинает проявляться вулканизм. С уменьшением сжатия в коре происходит восстановление изостатического равновесия; сиалический корень начинает подниматься и плавиться. Это поднятие компенсируется погружением земной коры ближе к области вулканизма, а также в области, обращенной к океану (прообраз глубоководного желоба). Таким образом, на месте первоначального прогиба образуется внешнее (невулканическое поднятие островной дуги, которое неглубоким прогибом отделяется от ее внутреннего (вулканического) поднятия. По смыслу близкой к изложенной является и концепция Ф. А. Венинг-Мейнеца (Vening-Meinertz, 1940), которая также в своей основе сводится к признанию значительного вдавливания земной коры или его «гранитного» слоя с образованием легкого корня под воздействием горизонтально направленных сжимающих усилий.

Наиболее серьезные критические замечания в адрес представлений Дж. Умбгрова и Ф. А. Венинг-Мейнеца были высказаны Р. В. Ван Беммеленом (1957), который отметил известную механистичность их построений. Беммелен предложил оригинальную гипотезу, согласно которой формирование систем островных дуг связано с процессом физико-химических изменений плотности вещества тектоносферы. В последующем эта гипотеза явилась основой для представлений, главенствующая роль в которых отводится глубиной дифференциации (гиподифференциации) мантийного вещества. Хотя вероятность проявления последней и представляется довольно значительной (Белоусов, 1966; Люстих, 1961, и др.), необходимо тем не менее признать, что привлечение этой гипотезы для объяснения образования островных дуг довольно сомнительно. С ее позиций, в частности, трудно объяснить факт наклонного, а не вертикального положения зон Беньюфа, сопровождающих островные дуги.

Значительное разнообразие свойственно и представлениям о тектонических условиях зарождения структур островных дуг.

Как уже отмечалось выше, большинством исследователей островные дуги Восточной Азии рассматриваются в качестве структур, характеризующих доорогенную стадию длительно развивающихся геосинклинальных систем периферии Тихоокеанской впадины. Некоторые исследователи для отдельных дуг (дуги второго рода по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу) предполагают их негеосинклинальную природу (Белоусов, Рудич, 1960; Горячев, 1966; Петрушевский, 1964). Существует и ряд других точек зрения.

Так, Н. П. Васильковский и Г. И. Худяков (1966) рассматривают островные дуги как изначально геоантиклинальные поднятия, возникающие в виде вздутый океанической коры и последовательно растущие за счет поступления с глубин магматических продуктов. Отнюдь не преуменьшая роли вулканического процесса в формировании островных дуг, необходимо, однако, отметить излишнюю прямолинейность этой точки зрения, вступающей в противоречие с данными об особенностях геологического строения и истории развития рассматриваемых тектонических элементов. Достаточно только напомнить, что практически во всех островных дугах находятся свидетельства их неоднократного вывода из-под уровня океана под действием тектонического фактора. Это находит выражение в появлении угловых несогласий и стратиграфически перерывов разной продолжительности в толщах самого различного возраста.

Согласно Э. Н. Эрлиху (1973), островные дуги представляют собой член следующего эволюционного ряда структур: срединно-океанический хребет—островная дуга—подвижная система континента. Примерный ход рассуждений этого автора следующий: «Переход к стадии островной дуги, — пишет он, — знаменует образование геодантиклинального свода на месте бывшей вулканической зоны, являвшейся областью погружения (рифт), и заложением системы новых структурных форм — океанических желобов во фронтальной части островной дуги и биклиналильного вулканического пояса в ее тыловой части» (стр. 120).

Обращает на себя внимание то, что большинство изложенных выше представлений практически не объясняет природы характерной для островных дуг изогнутой формы. Между тем этот вопрос без особой сложности решается признанием существования падающих под островные дуги глубинных разломов. Нужно сказать, что это мнение, первоначально высказанное в виде предположения (Sollas, 1903; Lake, 1931; Lawson, 1932, и др.), подтвердилось вскоре материалами сейсмологических исследований островных дуг. К. Вадати (Wadati, 1928, 1935) и С. Виссер (Visser, 1936) показали, что очаги землетрясений по периферии Тихого океана очерчивают местоположение наклоненных под материка ослабленных зон, получивших впоследствии наименования «зоны Беньофа» или «сейсмофокальные зоны». Упрочению этих взглядов особенно способствовала дальнейшая разработка их такими крупными учеными, как А. Н. Заварицкий, Н. С. Шатский, Х. Беньоф, П. Н. Кропоткин, Г. Штилле, А. Л. Яншин и др.

Вероятно, и в настоящее время эти идеи являются более аргументированными, нежели представления, которые, основываясь на гнездовом распределении по глубине гипоцентров землетрясений, отрицают возможность существования зон Беньофа как целостных тектонических структур (Петрушевский, 1964; Пушаровский, 1972; Рудич, 1962; Эрлих, 1973, и др.). В свете данных новейших сейсмологических исследований отмеченный характер распределения очагов землетрясений по глубине свидетельствует отнюдь не об отсутствии крупных зон глубоко проникающего скалывания, а лишь о пересечении их расслоенной, а не массивно-однородной, верхней мантией (Тараканов, 1969б; Тараканов, Левый, 1969; и др.).

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЗОН БЕНЬОФА

Глубоко проникающие в глубь Земли (до 700 км) наклонные сейсмофокальные зоны являются естественным разделом между впадиной Тихого океана и обрамляющими его континентами. После выхода в свет известных работ Х. Беньофа (Benioff, 1954) они нередко стали называться зонами Беньофа, хотя по праву приоритета их, видимо, было бы правильнее называть зонами Вадати-Виссера.

Весь комплекс имеющейся на сегодня информации убеждает в том, что зоны Беньофа представляют собой глубинные, вернее, сверхглубинные разломы, рассекающие не только литосферу и астеносферные слои, но и подастеносферные области мантии. Их наклонное положение и ориентация главных осей напряжений в очагах землетрясений — преобладающее горизонтальное сжатие в направлении, нормальном к простиранию зон (Балакина, 1962; Введенская, 1969; Sykes, 1966, 1967), — удовлетворительно могут быть объяснены только признанием существования обстановки горизонтального сдавливания коры и мантии на границе океанического и континентальных блоков.

По мнению одних исследователей, развивающих представления А. Н. Заварицкого (1946а), такая обстановка сложилась в результате происходящего в этой области надвигания континента на океан при одновременном поддвиге второго под первый; другие авторы видят в

этом результат простого («чистого») надвигания континентального блока на океанический; третьи, к числу которых относятся прежде всего сторонники гипотезы «тектоники плит», — результат поддвига океана под континент. Думается, что отмеченные различия во взглядах разных исследователей имеют скорее терминологическое, нежели смысловое, значение, поскольку речь идет обычно только об относительных перемещениях блоков.

Тем не менее сейчас уже как будто намечаются пути для решения вопроса и о том, какой из упоминавшихся блоков проявляет наибольшую активность.

Последовательное перемещение глубоководных желобов с течением времени в сторону океана вполне определенно свидетельствует об активном воздействии (надвиге) континентального блока на океанический. Без признания такого процесса трудно объяснить также наклонное положение зон Беньофа, сосуществование узких и весьма протяженных глубоководных желобов и окраинных океанических валов, соотношение рельефа граничных поверхностей земной коры которых свидетельствует, скорее всего, о возникновении их в условиях горизонтально ориентированного сжатия. Следовательно, вряд ли можно сомневаться в том, что вывод о надвигании Евразии на Тихий океан представляется достаточно аргументированным и весьма близким к действительности.

Обращаясь же к вопросу об активном воздействии океанического литосферного блока на континентальный, т. е. о подвиге первого под последний, необходимо отметить, что этот вопрос содержит ряд неясных, а подчас и противоречивых моментов.

Прежде всего значительные сомнения вызывает возможность активного поддвига океанической литосферы под континентальную в районах глубоководных желобов в результате ее раздвига в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, как это предполагают некоторые исследователи (Д. Тарлинг, М. Тарлинг, 1973; Pitman III et al., 1968, и др.). Во всяком случае, такое предположение трудно согласовать со следующими фактами.

Даже если и допустить, что Восточно-Тихоокеанское поднятие принадлежит к той же категории структур, что и срединно-океанические хребты Атлантического и Индийского океанов, хотя это и сомнительно (Синицын, 1972), то местоположение глубоководных желобов относительно этого поднятия отнюдь не свидетельствует об их возникновении в результате расширения дна в осевой зоне последнего. Кроме того, с точки зрения представлений о разрастании дна Тихоокеанской впадины трудно объяснить и наличие Циркумтихоокеанского кайнозойского складчато-геосинклинального пояса. В пределах последнего пликвативно дислоцированы толщи кайнозойских отложений, включая плиоценовые. При этом характерно, что осевые линии складчатых структур ориентированы в целом вдоль контура Тихоокеанской впадины. Другими словами, горизонтальное сжатие земной коры, обусловившее складкообразование, должно было проявиться в направлении, перпендикулярном простиранию складчатых форм. Если бы это сжатие являлось следствием разрастания Тихоокеанской плиты, то центр разрастания последней должен был бы находиться примерно в центре океана, где вновь возникающая кора обладала бы очень молодым (плиоцен и моложе) возрастом. Достаточно взглянуть, однако, на схему, иллюстрирующую возраст подошвы осадочного чехла коры северной части Тихого океана (рис. 61), чтобы убедиться в отсутствии такого центра разрастания.

Итак, отвечая на вопрос о характере соотношений континентального и океанического коро-мантийных блоков, проявляющихся по системам сколов зон Беньофа, мы вынуждены склониться к мнению о том, что здесь происходит надвигание Евразии на Тихий океан. Активное поддвигание океанической литосферы под континентальную в районах глубоководных

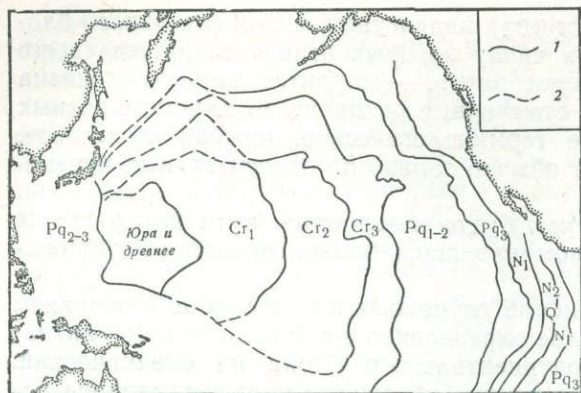


Рис. 61. Возраст подошвы «осадочного» слоя земной коры северной части Тихого океана (по А. G. Fisher et al., 1970)

Изохроны: 1 — уверенное прослеживание; 2 — неуверенное

желобов, по всей видимости, не имеет места. Однако вряд ли возможно отрицать значительную вероятность «заталкивания» края океанической литосферной плиты под континентальную при надвигании последней на первую. Это тем более вероятно, что океаническая литосферная плита по мощности примерно в 3 раза уступает континентальной (Белусов, 1968).

О ПРИЧИНЕ ИЗОГНУТОСТИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Поскольку тесная пространственная, да, видимо, и генетическая связь структур островных дуг с системами сколов зон Беньофа сейчас вряд ли может оспариваться, то постольку, говоря о форме морфоструктур островных дуг, прежде всего необходимо, очевидно, объяснить причину той или иной конфигурации выходов последних на дневную поверхность.

Касаясь этого вопроса, Ф. Лейк (Lake, 1931) и почти одновременно с ним А. Лаусон (Lawson, 1932) в развитие взглядов У. Солласа (Sol-las, 1903) выдвинули очень простую и тем самым весьма привлекательную гипотезу, связывающую дугообразную форму островных дуг с выходами на сферическую поверхность Земли глубоко проникающих зон скалывания (сдвигов или потенциальных сдвигов.) Естественным, что в этом случае форма островной дуги или радиус ее кривизны должны быть прежде всего обусловлены степенью наклона зоны Беньофа. Разделяя изложенные представления и отождествляя зоны Беньофа с надвигами, по которым континентальные глыбы надвигаются на впадину Тихого океана, Дм. Умбгров (1952) вместе с тем отмечает, что угол, обычно «образуемый плоскостью надвига с земной поверхностью, значительно превосходит угол, который мы могли бы ожидать, исходя из физиографической теории Лейка. Таким образом, если кривизна дуги обусловлена наличием зоны скалывания, то должна существовать и вторая зона, которая в отличие от зоны, найденной сейсмологами, ограничивалась земной корой» (стр. 86).

В свете материалов, полученных в последующие годы, цитированное выше заключение нуждается в пояснении.

С увеличением срока сейсмологических наблюдений конфигурация сейсмофокальных зон непрерывно уточняется. В частности, установлено, что многие из них обнаруживают значительный излом на глубинах около 300 км, причем наиболее глубокие части зон наклонены под большим углом, нежели их выше расположенные участки. Что же касается их самых верхних (преимущественно коровых) участков, то очаги землетрясений располагаются здесь таким образом, что очерчиваемая их местоположением зона Беньофа оказывается наклоненной в сторону континента под углом всего 5—15°, т. е. под тем углом, который и должен был проявиться в соответствии с концепцией Ф. Лейка.

Правда, за время, прошедшее с момента опубликования этой концепции, получены данные, которые указывают на существенно большее, чем это считалось ранее, разнообразие форм островных дуг (от почти прямолинейных до сильноизогнутых и иногда даже пеглеобразных), что, казалось бы, не согласуется с выводами Ф. Лейка. Нужно, однако, сказать, что это обстоятельство можно было бы расценивать в качестве материалов, опровергающих изложенную концепцию только при условии полного отрицания проявлений в литосфере Земли деформаций, вызванных горизонтально ориентированными напряжениями. Такой же вывод в свете достижений современной геологической науки представляется маловероятным. Поэтому для объяснения формы островных дуг в качестве рабочей гипотезы, видимо, возможно оставить концепцию Лейка — Лаусона, подразумевая, что «аномальные» формы некоторых островных дуг могли быть обусловлены как их более поздней деформацией в горизонтальной плоскости, так и первоначально изогнутой (неплоской) формой поверхностей зон скалывания.

О ПРИРОДЕ ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ

Вопрос о природе вулканизма островных дуг рассматривается в работе применительно только к неоген-четвертичному вулканическому процессу, так как продукты более древнего вулканизма изучены довольно слабо, прежде всего ввиду их незначительного распространения на дневной поверхности.

Среди неогеновых и четвертичных пород вулканического происхождения на островных дугах преобладают, как известно, андезиты известково-щелочной серии, которые обычно ассоциируются с базальтами, дацитами и риолитами, образуя своеобразные высокоглиноземистые (андезитовые) ассоциации (Кузнецов, 1964). Следовательно, проблема вулканизма островных дуг в конечном итоге сводится к проблеме андезитового вулканизма, т. е. к проблеме, которая до сих пор остается одной из наиболее дискуссионных в петрологии. О происхождении высокоглиноземистых андезитовых расплавов, исходных для андезитовых ассоциаций, высказано уже немало гипотез, которые, во многом различаясь между собой, обосновывают одну из двух нижеследующих точек зрения.

1. Андезитовая магма является производной щелочно-базальтовой или толеитовой магмы; андезитовая магма приобретает высокую глиноземистость или в результате кристаллизационной дифференциации этих основных магм (Боуэн, 1934), или же при ассимиляции ими сиалических пород коры и насыщении летучими, прежде всего парами воды (Куно, 1964; Йодер, Тилли, 1965; Соболев, 1964, и др.).

2. Андезитовая магма столь же самостоятельно существует в природе, как и щелочно-базальтовые и толеитовые расплавы (Вильсон, 1959; Горшков, 1967; Шейнманн, 1964; Green, Ringwood, 1966; Hamilton, 1964; Hess, 1954, и др.).

Здесь, видимо, нет необходимости останавливаться на подробном рассмотрении приведенных точек зрения, поскольку достаточно подробно это сделано в одной из работ В. И. Федорченко и его соавторов (1970).

Можно только отметить, что автор солидарен с высказываниями авторов этой работы, которые для объяснения возникновения андезитовых расплавов привлекают механизм кристаллизационной дифференциации: «Не говоря о некоторой механистичности... гипотез, предусматривающих обязательное удаление из расплава каких-либо кристаллических компонентов, следует отметить, что они вряд ли могут удовлетворительно объяснить удивительную выдержанность минералогического и химического состава андезитовых формаций в глобальных масшта-

бах и в значительные интервалы времени» (Федорченко и др., 1970, стр. 149).

Отнюдь не в пользу первой из приведенных точек зрения свидетельствует и отсутствие андезитов на внутриокеанических островах (Исландия, Гавайские, Галапагосские, Маркизские, Азорские и др.), где они, видимо, должны были бы встречаться, если бы в значительных масштабах образовывались в результате кристаллизационной дифференциации базальтовых магм.

Справедливыми выглядят и возражения против гипотезы, предполагающей возникновение андезитовых магм посредством ассимиляции толеитовыми или щелочно-базальтовыми магмами сиалических пород земной коры. «Если бы сколько-нибудь большое загрязнение магмы было бы обычным, то следовало бы ожидать очень значительного разнообразия в магматических ассоциациях... Наличие определенных ассоциаций пород с логической необходимостью указывает на то, что химизм ассоциации (андезитовой.— К. С.) обуславливается составом исходного расплава» (Шейнманн, 1964, стр. 63—64).

Таким образом, поразительное однообразие андезитовых формаций островных дуг в минералого-петрографическом и петрохимическом отношении очень трудно (если не невозможно) объяснить иначе, как признав существование самостоятельных андезитовых расплавов, кристаллизационная дифференциация которых в промежуточных вулканических очагах может привести к возникновению ряда пород, где наряду с преобладающими андезитами присутствуют базальты, андезито-базальты, дациты и риолиты. Однако обоснование положения о существовании в природе самостоятельных андезитовых магм отнюдь не решает еще проблему происхождения андезитовых ассоциаций пород, поскольку сам механизм возникновения таких расплавов далеко не ясен.

Рассматривая эту проблему применительно к району Курильской островной дуги, В. И. Федорченко и его коллеги (1970) пришли к достаточно аргументированному, на наш взгляд, выводу о возникновении андезитовых расплавов в результате частичного плавления «габбрового» субстрата при повышенном давлении паров воды, т. е. таким образом, как это и предусмотрено гипотезой В. Гамильтона (Hamilton, 1964).

Как уже отмечалось выше, генерация андезитовых расплавов, вероятно всего, происходит в тех надастеносферных областях оболочки Земли, которые соответствуют верхним горизонтам «геофизической» мантии, а принадлежат, судя по составу ксенолитов в андезитовых лавах, вероятно, «петрографической» коре с «габбровой» ассоциацией пород. Эта концепция, пожалуй, более всего соответствует полученной информации как путем наблюдений над геолого-геофизическими особенностями островных дуг, так и в процессе петрологического эксперимента, хотя и она, безусловно, не лишена известных слабостей. К ним прежде всего относится признание участия в предполагаемом процессе магмообразования значительных количеств воды, появление которых на глубинах более 40 км довольно проблематично (Федорченко и др., 1970). Тем не менее это обстоятельство не опровергает концепцию в целом и по существу, поскольку, не исключено появление подвижных флюидов, в том числе и воды, на подобных глубинах под островными дугами, во-первых, благодаря наличию здесь системы глубоко проникающих сколов зон Беньофа, а во-вторых, в результате протекания в этих системах сейсмического процесса, приводящего, в частности, к аморфизации кристаллического вещества в верхних астеносферных слоях.

Не исключено также, что вода может поступать из осадков океанической литосферы, подминаемой под континент при надвигании его на Тихий океан.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА КАК ХАРАКТЕРНЫЕ МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПОГРАНИЧНЫХ ЗОН МАТЕРИКОВ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ

Лейтмотивом большинства развиваемых в последние 15—20 лет тектонических концепций, касающихся зоны обрамления впадины Тихого океана, являются представления о направленности развития земной коры этой области.

Большинство исследователей видят, как известно, определенную закономерность в тектонической структуре Восточной Азии, которая заключается в том, что «наиболее древние по времени проявления геосинклинального процесса зоны находятся на самой дальней периферии океанического ложа, а наиболее молодые — на ближайшей» (Пушаровский, 1972, стр. 167). Современные островные системы при этом считаются аналогами или гомологами геосинклинальных систем, существовавших ранее в пределах современных континентов (Богданов, 1967, 1969; Васильковский, 1968; Марков и др., 1967; Пушаровский, 1965, 1972, и др.). Как логическое следствие изложенных представлений возникает вывод о последовательном смещении геосинклинального процесса в сторону Тихого океана. Поскольку сам процесс рассматривается при этом в качестве своеобразного инструмента для преобразования океанической коры в кору континентального типа, то речь идет, следовательно, о так называемой континентализации океанической коры. Предполагается, что геосинклинальный процесс, имеющий необратимый характер, определяет развитие земной коры и в настоящее время, проявляясь наиболее отчетливо в районах островных дуг (Васильковский, 1963, 1968; Марков и др., 1967; Сычев, 1969, и др.).

Другая, также весьма многочисленная группа авторов, не отрицая общей направленности процесса последовательного разрастания континентального блока коры, обосновывает взгляды об усложнении его на последнем этапе развития процессом, обратным по конечному результату, суть которого заключается в видоизменении континентальной коры до коры океанического и субокеанического типов (Белоусов, 1968; Петрушевский, 1964; Пушаровский, 1972; Тектоника Евразии, 1966, и др.). В наиболее категоричной форме основа этих представлений сформулирована В. В. Белоусовым (1968): «На перифериях Тихого океана происходит столкновение двух встречных процессов — продолжающегося геосинклинального, направленного в сторону дифференциации и дальнейшего утолщения континентальной коры, и нового процесса базификации, направленного к разрушению континентальной коры» (стр. 229)¹.

Среди рассмотренных представлений особое положение занимает концепция Ю. А. Косыгина (1969). Она сводится к признанию длительного (по крайней мере с позднего докембрия) стационарного положения переходной зоны между резко различными по составу континентальным и океаническим блоками осадочной оболочки. Это мнение, конечно, не предполагает постоянства существования всех тектонических элементов зоны. Вне всякого сомнения, одни из них в разные интервалы времени разрушались, другие, наоборот, возникали вновь, третьи изменяли свое местоположение и т. п.

Таким образом, очевидно, что в определении тектонической позиции зоны обрамления Тихоокеанской впадины, которая, собственно, и является ареной развития островных дуг и глубоководных желобов, между разными авторами существуют серьезные разногласия.

Анализ данных о геологическом строении приконтинентальных островных дуг приводит к заключению о том, что область их распростра-

¹ Появление в переходной зоне участков коры океанического типа иногда объясняется с позиций мобилизма (П. Н. Кропоткин, И. И. Берсенева и др.).

нения, видимо, длительное время развивалась в условиях непосредственного соприкосновения со впадиной Тихого океана. Свидетельством этого представляется возможным считать наличие в геологической истории отдельных участков дуг в палеозое и мезозое элементов талассогеосинклинальности (Богданов, 1966, 1967). В то же время другие участки рассматриваемой области (Японские острова) длительно находились в таких же условиях развития, как и самые восточные (мезозойские) геосинклинали Евразийского континента. Лишь в неогеновый период в результате образования глубоководных впадин окраинных морей вдоль края континента изолированно выступили цепочки островных дуг, сопровождающиеся со стороны океана глубоководными желобами¹. В этом случае следует, разумеется, не только отметить явную ошибочность представлений тех исследователей, которые рассматривают островные дуги в ряду океанических структур (Васильковский, Худяков, 1966; Эрлих, 1973, и др.), но и указать на определенную искусственность их типизации и классификации на основании материалов, касающихся донеогеновой геологической истории (Белоусов, Рудич, 1960). Действительно, как это можно видеть на Японских островах, активизация тектонического процесса в начале неогенового периода привела здесь к формированию новейших структур островных дуг на складчатом фундаменте самого разного времени консолидации (Геол. развитие Японских островов, 1968; Geology of Japan, 1963).

На основании сказанного выше напрашивается вывод о том, что на протяжении длительного интервала времени (по крайней мере со среднего палеозоя, а возможно, и с позднего докембрия) пограничной областью между континентами и древнейшей океанической впадиной Земли являлась область распространения островных дуг и сопровождающих их глубоководных желобов. По-видимому, вряд ли будет преувеличением утверждать, что пограничными структурами между континентами и древним океаном являются глубоководные желоба, разные борта которых принадлежат континентальному и океаническому блокам коры. Расположенные же в их тылу приконтинентальные островные дуги являются окраинно-континентальными структурами в противоположность лежащим по другую сторону желобов окраинным океаническим валам, принадлежащим к собственно океаническому блоку земной коры.

Говоря об островных дугах и глубоководных желобах, невозможно, конечно, обойти молчанием и вопрос о возможном механизме их образования, тем более что, как уже выше отмечалось, новейшие тектонические движения в их пределах происходят в целом вопреки условиям изостатического выравнивания земной коры. Ниже этот вопрос рассмотрен применительно к Курильской островной системе. Однако поскольку последняя, как мы уже имели возможность убедиться, по важнейшим особенностям структуры и современной динамической обстановки принципиально не отличается от других приконтинентальных островных систем Восточной Азии, постольку предполагаемое решение затронутого вопроса может иметь и общее значение.

Для объяснения охарактеризованных в предыдущих разделах глубинной структуры, динамических особенностей и новейшей геологической истории Курильской островной системы предлагается следующий вариант возможного механизма ее образования (рис. 62).

1. В результате проявления горизонтально ориентированных сжимающих сил, направленных со стороны Евразии к Тихому океану, возникает наклонно ориентированная система глубоко проникающих сколов

¹ Глубоководные желоба, как было показано выше, существовали и до неогенового периода. Однако в донеогеновое время они, скорее всего, занимали такое же структурное положение относительно Евразии, какое занимают современные глубоководные желоба (Атакамский, Гватемальский) относительно Американского континента.

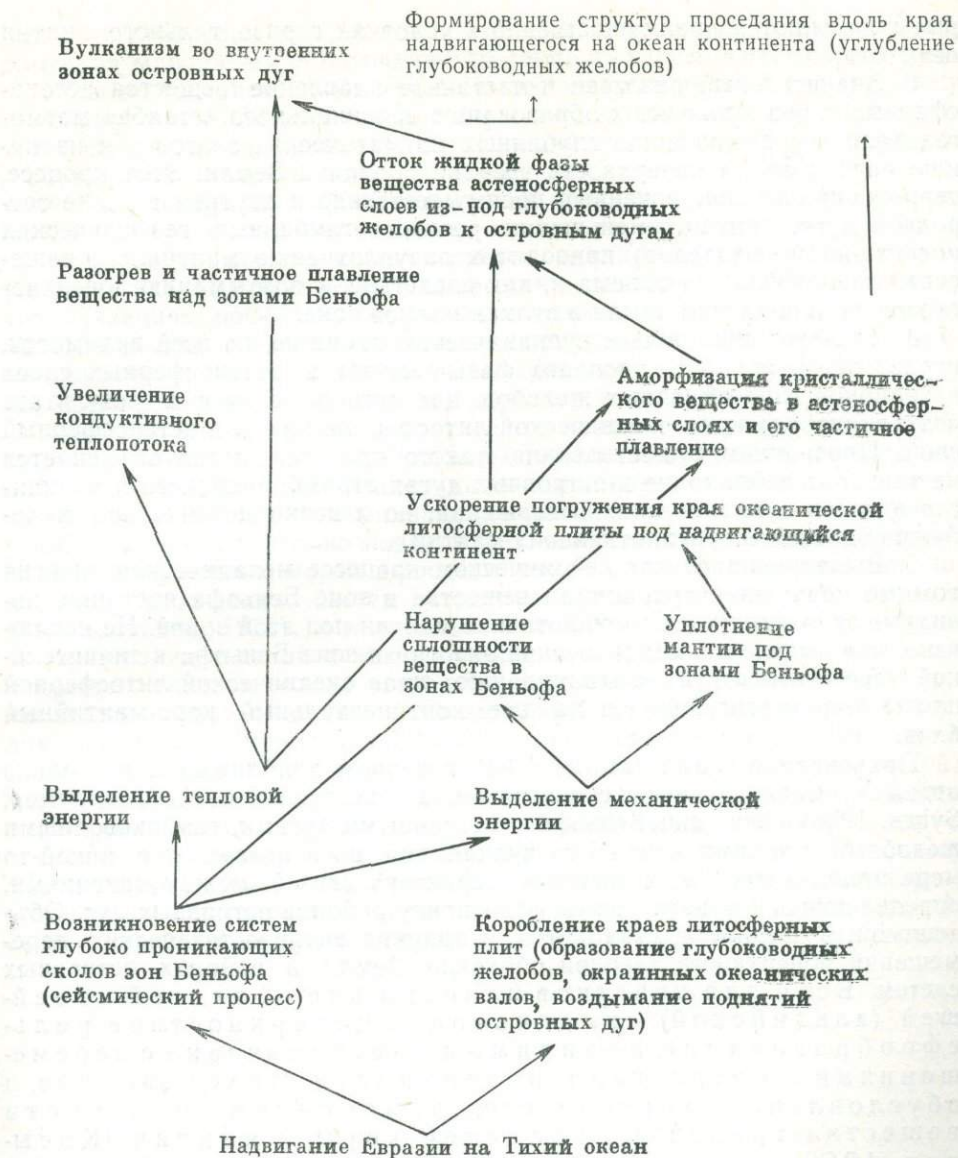


Рис. 62. Соотношение отдельных проявлений современного тектонического процесса в районе островных систем

(сейсмофокальная зона или зона Бенъофа). Одновременно происходит коробление земной коры на стыке ее континентального и океанического блоков с образованием узких протяженных структур, простирающихся в общем ортогонально к направлению сжатия (возникновение глубоководных желобов и окраинных океанических валов).

2. Возникновение системы глубоко проникающих сколов зоны Бенъофа приводит к некоторому снижению давления на разных глубинных уровнях в мантии, в результате чего ее отдельные слои «размягчаются» (появление низкоградиентных слоев). В пределах других слоев усиливается процесс аморфизации мантийного (астеносферного) кристаллического вещества и происходит его частичное плавление (Магницкий, 1965). Этому способствует и выделение значительных количеств тепловой энергии при происходящих в зоне Бенъофа землетрясениях, кото-

рые проявляются преимущественно в условиях горизонтального сжатия вещества.

3. Значительный разогрев и частичное плавление вещества астеносферных слоев приводят к образованию вертикального «столба» магмогенерации, формированию глубинных магматических очагов и к излиянию расплавов на поверхность твердой оболочки Земли. Этот процесс, территориально приуроченный преимущественно к внутренней зоне островной дуги, помимо уменьшения резкости глубинных геофизических поверхностей (разделов) приводит к разуплотнению мантийного вещества, увеличению его объема и, как следствие, к воздыманию поверхности твердой оболочки Земли в вулканической зоне.

4. Значительную роль в вулканическом процессе, по всей видимости, играет отток жидкой (расплав) фазы вещества астеносферных слоев из районов глубоководных желобов под островные дуги в результате «заталкивания» края океанической литосферной плиты в астеносферный слой. Признанием существования такого процесса легко объясняется не только преобладание в островных дугах стромболианского и вулканического типов вулканических извержений, но и возникновение под желобами областей «переуплотненной» мантии.

5. Выделяющаяся при сейсмическом процессе механическая энергия помимо нарушения сплошности вещества в зоне Беньофа частично, по-видимому, расходуется на уплотнение мантии под этой зоной. Не исключено, что выделение механической энергии в зоне Беньофа в значительной мере способствует «заталкиванию» края океанической литосферной плиты под надвигающийся на нее континентальный коро-мантийный блок.

Приведенная схема (см. рис. 62) в первом приближении не только отражает, следовательно, существование известной и ранее (например, Sykes, 1966) связи зон Беньофа с островными дугами, глубоководными желобами и зонами новейшего вулканизма, но и позволяет в какой-то мере приблизиться к пониманию характера связей между явлениями, определяющими динамическую обстановку районов островных дуг. Объяснимой, в частности, становится и причина антиизостатических перемещений поверхности твердой оболочки Земли в районах островных систем. Если для участков планеты вне областей новейшей (альпийской) складчатости поверхностное рельефообразование, по-видимому, тесно связано с перемещениями по вертикали поверхности Мохоровичича и обусловлено, скорее всего, изменением плотности вещества граничных областей коры и мантии (Косыгин, 1969), то в районах островных дуг, глубоководных желобов и крайних океанических валов оно обусловлено прежде всего короблением краев континентальных и океанических литосферных плит в результате надвигания первых на вторые.

Существенно иная обстановка вырисовывается при анализе динамического состояния районов глубоководных впадин окраинных морей.

Поскольку земная кора находится здесь в состоянии, близком к изостатически равновесному (Павлов, Семакин, 1973), можно думать, что причина новейших прогибаний поверхности морского дна во впадинах кроется в процессе, который одновременно обуславливает и подъем поверхности Мохоровичича. Вряд ли можно сомневаться в том, что сущность этого процесса заключается в изменении физических свойств пород (увеличение плотности и изменение скоростей прохождения сейсмических волн), располагающихся выше поверхности Мохоровичича (палеоМохо) в том ее положении, в котором она находилась до периода прогибаний морского дна — гилсометрически ниже ее современного положения. Но коль скоро это так, то подъем поверхности М нужно свя-

зывать с процессом приобретения породами палеокоры физических параметров мантийных образований (мантиизация земной коры).

Хотя по тектоническому эффекту этот процесс равнозначен процессу преобразования континентальной коры в кору океанического типа (подкорровая эрозия, базификация, океанизация земной коры), введение нового термина представляется целесообразным. В самом деле, использование таких терминов, как «подкорровая эрозия» или «базификация коры», подразумевает и расшифровку механизма этого процесса, который до настоящего времени представляется, однако, довольно загадочным. Не очень удачно применение в приложении к этому процессу и термина «океанизация», поскольку образование вторичных впадин с типом коры, близким к океаническому, является не причиной, а следствием, т. е. всего лишь поверхностным выражением процесса преобразования вещества, имеющего физические свойства корового, в мантийное.

Таким образом, вполне вероятно, что возникновение систем поднятий островных дуг и окаймляющих их глубоководных океанических желобов обусловлено совершенно иными причинами, нежели образование глубоководных впадин окраинных (видимо, и некоторых внутренних) морей. Это дополнительно подкрепляет вывод о том, что глубоководные впадины окраинных морей занимают самое различное структурное положение относительно систем островных дуг и глубоководных желобов (Пущаровский, 1972), и вынуждает рассматривать в качестве генетически близких тектонических сооружений пограничных зон материков и древних океанов только островные системы (т. е. сопряженные пары «поднятие островной дуги — глубоководный желоб») и окраинные океанические валы. Именно они являются продуктом взаимодействия коромантийных блоков континентов и древней (вероятно, допалеозойской) океанической впадины Земли (Тихий океан). Глубоководные впадины окраинных морей, расположенные в их тылу, своим возникновением и последующей эволюцией обязаны локально проявляющемуся процессу мантиизации земной коры, но тем не менее имеющему глобальный характер, как это подтверждает эпиконтинентальная природа Южно-Каспийской, Тирренской и других глубоководных впадин внутренних морей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о тектонике и геологической истории Курильской островной системы, а также о строении других приконтинентальных островных систем (дуг) Восточной Азии позволяют не только охарактеризовать тектоническую структуру Курильской островной системы и примыкающей к ней с северо-запада Южно-Охотской глубоководной впадины, но и высказать некоторые соображения о тектонической природе островных систем, а также об условиях возникновения расположенных в их тылу глубоководных впадин окраинных морей. Автор, разумеется, далек от мысли, что в процессе проведенного исследования полностью преодолена дискуссионность многих из затрагиваемых в работе вопросов. Здесь только уместно подчеркнуть, что все известные автору сведения были использованы с равной объективностью, и, следовательно, предлагаемые выводы отнюдь не отражают положений какой-то заведомо принятой теоретической платформы, а пытаются раскрыть смысл накопленной к настоящему времени весьма многообразной и противоречивой информации. Надежность выводов, приведенных в различных главах работы, конечно, далеко не равноценна. Это связано прежде всего с чрезвычайно разнородным характером материалов, привлеченных для их обоснования. Тем не менее содержание основных представлений кажется автору достаточно аргументированным, поскольку оно подкреплено анализом данных, полученных различными методами исследований. В кратком изложении суть этих представлений может быть сведена к следующему.

1. Курильская островная система, так же как и другие приконтинентальные системы северного и северо-западного обрамлений впадины Тихого океана, представляет собой современную геосинклинальную область, тектонический режим которой в целом унаследован от ранее существовавшей здесь неогеновой геосинклинальной системы. По морфологическому и динамическому признакам эта позднекайнозойская геосинклинальная область близка к тем геосинклинальным системам геологического прошлого, которые выражены ныне разновозрастными складчатыми областями, и отличается от них наиболее заметно только по вещественному составу. По этой причине Курильская островная система рассматривается как пример периокеанических геосинклинальных систем, возникших на рубеже палеогенового и неогенового периодов во многих областях периферии впадины Тихого океана, которые характеризовались своеобразием (талассогеосинклинальностью) и более ранней геологической истории.

2. Курильская геосинклинальная область чрезвычайно гетерогенна как по генетической сущности ее основных тектонических элементов, так и по времени их возникновения. Геоантиклинальное поднятие Курильской островной дуги образовано остаточной геоантиклиналью Малой гряды (которая в виде поднятий существует по крайней мере с раннепалеогенового времени) и сопряженной с ней по Срединно-Курильскому глубинному разлому новообразованной геоантиклиналью Большой гряды островов, оформившейся в виде поднятия не ранее сре-

дины неогенового периода. Геосинклинальный прогиб Курило-Камчатского глубоководного желоба, возникший на его современном местоположении не позднее позднемиоценового времени, является остаточным тектоническим элементом в структуре геосинклинальной области, тогда как Южно-Охотская глубоководная впадина, начало формирования которой относится к ранне- или среднемиоценовому периоду, является новообразованной геосинклинальной котловиной.

3. В пределах геосинклинального поднятия Курильской островной дуги резко преобладают дизъюнктивные дислокации, имеющие продольное и поперечное направление по отношению к простиранию островных гряд. С ними связана складчато-блоковая структура поднятия, представляющая собой совокупность разнопорядковых горстов и грабенов, в пределах которых складчатые формы дислокаций развиты слабо и преимущественно в зонах крупных разрывных нарушений.

4. Естественным разделом между областью распространения современных геосинклинальных систем рассматриваемого типа и впадиной Тихого океана (включая Филиппинскую глубоководную котловину) является система глубоко проникающих сколов зон Беньофа. Ограничение этих областей со стороны континента неотчетливо и может быть определено местоположением локально распространенных и входящих в их структуру глубоководных впадин окраинных морей.

5. Несмотря на то, что геологическое развитие области современных геосинклинальных систем характеризуется последовательным смещением геосинклинального процесса в сторону Тихоокеанской впадины, в целом она длительное время (по-видимому, с рифея) занимает относительно этой впадины стационарное положение. Это свидетельствует не только о значительной древности Тихого океана, но и о его длительной структурной обособленности и подчеркивает дисимметрию Земли как в структурном, так и в историко-геологическом выражении.

6. Возникновение и эволюция приконтинентальных островных систем неразрывно связаны с проявлениями тектонического процесса на границе континентальных и океанического коромантийных блоков, выраженной системами сколов зон Беньофа. Наклонное положение последних, существование узких протяженных зон коробления земной коры (глубоководные желоба, окраинные океанические валы), наличие круготихоокеанского кайнозойского складчато-геосинклинального пояса, надвиговых дислокаций с падениями плоскостей сместителей в сторону континента (дуга Рюкю), поперечно ориентированных сдвиговых деформаций пород на островах и ориентировка главных напряжений в очагах землетрясений свидетельствуют о преобладании здесь обстановки горизонтального сжатия (сдавливания) земной коры и литосферы в целом. Последовательная миграция глубоководных желобов с течением времени в сторону океана наводит на мысль о том, что это сжатие обусловлено активным воздействием (надвигом) континентального коромантийного (литосферного) блока на океанический.

7. Активное воздействие океанического литосферного блока на континентальные блоки (подвиг его под последние в результате предполагаемого разрастания океанической литосферы в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия) представляется маловероятным. Такое предположение трудно согласовать с наблюдающейся картиной распространения на дне океана разновозрастных образований «осадочного» чехла земной коры, с фактами о пересечении полосовыми магнитными аномалиями Японского глубоководного желоба, об обратном соотношении датированных по магнитной шкале времени полосовых магнитных аномалий вблизи Алеутского глубоководного желоба и др.

8. Формирование глубоководных впадин окраинных морей непосредственно, видимо, не связано с процессом надвижения континента на Тихий океан. Их возникновение, скорее всего, обусловлено процессом манти-

зации земной коры, т. е. процессом, который проявился также и в пределах континентальных глыб на значительном удалении от Тихого океана (Южно-Каспийская, Тирренская и другие глубоководные впадины внутренних морей).

Комплексом затронутых в настоящей работе вопросов, разумеется, далеко не ограничивается круг геолого-геофизических проблем, связанных с системами островных дуг и глубоководных желобов. Эти проблемы чрезвычайно сложны и многообразны и безусловно потребуют для окончательного решения значительных усилий со стороны специалистов различного профиля. Поэтому многие из развиваемых в работе положений необходимо рассматривать только как те или иные возможные варианты комплексной интерпретации уже накопленной к настоящему времени обширной геолого-геофизической, геоморфологической и биологической информации по районам распространения современных приконтинентальных островных систем.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И.* и др. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ.—Изв. АН СССР, серия геофиз, 1961, № 2.
- Аверьянова В. Н.* Некоторые закономерности сейсмодислокаций на Дальнем Востоке.—Изв. АН СССР, серия геол., 1965 а, № 5.
- Аверьянова В. Н.* Об общих закономерностях в направлениях напряжений, действующих в пределах Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны.—Геотектоника, 1965 б, № 3.
- Аверьянова В. Н.* Основные особенности сейсмической активности южной части Охотского региона.—В кн.: Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Аверьянова В. Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
- Аверьянова В. Н., Волков А. Н., Лившиц М. Х.* и др. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма.—В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М.* Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.—Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 217.
- Алексейчик С. Н., Анискеев Н. П., Васильев В. Г.* и др. Тектоническая схема Дальнего Востока, Северо-Востока СССР и Охотского моря.—В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Андреев Б. А.* Геофизические и геологические особенности зоны глубокофокусных землетрясений северо-западной части Тихого океана.—Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 1.
- Апродов В. А.* Сходство и различия неотектоники и сейсмотектоники Курило-Камчатской островной дуги и Азиатского мобильного пояса.—В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964.
- Арган Эмиль.* Тектоника Азии. М., ОНТИ, 1935.
- Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.
- Архангельский А. Д.* Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.—Бюлл. МОИП. отд. геол., 1930, вып. 1—2.
- Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат, 1941.
- Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М., «Наука», 1972.
- Атлас Сахалинской области. М., Изд-во ГУГК, 1967.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Гаррис М. А., Хамрабаев И. Х.* Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами.—Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 11.
- Балакина Л. М.* О распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Тихого океана.—Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 11.
- Балакина Л. М.* Некоторые результаты изучения очагов землетрясений 4 мая и 18 июня 1959 г. по инструментальным данным.—Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 11.
- Балакина Л. М.* Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса.—Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11.
- Барк К.* Алеутская островная дуга и континентальная окраина Аляски.—В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Бевз В. Е., Савицкий В. О.* Стратиграфическое положение свиты р. Жемчужной в неогеновом разрезе о-ва Итуруп (Курильские острова).—Изв. Сах. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 3. Южно-Сахалинск, 1972.
- Бевз В. Е., Смирнов И. Г., Королева Т. П.* О геологическом строении островов Большой Курильской гряды.—Изв. Сах. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 2. Южно-Сахалинск, 1971.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О.* Осадочные формации океанов.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Безруков П. Л., Удинцев Г. Б.* Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей.—Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 2.
- Безруков П. Л., Бойченко И. Г., Живаго*

- А. В. и др. Новые данные о закономерностях строения подводного рельефа.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 5.
- Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды.— Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Госгостехиздат, 1961.
- Белусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Белусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Белусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Беляев Г. М. Донная фауна наибольших глубин (ультраабиссали) Мирового океана. М., «Наука», 1966.
- Беляевский Н. А., Родников А. Г. Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей. Статьи 1 и 2.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 1; Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 2.
- Бент О. И. Новые данные о вещественном и химическом составех пемзовых пород островов Итуруп и Кунашир (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 6.
- Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности.— В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Берснев И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря Владивосток, 1973.
- Бириштейн Я. А. Некоторые вопросы эволюции глубоководной фауны.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Богданов Н. А. Строение палеозойд запада Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1966, № 2.
- Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии.— Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 181.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л., ОНТИ, 1934.
- Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии.— М., ИЛ, 1957.
- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К. Аномалия в геомагнитных вариациях на Дальнем Востоке.— Геология и геофизика, 1969, № 1.
- Василевский М. М., Маренина Т. Ю., Марченко А. Ф. и др. Интрузивные породы Центральной Камчатки.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI, ч. I. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Недра», 1964.
- Васильев В. И., Маркевич П. В. О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море).— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
- Васильев В. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану в 1958 г.— В сб.: Сейсмические исследования в период МГГ, № 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Васильковский Н. П. О направленности геологических процессов в истории Земли.— Геология и геофизика, 1962, № 11.
- Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг.— В сб.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история североазиатской ветви Тихоокеанского пояса.— В сб.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.
- Васильковский Н. П. Еще раз о происхождении Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
- Васильковский Н. П., Удинцев Г. Б., Карп Б. А., Моуравова Е. А. Японское море— реликт океана.— В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Труды СахКНИИ, 1972, вып. 33.
- Васильковский Н. П., Худяков Г. И. О геантиклинальном развитии южной части Курильской островной дуги.— В кн.: Второй Международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966.
- Вашилов Ю. Я., Гайманов А. Г., Строев П. А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях.— В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. Изд-во МГУ, 1969.
- Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., «Наука», 1969.
- Вегнер А. Возникновение материков и океанов. М., ОНТИ, 1925.
- Вейцман П. С. Северо-восточная часть Курило-Камчатской зоны Тихого океана.— В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
- Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. и др. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Вергунов Г. П. Очерк геологии и металлогении южной части Курильского архипелага.— Труды СахКНИИ, 1961, вып. 10.
- Вергунов Г. П. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов.— Доклады сов. геологов на

- XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема II: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.
- Верунов Г. П., Власов Г. М.* Интрузивные породы. Курильские острова.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Верунов Г. П., Прялухина А. Ф.* Плиоценовые отложения Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.
- Вернадский В. И.* О геологических оболочках Земли как планеты.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1942, № 6.
- Веселов О. В., Тузов И. К.* Тепловой поток в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса.— Труды СахКНИИ, 1972, вып. 26, Геофиз. сб., № 3.
- Вильсон Д. Т.* Геофизика и рост континентов.— Природа, 1959, № 8.
- Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П.* Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Власов Г. М.* История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР.— Труды XX сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2. Мехико, 1957.
- Власов Г. М.* Стратиграфия четвертичных отложений полуострова Камчатки и Курильских островов.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
- Власов Г. М.* Прихотские складчатые области (Сахалин, Курильские о-ва, Камчатка и Корякское нагорье).— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958б.
- Власов Г. М.* Четвертичные оледенения Северных Курильских островов.— Геоморфол. сб. Всес. геогр. об-ва. М. Л., Изд-во АН СССР, 1958а.
- Власов Г. М.* Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— В сб.: Материалы по четверт. геологии и геоморфол. СССР. Л., 1959.
- Власов Г. М.* Геоморфология Курильских островов.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Власов Г. М., Кленов Е. П.* Общая характеристика палеогена и неогена Камчатки.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Волохов И. М., Иванов В. М.* Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив.— Геология и геофизика, 1961, № 11.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И.* Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— Сов. геология, 1962, № 1.
- Воробьев Д. П.* Растительность Курильских островов.— М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Воронов В. Г.* К характеристике фауны млекопитающих Курильских островов.— В кн.: Фауна Сибири, ч. II. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Гаврилов В. К.* История формирования геантиклинального поднятия Больших Курил (на примере северной группы островов).— Автореф. канд. дисс. М., 1970, ротاپринт.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Вулканогенно-осадочные формации геантиклинального поднятия Малых и Больших Курил. М., «Наука», 1973.
- Гайнанов А. Г.* Мятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, т. 12.
- Гайнанов А. Г.* О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным.— В сб.: Геофизические исследования, № 1. Изд-во МГУ, 1964.
- Гайнанов А. Г., Ушаков С. А.* Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3.
- Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А.* Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря.— Изв. АН СССР, 1968, № 8.
- Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А.* и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана.— Новосибирск, «Наука», 1974.
- Геологическое развитие Японских островов.* М., «Мир», 1968.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.* М., «Недра», 1966.
- Геология и минеральные ресурсы Японии.* М., ИЛ, 1961.
- Геология СССР,* т. XXXI, ч. I. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Недра», 1964.
- Гимпельсон М. С., Павлов Ю. А., Тузов И. К.* Карта средней плотности земной коры. Атлас Сахалинской области. М., Изд-во ГУГК, 1967.
- Гладун В. А., Марчук Г. Д., Пантелеев В. Л., Строев П. А.* Гравиметрические исследования в районе Курило-Камчатской впадины и северо-западной части Тихого океана в 1958 г.— В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 2 Изд-во МГУ, 1963.
- Говоруха Л. С.* Баланс внешнего массообмена ледников Северной Земли.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3.
- Горшков Г. С.* Вулканы острова Парамушир и их состояние летом 1953 г.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1954, № 22.
- Горшков Г. С.* Действующие вулканы Курильской гряды.— В сб.: Молодой вулканизм СССР. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Горшков Г. С.* Кальдера Заварицкого.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1960, № 30.

- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
- Горшков Г. С., Мархинин Е. К., Родионова Р. И. и др. Описание вулканов Курильских островов.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.
- Грабков В. К. Морские террасовые ряды как индикаторы трансгрессий и показатели характера четвертичных движений переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану.— В сб.: Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока, вып. 3. Тезисы докладов. Новосибирск, 1969а.
- Грабков В. К. Позднеплиоценовые и четвертичные движения и некоторые вопросы палеогеографии Курильской островной дуги в четвертичном периоде.— В сб.: Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока, вып. 3. Тезисы докладов. Новосибирск, 1969б.
- Грабков В. К. Спектры морских террас как отражения плейстоценовых вертикальных движений земной коры северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— Труды СахКНИИ, 1975, вып. 31.
- Грабков В. К., Павлов Ю. А. Новейшие движения и изостатическое состояние земной коры Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 3.
- Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В. и др. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита.— Доклады сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема II. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948.
- Давыдов М. Н., Дуничев В. М., Таболяков А. Я. Новые данные о неогеновых отложениях южной группы Больших Курильских островов (Уруп, Итуруп, Кунашир).— Геология и геофизика, 1968, № 12.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.—М., ОНТИ, НКТП СССР, Главная редакция геолог.-развед. и геодез. литературы, 1936.
- Егиазаров Б. Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов Л., «Недра», 1969.
- Егорова Е. М. К характеристике эндемической флоры Сахалина.— Труды СахКНИИ, 1968, вып. 19.
- Ерохов В. Ф. Новые данные о возрасте неогеновых образований северо-восточной части о. Итуруп (Курильские о-ва).— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2.
- Жегалов Ю. В. Командорские острова.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Желубовский Ю. С. Курильские острова. Тектоника.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964а.
- Желубовский Ю. С. История геологического развития Курильских островов.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964б.
- Желубовский Ю. С., Прялухина А. Ф. Стратиграфия (Курильские острова).— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Жидкова Л. С., Бевз В. Е., Неверова Т. И., Шереметьева Г. Н. Биостратиграфия неогеновых отложений островов Большой Курильской дуги, ч. I. Северо-Курильский горизонт (нижне-среднемиоценовые отложения о-вов Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир).— Изв. Сах. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 2. Южно-Сахалинск, 1971.
- Жидкова Л. С., Бевз В. Е., Неверова Т. И., Шереметьева Г. Н. Биостратиграфия неогеновых отложений островов Большой Курильской дуги, ч. II. Среднекурильский горизонт (верхнемиоценовые отложения о-вов Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир).— Изв. Сах. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 3. Южно-Сахалинск, 1972.
- Заварицкий А. Н. Линейное расположение вулканов Камчатки.— Тезисы докл. XVII Международного геологического конгресса, 1937.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946а, № 2.
- Заварицкий А. Н. Вулканическая зона Курильских островов.— Вестник АН СССР, 1946б, № 1.
- Заварицкий В. А. Спаято-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.— Труды ИГН АН СССР, 1946, вып. 71, петрогр. серия, № 24.
- Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— В сб.: Океанологические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зверев С. М. О строении осадочной толщи некоторых участков Тихого океана по данным сейсмических отраженных волн.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.
- Зверев С. М. Результаты изучения осадочной толщи в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.

- Зенкевич Л. А.* К вопросу о древности океана и его фауны.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Индзима А., Кагами Х.* История тектонического развития континентального склона в открытом море близ Санрику и Кусиро с неогена.— *J. Geol. Soc. Japan*, 1961, v. 67, № 793 (японск.), рота-принт.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
- Казакова Э. Н., Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф.* и др. О щелочных породах островов Малой Курильской гряды.— Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 4.
- Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И.* О стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Малой Курильской гряды.— Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И.* О поздне меловом магматизме Малой Курильской гряды.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 2.
- Канаев В. Ф.* Геоморфологические наблюдения на Курильских островах.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32.
- Канаев В. Ф., Ларина Н. И.* Подводный рельеф Северо-Курильского района.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1959, т. 36.
- Каница А. А.* Краткий очерк меловых образований Сахалина.— В сб.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. Материалы Совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л., изд. ВНИГРИ, 1961.
- Каррей Дж.* Позднечетвертичная история материковых шельфов США.— В кн.: Четвертичный период в США, т. I, М., «Мир», 1968.
- Кинг Ф. Б.* Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Кларк С. П., мл.* Фазовые равновесия при высоких давлениях.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.
- Клушин И. Г.* Методика совместной интерпретации геофизических данных с целью изучения плотности глубинных слоев земной коры.— Геология и геофизика, 1961, № 11.
- Коган С. Д.* К вопросу об изучении механизма глубоких землетрясений.— Докл. АН СССР, 1954, т. 99, № 3.
- Коган С. Д.* О существовании глубинной фокальной поверхности на границе Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 1.
- Кондорская Н. В., Ландырева Н. С.* Особенности сейсмичности Камчатской области по данным наблюдений сети стационарных сейсмических станций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 10.
- Кондорская Н. В., Постоленко Г. А.* Сейсмическая активность Курило-Камчатской области за 1954—1956 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 9.
- Кондорская Н. В., Постоленко Г. А.* Анализ наблюдений над землетрясениями Курило-Камчатской области.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 10.
- Кондорская Н. В., Тараканов Р. З.* Курило-Камчатские землетрясения.— В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кондорская Н. В., Тихонов В. И.* К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 1.
- Корсунская Г. В.* Курильская островная дуга (физико-географический очерк).— М., Географгиз, 1958.
- Косминская И. П.* Изучение строения земной коры в СССР в период МГГ (1956—1959 гг.).— В сб.: Результаты исследований по программе МГГ. Сейсмологические исследования, № 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С.* и др. Некоторые результаты комплексной интерпретации материалов геофизических наблюдений в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— В сб.: Труды Всес. конф. по итогам МГГ. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В.* Общие черты строения земной коры переходной зоны.— В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Кочергин Е. В.* Структура аномального магнитного поля акваторий, прилегающих к Южным Курильским островам с Тихоокеанской стороны, по данным гидромагнитной съемки.— Труды СахКНИИ 1970, вып. 24.
- Красный Л. И.* Схема структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений.— Докл. АН СССР, 1956, т. 107, № 1.
- Кропоткин П. Н.* Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
- Кропоткин П. Н., Власов Г. М.* Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса.— В кн.: Материалы к I Всес. конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. I. Владивосток, 1960.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Кузина И. Н., Новиков Г. Н., Владимиров А. С.* Стратиграфия неогеновых от-

- ложений центральной части Поронайской впадины. — Изв. Сах. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 2. Южно-Сахалинск, 1971.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кулаков А. П. Об основных чертах четвертичного рельефообразования островов Курильской гряды. — В сб.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
- Кучо Х. Серии изверженных пород. — В кн.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964.
- Лившиц М. X. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца. — Геология и геофизика, 1965, № 1.
- Лившиц М. X. Некоторые особенности физического состояния вещества верхней мантии (карта). Атлас Сахалинской области. М., Изд-во ГУГК при СМ СССР, 1967.
- Линдберг Г. У. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение пресноводных рыб. — Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946, № 3.
- Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Линдберг Г. У. К четвертичной истории дальневосточных морей. — Докл. АН СССР, 1956, т. 111, № 2.
- Линдберг Г. У. Парадоксальные выводы биогеографии в свете новейших данных океанической геологии и геофизики. — Зоологический журнал, 1970, т. 49, вып. 11.
- Линден Н. А. Землетрясения Дальневосточной зоны. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, т. XI, вып. 6.
- Луицкий И. В. Основы палеовулканологии. т. 2. Древние вулканы. М., «Наука», 1971.
- Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. — Сов. геология, 1961, № 6, с. 28—52 с илл.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О глубинности формирования гранитоидов. — Доклады сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 16: Петрографические формации и процессы петрогенеза. М., «Наука», 1964.
- Мардерфельд Б. Е. Аномалия в геомагнитных вариациях на территории Дальнего Востока. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1968.
- Маренина Т. Ю., Долматова Б. К. Интрузивные породы Восточной Камчатки. — В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Марков М. С. К проблеме формирования «гранитного» свода островных дуг. — В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. — В сб.: Современные проблемы географии. М., «Наука», 1964.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К. Вулканы острова Кунашир. — В сб.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 17.
- Мархинин Е. К. Вулканизм Курильских островов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Новые данные о вулканах центральных Курильских островов. — В сб.: Проблемы вулканизма. Материалы по II Всес. вулканологическому совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Марченко А. Ф. Стратиграфия мезозойских отложений Камчатки. — В сб.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. Материалы совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л., изд. ВНИГРИ, 1961.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Милашин А. П. К вопросу о сейсмичности Дальнего Востока. — Новости нефтяной и газовой техники. Геология, 1961, № 8.
- Монахов Ф. И., Тараканов Р. З. Характеристика Курило-Камчатских землетрясений по наблюдениям близких станций за 1952—1954 гг. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 5.
- Морозевич И. Месторождение самородной меди на Командорских островах. — Труды Геол. комитета, новая серия, вып. 72, 1912.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. — Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., 1957, т. 32, вып. 5.
- Муратов М. В. Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин. — В сб.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Мурдмаа И. О., Безруков П. Л., Богданов Ю. А. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе. — В сб.: Фауна Курило-Камчатского желоба и условия ее существования. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1970, т. 86.
- Неверов Ю. Л. Колчеданные рудопроявления типа «куроко» на Курильских островах и некоторые вопросы их генезиса. — Труды Сахалинского КНИИ, 1963, вып. 15.
- Неверов Ю. Л. Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1970.

- Неверов Ю. Л., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. Магматические формации Большой гряды Курильских островов.— Труды СахКНИИ, 1963, вып. 15.
- Неверов Ю. Л., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. Об «экзотических» породах Большой гряды Курильских островов.— Геология и геофизика, 1964, № 5.
- Неверов Ю. Л., Хведченя О. А. Новые данные по геологии и рудной минерализации острова Уруп.— Труды СахКНИИ, 1962, вып. 12.
- Немото Т., Хаякава М., Такахаси К., Оана С. Геологические, геофизические и геохимические исследования в районе вулкана Сёва-Синдзап.— «Тисицу тэсасэ хо-коку», 1957, № 170 (японск.), ротапринт.
- Никольский В. М. Стратиграфия Курильских островов.— Материалы совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л., изд. ВНИГРИ, 1959.
- Никольский В. М.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI, ч. I. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Недра», 1964.
- Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Павлов Ю. А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны.— В сб.: Изостазия. М., «Наука», 1973.
- Павлов Ю. А., Сергеев К. Ф. Курило-Камчатский глубоководный желоб.— В кн.: Строен. земн. коры и верхн. мантии северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск. «Наука», 1976а.
- Павлов Ю. А., Сергеев К. Ф. Окраинный океанический вал Зенкевича.— В кн.: Строен. земн. коры и верхн. мантии северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск. «Наука», 1976б.
- Павлов Ю. А., Сычев П. М., Туезов И. К. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана.— В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9, М., «Наука», 1972.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Петкевич Г. И. Факторы, определяющие скорости сейсмических волн в геологическом разрезе. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичн. периода АН СССР, 1963, № 28.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.
- Пискунов Б. Н. К вопросу о поверхностях выравнивания и новейших тектонических движениях Большой Курильской гряды.— В сб.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
- Пискунов Б. Н. Неоген-четвертичный вулканизм островов Уруп и Симушир и вопросы происхождения пород андезитовой формации. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Пискунов Б. Н., Сергеев К. Ф. Неогеновые отложения о. Симушир и некоторые вопросы геологической истории Большой Курильской гряды.— Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Пискунов Б. Н., Сергеев К. Ф., Федорченко В. И. Курильская островная дуга.— В кн.: Строен. земн. коры и верхн. мантии северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Попов Ю. Н. Области сноса и седиментации в Верхне-Колымской геосинклинали в пермский период.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 13.
- Прялухина А. Ф. Стратиграфия южных Курильских островов.— В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. Л., Гостоптехиздат, 1961а.
- Прялухина А. Ф. Материалы по стратиграфии южных Курильских островов.— Труды СахКНИИ, 1961б, вып. 10.
- Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Пуцаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Алясцинской тектонической зоны.— В сб.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Пуцаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Резанов И. А., Зарудный Н. И. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Результаты глубоководного бурения в Средиземном море.— Экспресс-информация. Морская геология и геофизика. Информация 1, № 1, ВИНТИ, 1972, ротапринт.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицир. стратигр. схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Ривош Л. А. Геомагнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего.— Геология и геофизика, 1964, № 5.
- Рикитаке Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963.
- Ричардс Х. Дж. Сопоставление береговых

- линий плейстоцена Северной Америки и Европы.— Труды XXI Междунар. геол. конгресса, вып. 1. М., ИЛ, 1963.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И.* О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги.— Геология и геофизика, 1971, № 2.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н.* Геологическое строение четвертичных вулканов.— В сб.: Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир).— Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Ротман В. К.* О соотношении ирунейской и кирганикской свит центральной Камчатки.— В сб.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. Материалы совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л., изд. ВНИГРИ, 1961.
- Рудич Е. М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Саидова Х. М.* Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сака Я. О.* О геологическом строении о. Шикотан Малой Курильской гряды.— Геология, 1932, т. 39 (японск.), ротапонт.
- Сака Я.* Геология и геоморфология о. Шикотан.— Геология, 1936, т. 21. Пер. с японск., ротапонт.
- Святловский А. Е.* Землетрясения и особенности тектонического строения Курило-Камчатской области.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1956, № 2.
- Сергеев К. Ф.* Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963а, т. 153, № 5.
- Сергеев К. Ф.* К вопросу о генезисе пород спилито-кератофировой формации о. Парамушир (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1963б, т. 152, № 2.
- Сергеев К. Ф.* Некоторые вопросы петрологии Центрального интрузивного массива хребта Вернадского на о. Парамушир (Курильские о-ва).— Геология и геофизика, 1964, № 12.
- Сергеев К. Ф.* Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966.
- Сергеев К. Ф.* О тектонической принадлежности и геологической истории Курильской островной дуги.— Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б.* Об интрузивных породах хребта Вернадского на о. Парамушир (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1963а, т. 153, № 4.
- Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б.* Габбро-анортозиты интрузивного массива мыса Ферсмана на о. Парамушир (Курильские острова).— Труды СахКНИИ, 1963б, вып. 15.
- Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И.* К вопросу о тектонике и геологической истории Малой Курильской гряды.— Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Сергеева В. Б.* О стратиграфии неогеновых отложений острова Итуруп (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4.
- Синицын В. М.* Силье Историко-генетические аспекты. Л., «Недра», 1972.
- Скорикова М. Ф.* О возможности определения плотности в земной коре по значениям граничных скоростей.— Геология и геофизика, 1966, № 8.
- Смирнов Я. Б.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6.
- Снеговской С. С., Александров С. М.* О тектонике западного борта Курильской котловины.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Снеговской С. С., Неверов Ю. Л.* Строение осадочных отложений на акваториях о. Итуруп (Курильские острова).— Труды СахКНИИ, 1970, вып. 24.
- Соболев В. С.* Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геология и геофизика, 1964, № 1.
- Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г.* Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги.— Сов. геология, 1963, № 3.
- Соловьев С. Л., Соловьева О. Н., Тараканов Р. З.* и др. Землетрясения Дальнего Востока.— В сб.: Землетрясения в СССР в 1963 году. М., «Наука», 1965.
- Соловьев С. Л., Тараканов Р. З., Поплавская Л. Н.* Сейсмичность Дальнего Востока.— В сб.: Землетрясения в СССР в 1962 году.— М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Соловьева Н. А.* Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Малой Курильской дуги. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Справочник по экологии морских двусторок.* М., «Наука», 1966.
- Стрельцов М. И.* О структурных ярусах Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1970а, т. 190, № 6.
- Стрельцов М. И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970б.
- Стрельцов М. И.* О дислокациях южной части Курильской островной дуги.— Геология и геофизика, 1973, № 4.
- Строение земной коры* в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, «Наукова думка», 1964.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Субботин С. И., Сологуб В. Б., Чекунов А. В.* Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории

- Украины.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2.
- Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966.
- Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Сычев П. М. К вопросу о строении верхней мантии.— Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Сычев П. М., Парвиайнен А. Э. Зависимость скорости распространения упругих волн от плотности горных пород на Сахалине.— Геология и геофизика, 1963, № 6.
- Тараканов Р. З. Некоторые результаты изучения землетрясений Дальнего Востока.— Труды СахКНИИ, 1961, вып. 10.
- Тараканов Р. З. Географы воли Р и S и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над Курило-Японскими землетрясениями.— Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1965, № 7.
- Тараканов Р. З. К вопросу о расположении в верхней мантии вероятных областей магмообразования.— В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли, Петропавловск-Камчатский, 1969а.
- Тараканов Р. З. Мозаика скоростей в верхней мантии и возможности построения площадного географа.— Труды СахКНИИ, 1969б, вып. 20.
- Тараканов Р. З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей, № 9. М., «Наука», 1972.
- Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона в окрестности фокальной зоны.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, ч. I. Новосибирск, 1972.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастено-сферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным.— В сб.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Тараканов Р. З., Соловьев С. Л. Сейсмичность Курильских островов.— В сб.: Сейсморайонирование территории СССР. М., 1968.
- Тарасов И. И. Биология моря и флот. М., Военмориздат, 1943.
- Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материнки. М., «Мир», 1973.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000.— М., Изд-во ГУГК, 1966.
- Тихомиров В. М. Термодинамические условия в земной коре и верхней части мантии Охотского моря, Курильских островов и Прикурильской части Тихого океана.— Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Токарев П. И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне.— Труды Лаб. вулканол., 1959, вып. 17.
- Туезов И. К. Геофизические исследования Дальневосточного сектора Тихоокеанского кольца.— Труды СахКНИИ, 1969, вып. 20.
- Туезов И. К., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Соловьев О. Н. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Геотектоника, 1967а, № 4.
- Туезов И. К., Красный М. Л., Соловьев О. Н., Кочергин Е. В. О природе Восточно-Курильской магнитной аномалии.— Изв. АН СССР, физика Земли, 1970, № 1.
- Туезов И. К., Сергеев К. Ф., Неверов Ю. Л., Занюков В. Н. О разрывных дислокациях Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968.
- Туезов И. К., Сычев П. М., Павлов Ю. А., Гимпельсон М. С. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— В сб.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967б.
- Тулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов.— В сб.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969.
- Тучков И. И. Палеогеография Северо-Востока СССР в верхнетриасовое, юрское и нижнемеловое время.— Сов. геология, 1957, № 59.
- Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955а, т. 12.
- Удинцев Г. Б. Происхождение рельефа дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955б, вып. 13.
- Удинцев Г. Б. Геологическое строение Курило-Камчатской впадины.— Природа, 1955в, № 12.
- Удинцев Г. Б. О рельефе Курило-Камчатской впадины.— Бюлл. Совета по сейсмологии, 1956, № 2.
- Удинцев Г. Б. Основные черты развития рельефа дна Охотского моря в четвертичном периоде.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, вып. 13. М., Изд-во АН СССР, 1957а.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957б, т. 22.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— Доклады сов. геологов на Междунар. геол. конгрессе. Проблема Ю. М., «Недра», 1960.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна

- дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— Океанология, 1961, № 3.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна Тихого океана.— В кн.: Рельеф Земли. М., «Наука», 1967.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Удинцев Г. Б., Янин А. Л. Структуры морского и океанического дна.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Умбров Дж. Островные дуги.— В сб.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952.
- Ушаков П. В. Абиссальная фауна Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1950, т. 71, № 5.
- Ушаков П. В. Фауна Охотского моря и условия ее существования. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Федорченко В. И. Основные этапы послекальдерного периода формирования вулкана Головинна (о. Кунашир).— Труды СахКНИИ, 1962, вып. 12.
- Федорченко В. И. Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 9.
- Федорченко В. И., Пискунов Б. Н. Особенности новейших тектонических движений Курильской островной дуги.— Труды СахКНИИ, 1975, вып. 31.
- Федорченко В. И., Шилов В. Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Курильских островов.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966а.
- Федорченко В. И., Шилов В. Н. Проблема древних оледенений о. Парамушир и связанные с ней вопросы стратиграфии четвертичных отложений.— В сб.: Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир).— Труды СахКНИИ, 1966б, вып. 16.
- Федорченко В. И., Шилов В. Н. Рельеф хребта Вернадского и основные этапы его формирования.— В сб.: Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир).— Труды СахКНИИ, 1966в, вып. 16.
- Федорченко В. И., Шилов В. Н. Некоторые особенности четвертичных вулканов Курильских островов и их связь с глубинными процессами.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. Материалы III Всесоюзного вулканологического совещания 28—31 мая 1969 года. М., «Наука», 1971.
- Федорченко В. И., Пискунов Б. Н., Родионова Р. И. К вопросу о происхождении пород неоген-четвертичной андезитовой формации Курильских островов.— Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год.— В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 5.
- Федотов С. А., Славина А. Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой.— Физика Земли, 1968, № 2.
- Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли, т. III. М., «Наука», 1966.
- Федотов С. А., Богдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги.— М., «Наука», 1969.
- Федотов С. А., Матвеева А. П., Тараканов Р. З., Яновская Т. Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 8.
- Фирсов Л. В. Абсолютный возраст интрузивных пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4.
- Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена.— М., ИЛ, 1963.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— Геология и геофизика, 1965, № 10.
- Хаин В. Е. Происхождение материков и океанов. М., «Знание», 1961.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции Земли.— В сб.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Халевин Н. И., Таврин И. Ф. О субгоризонтальной слоистости верхней части земной коры на Урале.— Физика Земли, 1965, № 3.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В сб.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952.
- Чемекоев Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1957, т. 89, вып. 3.
- Чемекоев Ю. Ф. Четвертичные трансгрессии Дальневосточных морей и северной части Тихого океана.— В кн.: Морские берега. Труды Ин-та геологии АН ЭстССР, т. VIII. Таллин, 1961.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. Вышш. учебн. завед., геология и разведка, 1960, № 11.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шейнманн Ю. М. Возможные связи магма со строением внешних оболочек Земли.—

- В сб.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964.
- Шепард Ф.* Геология моря. М., ИЛ, 1951.
- Шилов В. Н., Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Вулканические плато хребта Вернадского (о. Парамушир, Курильские о-ва).— Доклады сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 7: Базальты плато. М., «Наука», 1964.
- Шмидт О. А.* Новые данные по тектонике Командорских островов.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 4.
- Штилле Г.* Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Янишин А. Л.* Геология Северного Приаралья.— Материалы к познанию геол. строения СССР, изданные Моск. об-вом испыт. природы. Новая серия, вып. 15 (19), 1953.
- Янишин А. Л.* Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Янишин А. Л.* История Мирового океана. Предисловие. М., «Наука», 1971.
- Ясуи М., Уэда С., Ватанабэ Т.* Результаты изучения теплового потока под дном омывающих Японию морей.— Труды СахКНИИ, 1972, вып. 33.
- Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65.
- Birch F.* The present state of geothermal investigations.— Geophysics, 1954, v. 19, N 4.
- Coats R.* Reconnaissance geology of some Western Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1956, N 1028—E.
- Deep Sea Drilling project*, Leg 19.— Geotimes, November, 1971.
- Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J.* Oceanic structural history of the Bering Sea.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 18.
- Fedorov S. A.* Upper mantle properties of the southern part of Kurile Island Arc according to detailed seismicologic data. Tectonophysics, 1965, v. 2, N 2/3.
- Fisher A. G., Heezen B. C., Boyce R. E.* and oth. Geological history of the Western North Pacific.— Science, 1970, v. 168.
- Fraser G., Snyder G.* Geology of Southern Adak Island and Kagalaksa Island, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1959, N 1028—M.
- Gates O., Gibson W.* Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, v. 67, N 2.
- Geological Map of Hokkaido*, 1:200 000. 1959.
- Geology of Japan.* Los Angeles, 1963.
- Green T. H., Ringwood A. E.* Origin of the calc-alkali igneous rock suite.— Earth and Planetary Sci. Letters, 1966, v. 1.
- Hamilton E. L.* Thickness and consolidation of deep-sea sediments.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, N 11.
- Hamilton W.* Origin of high-alumina basalt and dacite magmas.— Science, 1964, v. 146, N 3644.
- Heesen B. C., Gray C., Serge A. G., Zarudski E. F. K.* Evidence for foundener continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea.— Nature, 1971, v. 229, N 5283.
- Helmberger D. V.* The crust mantle transition in the Bering Sea.— Seismol. Soc. Amer. Bull., 1968, v. 58, N 1.
- Hess H. H.* A primary peridotite magma. Am. J. Sci., 1938, 5 th Ser., v. 35.
- Hess H. H.* Geological hypotheses and the Earth's crust under the ocean.— Roy. Soc. London Proc., 1954, get. A, v. 232.
- Hirabayashi T.* Some notes on the Chishima. J. Geogr., Tokyo, 1941, v. 53, N 627; v. 53, N 630; v. 53, N 632. v. 54, N 640.
- Hopkins D. M., Scholl D. W., Addicott W. O.* et al. Cretaceous, Tertiary and Early Pleistocene rocks from the continental margin in the Bering Sea, 1969. Bull. Geol. Soc. America, v. 80, N 8.
- Iijima A., Kagami H.* Cainozoic Tectonic Development of the Continental Slope, Northeast of Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1961a, v. 67, N 793.
- Iijima A., Kagami H.* Origin of the continental slope of Northeastern Japan.— 10th Sci. Congr. Pacific Sci. Assoc., 1961b, Honolulu.
- Ishikawa K., Kojima G.* A crustal profile of south-west Japan, inferred from geological data.— In: 21st Geol. Congr. Rept. 22nd Sess. India, 1964, Part 4.— New Delhi, 1964.
- Kawano Y., Uyeda Y.* K-Ar dating of the igneous rocks in Japan (V). Granitic rocks in Southwestern Japan.— Sci. Repts. Tohoku Univ., 1967, ser. 3, v. 10, N 1.
- Konishi K.* Geotectonic Framework of the Ryukyu Islands (Nansei-shoto).— J. Geol. Soc. Japan, 1965, v. 71, N 840.
- Lake P.* Mountains and Island Arcs.— Geol. Magazine, 1931 v. 68.
- Lawson A. C.* Insular Arcs, Foredeeps and geosinclinal seas of the Asiatic Coast.— Bull. Geol. Soc. America, 1932, v. 43.
- Lee W. H. K.* Heat-flow data analysis.— Rev. Geophys., 1963, v. 1, N 3.
- Lee W. H. K., MacDonald, G. J. F.* The global variation of terrestrial heat flow.— J. Geophys. Res., 1963, v. 68, N 24.
- Lubimova E. A., Feldman I. S.* Heat Flow, Temperature and Electrical Conductivity of the crust and upper Mantle in the USSR.— Tectonophysics, 1970, v. 10, N 1—3.
- Lubimova E. A., Magnitzky V. A.* Thermoeastic stresses and energy of earthquakes 50—300 km.— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 6.
- Marlow M. S., Scholl D. W., Buffington E. G.* et al. Buldir depression in Late Tertiary graben on the Aleutian Ridge, Alaska.— Marine Geol., 1970, v. 8, N 1.
- Matsui K.* Sedimentological study on the Paleogene basin of Kushiro in Hokkaido, Japan.— J. Faculty Hokkaido Univ., 1962, ser. 4, v. 11, N 3.
- Minato M., Yagi K., Hunahashi M.* Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan.— Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 1956, v. 34, pt. 3.
- Mitchell A. H., Reading H. G.* Evolution of

- island arcs.—J. Geology, 1971, v. 79, N 3.
- Morozevich I.* Studium geographiczno-psz-vrodnice. Warszawa, 1925.
- Murauchi S., Den N., Asano S.* et al. Structure of the Philippine Sea.—J. Geoph. Res., 1968, v. 73, N 10.
- Murdock J. N.* Crust-mantle system in the central Aleutian region: A hypothesis.—Seismol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 59, N 4.
- Nakagawa H.* Quaternary Sea Levels of Japanese Islands.—J. Geosci. Osaka City Univ., 1967, v. 10.
- Nemoto T.* Preliminary notes on the geology of the Island of Urup, Tisima (Kurile) Islands.—Proc. 5 th Pan-Pacific Sci. Congress, Toronto, 1934, v. 3.
- Nemoto T.* On some plutonic rocks from Kurile Islands with special reference to granodiorite from Etorohu.—J. Geol. Soc. Japan, 1936, v. 43, N 508. (in Japanese).
- Nemoto T., Sasa Y.* Geologic map of Nemuro, scale 1 : 250 000. Tokyo, 1959.
- Nomura S.* Fossil Mollusca from the Island of Paramushiri Chisima (Kurile Islands).—Jap. J. Geology and Geography, 1933, v. 11, N 1—2.
- Ostapenko V. F., Fedorchenko V. I., Shilov V. N.* Pumices Ignimbrites and Rhyolites from the Great Kurile Arc.—Repr. from Bull. Volcanol., 1967, v. 30, Napoly.
- Perry R. B., Nichols H.* Bathymetry of Adak Canyon, Aleutian Arc, Alaska.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, N 3.
- Pitman III W. G., Herron E. M., Heirtzler J. R.* Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading.—J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6.
- Richrhofen F.* Geomorphologische Studien aus Ostasien.—S. B. Acad. Wiss., Berlin, 1903, Hf. 40.
- Sasa Y.* A Preliminary Note on the Geology of the Island of Sicotan, Southern Tisima (South Kurile Islands).—Proc. 5th Pan-Pacific Sci. Congress, Toronto, 1934a, v. 3.
- Sasa Y.* Geological Reconnaissance in the Northern Tisima Islands (North Kurile Islands).—Proc. 5th Pan-Pacific Sci. Congress, Toronto, 1934b, v. 3.
- Sato S.* Precambrian-Variscan Polymetamorphism in the Hida Massiff, Basement of the Japanese Islands.—Sci. Rep. Tokyo Univ. Educ., Sect. C (Geology, Mineralogy, Geography, 1968, v. 10, N 95.
- Scholl D. W., Marlow M. S.* Diapirlike structures in southeastern Bering Sea.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1970, v. 54, N 9.
- Scholl D. W., Buffington E. C., Marlow M. S.* Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region. Solutions and complications, 1975.
- Shor G. G.* Structure of the Bering Sea and the Gulf of Alaska.—Marine Geology, 1964, v. 1, N 3.
- Sollas W. J.* The figure of the Earth. Part 2.—Quart. J. Soc., London, 1903, v. 59, N 237.
- Stille H.* Ur-und Neuozeane.—Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. 1945—1946, Berlin, Math.—naturwiss., N 6.
- Sugisaki R., Mizutani S., Adachi M.* et al. Ritting in the Japanese Late Paleozoic geosyncline.—Nat. Phys. Sci., 1971, c. 233, N 37.
- Sykes L. R.* The seismicity and deep structure of island arcs.—J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 12.
- Sykes L. R.* Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Midoceanic ridges.—J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 8.
- Talwani M., Saiton A. H., Warzel I. L.* Crustal section across the Puerto Rico Trench.—J. Geophys. Res., 1959, v. 64, N 10.
- Tarakanov R. S.* The velocity section of the upper mantle in the transition zone from Asia to the Pacific Ocean.—Tectonophysics, 1965, v. 2, N 2/3.
- The geologic development of Japanese Islands.* Tokyo, 1965.
- Tryggvason E.* Arrival times of waves and upper mantle structure.—Bull. Seism. Soc. America, 1964, v. 54, N 2.
- Turner R. D.* The family Pholadidae in the Western Atlantic and the Eastern Pacific. Part. I. Pholadidae Johnsonia, 1954, v. 3, N 33.
- Ueda Y., Aoki I.* K-Ar dating of the alkaline rocks from Nemuro, Hokkaido.—J. Jap. Ass. Miner., Petrol., Ec. Geol., 1968, v. 59, N 6.
- Uyeda S., Horai K.* Terrestrial heat flow in Japan. J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 10.
- Uyeda S., Vacquier V.* Geothermal and Geomagnetic Data in and around the Island Arc of Japan.—The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area.—Geophys. Monogr., N 12. Amer. Geophys. Union, 1968. Washington.
- Vening Meinesz F. A.* The Earth's crust deformation in the East Indiaes.—Proc. Kon. Acad. v. Wetensch. Amsterdam, 1940, v. 48, N 3.
- Visser S. W.* Some remarks on the deep-focus earthquakes etc.—Gerlands Beitr. Geophys., 1936, v. 48, N 1.
- Von Huene R., Shor G. G.* The structure and tectonic history of the Eastern Aleutian Trench.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, N 10.
- Wadati K.* Shallow and deep earthquakes.—Geophys. Mag., 1928, v. 1.
- Wadati K.* On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Island and neighbourhood.—Geophys. Mag., 1935, v. 8.
- Woollard G. P.* Crustal structure from gravity and seismic measurements.—J. Geophys. Res., 1959, v. 64, N 10.
- Yagi K.* Alcaic rocks of the Nemuro peninsula with special reference to their pillow lavas.—Inter. Geol. Rev., 1960, v. 2, N 10.
- Yasui M., Kishii T., Sudo K.* Terrestrial Heat Flow in the Okhotsk Sea (1).—Oceanogr. Mag., Tokyo, 1967, v. 19.
- Yasui M., Nagasaka K., Kishii T., Halunen A. J.* Terrestrial Heat Flow in the Okhotsk Sea (2) —Oceanogr. Mag., 1968, v. 20.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Химические составы магматических пород Димитровского эффузивно-интрузивного и Матакотанского вулканогенно-осадочного комплексов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,54	46,75	47,20	47,44	47,53	47,61	43,15	48,45
TiO ₂	0,24	0,11	0,43	0,15	0,42	0,45	0,30	0,36
Al ₂ O ₃	16,84	21,03	16,83	18,82	15,87	15,73	18,75	20,88
Fe ₂ O ₃	3,54	5,98	7,08	11,58	7,36	7,93	6,76	4,67
FeO	7,49	3,81	3,16	0,63	3,00	4,94	3,34	4,90
MnO	0,17	0,13	0,27	0,10	0,39	0,23	0,27	0,28
MgO	10,05	4,66	6,28	4,35	7,96	5,25	5,86	4,31
CaO	10,33	6,95	9,41	5,32	8,64	9,22	8,15	7,89
Na ₂ O	2,43	4,35	3,30	4,21	2,49	3,71	3,03	4,58
K ₂ O	0,60	0,54	1,39	0,79	0,96	1,18	2,41	0,48
H ₂ O	0,33	1,42	2,03	2,22	3,17	2,54	1,19	0,60
P ₂ O ₅	Сл.	0,15	0,18	0,22	0,18	0,24	0,25	0,14
S	0,09	0,06	0,04	0,05	0,04	0,18	0,01	0,02
П. п. п.	0,91	4,07	2,48	4,49	1,49	1,23	2,02	1,95
Сумма	99,56	100,01	100,13	100,42	99,50	100,44	100,49	99,51

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,2	11,4	9,9	11,6	7,2	10,4	10,7	11,7
<i>c</i>	8,3	8,1	6,8	7,1	7,6	5,75	7,9	9,3
<i>b</i>	31,9	21,1	26,3	21,7	27,8	27,2	22,9	18,8
<i>s</i>	53,6	59,3	57,1	59,6	57,4	56,65	58,4	60,2
<i>a'</i>	—	11	—	8	—	—	—	—
<i>f'</i>	33	47	37	54	36	44	43	52
<i>m'</i>	54	42	43	37	51	34	46	43
<i>c'</i>	13	—	10	—	13	22	11	5
<i>n</i>	85	93,3	78	88,3	80	82,2	66	94
<i>Q</i>	-13,5	-12,2	-12,5	-11,1	-7,2	-13,3	-12,4	-12,3

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,50	49,25	50,10	50,40	50,46	51,65	52,68
TiO ₂	0,54	0,09	0,89	0,33	1,31	0,91	0,40
Al ₂ O ₃	16,29	16,10	16,83	18,50	17,05	17,11	16,07
Fe ₂ O ₃	7,75	9,13	4,33	3,65	3,78	4,41	3,52
FeO	2,92	4,13	7,25	3,77	7,12	3,73	3,66
MnO	0,17	0,18	0,22	0,14	0,08	0,05	0,17
MgO	7,25	5,03	4,47	5,00	3,90	5,82	8,94
CaO	7,72	6,03	9,95	6,95	10,62	8,41	6,73
Na ₂ O	2,70	3,83	2,97	4,85	2,03	3,04	3,37
K ₂ O	1,03	1,04	0,96	1,81	0,85	1,05	1,03
H ₂ O	3,05	3,14	0,99	1,81	1,25	2,66	2,02
P ₂ O ₅	0,27	0,18	0,24	0,25	0,15	0,03	0,20
S	—	0,04	0,07	0,07	—	0,04	0,13
П. п. п.	1,54	1,94	0,68	2,64	0,53	1,07	1,10
Сумма	99,78	100,24	100,00	100,22	99,23	100,18	100,07

Приложение 1 (продолжение)

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
<i>a</i>	8,1	10,6	8,4	14,0	6,4	8,6	9,1
<i>c</i>	7,5	6,2	7,5	6,0	9,0	7,7	6,3
<i>b</i>	25,5	23,5	24,2	19,1	22,5	21,2	23,9
<i>s</i>	58,8	59,7	59,9	60,9	62,1	62,5	60,6
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	40	54	47	38	43	37	28
<i>m'</i>	51	39	32	47	31	49	64
<i>c'</i>	9	7	21	15	21	14	8
<i>n</i>	78,5	84,9	81,4	80,4	77,3	81,7	82
<i>Q</i>	-6,0	-8,0	-4,5	-12,2	2,4	0,4	-3,2

Компоненты	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	53,05	53,43	53,78	54,28	55,66	57,29	48,09
TiO ₂	0,68	0,68	0,51	0,50	0,58	0,59	0,54
Al ₂ O ₃	19,86	16,47	18,83	17,69	13,72	16,62	20,66
Fe ₂ O ₃	3,29	4,64	4,29	3,98	4,37	4,81	2,81
FeO	3,88	3,68	3,52	4,02	2,30	2,02	3,33
MnO	0,06	0,34	0,08	0,38	0,04	0,16	Сл.
MgO	3,19	66,88	4,27	4,55	3,17	3,30	4,83
CaO	7,58	8,08	7,34	7,43	7,54	6,64	9,97
Na ₂ O	3,46	3,37	3,77	3,37	3,32	4,04	3,86
K ₂ O	0,82	1,20	1,08	1,06	1,09	0,19	0,68
H ₂ O	1,18	0,39	1,31	1,09	1,21	1,17	1,26
P ₂ O ₅	0,33	0,16	0,33	0,17	0,21	0,31	0,34
S	0,06	0,01	0,02	—	0,03	0,08	0,27
П. п. п.	1,67	0,37	0,37	1,33	0,72	1,09	3,19
Сумма	99,29	99,70	99,50	99,85	98,96	96,31	99,83

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,8	9,3	10,4	9,4	9,5	9,7	10,4
<i>c</i>	9,8	6,6	8,1	7,7	8,6	6,9	10,1
<i>b</i>	13,5	21,3	16,5	17,8	13,4	14,1	18,4
<i>s</i>	66,9	62,7	65,0	65,1	63,5	69,3	61,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	53	28	45,5	45	48	46	33
<i>m'</i>	44	56	46	45	43	42	49
<i>c'</i>	3	16	8,5	10	9	12	18
<i>n</i>	86,2	80,6	85	82	81,5	97	89,8
<i>Q</i>	4,4	0,3	1,1	3,6	9,4	12,3	-8,7

Компоненты	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	48,78	50,40	50,56	50,57	51,15	51,44	51,45
TiO ₂	0,53	0,55	0,27	1,29	0,53	0,44	0,39
Al ₂ O ₃	15,09	23,17	15,44	20,63	17,92	17,10	16,06
Fe ₂ O ₃	2,85	2,83	4,00	4,02	4,12	5,61	3,56
FeO	4,34	2,85	3,60	3,88	3,45	3,22	4,10

Приложение 1 (окончание)

Компоненты	23	24	25	26	27	28	29
MnO	0,45	0,08	0,12	0,19	0,48	0,49	0,46
MgO	11,61	1,97	9,21	4,31	5,87	6,84	8,54
CaO	8,89	9,86	8,24	9,08	8,93	8,38	7,67
Na ₂ O	2,70	3,07	2,70	3,28	3,23	3,30	3,77
K ₂ O	0,12	0,82	0,96	1,07	0,96	0,83	1,06
H ₂ O	2,30	1,36	3,15	0,60	1,86	1,62	1,64
P ₂ O ₅	0,12	0,24	0,11	0,59	0,49	0,49	0,14
S	0,12	0,29	0,07	0,06	0,10	0,01	0,07
П. п. п.	2,38	2,64	2,01	1,60	1,32	0,33	1,47
Сумма	99,98	100,13	100,44	101,17	99,86	99,50	100,08

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,2	9,2	7,7	9,4	9,0	8,7	10,0
<i>c</i>	7,1	13,5	6,7	10,0	8,1	7,4	5,8
<i>b</i>	30,3	10,3	26,6	16,7	21,3	23,3	25,2
<i>s</i>	56,4	67,0	59,1	62,9	61,6	60,6	59,0
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	22	57	27	45	35	35,5	28
<i>m'</i>	65	38	60	45	50	52	58
<i>c'</i>	13	5	13	10	15	12,5	14
<i>n</i>	98	84,5	80	81,5	82,5	85,5	83,5
<i>Q</i>	-6,7	2,1	-4,0	-2,0	-2,9	-3,6	-7,8

Компоненты	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	51,51	51,66	52,33	52,66	52,90	55,48
TiO ₂	0,60	0,69	0,40	0,88	0,83	0,73
Al ₂ O ₃	14,32	14,21	15,87	20,43	17,46	17,30
Fe ₂ O ₃	2,63	3,13	3,00	5,45	4,72	3,12
FeO	4,10	5,06	4,45	1,54	3,00	4,69
MnO	0,14	0,10	0,12	0,03	0,23	0,13
MgO	9,63	10,19	7,64	3,75	4,15	3,96
CaO	7,71	7,38	8,17	7,45	6,71	7,45
Na ₂ O	3,23	3,77	3,50	4,15	4,38	2,84
K ₂ O	0,96	0,96	1,03	1,09	1,31	2,95
H ₂ O	2,63	0,62	1,61	0,73	1,25	0,76
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,18	0,14	0,23	0,08
S	0,06	—	0,02	0,28	0,32	0,22
П. п. п.	2,28	1,66	1,31	1,67	2,40	0,73
Сумма	99,99	99,59	99,68	100,00	99,92	100,44

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,6	9,5	9,25	11,6	12,3	11,0
<i>c</i>	5,3	3,8	6,15	8,7	6,3	6,5
<i>b</i>	26,8	29,0	24,0	14,5	17,2	17,0
<i>s</i>	59,3	57,6	60,6	65,2	64,2	65,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	24	25	29	45	43	43
<i>m'</i>	60	58	55	47	43	40
<i>c'</i>	16	17	16	8	14	17
<i>n</i>	82	85	83,6	84,8	83,5	59
<i>Q</i>	-3,9	-7,5	-4,6	-1,5	-2,5	2,5

Примечание. 1—21 — образования эффузивной фации; 22—35 — образования субинтрузивной и интрузивной фаций. Образцы 22—27 и 29—35 принадлежат к Димитровскому эффузивно-интрузивному вулканогенно-осадочному комплексу, а остальные — к Матакотанскому. Остров Шикотан: 1 — базальт, обр. 5422 г; бух. Отрадная (коллекция Ю. Л. Неверова); 2 — спилит, обр. 3357; бух. Звездная (коллекция А. Ф. Прялухиной); 3 — диабаз, обр. 5417 г; бух. Хромова (коллекция Ю. Л. Неверова); 4 — спилит, обр. 3359; бух. Звездная (коллекция А. Ф. Прялухиной); Остров Юрий: 5 — базальт, обр. 2106² (коллекция Н. А. Соловьевой). Остров Шикотан: 6 — диабаз, обр. 68; бух. Звездная (коллекция М. И. Стрельцова). Остров Юрий: 7 — диабаз, обр. 2118 г (коллекция Н. А. Соловьевой). Остров Зеленый: 8 — диабаз, обр. 2103¹ (коллекция Н. А. Соловьевой). Остров Юрий: 9 — базальт, обр. 2106¹ (коллекция Н. А. Соловьевой). Остров Шикотан: 10 — диабаз, обр. 3352; бух. Звездная (коллекция А. Ф. Прялухиной); 11 — базальт, обр. 127; бух. Крабовая (коллекция М. И. Стрельцова); 12 — спилит, обр. 1/6 к; бух. Крабовая (коллекция Э. Н. Казаковой); 13 — базальт, обр. 3325; бух. Крабовая (коллекция А. Ф. Прялухиной); 14 — то же, обр. 3305; бух. Малокурльская (коллекция ее же); 15 — то же, обр. 192; бух. Снежкова (коллекция М. И. Стрельцова); 16 — андезито-базальт, обр. 4050а; бух. Отрадная (коллекция В. Б. Сергеевой); 17 — базальт, обр. 270; бух. Церковная (коллекция М. И. Стрельцова). Остров Юрий: 18 — андезито-базальт, обр. 2109² (коллекция Н. А. Соловьевой). Остров Шикотан: 19 — андезито-базальт, обр. 2766 (коллекция М. И. Стрельцова); 20 — андезит, обр. 3376; бух. Крабовая (коллекция А. Ф. Прялухиной); 21 — то же, обр. 210; бух. Церковная (коллекция М. И. Стрельцова); 22 — лейкократовое габбро, обр. 8328; бух. Димитрова, аналитик З. В. Ивлева; 23 — базальт, обр. 2222³, там же (коллекция Н. А. Соловьевой); 24 — габбро-анортозит, обр. 8327, там же, аналитик З. В. Ивлева; 25 — диабаз, обр. 2222¹, там же (коллекция Н. А. Соловьевой); 26 — лейкократовое габбро, обр. 8327б, там же, аналитик З. В. Ивлева; 27 — диабаз, обр. 2216², там же (коллекция Н. А. Соловьевой). Остров Юрий: 28 — базальт, обр. 2106⁴ (коллекция ее же). Остров Шикотан: 29 — диабаз, обр. 2214¹; бух. Димитрова (коллекция Н. А. Соловьевой); 30 — то же, обр. 2214⁴, там же (коллекция Н. А. Соловьевой); 31 — то же, обр. 276⁸ (коллекция М. И. Стрельцова); 32 — то же, обр. 276д (коллекция его же); 33 — лейкократовое габбро, обр. 8327а; бух. Димитрова, аналитик З. В. Ивлева; 34 — то же, обр. 8326, там же, аналитик та же; 35 — лейкократовый андезито-базальт, обр. 8332а, там же, аналитик та же.

Химические составы пород Малокурльского интрузивного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	43,79	49,52	49,55	49,69	50,21	50,29	50,49	50,50
TiO ₂	0,17	0,62	0,09	0,51	0,56	0,58	0,60	0,27
Al ₂ O ₃	7,36	14,00	13,96	11,84	14,83	14,78	14,28	16,30
Fe ₂ O ₃	2,42	5,85	5,00	5,06	3,50	4,32	4,33	4,38
FeO	2,12	3,53	4,56	5,86	5,00	4,86	5,09	4,16
MnO	0,15	0,13	0,15	0,15	0,19	0,16	0,15	0,25
MgO	26,10	8,84	9,21	8,25	8,17	8,33	7,30	5,94
CaO	1,40	6,85	3,82	9,21	7,35	7,14	7,93	6,87
Na ₂ O	2,70	3,77	2,70	2,70	3,50	3,77	2,93	3,77
K ₂ O	0,12	3,25	3,01	3,35	3,25	3,01	3,69	4,22
H ₂ O	7,03	1,89	0,63	0,88	1,34	1,00	0,83	0,53
P ₂ O ₅	0,10	0,30	0,30	0,32	0,33	0,35	0,35	0,37
S	0,08	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	—	0,01
П. п. п.	6,81	2,03	1,67	1,75	1,83	1,82	1,65	1,99
Сумма	100,35	100,64	99,69	99,58	100,07	100,43	99,72	99,56

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	5,8	12,9	10,2	10,6	12,3	12,5	11,5	14,7
<i>c</i>	1,6	2,8	4,1	2,5	3,7	3,5	3,8	3,7
<i>b</i>	47,70	28,5	30,3	31,8	26,8	27,1	26,8	23,0
<i>s</i>	47,09	55,8	55,4	55,1	57,2	56,9	57,9	58,6
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	9	29	28	30	30	30	32	35
<i>m'</i>	90	52	50	43	51	51	46	44
<i>c'</i>	—	19	22	27	19	19	22	21
<i>n</i>	98	63,5	58	56	61,5	65,6	55	57
<i>Q</i>	-19,3	-17,0	-13,7	-13,5	-13,9	-14,7	-11,0	-15,9

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	50,51	50,56	50,62	51,38	51,65	51,98	51,02
TiO ₂	0,62	0,59	0,56	0,76	0,09	0,59	0,51
Al ₂ O ₃	18,07	14,55	14,69	14,52	15,61	15,94	15,74
Fe ₂ O ₃	3,65	3,80	3,20	4,60	5,86	3,71	5,32
FeO	3,74	4,49	5,22	4,98	3,71	4,29	4,14
MnO	0,16	0,24	0,14	0,13	0,14	0,11	0,10
MgO	6,98	7,56	8,44	7,18	5,83	6,32	5,01
CaO	6,60	6,98	7,23	7,24	5,62	6,98	7,26
Na ₂ O	3,23	3,37	2,70	3,11	5,39	3,25	3,40
K ₂ O	3,49	4,34	3,61	3,61	1,56	4,00	3,37
H ₂ O	1,40	0,94	1,26	0,56	0,58	0,73	0,60
P ₂ O ₅	0,31	0,32	0,33	0,40	0,23	0,38	0,41
S	0,03	—	0,24	0,08	0,03	0,07	0,02
П. п. п.	1,74	1,99	2,06	1,28	3,39	1,83	1,66
Сумма	100,53	99,73	100,30	99,81	99,79	100,20	100,06

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,5	13,5	11,2	11,9	15,6	13,2	13,8
<i>c</i>	6,3	2,8	4,2	3,7	0,6	4,3	3,7
<i>b</i>	21,3	26,0	26,6	25,8	24,8	22,7	22,4

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
<i>s</i>	59,9	57,6	58,0	58,6	59,0	59,8	60,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	33	29	30	33	35	33	33
<i>m'</i>	58	49	54	47	40	39	36
<i>c'</i>	9	22	16	20	25	19	17
<i>n</i>	58	54	54	57	60,5	55	60
<i>Q</i>	-11,5	-14,5	-10,6	-10,3	-13,8	-11,1	-11,1

Компоненты	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	52,55	52,56	52,64	52,63	52,89	53,00	53,01
TiO ₂	0,41	0,40	0,42	следы	0,30	0,45	0,58
Al ₂ O ₃	19,10	17,28	17,60	17,18	21,53	17,23	18,75
Fe ₂ O ₃	3,57	2,76	1,89	2,72	1,96	1,83	4,07
FeO	3,52	5,17	6,55	4,67	2,32	6,03	3,79
MnO	0,13	0,17	0,25	0,03	0,04	0,10	0,17
MgO	3,04	4,14	3,78	4,08	2,59	3,58	2,94
CaO	6,12	3,71	4,98	4,26	7,64	5,31	5,82
Na ₂ O	5,00	4,95	3,77	5,39	4,58	4,04	5,39
K ₂ O	3,01	4,81	5,18	5,06	3,25	5,30	2,23
H ₂ O	0,59	0,63	0,35	0,91	0,30	0,49	0,56
P ₂ O ₅	0,32	0,47	0,64	0,42	0,29	0,50	0,48
S	0,06	0,10	0,01	0,06	0,09	0,15	0,01
П. п. п.	2,15	2,42	1,98	2,12	2,18	1,75	2,40
Сумма	99,57	99,57	100,04	99,63	99,96	99,76	100,20

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
<i>a</i>	16,3	18,5	17,6	19,7	15,9	18,2	15,7
<i>c</i>	5,3	2,7	4,3	2,0	7,6	2,6	5,3
<i>b</i>	14,9	16,8	18,2	17,1	11,4	17,6	15,0
<i>s</i>	63,5	62,0	59,9	61,1	65,1	61,6	64,0
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	47	45	48	40	37	42	51
<i>m'</i>	36	43	39	40	40	35	35
<i>c'</i>	17	12	13	20	21	23	14
<i>n</i>	71,7	61	52	62	68,5	55	79,1
<i>Q</i>	-10,9	-15,7	-19,6	-19,1	-8,8	-15,8	-8,7

Компоненты	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	53,26	53,74	54,03	54,05	54,20	54,30	54,73
TiO ₂	0,70	0,38	0,24	0,62	0,56	0,42	0,52
Al ₂ O ₃	16,40	16,84	17,96	17,36	16,44	16,98	16,30
Fe ₂ O ₃	4,20	3,46	3,23	2,77	3,56	3,53	3,66
FeO	3,69	4,45	4,36	4,60	4,75	4,00	4,42
MnO	0,19	0,16	0,02	0,19	0,18	0,18	0,20
MgO	4,18	2,92	2,98	3,81	2,34	3,44	4,33
CaO	4,62	3,93	4,29	3,74	3,79	3,16	3,09
Na ₂ O	5,39	5,38	5,15	5,12	5,66	4,58	5,39
K ₂ O	4,34	5,00	4,31	4,58	4,70	5,60	5,06

Компоненты	23	24	25	26	27	28	29
H ₂ O	0,75	0,75	0,56	1,05	0,54	1,00	0,57
P ₂ O ₅	0,48	0,73	0,38	0,52	0,71	0,45	0,58
S	0,01	0,13	—	0,01	0,09	0,12	—
П. п. п.	2,09	1,88	2,05	1,86	1,46	2,27	1,80
С у м м а	100,30	99,75	99,56	100,28	99,98	99,73	100,65

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	18,3	19,9	18,3	18,3	19,7	18,8	19,2
<i>c</i>	1,9	1,1	3,3	2,8	1,4	2,4	1,2
<i>b</i>	18,2	18,85	14,5	15,5	15,3	14,5	17,3
<i>s</i>	61,6	60,15	63,9	63,4	63,6	64,3	62,3
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	40	55	50	45,5	53	50	43
<i>m'</i>	40	26	36	42	26	41	43
<i>c'</i>	20	19	14	12,5	21	9	14
<i>n</i>	65,4	64,4	64	62,6	64,5	55,5	61,7
<i>Q</i>	-16,3	-20,6	-15,4	-12,6	-18,6	-11,4	-15,0

Компоненты	30	31	32	33	34
SiO ₂	54,76	55,04	55,20	55,54	57,46
TiO ₂	0,38	0,39	0,61	0,59	0,12
Al ₂ O ₃	17,60	15,62	16,03	16,37	19,46
Fe ₂ O ₃	2,80	3,88	3,89	3,63	1,60
FeO	3,78	3,49	4,21	3,63	0,46
MnO	0,12	0,11	0,11	0,08	0,01
MgO	2,42	2,81	2,64	2,37	1,82
CaO	4,62	4,19	3,93	4,17	1,80
Na ₂ O	5,40	3,81	3,91	4,04	10,80
K ₂ O	5,53	7,56	7,17	6,90	0,76
H ₂ O	0,62	0,36	0,26	0,28	0,47
P ₂ O ₅	0,80	0,60	0,65	0,66	—
S	0,10	—	0,05	0,04	0,09
П. п. п.	1,11	1,92	1,75	1,86	5,16
С у м м а	100,04	99,78	100,41	100,16	100,01

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	20,2	19,5	19,2	19,2	25,3
<i>c</i>	1,9	0,8	1,2	1,5	0,6
<i>b</i>	13,8	16,0	15,5	14,4	6,7
<i>s</i>	63,1	63,7	64,1	64,9	67,4
<i>a'</i>	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	50	43	48	47	28
<i>m'</i>	34	30	29	28	47
<i>c'</i>	16	27	23	25	24
<i>n</i>	60	43	45	47	96
<i>Q</i>	-17,1	-12,4	-11,4	-10,1	-16,4

Примечание. Остров Танфильева: 1 — пикрит, обр. 298д (коллекция М. И. Стрельцова); 2 — меланократовый трахидолерит, обр. 2168з (коллекция Н. А. Соловьевой); 3 — оливниновый эссексит-долерит, обр. 2192з (коллекция ее же); 4 — то же, обр. 253а (коллекция Ю. Л. Неверова); 5 — меланократовый трахидолерит, обр. 2179² (коллекция Н. А. Соловьевой); 6 — оливниновый, эссексит-долерит, обр. 2194 (коллекция ее же); 7 — то же, обр. 254а (коллекция Ю. Л. Неверова); 8 — меланократовый монзонит, обр. 27/45 (коллекция Э. Н. Казаковой); 9 — то же, обр. 2167¹, там же коллекция Н. А. Соловьевой); 10 — меланократовый монзонит, обр. 19/38 (коллекция Э. Н. Казаковой); 11 — то же, обр. 2192² (коллекция Н. А. Соловьевой); 12 — меланократовый трахидолерит, обр. 238а (коллекция Ю. Л. Неверова); 13 — анальцимовый трахибазальт, обр. 2168¹ (коллекция Н. А. Соловьевой); 14 — меланократовый трахидолерит, обр. 239а (коллекция Ю. Л. Неверова); 15 — то же, обр. 237а (коллекция Ю. Л. Неверова); 16 — анальцимовый трахибазальт, обр. 2195¹ (коллекция Н. А. Соловьевой); 17 — трахибазальт, обр. 2195² (коллекция ее же). Остров Шикотан: 18 — трахибазальт, обр. 5408б (коллекция Ю. Л. Неверова). Остров Танфильева: 19 — анальцимовый трахибазальт, обр. 2150¹ (коллекция Н. А. Соловьевой); 20 — авгитовый сиенит, обр. 2186² (коллекция Н. А. Соловьевой). Остров Шикотан: 21 — трахибазальт, обр. 2/7 (коллекция Э. Н. Казаковой). Остров Танфильева: 22 — анальцимовый трахибазальт, обр. 2196 (коллекция Н. А. Соловьевой); 23 — лейкократовый трахидолерит, обр. 2150 (коллекция Н. А. Соловьевой); 24 — трахидолерит, обр. 4/17 (коллекция Э. Н. Казаковой); 25 — сиенит, обр. 255а (коллекция Ю. Л. Неверова); 26 — трахидолерит, обр. 2196¹ (коллекция Н. А. Соловьевой); 27 — то же, обр. 5/18 (коллекция Э. Н. Казаковой); 28 — то же, обр. 2183 (коллекция Н. А. Соловьевой); 29 — то же, обр. 2196² (коллекция ее же); 30 — монзонит, обр. 29к (коллекция Э. Н. Казаковой); 31 — сиенит, обр. 237б (коллекция Ю. Л. Неверова); 32 — сиенит, обр. 237а (коллекция его же); 34 — анальцимовый сиенит, обр. 310б (коллекция М. И. Стрельцова).

Химические составы пород Ноторо-Томаринского эффузивного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,52	51,37	52,28	52,39	52,41	52,45	52,97	53,01
TiO ₂	0,94	0,74	0,80	1,16	0,56	0,84	0,59	0,90
Al ₂ O ₃	16,40	12,88	16,50	15,34	15,88	16,80	18,54	16,29
Fe ₂ O ₃	6,64	4,25	4,52	6,48	3,06	3,39	4,53	5,12
FeO	4,11	5,57	3,99	5,32	4,23	4,68	3,58	3,86
MnO	0,15	0,15	0,14	0,17	0,27	0,15	0,13	0,15
MgO	5,64	10,70	6,99	4,99	9,16	6,28	4,46	5,66
CaO	9,45	8,22	9,16	8,44	7,65	8,85	8,32	8,89
Na ₂ O	3,14	2,97	2,62	3,40	3,77	3,71	3,84	3,77
K ₂ O	1,01	0,72	0,92	1,20	0,89	1,05	1,05	0,60
H ₂ O	1,52	1,11	1,02	1,26	0,76	0,66	1,21	1,21
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,15	0,01	0,19	0,20	0,29	0,17
S	0,13	0,02	0,91	—	0,03	0,09	0,03	—
П. п. п.	0,53	0,68	0,50	0,87	1,40	0,31	0,26	0,56
Сумма	100,31	99,50	100,50	99,67	100,26	100,46	99,80	99,60

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,7	7,2	7,3	9,4	9,6	9,9	10,5	9,2
<i>c</i>	6,9	4,5	7,6	5,6	5,7	6,4	7,7	6,6
<i>b</i>	24,6	31,2	23,8	24,0	26,3	23,0	18,4	21,9
<i>s</i>	59,8	57,0	61,3	61,0	61,3	60,7	63,4	62,3
<i>f'</i>	40	28	33	45	26	34	42	38
<i>m'</i>	40	56	51	35	60	47	42	45
<i>c'</i>	20	16	16	20	14	19	16	17
<i>n</i>	82,2	86,3	81,0	81,0	86,0	83,3	84,2	91,0
<i>Q</i>	-4,7	-4,8	+0,4	-2,4	-6,5	-4,8	-1,9	-0,4

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	53,20	53,20	53,25	53,57	53,59	53,94	54,64	54,75
TiO ₂	0,90	0,67	0,75	0,92	0,41	0,74	0,95	0,34
Al ₂ O ₃	14,09	17,74	19,08	17,60	18,62	16,57	13,98	18,78
Fe ₂ O ₃	5,00	3,71	4,08	6,18	5,37	4,84	4,91	4,12
FeO	4,26	4,35	3,70	2,96	2,26	3,43	4,31	3,20
MnO	0,18	0,12	0,15	0,34	0,08	0,12	0,20	0,15
MgO	7,30	4,92	3,53	4,35	4,14	5,82	7,26	4,25
CaO	8,89	7,80	8,00	6,46	7,72	8,34	8,93	6,85
Na ₂ O	3,23	4,04	4,04	4,45	4,04	3,37	3,23	4,04
K ₂ O	0,86	1,20	1,63	1,57	1,05	0,82	0,86	2,04
H ₂ O	0,96	1,03	0,91	0,53	1,78	1,35	0,59	0,81
P ₂ O ₅	0,10	0,22	0,18	0,13	0,12	0,14	0,20	0,15
S	0,04	0,08	0,09	—	0,13	0,08	0,03	0,01
П. п. п.	0,58	0,48	0,28	0,77	0,56	0,48	0,37	0,35
Сумма	99,59	99,56	99,67	99,83	99,87	100,04	100,46	99,79

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,3	11,0	11,7	12,5	11,1	8,8	8,2	12,2
<i>c</i>	5,1	6,6	7,5	6,0	7,5	6,9	5,0	7,0
<i>b</i>	26,1	19,3	16,5	18,5	16,9	21,1	25,7	16,0
<i>s</i>	60,5	63,1	64,2	63,0	64,5	63,2	61,1	64,8
<i>f'</i>	32	39	45,5	47	43	36	32	43
<i>m'</i>	47	44	38	41	44	47	46	47
<i>c'</i>	21	17	16,5	12	13	17	22	10
<i>n</i>	84,5	83,3	79,2	80,9	85,0	85,7	84,7	77,0
<i>Q</i>	-0,7	-2,4	-2,4	-5,1	-0,7	+1,9	+0,8	-1,8

Примечание. 1 — базальт, обр. 3366; г. Ноторо (коллекция А. Ф. Прялухиной); 2 — то же, обр. 1403в; там же (коллекция В. И. Федорченко); 3 — то же, обр. 4037; г. Томари (коллекция В. Б. Сергеевой); 4 — то же, обр. 4034; там же (коллекция ее же); 5 — то же, обр. 2686; там же (коллекция М. И. Стрельцова); 6 — то же, обр. 206; выс. 245,0 (коллекция его же); 7 — то же, обр. 2251; г. Ноторо (коллекция В. Н. Шилова); 8 — андезит-базальт, обр. 1403; там же (коллекция В. И. Федорченко); 9 — то же, обр. 1422; г. Томари (коллекция его же); 10 — то же, обр. 2176; бух. Церковная (коллекция М. И. Стрельцова); 11 — то же, обр. 250 г.; г. Ноторо (коллекция его же); 12 — то же, обр. 79а; там же (коллекция его же); 13 — то же, обр. 2252а; там же (коллекция В. Н. Шилова); 14 — то же, обр. 1423; г. Томари (коллекция В. И. Федорченко); 15 — то же, обр. 1419; там же (коллекция его же); 16 — андезит, обр. 5419д; бух. Отрядная (коллекция Ю. Л. Неверова).

Химические составы пород Шикотанского интрузивного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,20	40,77	41,00	41,73	49,10	49,27	49,67
TiO ₂	—	0,21	следы	0,38	0,83	0,32	0,92
Al ₂ O ₃	8,51	7,03	6,54	8,78	17,30	19,96	15,42
Fe ₂ O ₃	2,20	4,33	3,36	2,86	4,58	3,65	3,56
FeO	8,95	7,33	8,24	8,82	4,86	3,71	6,51
MnO	0,18	0,20	0,22	0,10	0,24	0,11	0,05
MgO	29,34	28,90	31,15	26,74	7,37	5,94	7,98
CaO	5,14	5,30	3,47	5,63	12,00	9,41	11,15
Na ₂ O	0,65	0,54	0,67	0,65	2,22	3,30	2,48
K ₂ O	0,12	0,81	0,22	0,16	0,26	0,72	0,57
H ₂ O	0,74	0,63	0,29	0,38	0,50	0,24	1,00
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,07	0,04	0,15	Сл.	0,07
S	0,04	0,06	0,02	0,03	0,12	0,06	0,03
П. п. п.	3,20	4,21	5,22	3,38	0,67	3,73	0,38
Сумма	100,35	100,44	100,47	99,73	100,20	100,42	99,79

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	1,3	2,1	1,5	1,7	4,75	8,8	6,3
<i>c</i>	4,3	3,0	2,2	4,4	8,3	10,0	7,2
<i>b</i>	53,7	54,6	56,1	51,5	30,8	20,7	29,3
<i>s</i>	40,7	40,3	41,2	42,4	56,15	60,5	57,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	17	18	16	19	26	36	32
<i>m'</i>	81	78	71	78	37	52	46
<i>c'</i>	2	4	3	3	37	12	22
<i>n</i>	90,9	50	84	84	92,1	88	87
<i>Q</i>	-25,5	-26,6	23,8	-23,0	-5,5	-6,6	-5,4

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	50,12	50,49	50,93	51,06	51,48	51,53	51,60
TiO ₂	0,11	0,75	0,55	0,87	0,19	1,04	0,55
Al ₂ O ₃	17,67	14,80	15,30	14,77	17,64	19,36	16,26
Fe ₂ O ₃	3,39	4,15	2,05	2,45	2,81	3,60	1,90
FeO	5,77	5,11	5,01	6,95	5,31	5,19	4,83
MnO	0,19	0,16	0,06	0,10	0,10	0,09	0,06
MgO	8,02	7,84	11,18	9,28	8,51	5,80	4,84
CaO	11,65	11,43	11,77	10,18	8,70	9,69	11,70
Na ₂ O	2,79	2,83	2,01	2,46	2,91	2,42	2,05
K ₂ O	0,32	0,70	0,44	0,77	0,74	0,92	0,92
H ₂ O	0,40	1,41	—	—	1,55	—	—
P ₂ O ₅	0,11	0,25	0,11	—	0,12	0,16	0,08
S	0,04	0,15	0,03	—	0,02	0,10	0,03
П. п. п.	0,17	0,07	1,94	1,68	0,48	1,03	0,93
Сумма	100,68	100,14	100,38	100,57	100,56	100,73	99,35

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14
------------	---	---	----	----	----	----	----

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,6	7,2	4,75	6,4	7,6	6,0	6,3
<i>c</i>	8,6	6,3	7,5	6,4	8,2	10,0	10,0
<i>b</i>	27,7	28,7	31,0	29,6	24,7	21,0	20,6
<i>s</i>	57,4	57,8	56,75	57,5	59,5	62,0	63,4
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	31	30	20,5	29	30	40	33
<i>m'</i>	49	46	59	52	60	49	42
<i>c'</i>	20	24	20,5	19	10	11	25
<i>n</i>	93,7	86,8	88	83,4	85,4	80	77
<i>Q</i>	-7,6	-5,1	-3,5	-4,1	-4,4	0	3,6

Компоненты	15	16	17	18	19
------------	----	----	----	----	----

SiO ₂	51,86	52,38	52,49	67,63	63,80
TiO ₂	0,80	0,90	0,92	0,56	0,60
Al ₂ O ₃	16,11	16,08	19,45	12,89	13,04
Fe ₂ O ₃	4,07	3,49	2,75	2,00	2,17
FeO	4,15	5,51	4,46	1,41	1,20
MnO	0,07	0,07	0,07	0,02	0,02
MgO	8,73	6,12	6,01	1,04	1,12
CaO	8,64	9,63	9,55	2,47	1,65
Na ₂ O	2,92	2,96	2,80	2,39	2,63
K ₂ O	0,68	0,56	0,60	5,90	6,32
H ₂ O	—	—	—	0,92	0,60
P ₂ O ₅	0,18	0,10	0,19	0,12	0,10
S	0,07	0,13	0,07	0,43	0,35
П. п. п.	2,88	1,28	0,71	1,75	1,09
Сумма	101,26	99,21	101,08	99,32	99,69

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,4	7,5	7,2	14,1	14,8
<i>c</i>	6,95	7,3	9,8	1,7	1,2
<i>b</i>	25,8	22,3	20,5	5,9	6,4
<i>s</i>	59,85	62,8	62,5	78,3	77,6
<i>a'</i>	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	29	30	38	48	47
<i>m'</i>	57	48	51	29	28
<i>c'</i>	14	22	11	23	14
<i>n</i>	87	88,5	83	38,2	39,1
<i>Q</i>	-2,0	-3,4	0,8	26,7	24,5

Примечание. 1 — алливалит, обр. 2490; северо-восточный интрузив (коллекция Г. П. Вергунова); 2 — то же, обр. 6160; там же (коллекция И. М. Матлашовой); 3 — то же, обр. 5423; там же (коллекция Ю. Л. Неверова); 4 — то же, обр. 3397; там же (коллекция А. Ф. Прялухиной); 5 — габбро-норит, обр. 2492; там же (коллекция Г. П. Вергунова); 6 — габбро, обр. 5422; там же (коллекция Ю. Л. Неверова); 7 — оливковый габбро-норит, обр. 2555; юго-западный интрузив (коллекция Г. П. Вергунова); 8 — то же, обр. 3345; там же (коллекция А. Ф. Прялухиной); 9 — то же, обр. 6161; там же (коллекция И. М. Матлашовой); 10 — оливковое габбро, обр. 2594; там же (коллекция Г. П. Вергунова); 11 — то же, обр. 2552, там же (коллекция его же); 12 — габбро-норит, обр. 2538; там же (коллекция его же); 13 — лейкократовое габбро, обр. 2523ж (коллекция его же); 14 — габбро, обр. 2571а (коллекция его же); 15 — габбро-норит, обр. 2538в (коллекция его же); 16 — габбро, обр. 2549 (коллекция его же); 17 — лейкократовое габбро, обр. 2596 (коллекция его же); 18, 19 — аплит, обр. 2538г и 2538з; юго-западный интрузив (коллекция его же).

Химические составы магматических пород Парамуширского
вулканогенно-осадочного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,18	47,91	47,99	48,65	49,02	49,35	52,16	53,90
TiO ₂	0,85	0,52	0,28	0,74	0,51	0,69	0,54	0,96
Al ₂ O ₃	20,07	17,14	17,08	19,52	12,43	20,34	17,24	20,37
Fe ₂ O ₃	2,55	2,21	1,20	10,24	4,95	3,23	2,80	4,30
FeO	5,85	6,31	7,65	0,99	3,54	2,74	4,57	4,85
MnO	0,10	0,35	0,09	0,09	0,15	0,04	0,19	0,03
MgO	8,46	8,71	7,98	8,22	9,91	4,59	4,15	4,83
CaO	3,10	5,26	6,23	0,88	11,92	5,71	9,12	0,43
Na ₂ O	3,36	2,28	1,75	5,10	3,24	5,25	3,07	2,46
K ₂ O	1,64	0,99	0,54	0,47	0,16	1,49	0,70	1,04
H ₂ O	0,78	0,87	0,11	0,45	2,72	3,18	0,25	1,11
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,14	0,18	0,12	0,24	0,03	0,24
S	5,36	6,96	7,45	5,20	1,57	2,97	5,21	4,87
П. п. п.	0,13	0,15	0,63	0,13	0,12	0,05	0,12	0,26
Сумма	100,09	99,70	99,17	100,86	100,36	99,87	100,20	99,65

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,7	6,9	4,8	11,3	7,2	15,1	8,4	6,6
<i>c</i>	3,8	6,8	8,3	1,0	4,5	7,5	8,3	0,4
<i>b</i>	32,0	23,1	27,3	34,2	33,4	14,7	18,8	34,1
<i>s</i>	54,5	53,2	59,6	53,5	54,9	62,7	64,5	58,9
<i>a'</i>	31	13	13	34	—	—	—	54
<i>f'</i>	24	31	33	27	22	40,0	40	23
<i>m'</i>	45	56	54	39	49	53,5	40	23
<i>c'</i>	—	—	—	—	29	1,5	20	—
<i>n</i>	76	73	87	94	96	84,0	88	78
<i>Q</i>	-14,2	-4,0	13	-16,6	-9,1	-12,3	3,9	4,2

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	55,09	58,66	60,20	60,37	60,91	61,53	62,61	65,83
TiO ₂	0,27	0,85	0,70	0,83	0,67	0,81	0,33	0,55
Al ₂ O ₃	17,57	18,32	17,62	13,32	16,52	15,21	15,26	15,93
Fe ₂ O ₃	3,32	1,39	2,83	1,92	0,95	1,01	1,67	1,25
FeO	5,03	4,52	4,18	3,49	5,28	5,50	3,79	3,22
MnO	0,12	0,03	0,16	0,24	0,10	0,05	0,10	0,14
MgO	4,85	4,01	2,39	3,93	5,94	6,12	3,03	2,13
CaO	6,77	3,83	4,02	3,58	1,53	0,83	3,35	2,58
Na ₂ O	4,04	5,36	3,14	5,22	2,43	3,76	4,18	3,46
K ₂ O	0,61	0,17	0,94	1,47	1,26	1,16	1,59	1,40
H ₂ O	0,16	0,34	—	1,09	0,24	0,19	0,34	0,91
P ₂ O ₅	0,03	0,42	—	0,33	0,34	0,11	0,17	0,11
S	0,47	1,40	3,47	4,36	2,84	2,61	3,76	2,67
П. п. п.	1,29	0,52	0,64	—	0,73	0,65	0,04	0,50
Сумма	99,62	99,87	100,29	100,25	99,79	99,54	100,27	100,72

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	10,0	12,0	8,5	13,7	6,8	9,2	11,4	9,6
<i>c</i>	7,2	4,7	4,9	-2,0	1,8	0,9	4,2	3,1
<i>b</i>	17,8	15,6	16,3	14,2	25,4	23,5	11,3	12,7

Приложение 5 (продолжение)

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
------------	---	----	----	----	----	----	----	----

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	67,0	67,7	70,3	70,1	66,0	66,4	72,2	74,6
<i>a'</i>	—	20,3	34,9	—	41,4	34,4	9	41,5
<i>f'</i>	45	36,1	40,1	37	21,8	24,3	45	31,3
<i>m'</i>	48	43,6	25,1	47	37,2	41,3	46	27,6
<i>c'</i>	7	—	—	16	—	—	—	—
<i>n</i>	91	98,9	82,2	84	75,5	85,3	80	78,8
<i>Q</i>	4,8	+6,8	+18,6	10,8	+16,4	+13,5	19,2	+26,9

Компоненты	17	18	19	20	21	22	23	24
------------	----	----	----	----	----	----	----	----

SiO ₂	60,04	66,16	66,40	67,05	63,49	70,11	70,88	71,22
TiO ₂	0,35	0,78	0,38	0,58	0,28	0,39	0,44	0,57
Al ₂ O ₃	15,48	17,05	15,32	14,74	12,62	13,94	14,98	11,77
Fe ₂ O ₃	2,94	3,17	1,97	2,81	1,43	2,01	0,54	—
FeO	2,16	0,63	2,10	0,48	1,14	1,33	2,06	4,17
MnO	0,09	0,02	0,02	0,03	0,06	—	0,13	0,16
MgO	1,64	0,53	1,31	0,72	1,10	2,50	1,22	1,63
CaO	4,63	4,55	2,49	3,13	2,62	1,88	1,34	0,56
Na ₂ O	3,38	4,61	3,56	4,12	3,67	3,27	3,92	6,82
K ₂ O	1,60	1,23	2,45	1,42	1,62	1,05	1,12	0,16
H ₂ O	0,45	0,99	1,59	2,34	3,42	1,41	0,72	—
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,13	0,18	0,13	0,17	0,09	—
S	1,28	—	1,90	2,12	3,41	2,01	2,52	2,63
П. п. п.	5,10	0,30	0,79	0,40	0,40	0,32	0,54	0,28
С у м м а	99,26	100,16	100,41	100,12	100,38	100,39	100,50	99,97

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,7	12,2	11,5	11,4	10,9	8,3	9,9	9,9
<i>c</i>	3,4	5,6	3,1	3,9	3,3	2,2	1,6	0,7
<i>b</i>	9,8	4,4	8,2	5,4	4,5	12,0	10,7	10,4
<i>s</i>	70,1	77,8	77,2	79,4	81,3	77,4	77,8	78,9
<i>a'</i>	—	—	36,9	21,1	3,1	42,8	59,3	38,0
<i>f'</i>	69,1	72,8	36,1	55,2	54,7	23,1	22,2	36,1
<i>m'</i>	26,5	20,6	26,8	23,7	42,2	34,1	18,5	25,9
<i>c'</i>	13,3	15,8	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	73,6	85,1	68,6	81,5	77,9	82,5	84,0	96,0
<i>Q</i>	+20,9	+25,6	+28,1	+32,0	+37,5	+35,9	+36,1	+38,2

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32
------------	----	----	----	----	----	----	----	----

SiO ₂	71,39	71,62	71,92	73,20	73,83	73,94	74,47	75,31
TiO ₂	0,54	0,44	0,29	0,15	0,25	0,32	0,44	0,30
Al ₂ O ₃	13,43	12,76	14,47	14,74	12,70	12,82	15,84	13,23
Fe ₂ O ₃	0,47	2,72	1,30	1,09	1,79	1,78	1,32	1,39
FeO	2,91	1,35	2,27	0,61	0,39	0,91	0,46	1,27
MnO	0,04	0,02	0,06	0,04	0,02	0,03	0,05	0,02
MgO	2,03	1,49	0,92	0,78	0,73	0,75	0,69	1,81
CaO	0,68	1,60	1,67	1,90	2,57	2,08	0,53	0,42
Na ₂ O	4,17	2,49	3,17	4,04	3,10	3,83	1,09	1,82
K ₂ O	0,93	3,11	1,45	2,65	3,04	2,73	1,59	0,33

Приложение 5 (продолжение)

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32
H ₂ O	0,16	0,75	0,77	Сл.	0,59	0,36	1,73	0,91
P ₂ O ₅	0,40	0,23	0,06	0,03	0,10	0,10	0,10	0,03
S	2,20	1,03	0,85	0,30	1,65	—	3,56	2,22
П. п. п.	0,30	0,15	0,39	0,42	0,17	0,61	0,51	0,88
Сумма	99,35	99,76	99,59	99,95	100,95	100,18	100,98	99,94

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	10,0	9,7	8,8	13,7	11,0	12,1	4,4	4,0
<i>c</i>	0,8	1,9	1,9	2,4	2,9	2,2	0,6	0,4
<i>b</i>	11,5	9,0	10,6	5,1	3,2	3,8	16,0	16,5
<i>s</i>	77,9	79,5	78,7	79,8	82,9	81,9	79,0	79,1
<i>a'</i>	45	31,0	55,8	46	—	—	83,8	69,2
<i>f'</i>	26	38,5	29,8	27	53,3	59,6	9,5	13,8
<i>m'</i>	29	27,4	14,3	27	37,5	33,4	7,7	17,0
<i>c'</i>	—	—	—	—	41	7,0	—	—
<i>n</i>	87	54,7	76,2	70	61	68,1	51,4	90,7
<i>Q</i>	33,8	+36,7	+38,0	34,8	+40,8	+37,4	+43,7	+49,8

Компоненты	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	77,19	78,68	40,21	44,83	45,42	46,80	47,02	47,26
TiO ₂	0,08	0,09	0,62	0,51	0,61	0,69	0,84	0,70
Al ₂ O ₃	12,42	11,44	13,40	17,36	17,54	15,19	18,01	20,63
Fe ₂ O ₃	0,32	0,84	5,11	2,89	2,43	2,77	0,55	3,74
FeO	1,61	0,97	2,94	6,30	7,77	6,79	5,88	3,40
MnO	0,03	0,10	0,20	0,54	0,05	0,21	0,28	0,12
MgO	0,29	0,18	8,42	8,94	7,89	8,76	5,13	2,88
CaO	0,04	0,45	7,79	5,60	7,63	5,33	8,40	10,77
Na ₂ O	6,40	5,66	2,40	0,94	3,46	2,98	3,50	1,50
K ₂ O	0,83	0,25	1,75	1,55	0,34	0,46	0,59	2,20
H ₂ O	Сл.	0,03	2,84	0,75	0,41	1,62— 4,41+	0,05	2,79
S	0,76	0,66	8,88	0,07	0,15	0,05	0,46	0,19
П. п. п.	0,09	0,24	—	8,51	5,32	3,80	8,56	2,15
Сумма	100,09	99,61	100,17	99,27	100,11	99,95	99,84	100,22

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	14,3	11,9	9,1	4,1	8,7	7,9	9,6	7,5
<i>c</i>	0,1	0,5	9,8	10,9	8,3	7,1	9,0	8,6
<i>b</i>	3,2	3,3	26,9	24,7	26,5	26,2	19,9	20,2
<i>s</i>	82,4	84,3	54,2	61,3	56,5	58,8	61,5	63,7
<i>a'</i>	36	46	—	—	—	0,6	—	—
<i>f'</i>	52	46	31	41	38,5	37,6	36	37,8
<i>m'</i>	12	8	62	26	54,7	61,8	50	23,7
<i>c'</i>	—	—	6	33	6,8	—	14	33,5
<i>n</i>	92	98	68	50	94,9	90,6	87	51,0
<i>Q</i>	36,3	44,3	-19,4	+2,7	-12,7	-5,3	-5,2	3,8

Компоненты	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	48,07	48,55	43,55	49,74	50,85	51,53	53,56	61,04
TiO ₂	1,47	0,54	0,56	0,68	0,84	0,67	0,70	0,03

Приложение 5 (окончание)

Компоненты	41	42	43	44	45	46	47	48
Al ₂ O ₃	16,01	17,32	18,22	22,45	17,11	20,91	16,76	16,39
Fe ₂ O ₃	4,01	2,02	3,30	2,17	2,14	5,36	4,27	3,54
FeO	6,59	6,70	6,72	3,49	8,01	3,23	6,05	2,84
MnO	0,21	0,08	0,20	0,03	0,09	0,10	0,07	0,10
MgO	4,80	6,00	5,32	4,56	4,82	3,78	9,63	2,75
CaO	7,76	9,87	9,35	7,24	4,50	7,79	0,32	6,45
Na ₂ O	4,36	4,15	2,05	5,99	2,11	3,12	3,01	3,44
K ₂ O	0,28	0,29	0,16	0,66	2,19	0,32	0,22	1,53
H ₂ O	0,34	0,69	1,19	1,98	0,52	1,70	0,70	1,18
P ₂ O ₅	0,15	0,17	0,07	0,21	0,31	0,30	0,16	0,18
S	5,20	3,90	4,45	1,22	6,86	1,43	5,22	0,44
П. п. п.	0,24	0,15	0,08	0,06	—	0,10	0,03	0,05
Сумма	100,69	100,43	100,22	100,48	100,35	100,34	100,73	99,96

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	10,7	10,0	5,4	15,2	8,3	7,9	6,3	10,0
<i>c</i>	6,1	7,1	10,4	8,5	5,2	10,3	0,3	6,2
<i>b</i>	23,2	24,5	22,1	14,8	23,4	17,3	37,3	12,5
<i>s</i>	60,0	58,4	61,8	61,4	62,5	64,5	56,3	71,3
<i>a'</i>	—	—	—	—	19	11,1	36,7	—
<i>f'</i>	45,6	34,4	46	38,1	43	48,5	23,2	47
<i>m'</i>	37,4	43,4	45	55,9	38	40,4	40,1	38
<i>c'</i>	17,0	22,2	9	6,0	—	—	—	15
<i>n</i>	96,0	95,7	91	93,2	60	94,3	96,3	77
<i>Q</i>	-7,5	-10,3	2,1	-16,0	4,0	+2,9	-0,4	16,4

Компоненты	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	61,76	63,88	68,03	70,91	71,50	73,64
TiO ₂	0,49	0,41	0,69	0,37	0,30	0,30
Al ₂ O ₃	15,37	14,43	13,93	15,10	14,76	12,16
Fe ₂ O ₃	2,39	0,84	4,00	2,60	1,10	1,51
FeO	3,46	3,07	1,73	0,99	1,48	0,75
MnO	0,16	0,10	0,05	0,05	0,03	Сл.
MgO	2,50	1,76	1,45	0,55	0,54	1,40
CaO	5,91	4,66	1,11	2,53	0,60	2,20
Na ₂ O	3,07	2,44	2,85	3,39	4,60	2,52
K ₂ O	0,50	0,58	2,03	1,50	0,86	3,73
H ₂ O	0,37	1,93	0,99	1,01	1,60	0,43
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,20	0,13	0,12	0,02
S	3,60	5,23	3,28	1,25	2,60	—
П. п. п.	0,06	0,22	0,19	0,09	0,35	0,59
Сумма	99,67	99,61	100,58	100,48	100,49	100,53

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,6	6,6	8,9	9,5	11,0	10,6
<i>c</i>	7,1	6,8	1,4	3,0	0,7	2,7
<i>b</i>	10,7	9,1	13,9	8,3	9,8	4,5
<i>s</i>	74,6	77,5	75,8	79,2	78,5	82,2
<i>a'</i>	—	20	47	51,6	73,8	6,0
<i>f'</i>	53	43	36	37,9	24,1	41,8
<i>m'</i>	42	37	17	10,5	2,1	52,2
<i>c'</i>	5	—	—	—	—	—
<i>n</i>	90	87	69	77,5	88,1	50,6
<i>Q</i>	36,9	35,2	32,4	+36,4	+34,3	+40,3

Примечание. 1—34 — эффузивы; 35—54 — интрузивные образования. 1 — спилит, обр. 26д; о. Кунашир (коллекция Ю. Л. Неверова); 2 — диабаз, обр. 5062г; бух. Васина, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 3 — базальтовый туф, обр. 4207а; п-ов Кастрикум, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 4 — спилит, обр. 2083б; мыс Прасолова, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 5 — диабаз, обр. 4140а; бух. Васина, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 6 — спилит, обр. 8561б; мыс. Капари, о. Парамушир, аналитик А. Н. Слацева; 7 — диабаз, обр. 5063ю; бух. Васина, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 8 — спилит, обр. 5074м; бух. Незабвенная, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 9 — туф основного состава, обр. 4218а; о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова). Остров Кунашир: 10 — порфирит, обр. 2363г (коллекция Г. П. Вергунова); 11 — то же, обр. 2378 (коллекция его же); 12 — андезито-дацитовый порфир, обр. 525; руч. Свинцовый (коллекция И. П. Аверьянова); 13 — порфирит, обр. 2225 (коллекция Г. П. Вергунова); 14 — порфирит, обр. 1133 (коллекция В. Н. Шилова); 15 — дацитовый порфир, обр. 5082а (коллекция Ю. Л. Неверова); 16 — дацит, обр. 2379 (коллекция Г. П. Вергунова); 17 — дацит, обр. 2374 (коллекция его же); 18 — кератофир, обр. 2305 (коллекция его же); 19 — то же, обр. 2286 (коллекция его же); 20 — то же, обр. 2357 (коллекция его же); 21 — то же, обр. 8075б; мыс Капари, о. Парамушир, аналитик М. П. Зорин; 22* — риолит, обр. 2285 (коллекция Г. П. Вергунова); 23 — риолит, обр. 524; мыс Докучаева (коллекция И. П. Аверьянова); 24 — риолит, обр. 2375 (коллекция Г. П. Вергунова); 25 — кварцевый порфир, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 26 — то же, обр. 2202б (коллекция его же); 27 — то же, обр. 2054 (коллекция его же); 28 — то же, обр. 514а (коллекция его же); 29 — риолит, обр. 2205 (коллекция его же); 30 — то же, обр. 8075в; мыс Капари, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 31 — то же, обр. 483; мыс Докучаева, о. Кунашир (коллекция И. П. Аверьянова); 32 — кварцевый порфир, обр. 5074д; бух. Незабвенная, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 33 — кварцевый порфир, обр. 4202б; п-ов Ван-дер-Линд, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 34 — фельзит, обр. 5218а; руч. Медвежий, о. Кунашир (коллекция Ю. Л. Неверова); 35 — диабаз, обр. 407; там же (коллекция И. П. Аверьянова); 36 — спилит, обр. 5062ф; бух. Васина, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 37 — диабаз, обр. 292; мыс Докучаева, о. Кунашир (коллекция И. П. Аверьянова); 38 — диабаз, обр. 4055б; руч. Правша, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 39 — диабаз, обр. 579; о. Кунашир (коллекция И. П. Аверьянова); 40 — базальт, обр. 424б; р. Жемчужная, о. Итуруп (коллекция В. Б. Сергеевой); 41 — диабаз, обр. 220б; мыс Докучаева, о. Кунашир (коллекция И. П. Аверьянова); 42 — диабаз, обр. 4148г; бух. Васина, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 43 — диабазовый порфирит, обр. 4073в; о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 44 — диабаз, обр. 8497б; пос. Шелехова, о. Парамушир, аналитик Л. К. Маркова; 45 — диабаз, о. Кунашир (коллекция И. П. Аверьянова); 46 — то же, обр. 7280; рейд Токотан, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 47 — то же, обр. 4084б; скала Одинокая, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 48 — порфирит, обр. 5022а; п-ов Кастрикум, о. Уруп (коллекция его же); 49 — андезито-дацитовый порфир, обр. 4114а, о. Уруп (коллекция его же); 50 — дацитовый порфир, обр. 4078а; о-ва Близнецы, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 51 — то же, обр. 52б; о. Кунашир (коллекция И. П. Аверьянова); 52 — гранит-порфир, обр. 4042а; руч. Правша, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 53 — кварцевый кератофир, обр. 8176а; мыс Капари, о. Парамушир, аналитик В. М. Брагина; 54 — кварцевый порфир, обр. 817б; мыс Капари, о. Парамушир, аналитик В. М. Брагина.

* Образцы (усл. обозн. 22—27) взяты на о. Кунашир.

Химические составы пород Урупского интрузивного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,43	45,04	46,19	48,00	48,16	48,54	48,93	49,28
TiO ₂	0,66	0,68	0,81	0,98	0,76	0,33	0,78	0,73
Al ₂ O ₃	18,93	17,66	18,23	18,50	17,49	16,45	17,48	17,19
Fe ₂ O ₃	3,73	2,15	4,37	4,31	3,67	5,85	5,31	3,69
FeO	7,07	9,60	7,32	4,54	7,61	4,13	7,39	7,01
MnO	0,14	0,07	0,20	0,19	0,06	0,17	0,12	0,28
MgO	7,26	6,22	5,62	6,12	6,41	6,76	5,19	6,03
CaO	10,42	13,88	10,03	6,38	9,78	10,56	10,48	10,36
Na ₂ O	2,63	1,45	2,68	4,01	2,19	2,07	2,44	1,81
K ₂ O	0,40	0,22	0,40	0,78	0,38	0,53	0,15	0,54
H ₂ O	2,25	0,67	2,16	0,24	1,14	1,71	0,08	1,07
P ₂ O ₅	0,02	0,19	0,14	0,18	0,22	0,09	0,35	0,13
S	2,79	2,70	1,70	5,43	2,48	3,17	0,42	1,48
П. п. п.	0,08	0,52	0,04	0,12	0,07	0,14	0,91	0,17
Сумма	100,81	100,05	99,89	99,88	100,42	100,50	100,03	99,74

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,2	3,8	7,1	11,0	5,7	5,5	5,8	4,9
<i>c</i>	10,2	10,8	9,6	7,9	9,7	8,9	9,5	9,8
<i>b</i>	27,6	30,1	25,7	20,7	25,7	26,5	25,5	25,1
<i>s</i>	55,0	55,3	57,6	60,4	58,9	59,1	59,3	60,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	39	38,8	46	43	43	36	48	42
<i>m'</i>	48	37,1	40	54	45	46	36	43
<i>c'</i>	13	24,1	14	3	12	18	16	15
<i>n</i>	91	92,0	92	89	90	87	97	85
<i>Q</i>	-14,4	-7,8	-8,8	-9,1	-3,3	-1,7	-2,6	0,8

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	53,68	54,48	54,75	54,91	55,12	55,23	56,30	56,90
TiO ₂	0,80	0,72	0,69	0,58	1,34	0,79	0,73	0,69
Al ₂ O ₃	17,91	18,39	16,68	16,74	17,01	15,38	16,88	16,59
Fe ₂ O ₃	4,08	3,62	5,23	4,68	4,73	4,85	5,27	4,42
FeO	5,60	4,11	4,87	6,40	3,57	4,32	3,17	4,99
MnO	0,34	0,16	0,18	0,07	0,15	0,15	0,12	0,06
MgO	5,16	3,26	4,79	3,95	3,88	6,23	3,94	3,66
CaO	5,86	8,62	7,84	8,67	8,06	7,74	7,85	7,43
Na ₂ O	2,00	3,02	2,08	2,38	2,45	2,18	2,35	2,76
K ₂ O	0,17	0,72	0,56	0,78	1,26	0,78	1,20	1,18
H ₂ O	0,49	0,55	1,31	0,29	0,42	1,68	1,36	0,40
P ₂ O ₅	0,06	0,12	0,11	0,16	0,17	0,10	0,28	0,30
S	4,74	2,44	0,53	1,34	1,60	0,38	0,30	1,45
П. п. п.	0,03	0,01	0,48	0,07	0,17	0,25	0,38	0,07
Сумма	100,92	100,22	100,10	101,02	99,93	100,06	100,13	100,90

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	4,3	8,1	5,7	6,7	7,8	6,2	7,3	8,1
<i>c</i>	7,7	9,1	8,8	8,2	8,1	7,3	8,2	7,4
<i>b</i>	20,1	15,7	19,3	20,0	17,1	21,6	16,7	17,3
<i>s</i>	68,9	67,1	65,2	65,1	67,0	64,9	67,8	67,2
<i>a'</i>	3	—	—	—	—	—	—	—

Приложение 6 (продолжение)

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
------------	---	----	----	----	----	----	----	----

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

f'	50	49	50	52	46	40	47	52
m'	47	38	44	35	41	50	42	37
c'	—	13	6	13	13	10	11	11
n	94	87	85	83	74	79	74,5	77,5
Q	20,5	8,9	11,2	8,6	10,3	10,1	12,6	11

Компоненты	17	18	19	20	21	22	23	24
------------	----	----	----	----	----	----	----	----

SiO ₂	56,95	57,32	57,37	57,44	58,10	58,33	53,67	53,01
TiO ₂	0,61	0,52	0,49	0,69	0,66	0,80	0,53	0,53
Al ₂ O ₃	18,66	18,88	7,27	17,47	15,18	15,44	16,53	18,33
Fe ₂ O ₃	3,31	3,31	4,36	3,96	3,91	3,63	3,29	3,35
FeO	5,12	4,37	3,55	6,83	3,43	5,64	4,00	3,28
MnO	0,06	0,03	0,14	0,15	0,03	0,03	0,26	0,07
MgO	3,11	3,01	3,42	2,95	4,10	4,68	2,33	3,20
CaO	8,19	7,92	7,27	7,69	7,05	6,25	7,03	7,47
Na ₂ O	2,49	2,55	2,86	2,75	2,85	2,53	2,24	2,95
K ₂ O	1,19	0,43	0,92	0,33	1,64	0,80	0,48	0,55
H ₂ O	0,26	0,22	0,52	0,19	2,51	0,71	1,64	0,21
P ₂ O ₅	0,22	0,11	0,13	0,39	0,18	0,09	0,32	0,03
S	0,29	0,46	0,80	—	—	1,37	2,62	0,94
П. п. п.	0,06	0,45	0,26	0,17	0,29	0,10	0,31	0,45
Сумма	100,52	99,63	99,36	101,07	99,98	100,21	100,03	100,47

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	7,6	6,6	8,0	6,8	8,5	7,1	5,6	7,6
c	9,3	10,2	8,2	8,7	5,8	7,1	9,3	9,0
b	14,8	13,1	14,9	16,4	20,2	17,8	11,9	12,4
s	58,3	71	68,9	68,1	65,5	68,0	73,2	71,0
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	55	53	52	63	32	50	63,5	51
m'	37	41	41	31	34	46	35,5	45
c'	8	1	7	6	34	4	—	4
n	75,5	91	82	92	73	82	95	89
Q	12	16,8	13,6	13,9	8,2	14,7	25,9	16,8

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32
------------	----	----	----	----	----	----	----	----

SiO ₂	59,26	59,57	59,85	60,26	60,36	60,59	60,84	61,25
TiO ₂	0,65	0,77	0,64	0,62	0,63	0,53	0,60	0,53
Al ₂ O ₃	16,24	16,39	13,36	15,46	17,33	15,42	15,82	15,30
Fe ₂ O ₃	4,86	3,89	4,88	3,21	3,40	4,53	3,17	2,88
FeO	3,47	3,67	3,91	3,87	3,51	2,03	4,27	5,13
MnO	0,09	0,07	0,14	0,14	0,05	0,03	0,07	0,20
MgO	2,70	3,54	3,60	3,33	2,73	4,65	4,97	4,04
CaO	6,53	6,37	8,31	5,79	6,82	1,93	1,55	3,78
Na ₂ O	2,59	3,85	2,75	3,17	2,60	1,30	3,51	3,82
K ₂ O	1,39	1,44	1,23	0,63	1,03	3,53	0,42	0,53
H ₂ O	1,19	1,03	1,31	0,83	0,31	0,91	0,77	0,58
P ₂ O ₅	0,21	0,22	0,13	0,04	0,15	0,05	0,04	0,05

Приложение 6 (продолжение)

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32
S	0,09	—	—	2,27	0,42	0,90	3,72	2,13
П. п. п.	0,52	0,03	0,40	0,12	0,42	2,78	0,19	0,07
Сумма	99,65	100,89	100,31	99,79	99,91	99,31	99,94	100,34

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,1	10,6	7,9	8,1	7,7	7,8	7,9	9,0
<i>c</i>	7,3	5,8	4,9	6,8	8,4	2,4	1,9	4,7
<i>b</i>	13,5	14,9	19,0	13,3	11,6	21,4	23,4	16,5
<i>s</i>	71,1	68,7	68,2	71,8	72,3	68,4	66,8	69,8
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	36,5	37	13
<i>f'</i>	58	46	41	51	56	27	28	45
<i>m'</i>	35	41	32	44	42	36,5	35	42
<i>c'</i>	7	13	27	5	2	—	—	—
<i>n</i>	74	80	76	89	78	36	93	91
<i>Q</i>	18,7	10,4	15,7	20,6	20,8	18,6	15,9	17,8

Компоненты	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	61,44	61,69	62,31	62,48	62,89	63,23	64,04	64,05
TiO ₂	0,41	0,49	0,76	0,55	0,82	0,46	0,47	0,71
Al ₂ O ₃	15,34	15,65	14,77	14,62	14,77	14,62	14,01	15,28
Fe ₂ O ₃	3,53	2,98	4,02	2,33	4,14	2,85	1,16	3,36
FeO	5,02	3,67	2,97	4,21	4,27	2,12	3,74	3,76
MnO	0,23	0,17	0,10	0,02	0,03	0,13	0,09	0,04
MgO	3,57	4,19	2,78	4,94	2,22	2,10	1,56	2,15
CaO	4,31	3,64	6,43	2,63	4,68	4,87	3,00	5,18
Na ₂ O	3,30	1,81	3,55	1,90	4,49	4,51	5,20	2,47
K ₂ O	0,51	1,47	1,32	0,85	0,30	1,00	0,81	2,29
H ₂ O	0,44	0,64	1,21	1,27	0,33	0,31	0,59	0,11
P ₂ O ₅	0,11	0,03	0,15	0,15	0,18	0,18	0,32	0,13
S	1,29	3,38	—	2,44	1,99	1,25	1,21	0,55
П. п. п.	—	0,27	0,43	0,16	0,48	0,76	0,06	0,08
Сумма	99,50	100,05	100,84	99,55	100,80	99,98	99,69	100,16

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,1	6,5	9,7	5,0	10,1	11,7	12,7	9,4
<i>c</i>	5,3	4,6	5,1	4,1	4,2	5,3	3,7	5,6
<i>b</i>	15,9	14,2	13,9	18,0	12,9	9,2	10,4	10,9
<i>s</i>	70,7	74,7	71,3	72,9	72,8	73,8	73,2	74,1
<i>a'</i>	12	—	—	26	—	—	31	—
<i>f'</i>	50	46	46	29	59	51	44	59,5
<i>m'</i>	38	53	34	45	29	40	25	33,5
<i>c'</i>	—	1	20	—	12	9	—	7
<i>n</i>	91	64	80	78	96	87	90	59
<i>Q</i>	19,9	31,8	18,1	31,7	21,2	18,9	17,3	23,8

Компоненты	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	64,36	64,65	64,71	64,83	65,09	65,21	65,33	65,66
TiO ₂	0,51	0,57	0,25	0,31	0,56	0,52	0,89	0,65
Al ₂ O ₃	17,34	16,86	14,13	14,91	14,97	11,32	15,32	16,62
Fe ₂ O ₃	1,54	1,88	1,76	2,71	1,85	6,09	1,97	1,14

Компоненты	41	42	43	44	45	46	47	48
FeO	3,22	2,42	2,90	4,00	2,62	3,40	3,02	2,87
MnO	0,05	0,14	0,22	0,18	0,13	0,07	0,01	0,10
MgO	1,57	1,25	1,39	2,72	1,75	1,84	2,91	2,29
CaO	3,05	3,23	4,03	4,60	3,25	6,31	3,58	1,91
Na ₂ O	4,66	4,16	2,02	3,50	2,94	3,79	3,22	5,46
K ₂ O	0,82	1,91	2,77	0,48	2,48	0,52	0,20	0,76
H ₂ O	0,50	0,30	0,63	0,36	0,29	0,22	0,83	0,18
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,41	Сл.	0,20	0,17	0,17	0,10
S	1,56	1,64	4,72	0,92	2,87	0,61	2,11	1,72
П. п. п.	0,43	0,21	0,04	0,02	1,26	0,26	0,21	0,11
Сумма	99,77	99,42	99,68	99,54	100,26	100,33	99,77	99,57

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,5	12,0	8,9	8,3	10,0	8,1	7,3	12,6
<i>c</i>	3,7	4,0	5,1	5,6	4,0	3,0	4,4	2,2
<i>b</i>	11,2	9,1	8,0	11,5	9,9	15,8	13,7	11,9
<i>s</i>	73,6	74,9	78,0	74,6	76,1	73,1	74,6	73,3
<i>a'</i>	38	32	11	5	26	—	32	37
<i>f'</i>	38	45	59	55	33	52	33	31
<i>m'</i>	24	23	50	40	36	19	35	32
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	89	77	53	93	66	92	96	92
<i>Q</i>	20,5	21,8	33,1	22,0	28,2	27,0	30,2	19,1

Компоненты	49	50	51	52	53	54	55
SiO ₂	66,17	66,91	67,63	67,84	63,12	68,21	69,22
TiC ₂	0,52	0,51	0,58	0,63	0,45	0,58	0,48
Al ₂ O ₃	14,76	14,56	13,11	14,51	14,14	13,07	13,38
Fe ₂ O ₃	2,05	3,17	1,72	2,63	2,37	2,04	2,16
FeO	2,13	2,19	3,32	2,19	3,53	2,26	2,08
MnO	0,12	0,40	0,10	0,13	0,03	0,08	0,04
MgO	1,75	1,55	3,87	1,52	1,30	1,76	1,21
CaO	3,29	4,36	1,34	4,10	3,36	3,89	4,20
Na ₂ O	4,88	2,59	3,02	2,56	5,26	3,02	4,17
K ₂ O	2,36	2,37	2,32	2,97	0,63	2,52	1,35
H ₂ O	0,51	0,35	0,59	0,91	0,47	2,21	1,95
P ₂ O ₅	0,12	0,16	0,28	0,15	0,13	0,19	0,25
S	1,57	0,64	2,14	0,10	—	—	—
П. п. п.	0,12	0,08	0,18	0,47	0,05	0,06	—
Сумма	100,79	99,54	100,20	100,76	99,94	99,89	100,49

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	15,2	9,3	9,3	10,0	12,3	10,2	11,2
<i>c</i>	2,1	5,3	1,6	4,7	3,1	3,6	3,3
<i>b</i>	8,4	7,8	15,0	7,3	8,4	8,1	7,7
<i>s</i>	74,3	77,7	74,1	78,0	76,2	78,1	77,8
<i>a'</i>	—	—	28	—	—	—	—
<i>f'</i>	43	64	30	61	63,5	48	50
<i>m'</i>	34	34	42	35	23,5	37	27
<i>c'</i>	23	2	—	4	11	15	23
<i>n</i>	70	63	68	56	92	64	81
<i>Q</i>	16,2	31,4	41,5	31,3	24,7	32,2	29,9

Приложение 6 (продолжение)

Компоненты	56	57	58	59	60	61	62
SiO ₂	69,28	69,35	69,69	70,27	70,28	70,58	70,77
TiO ₂	0,46	0,63	0,45	0,75	0,42	0,26	0,46
Al ₂ O ₃	14,58	14,02	14,51	14,00	13,93	14,35	13,37
Fe ₂ O ₃	1,88	3,15	2,09	2,08	2,49	2,00	2,80
FeO	3,06	1,74	2,11	1,78	1,77	1,97	1,63
MnO	0,04	0,05	0,02	Сл.	0,09	0,13	0,15
MgO	1,39	1,34	2,29	1,69	1,20	1,62	1,15
CaO	3,76	3,16	5,02	2,93	3,22	3,60	2,78
Na ₂ O	2,59	5,41	2,93	4,35	2,37	3,84	2,76
K ₂ O	2,80	0,20	0,40	0,36	3,02	0,42	3,27
H ₂ O	0,41	0,73	0,31	0,17	0,36	0,31	0,25
P ₂ O ₅	0,08	0,13	0,15	—	0,15	0,23	0,16
S	0,48	0,75	0,65	1,55	0,55	0,54	0,52
П. п. п.	0,05	0,11	0,23	—	0,08	0,03	0,13
Сумма	100,56	100,77	100,85	99,93	99,98	99,88	100,20

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,8	11,9	9,1	10,0	9,5	8,8	10,8
<i>c</i>	4,5	3,2	4,8	3,5	3,8	4,3	3,4
<i>b</i>	7,2	7,0	8,6	7,6	7,3	7,7	6,0
<i>s</i>	78,8	78,5	77,9	77,5	78,9	79,2	79,8
<i>a'</i>	4	—	—	18	18	19	2
<i>f'</i>	63	60	43	45	54	46	66
<i>m'</i>	33	32	44	37	28	35	32
<i>c'</i>	—	8	13	—	—	—	—
<i>n</i>	58	98	94	95	54	94	56
<i>Q</i>	32,9	28,8	32,0	34,3	36,0	36,5	34,6

Компоненты	63	64	65	66	67	68	69
SiO ₂	70,11	71,16	71,85	71,89	72,38	72,64	72,90
TiO ₂	0,55	0,38	0,42	0,33	0,50	0,41	0,41
Al ₂ O ₃	13,71	13,39	13,73	13,72	14,43	15,44	13,92
Fe ₂ O ₃	2,50	1,93	2,16	1,44	1,10	0,91	0,73
FeO	2,00	2,90	1,17	1,57	2,26	1,47	2,36
MnO	0,18	0,02	0,07	0,02	0,05	0,06	0,13
MgO	1,20	0,80	0,96	1,47	0,91	1,27	0,78
CaO	3,57	2,52	2,39	1,95	1,81	0,75	3,79
Na ₂ O	4,18	5,48	2,42	4,24	4,32	4,35	3,51
K ₂ O	0,41	0,46	3,77	0,50	0,82	0,98	0,43
H ₂ O	0,40	0,14	0,69	0,42	0,23	0,79	0,21
P ₂ O ₅	0,17	0,07	0,12	0,15	0,26	0,02	0,10
S	0,50	0,25	0,27	1,90	1,01	0,46	0,76
П. п. п.	0,07	0,05	0,59	—	0,13	—	0,11
Сумма	100,55	99,59	100,61	99,60	100,21	100,55	100,14

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,6	12,4	10,6	9,7	10,2	10,3	8,2
<i>c</i>	4,2	2,5	2,9	2,3	2,1	0,9	4,6
<i>b</i>	6,2	6,0	6,3	8,4	8,5	11,2	5,2
<i>s</i>	80,0	79,1	80,2	79,6	78,2	77,6	82,0
<i>a'</i>	—	—	25,5	41	48	65	20
<i>f'</i>	67	70	49	31	35	18	55

Компоненты	63	64	65	66	67	68	69
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
m'	33	22	25,5	28	17	17	25
c'	—	8	—	—	—	—	—
n	94	95	49	93	88	86	93
Q	36,6	30,9	36,3	37,5	34,9	33,7	43,0

Компоненты	70	71	72	73	74	75
SiO ₂	73,00	73,31	73,88	74,87	75,10	75,28
TiO ₂	0,23	0,69	0,43	0,51	0,17	0,13
Al ₂ O ₃	14,79	13,17	12,64	12,57	12,09	12,19
Fe ₂ O ₃	0,68	1,21	1,35	1,32	1,13	1,13
FeO	1,87	2,37	1,42	1,45	1,52	2,32
MnO	0,28	0,08	0,69	0,09	0,02	0,03
MgO	0,74	1,45	1,74	0,11	0,21	0,79
CaO	0,84	1,41	0,48	0,47	0,84	0,58
Na ₂ O	3,99	4,32	3,72	4,41	3,03	3,57
K ₂ O	2,78	0,59	0,72	0,48	5,34	1,43
H ₂ O	0,60	0,31	0,65	0,38	0,16	0,22
P ₂ O ₅	Сл.	0,02	0,17	0,07	0,02	0,07
S	—	1,15	2,52	1,46	0,38	1,30
П. п. п.	—	—	0,19	0,23	0,17	0,36
Сумма	99,80	100,13	100,33	99,42	100,08	99,36

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому						
a	12,2	10,4	8,5	9,8	13,8	9,3
c	1,0	1,7	0,6	0,6	0,9	0,6
b	7,9	9,7	10,5	8,7	2,7	9,1
s	78,9	78,2	84	80,9	82,5	81,0
a'	56	41	53	70	—	53
f'	30	33	23	27	85,5	32
m'	14	26	24	3	12	15
c'	—	—	—	—	2,5	—
n	68	92	89	93	47	79
Q	32,4	35,6	32,2	41,6	36,6	42,8

Примечание. 1 — долерит, обр. 7398; р. Смуглянка, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 2 — оливиновое габбро, обр. 8587д; р. Океанская, о. Парамушир, аналитик М. С. Чепкунина; 3 — долерит, обр. 7394; р. Смуглянка, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 4 — лейкократовое габбро, обр. 536; р. Заливная, о. Кунашир (коллекция Ю. Л. Неверова); 5 — оливиновое габбро; обр. 8587а; р. Океанская, о. Парамушир, аналитик М. С. Чепкунина; 6 — габбро-диабаз, обр. 8103; мыс Андиферова, о. Парамушир, аналитик Л. К. Маркова; 7 — то же, обр. 8586ж; р. Океанская, там же, аналитик М. С. Чепкунина; 8 — габбро, обр. 8417; р. Океанская, там же, аналитик В. М. Брагина; 9 — лорфировидный диорит, обр. 4145б; западное побережье о. Уруп (коллекция В. Б. Сергеевой); 10 — лейкократовый габбро-норит, обр. 8167; бух. Фусса, о. Парамушир, аналитик Л. К. Маркова; 11 — диоритовый порфирит, обр. 8404; р. Неудержимая, о. Парамушир, аналитик З. В. Ивлева; 12 — лейкократовый габбро-норит, обр. 8585; р. Океанская, там же, аналитик М. С. Чепкунина; 13 — лейкократовый габбро-норит, обр. 8370; бух. Фусса, там же, аналитик В. М. Брагина; 14 — диорит, обр. 6150г; р. Ильинка, о. Кунашир (коллекция И. М. Дерзьянц); 15 — диоксид-гиперстеновый диорит, обр. 8213; р. Прозрачная, о. Парамушир, аналитик В. М. Брагина; 16 — диоксид-гиперстеновый диорит, обр. 8617г; там же, аналитик М. С. Чепкунина; 17 — диоксид-гиперстеновый кварцевый диорит, обр. 8617а; там же, аналитик тот же; 18 — авгит-гиперстеновый диорит, обр. 8426; р. Океанская, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 19 — диоксид-гиперстеновый кварцевый диорит, обр. 8488; р. Прозрачная, о. Парамушир, аналитик В. М. Брагина; 20 — диорит-порфирит, обр. 8591б, там же, аналитик М. С. Чепкунина; 21 — диорит, обр. 4132, р. Нигори, о. Уруп (коллекция В. Б. Сергеевой);

22 — диорит, обр. 2169; мыс Мечникова, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 23 — диоритовый порфирит, обр. 8400; р. Неудержимая, о. Парамушир, аналитик З. В. Ивлева; 24 — авгит-гиперстеновый кварцевый диорит, обр. 8428; р. Океанская, там же, аналитик М. Н. Зорин; 25 — диопсид-гиперстеновый кварцевый диорит, обр. 8216; р. Прозрачная, там же, аналитик В. М. Брагина; 26 — диорит, обр. 4176; р. Галинка, о. Уруп (коллекция В. Б. Сергеевой); 27 — кварцевый диорит, обр. 4131; р. Нигори, о. Уруп (коллекция ее же); 28 — порфиroidный кварцевый диорит, обр. 7547; р. Голубичная, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 29 — кварцевый диорит, обр. 8489; р. Прозрачная, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 30 — порфиroidный диорит, обр. 4143а; бух. Васина, о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 31 — то же, обр. 4144а; западное побережье о. Уруп (коллекция его же); 32 — кварцевый диорит, обр. 482а; р. Ильинка, о. Кунашир (коллекция И. М. Дерзьянц); 33 — диорит, обр. 5136а; мыс Мечникова, там же (коллекция Ю. Л. Неверова); 34 — порфиroidный кварцевый диорит, обр. 4111а; западное побережье о. Уруп (коллекция его же); 35 — кварцевый диорит, обр. 4132а; р. Нигори, там же (коллекция В. Б. Сергеевой); 36 — порфиroidный кварцевый диорит, обр. 4166а; западное побережье о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 37 — кварцевый диорит, обр. 2086л; мыс Прасолова, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 38 — андезит-лабрадоритовый гранодиорит, обр. 8372; бух. Фусса, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 39 — то же, обр. 8584в; р. Океанская, там же, аналитик А. Н. Слащева; 40 — гранодиорит, обр. 8619а; р. Прозрачная, там же, аналитик М. Н. Зорин; 41 — андезит-лабрадоритовый гранодиорит, обр. 8419; р. Океанская, о. Парамушир, аналитик тот же; 42 — кварцевый диорит, обр. 2112; мыс Докучаева, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 43 — дацитовый порфир, обр. 4595а; мыс Прасолова, там же (коллекция Ю. Л. Неверова); 44 — кварцевый диорит, обр. 5236в; мыс Мечникова, там же (коллекция И. М. Дерзьянц); 45 — плагиогранодиорит, обр. 2110б; мыс Докучаева, там же (коллекция Г. П. Вергунова); 46 — кварцевый диорит, обр. 2191а; мыс Третьякова, там же (коллекция его же); 47 — плагиогранодиорит, обр. 7313; р. Утесная, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 48 — плагиогранит, мыс Прасолова, о. Кунашир (коллекция И. П. Аверьянова); 49 — гранит, обр. 6128; мыс Докучаева, там же (коллекция Ю. Л. Неверова); 50 — гранодиорит-порфир, обр. 8425²; р. Океанская, о. Парамушир, аналитик М. С. Чепкунина; 51 — гранодиорит, обр. 2111; мыс Докучаева, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 52 — гранит-порфир, обр. 8215; р. Прозрачная, о. Парамушир, аналитик В. М. Брагина; 53 — плагиогранит, обр. 8584к; р. Океанская, там же, аналитик А. Н. Слащева; 54 — гранит, обр. 4177; р. Галинка, о. Уруп (коллекция М. И. Стрельцова); 55 — то же, там же (коллекция Т. Немото); 56 — то же, обр. 8619б; р. Прозрачная, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 57 — плагиогранит, обр. 7315; р. Утесная, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 58 — то же, обр. 2168; мыс Мечникова, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 59 — то же, обр. 2063; мыс Прасолова, там же (коллекция Г. П. Вергунова); 60 — гранит, обр. 8524¹, р. Океанская, о. Парамушир, аналитик М. С. Чепкунина; 61 — плагиогранит, обр. 5236б; мыс Мечникова, о. Кунашир (коллекция Ю. Л. Неверова); 62 — гранит, обр. 8425; р. Океанская, о. Парамушир, аналитик А. И. Сбруева; 63 — плагиогранит, обр. 3147; р. Ильинка, о. Кунашир (коллекция И. М. Дерзьянц); 64 — плагиогранит, обр. 8619в; р. Прозрачная, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 65 — аллитовый гранит, обр. 8214; р. Прозрачная, о. Парамушир, аналитик В. М. Брагина; 66 — плагиогранит, обр. 2332а; мыс Прасолова, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 67 — то же, обр. 2338; там же (коллекция его же); 68 — кварцевый порфир, обр. 2063в; там же (коллекция его же); 69 — плагиогранит, обр. 2191; мыс Третьякова, о. Кунашир (коллекция его же); 70 — то же, о. Уруп (коллекция Т. Немото); 71 — то же, обр. 2086в; мыс Прасолова, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова); 72 — плагиогранит, обр. 2384а; оз. Валентины, там же (коллекция его же); 73 — то же, обр. 426а; р. Заливная, там же (коллекция И. М. Дерзьянц); 74 — аллит, обр. 8620в; р. Прозрачная, о. Парамушир, аналитик М. С. Чепкунина; 75 — кварцевый порфир, обр. 2368; оз. Валентины, о. Кунашир (коллекция Г. П. Вергунова).

Химические составы магматических пород Итурупского
вулканогенно-осадочного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53,12	53,89	54,28	55,59	57,86	58,20	60,85	66,69
TiO ₂	3,44	0,71	0,75	0,59	0,37	0,77	0,66	0,54
Al ₂ O ₃	15,74	20,30	18,63	16,63	16,51	17,14	16,75	16,33
Fe ₂ O ₃	4,84	3,40	2,41	4,52	3,51	3,34	4,04	3,39
FeO	3,46	5,64	6,42	4,00	4,30	4,27	3,15	1,41
MnO	0,12	0,04	0,14	0,16	0,13	0,13	0,18	0,08
MgO	3,20	3,77	4,01	3,01	4,50	3,15	3,17	1,37
CaO	8,77	10,05	9,06	8,34	7,51	7,90	6,69	5,75
Na ₂ O	2,52	2,11	2,41	2,54	3,10	2,33	1,95	3,06
K ₂ O	0,96	0,42	0,85	0,90	1,26	1,35	1,75	1,34
H ₂ O	2,49	0,32	0,32	1,76	0,42	0,59	0,32	0,42
P ₂ O ₅	0,25	Сл.	0,10	0,22	0,11	0,23	0,23	0,10
S	1,39	0,10	0,27	1,56	0,73	0,77	0,75	0,35
П. п. п.	0,20	0,04	0,09	0,04	0,03	0,10	0,15	0,10
Сумма	100,20	100,79	99,74	99,86	100,39	100,27	100,70	100,93

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,4	5,5	7,0	7,4	8,8	8,8	7,3	8,7
<i>c</i>	7,5	11,7	9,5	8,1	6,9	7,4	8,0	6,7
<i>b</i>	17,7	16,9	17,9	16,4	17,4	15,2	12,8	7,1
<i>s</i>	67,4	65,9	65,6	68,0	66,9	63,6	71,9	77,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	45	52	49	51	42	47	53	61
<i>m'</i>	33	40	40	33	44	36	55	33
<i>c'</i>	22	8	11	16	14	17	4	6
<i>n</i>	78	89,5	80	80	79	60	64	78
<i>Q</i>	12,5	9,1	7,7	13,2	9,3	12,2	21,2	30,9

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	47,46	47,59	47,91	48,15	51,38	54,09	54,19	59,90
TiO ₂	0,34	0,84	0,71	0,63	0,65	0,89	0,61	0,35
Al ₂ O ₃	20,43	18,96	20,28	20,67	20,98	19,64	19,32	16,54
Fe ₂ O ₃	3,32	3,03	3,10	5,18	3,63	4,22	3,91	2,40
FeO	6,12	5,96	6,54	5,66	6,41	3,63	4,59	5,10
MnO	0,15	0,13	0,05	0,09	0,08	0,10	0,08	0,16
MgO	6,49	3,99	3,78	4,24	3,11	3,23	4,12	3,00
CaO	9,77	9,89	10,99	9,33	9,45	7,52	8,81	7,22
Na ₂ O	1,87	1,61	1,78	2,19	2,73	2,91	2,52	1,89
K ₂ O	1,42	2,19	0,15	0,56	0,45	1,28	0,84	1,08
H ₂ O	0,75	0,42	0,02	0,47	0,21	1,86	0,77	0,75
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,08	0,10	0,20	0,10	0,32	0,10
S	1,22	4,83	4,26	2,28	0,19	0,59	0,31	2,43
П. п. п.	0,30	0,32	0,06	0,11	0,13	0,10	0,12	0,02
Сумма	100,70	99,79	99,71	99,66	99,60	100,16	100,51	100,72

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,8	7,5	4,5	6,3	7,2	9,0	7,1	6,2
<i>c</i>	11,4	10,5	13,1	12,4	11,8	9,6	10,2	8,6
<i>b</i>	22,9	20,2	19,5	19,5	16,7	13,7	16,8	13,3
<i>s</i>	58,9	61,8	62,8	61,8	64,4	67,7	65,9	71,9

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	42	47	52	57	61	55	49	55
m'	52	38	37	41	34	43	44	40
c'	6	15	11	2	5	2	7	5
n	67	53	94	85	92	77	82	72
Q	-7,2	-1,9	3,6	-1,4	2,5	7,8	7,4	22,8

Примечание. 1-8 — эффузивы; 9-16 — интрузивные образования. 1 — базальт, обр. 8005д; гора Маяк, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 2 — то же, обр. 8229б; о. Шумшу, аналитик Л. К. Маркова; 3 — андезито-базальт, обр. 8229; о. Шумшу, аналитик М. С. Чепкунина; 4 — то же, обр. 8671б; р. Заозерная, о. Парамушир, аналитик А. Н. Слащева; 5 — андезит, обр. 5381в; о. Итуруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 6 — андезит, обр. 2421г; о. Итуруп (коллекция Г. П. Вергунова); 7 — андезито-дацит, обр. 2421б; там же (коллекция его же); 8 — дацит, обр. 1045г; гора Маяк, о. Парамушир (коллекция В. И. Федорченко); 9 — габбро-анортозит, обр. 811б; мыс Ферсмана, там же, аналитик Л. К. Маркова; 10 — анортозитовое габбро, обр. 8451; там же, аналитик В. М. Брагина; 11 — анортозитовый габбро-норит, обр. 8336б; там же, аналитик М. С. Чепкунина; 12 — габбро-анортозит, обр. 8335а; там же, аналитик М. С. Чепкунина; 13 — лейкократовый андезито-базальт, обр. 8532в; там же, аналитик тот же; 14 — анортозит-диабаз, обр. 1045; гора Маяк, там же (коллекция В. И. Федорченко); 15 — то же, обр. 8526д; мыс Ферсмана, там же, аналитик М. С. Чепкунина; 16 — то же, обр. 8607а; руч. Каменный, там же, аналитик З. В. Ивлева.

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	42	47	52	57	61	55	49	55	40
2	52	38	37	41	34	43	44	40	40
3	6	15	11	2	5	2	7	5	5
4	67	53	94	85	92	77	82	72	72
5	-7,2	-1,9	3,6	-1,4	2,5	7,8	7,4	22,8	22,8

Химические составы магматических пород Кунаширского
вулканогенно-осадочного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,77	51,88	52,84	53,56	55,23	56,33	60,88
TiO ₂	0,62	0,43	0,68	0,65	0,81	0,64	0,43
Al ₂ O ₃	19,51	17,95	17,70	16,52	20,20	17,53	16,83
Fe ₃ O ₃	4,04	4,41	4,21	6,52	4,26	2,61	4,50
FeO	6,00	5,20	6,00	2,79	2,53	5,37	3,15
MnO	0,24	0,13	0,20	0,33	0,06	0,07	0,01
MgO	0,33	6,03	5,16	4,70	2,61	3,48	2,09
CaO	10,93	9,02	10,16	6,12	9,13	8,25	6,85
Na ₂ O	2,23	2,29	2,22	3,17	2,90	2,70	3,64
K ₂ O	0,84	0,29	0,22	0,80	0,28	0,29	0,49
H ₂ O	0,27	0,14	0,13	0,82	0,96	0,87	0,62
P ₂ O ₅	0,18	Сл.	0,01	0,15	0,16	0,15	—
S	—	1,29	0,24	3,31	0,80	1,29	0,49
П. п. п.	0,30	0,03	0,02	0,17	0,03	0,07	0,02
Сумма	100,28	100,09	99,84	99,95	100,02	99,75	100,05

Числовые характеристики по А. Н. Заварцкому

<i>a</i>	6,5	5,8	5,2	9,9	6,8	6,8	8,9
<i>c</i>	10,5	10,0	9,8	6,7	9,9	9,1	7,2
<i>b</i>	22,8	21,6	22,1	18,6	15,4	15,5	12,0
<i>s</i>	60,2	62,6	62,9	65,0	67,9	63,6	71,9
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	43	42	44	43	55	50	57
<i>m'</i>	42	49	41	46	37	40	31
<i>c'</i>	15	9	15	6	8	10	12
<i>n</i>	80	92	95	87	94	94	92
<i>Q</i>	-1,0	3,6	5,0	3,5	12,3	14,5	18,8

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	61,54	66,11	67,50	68,91	69,56	69,78	68,84	70,14
TiO ₂	0,60	0,70	0,34	0,21	—	—	0,09	Сл.
Al ₂ O ₃	17,23	16,66	14,70	12,86	12,41	12,31	11,35	11,68
Fe ₂ O ₃	3,80	2,85	2,89	0,97	1,06	0,63	1,70	1,02
FeO	2,30	1,19	2,05	1,47	0,69	1,09	0,39	0,27
MnO	0,17	0,05	0,01	0,06	—	Сл.	0,05	—
MgO	1,97	3,10	2,15	0,86	0,24	0,24	0,62	0,20
CaO	6,17	4,70	4,84	2,61	1,95	1,97	2,06	0,92
Na ₂ O	3,77	2,63	4,14	3,05	2,70	2,30	2,94	3,10
K ₂ O	0,46	0,53	0,30	1,26	2,53	2,47	2,47	3,25
H ₂ O	0,69	0,12	0,27	0,27	2,65	2,19	3,22	2,94
P ₂ O ₅	0,15	0,36	0,14	0,14	—	0,07	Сл.	Сл.
S	1,20	0,31	0,71	7,18	5,79	5,55	5,33	6,25
П. п. п.	0,07	0,35	0,10	0,23	0,03	0,03	0,03	0,06
Сумма	100,12	99,66	100,14	100,00	99,67	99,68	100,09	99,83

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14	15
------------	---	---	----	----	----	----	----	----

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,2	6,6	9,4	8,7	10,2	11,3	10,6	12,4
<i>c</i>	7,1	5,8	5,1	3,3	2,5	2,5	2,6	1,1
<i>b</i>	9,9	11,1	8,6	6,5	4,2	3,0	3,1	3,2
<i>s</i>	73,8	76,5	76,9	81,5	83,1	83,2	83,7	83,3
<i>a'</i>	—	18	—	40	54	33	—	53,5
<i>f'</i>	59	32	50	37	37	55	65	35,5
<i>m'</i>	36	42	42	23	9	12	34	11
<i>c'</i>	5	—	—	—	—	—	3	—
<i>n</i>	92	90	96	79	62	68	63	57
<i>Q</i>	21,5	34,0	29,9	42,3	43,3	41,3	43,6	40,7

Компоненты	16	17	18	19
SiO ₂	70,22	70,79	71,00	77,18
TiO ₂	—	0,06	—	0,03
Al ₂ O ₃	12,10	10,47	12,17	12,04
Fe ₂ O ₃	0,50	0,96	0,65	1,20
FeO	1,25	1,09	1,05	0,70
MnO	Сл.	0,05	Сл.	0,03
MgO	0,13	0,35	0,26	0,55
CaO	2,36	0,88	2,08	2,41
Na ₂ O	3,17	4,25	3,17	3,91
K ₂ O	2,41	2,79	2,65	1,30
H ₂ O	2,13	3,37	2,12	0,40
P ₂ O ₅	0,08	—	—	Сл.
S	5,36	5,33	4,95	0,43
П. п. п.	0,09	0,02	0,08	0,03
Сумма	100,21	100,41	100,18	100,26

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,0	13,6	11,3	10,2
<i>c</i>	3,0	0,4	2,6	2,6
<i>b</i>	2,5	3,0	2,3	2,7
<i>s</i>	83,5	83,0	83,8	84,5
<i>a'</i>	23	65	26	—
<i>f'</i>	68	16	58	62
<i>m'</i>	9	19	16	33
<i>c'</i>	—	—	—	5
<i>n</i>	666	69	65	82
<i>Q</i>	42,0	38,4	42,4	45,0

Примечание. 1 — базальт, обр. 96г; мыс Округлый, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 2 — то же, обр. 3040²; о. Кунашир (коллекция Е. Н. Кичиной); 3 — то же, обр. 3039²; там же (коллекция ее же); 4 — то же, обр. 3040³; там же (коллекция ее же); 5 — андезит-базальт, обр. 3042¹; там же (коллекция ее же); 6 — андезит, обр. 3040¹; там же (коллекция ее же); 7 — андезито-дацит, обр. 3041¹; там же (коллекция ее же); 8 — то же, обр. 3041²; там же (коллекция ее же); 9 — дацит, обр. 115в; мыс Округлый о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 10 — то же, обр. 3039³; о. Кунашир (коллекция Е. Н. Кичиной); 11 — обсидиан, обр. 5234а; там же (коллекция Ю. Л. Неверова); 12 — дацит, обр. 3032²; там же (коллекция Е. Н. Кичиной); 13 — дацит, обр. 3032¹; там же (коллекция ее же); 14 — то же, обр. 3032⁴ (коллекция ее же); 15 — риолит, обр. 3030²; там же (коллекция ее же); 16 — то же, обр. 3032⁰; там же (коллекция ее же); 17 — то же, обр. 3030³; там же (коллекция ее же); 18 — то же, обр. 3032³; там же (коллекция ее же); 19 — то же, обр. 3032⁶; там же (коллекция ее же).

Химические составы магматических пород Большекурильского
вулканогенно-осадочного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,43	44,84	47,89	48,41	48,86	49,53	50,55	51,23
TiO ₂	0,66	0,89	0,33	0,95	0,79	0,52	0,84	0,89
Al ₂ O ₃	18,93	18,15	18,53	17,40	17,68	20,74	18,77	18,59
Fe ₂ O ₃	3,75	3,83	3,88	4,80	3,81	5,76	3,93	4,03
F ₂ O	7,03	4,97	6,36	4,16	9,33	7,73	6,11	3,39
MnO	0,14	0,03	0,13	0,05	0,15	0,10	0,19	0,03
MgO	7,26	5,88	6,51	4,48	5,26	4,81	4,19	4,05
CaO	10,42	9,50	11,89	10,62	10,26	10,35	10,19	10,36
Na ₂ O	2,63	2,09	1,95	2,00	2,10	2,15	2,09	2,52
K ₂ O	0,40	0,51	0,22	0,80	0,33	0,40	0,31	0,34
H ₂ O	2,25	1,86	2,06	3,14	1,43	2,70	2,53	0,47
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,15	0,32	0,03	0,05	0,10	0,30
S	2,79	7,19	0,32	3,52	—	1,03	0,46	1,28
П. п. п.	0,08	0,03	0,05	0,05	0,03	0,07	0,05	0,09
Сумма	100,81	99,95	100,27	100,70	100,21	100,99	100,36	100,62

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,0	6,3	4,8	6,8	5,3	6,1	5,5	6,3
<i>c</i>	10,2	11,3	10,8	10,0	9,8	12,2	8,1	10,9
<i>b</i>	27,5	23,8	26,2	22,2	25,8	18,9	23,1	19,3
<i>s</i>	55,3	59,6	58,2	61,0	59,1	62,8	63,3	63,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	39	40	38	41	50	44	44	48
<i>m'</i>	48	49	44	39	37	47	33	33
<i>c'</i>	13	11	18	20	13	9	23	13
<i>n</i>	95	87	91	80	92	85	92	93
<i>Q</i>	-12,9	-5,7	-4,0	-1,6	-2,2	2,4	7,5	3,5

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	51,24	51,53	53,10	53,51	54,27	54,75	54,79	55,30
TiO ₂	1,06	0,77	0,79	0,69	0,80	0,71	0,96	0,54
Al ₂ O ₃	18,25	15,86	14,59	15,09	14,86	18,92	18,71	20,54
Fe ₂ O ₃	3,39	3,57	4,91	6,41	7,87	4,52	3,61	3,23
FeO	7,01	7,21	7,40	4,63	5,34	2,59	5,11	3,88
MnO	0,26	0,16	0,14	0,20	0,13	0,13	0,12	0,16
MgO	5,10	4,30	5,35	3,64	2,50	3,96	2,78	2,44
CaO	11,12	9,69	8,31	4,39	10,59	6,87	8,34	8,82
Na ₂ O	2,07	1,59	2,33	4,67	2,00	2,52	3,07	3,03
K ₂ O	0,42	3,44	1,50	0,75	1,02	1,13	0,65	0,49
H ₂ O	—	—	—	2,73	0,22	2,28	1,03	1,15
P ₂ O ₅	0,13	0,10	0,22	0,11	—	0,47	0,07	0,27
S	0,20	2,05	1,34	1,65	0,60	1,00	0,82	0,06
П. п. п.	0,58	0,12	0,20	0,03	0,63	0,06	0,05	0,07
Сумма	100,83	100,39	100,51	99,45	100,83	99,91	100,1	99,98

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	5,3	8,8	7,5	12,2	6,6	7,7	8,2	8,0
<i>c</i>	10,5	6,6	6,2	5,2	7,3	9,0	9,3	10,9
<i>b</i>	23,4	23,5	24,6	17,8	22,1	15,7	15,1	12,3
<i>s</i>	61,3	61,1	61,7	64,8	64,6	67,6	67,4	63,8

Приложение 9 (продолжение)

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
a'	—	—	—	—	—	10	—	—
f'	44	44	46	60	55	44	57	58
m'	39	32	37	37	18	46	33	36
c'	17	24	17	3	27	—	10	6
n	89	42	70	89	74	80	87,5	91
Q	-2,7	-2,0	2,2	0	9,9	10,8	9,1	10,7

Компоненты	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	55,49	55,58	55,62	55,68	56,48	57,03	57,31	57,62
TiO ₂	0,77	0,98	0,63	0,91	0,64	0,88	0,99	0,85
Al ₂ O ₃	19,04	18,56	19,85	17,68	18,44	16,71	16,30	15,46
Fe ₂ O ₃	3,05	2,60	13,82	3,07	2,85	3,47	2,25	3,28
FeO	4,90	5,50	3,41	5,33	3,85	4,68	6,03	4,94
MnO	0,13	0,06	0,08	0,03	0,14	0,17	0,03	0,11
MgO	3,14	2,51	2,46	5,11	3,69	3,48	2,89	3,30
CaO ₁	8,48	8,47	8,24	9,52	8,16	8,13	7,70	6,84
Na ₂ O	2,92	2,46	3,35	2,16	2,64	2,96	2,65	2,96
K ₂ O	1,07	1,13	0,45	0,44	1,30	1,36	1,38	1,64
H ₂ O	0,36	0,99	2,32	0,20	0,60	0,62	0,60	0,42
P ₂ O ₅	0,03	0,18	0,20	0,25	0,23	0,29	0,11	0,17
S	0,24	0,37	0,31	0,24	1,10	0,27	1,46	2,17
П. п. п.	0,03	0,04	0,06	0,31	0,43	0,40	0,14	0,07
Сумма	99,72	99,43	100,80	100,98	100,55	100,51	99,89	99,83

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	8,4	7,7	8,7	5,5	8,2	8,8	8,2	9,2
c	9,1	9,5	9,9	9,4	8,8	7,0	7,3	6,2
b	15,8	14,0	12,4	19,3	14,8	17,6	15,6	16,2
s	66,7	68,8	63,9	65,8	63,2	66,6	68,9	63,4
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	54	57	57	41	45	43	51	49
m'	35	32	36	49	45	34	33	35
c'	11	11	7	10	10	23	16	16
n	80	79	91,5	90	75	76	74	75
Q	7,6	12,9	10,6	11,2	11,0	8,3	14,1	12,2

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	53,14	53,68	53,80	62,23	62,70	46,04	48,89	50,14
TiO ₂	0,64	0,78	0,54	0,66	0,47	0,94	Сл.	0,59
Al ₂ O ₃	17,48	17,49	19,95	17,85	15,95	20,57	20,01	20,53
Fe ₂ O ₃	4,84	3,63	2,12	3,46	4,13	3,71	1,75	4,46
FeO	2,72	3,35	2,88	1,35	2,49	7,20	9,16	5,50
MnO	0,15	0,04	0,13	0,17	0,12	0,04	—	0,06
MgO	3,01	2,80	1,69	1,23	3,00	5,26	3,53	4,96
CaO	6,49	7,41	7,32	5,00	6,10	12,85	10,45	9,94
Na ₂ O	3,24	2,60	3,13	3,48	3,15	1,75	4,17	2,58
K ₂ O	0,50	1,45	1,60	0,92	0,65	0,82	0,72	1,02
H ₂ O	1,94	0,59	1,21	1,25	1,19	0,25	0,80	0,58

Приложение 9 (продолжение)

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,17	0,34	0,11	0,10	—	0,06
S	0,74	0,70	0,11	2,19	0,46	—	—	0,06
П. п. п.	0,05	0,04	0,21	0,11	0,07	0,49	—	0,08
Сумма	100,02	99,71	99,86	100,24	100,59	100,03	99,53	100,46

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,7	8,2	9,9	9,4	8,0	5,7	10,6	7,7
<i>c</i>	8,7	7,4	9,2	6,3	6,8	12,6	8,1	11,0
<i>b</i>	13,3	13,4	8,2	9,8	11,3	21,9	22,7	20,4
<i>s</i>	69,1	71,0	72,7	74,5	73,9	59,8	58,6	60,9
<i>a'</i>	—	—	—	29	—	—	—	—
<i>f'</i>	57	49	60	49	51	32	50	48
<i>m'</i>	42	36	37	22	43	46	29	43
<i>c'</i>	1	15	3	—	6	22	21	9
<i>n</i>	91	72	75	85	88	76	90,5	79
<i>Q</i>	12,3	18,2	16,4	30,2	25,0	-4,4	-12,0	4,6

Компоненты	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	50,29	50,84	50,85	51,69	51,75	51,91	52,25	52,27
TiO ₂	1,28	0,94	0,79	1,03	1,20	0,70	1,11	0,80
Al ₂ O ₃	18,96	17,81	19,73	17,00	17,20	18,23	16,42	16,91
Fe ₂ O ₃	3,44	3,40	3,48	4,05	3,95	4,13	3,70	3,84
FeO	6,75	7,86	5,47	8,27	7,58	4,65	9,04	6,58
MnO	0,33	0,15	0,06	0,23	0,22	0,05	0,18	0,21
MgO	4,14	4,89	5,79	4,88	4,02	6,46	4,67	4,94
CaO	10,25	10,21	10,14	9,15	10,32	10,07	8,34	10,24
Na ₂ O	2,85	2,48	2,43	2,66	2,12	1,95	3,27	2,10
K ₂ O	1,25	1,07	1,06	0,44	0,96	1,09	1,24	0,69
H ₂ O	0,33	0,25	0,40	0,13	—	0,22	+0,25	0,82
				0,16	0,51		0,07	0,35
P ₂ O ₅	0,40	0,18	0,08	—	0,50	0,19	0,19	0,06
S	—	—	—	—	—	0,11	—	—
П. п. п.	0,02	—	0,31	—	—	0,30	—	0,02
Сумма	100,34	100,08	100,59	99,69	100,33	100,06	100,73	99,83

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,9	7,3	7,3	6,6	5,9	6,1	9,1	5,7
<i>c</i>	8,5	8,1	10,1	8,4	9,1	9,5	6,5	8,9
<i>b</i>	26,7	23,5	21,7	23,3	22,5	22,6	23,6	22,7
<i>s</i>	56,9	60,5	60,9	61,7	62,2	61,8	60,8	60,6
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	35	46	40	51	50	36	51	44
<i>m'</i>	26	36	47	36	32	50	34	38
<i>c'</i>	39	18	13	13	18	14	15	18
<i>n</i>	78	77	76,5	91,5	82	72	80	80
<i>Q</i>	-10,5	-2,3	-2,9	1,8	4,7	1,9	3,1	5,0

Компоненты	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	52,55	53,60	53,68	53,98	54,20	54,29	54,43	55,58
TiO ₂	0,71	0,93	1,00	0,79	0,56	0,97	0,89	0,84

Приложение 9 (продолжение)

Компоненты	41	42	43	44	45	46	47	48
Al ₂ O ₃	19,94	16,30	18,70	17,62	22,01	17,65	18,03	15,84
Fe ₂ O ₃	0,85	3,71	4,85	3,93	2,17	4,62	4,54	4,98
FeO	8,09	4,47	5,27	6,00	4,90	4,20	5,63	5,59
MnO	0,10	0,11	0,16	0,28	0,14	0,08	0,16	0,23
MgO	3,03	3,83	3,50	4,13	2,79	4,14	2,56	3,91
CaO	9,44	7,89	9,60	9,44	9,04	8,66	9,47	7,84
Na ₂ O	1,90	2,95	2,64	2,27	2,36	2,84	2,83	3,51
K ₂ O	0,60	0,22	0,52	0,65	1,20	1,64	0,60	0,57
H ₂ O	1,02	1,01	0,14	0,14	1,20	0,46	0,23	0,26
				0,40	0,35		0,27	0,17
P ₂ O ₅	0,07	0,17	—	—	—	0,35	—	0,10
S	0,82	3,68	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,34	1,51	—	—	0,04	0,16	0,99	0,02
Сумма	99,56	100,38	100,06	99,63	100,96	100,06	100,63	99,44

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	5,6	5,0	6,9	6,0	7,6	8,9	7,5	8,6
<i>c</i>	11,9	9,6	9,6	9,4	11,9	7,8	8,8	6,5
<i>b</i>	15,9	16,6	18,5	19,6	13,0	18,6	17,6	19,9
<i>s</i>	66,6	68,8	65,0	65,0	67,5	64,7	66,1	65,0
<i>a'</i>	—	—	—	—	5	—	—	—
<i>f'</i>	60	50	52	49	55	45	56	50
<i>m'</i>	36	44	34	37,5	40	39	26	34
<i>c'</i>	4	6	14	13,5	—	16	18	16
<i>n</i>	84	94	89,5	86	75	73	88,5	90
<i>Q</i>	10,4	18,0	6,6	8,6	7,9	3,8	8,4	6,3

Компоненты	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	56,00	56,13	56,20	56,51	56,51	57,16	57,16	57,27
TiO ₂	0,64	0,74	0,63	0,57	0,80	0,72	0,58	0,84
Al ₂ O ₃	17,66	18,06	17,30	17,71	18,48	17,96	16,44	17,20
Fe ₂ O ₃	1,02	3,58	4,54	4,53	3,01	5,09	7,15	3,92
FeO	6,78	4,23	4,82	3,41	5,41	3,20	2,60	4,48
MnO	0,15	0,15	0,12	0,19	0,17	0,03	0,13	0,05
MgO	4,80	3,73	3,55	2,05	3,50	3,44	2,86	3,29
CaO	9,00	8,34	8,20	6,90	8,02	7,12	8,66	8,09
Na ₂ O	2,68	2,65	2,60	1,75	2,90	2,61	2,56	2,47
K ₂ O	1,34	1,75	0,40	1,88	0,97	2,12	0,51	2,19
H ₂ O	0,18	0,41	0,06	0,76	0,24	0,55	0,72	0,26
	0,30		0,30		0,07		0,42	
P ₂ O ₅	—	0,14	—	0,10	—	0,14	0,10	0,14
S	—	0,21	—	2,94	—	—	—	—
П. п. п.	0,01	0,11	0,04	0,85	—	0,71	—	0,70
Сумма	100,56	100,23	99,76	100,15	100,18	100,90	99,89	100,70

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,0	8,7	6,6	7,2	8,2	9,1	6,5	8,8
<i>c</i>	8,0	8,2	8,9	9,3	8,7	8,0	8,1	7,2
<i>b</i>	19,1	16,4	16,8	12,3	15,8	14,7	16,6	16,4
<i>s</i>	64,9	66,7	67,7	71,2	67,3	68,2	68,8	67,6
<i>a'</i>	—	—	—	4	—	—	—	—
<i>f'</i>	40	46	53	65	52	52	53	48

Приложение 9 (продолжение)

Компоненты	49	50	51	52	53	54	55	56
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
m'	44	40	38	31	39	41	30	35
c'	16	14	9	—	9	7	17	17
n	76	69	91	58	81	66	82	63,5
Q	5,8	7,8	13,3	18,7	9,5	10,2	15,6	10,6

Компоненты	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	57,66	57,82	57,86	58,00	58,39	53,50	59,32	60,69
TiO ₂	—	0,64	0,96	0,26	0,64	0,90	0,58	0,59
Al ₂ O ₃	18,15	18,16	17,31	18,43	18,01	17,03	17,08	17,91
Fe ₂ O ₃	2,02	3,33	2,78	3,29	2,51	2,83	3,18	1,53
FeO	6,01	4,28	5,95	4,04	4,53	5,31	3,24	4,44
MnO	—	0,06	0,19	0,11	0,04	0,13	0,01	0,10
MgO	2,06	3,22	3,34	3,27	3,37	2,99	3,14	3,05
CaO	7,97	7,67	7,32	7,21	7,30	7,46	6,81	7,34
Na ₂ O	3,86	2,58	3,45	2,94	2,56	3,28	3,37	2,55
K ₂ O	0,48	1,46	0,60	1,87	1,74	0,99	1,41	1,92
H ₂ O	1,46	0,48	0,05	0,53	0,11	0,10	0,21	0,03
	—	—	0,08	—	—	0,10	—	—
P ₂ O ₅	—	0,03	—	0,09	0,06	—	0,22	0,07
S	—	0,41	—	0,66	0,04	—	0,10	0,15
П. п. п.	—	0,48	—	0,16	0,31	—	0,30	0,12
Сумма	99,67	100,12	99,89	100,86	99,61	99,77	100,55	100,49

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
a	10,1	7,8	8,5	9,5	8,4	9,0	11,1	8,5
c	7,6	8,9	7,6	8,0	8,4	7,3	6,8	8,0
b	13,8	14,2	15,6	13,7	13,5	15,0	13,0	12,1
s	67,0	69,1	63,3	68,8	69,7	63,7	63,1	71,4
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	56	52	53,5	51	50	53	46	47
m'	26	41	37	41	44	34	44	44
c'	18	7	9,5	8	6	13	12	9
n	88	77	90	70	69,5	83	63,5	67
Q	7,7	13,7	12,0	10,6	14,2	12,1	9,2	17,8

Компоненты	65	66	67	68	69	70	71	72
SiO ₂	60,98	61,67	61,80	61,98	62,19	62,19	62,53	63,75
TiO ₂	0,59	0,79	0,30	0,48	0,55	0,53	0,53	0,53
Al ₂ O ₃	17,56	16,51	20,29	17,17	16,44	14,41	17,63	15,37
Fe ₂ O ₃	1,94	4,48	1,43	2,30	2,66	7,94	2,08	2,66
FeO	4,47	3,39	4,12	3,66	3,87	0,63	3,29	4,36
MnO	0,03	0,23	0,12	0,10	0,11	0,03	0,14	0,11
MgO	2,96	2,16	1,89	2,12	2,20	1,63	1,57	2,09
CaO	4,46	5,93	5,96	6,10	5,89	5,64	6,01	6,01
Na ₂ O	2,43	3,17	3,18	2,64	2,53	2,79	2,57	2,58
K ₂ O	2,18	1,02	0,61	2,55	2,28	0,80	2,34	0,62
H ₂ O	0,11	0,24	0,40	0,17	0,29	1,22	0,18	1,84
	—	0,15	0,10	—	—	1,59	—	0,26
P ₂ O ₅	0,01	0,12	—	0,12	0,11	0,06	—	—

Приложение 9 (продолжение)

Компоненты	65	66	67	68	69	70	71	72
S	0,07	—	—	0,16	0,51	—	0,11	—
П. п. п.	0,21	—	—	0,40	0,11	0,01	0,35	0,03
Сумма	100,03	99,86	100,20	99,65	99,74	99,62	99,44	100,21

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,8	8,7	8,0	9,9	9,0	7,7	9,2	6,8
<i>c</i>	7,7	7,0	7,4	7,0	6,8	11,6	7,6	7,2
<i>b</i>	11,5	11,6	13,3	10,0	10,6	6,0	8,8	10,8
<i>s</i>	72,0	72,7	71,3	73,1	73,6	74,4	74,4	75,2
<i>a'</i>	—	—	35	—	—	—	3	—
<i>f'</i>	52,5	64	40	56	58	65	60	63
<i>m'</i>	44,5	32,5	25	37	37	25	37	35
<i>c'</i>	3	3,5	—	7	5	10	—	2
<i>n</i>	63	82	90	61	62	83	63	83
<i>Q</i>	18,7	21,0	17,2	19,2	19,4	22,4	22,1	29,6

Компоненты	73	74	75	76	77	78	79	80
SiO ₂	63,97	64,68	65,10	66,91	67,10	63,60	70,15	70,41
TiO ₂	0,44	0,60	0,70	0,56	0,72	—	0,67	0,82
Al ₂ O ₃	16,87	16,00	13,85	14,66	13,74	16,16	13,76	14,52
Fe ₂ O ₃	3,77	4,24	2,99	2,61	1,88	1,39	0,81	1,55
FeO	1,28	2,22	3,55	1,98	3,68	2,75	1,66	1,34
MnO	0,11	0,08	0,13	0,11	0,15	—	—	—
MgO	1,93	1,54	1,50	1,26	1,20	0,59	0,68	0,72
CaO	5,82	6,12	4,29	4,33	3,80	4,33	3,04	2,90
Na ₂ O	3,26	2,26	3,49	2,96	4,00	4,64	4,00	3,92
K ₂ O	1,37	0,49	0,90	1,46	0,92	0,50	0,78	0,62
H ₂ O	0,30	1,33	1,98	—	2,49	1,64	3,40	2,70
		0,26	0,31			—		
P ₂ O ₅	0,13	—	—	0,10	—	—	—	—
S	0,52	—	—	2,79	—	—	—	—
П. п. п.	0,06	0,04	—	—	—	—	0,70	—
Сумма	99,83	99,86	99,84	99,78	99,63	101,60	99,65	99,50

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,7	5,8	9,1	9,0	10,3	11,3	10,3	9,5
<i>c</i>	6,9	7,8	4,8	5,6	4,0	5,0	3,7	3,6
<i>b</i>	8,1	9,6	9,4	6,7	8,6	4,8	4,4	6,3
<i>s</i>	75,3	76,8	76,7	78,8	8,6	4,8	81,6	80,6
<i>a'</i>	—	10	—	2	77,1	78,9	19	44
<i>f'</i>	53	62	67	65	—	—	53	33
<i>m'</i>	42	28	27	33	61	76	23	18
<i>c'</i>	5	—	6	—	32	20	—	—
<i>n</i>	78	88	85	75	7	4	88	81
<i>Q</i>	24,3	34,2	30,4	33,9	87	89	33,9	38,6

Компоненты	81	82	83	84	85	86	87	88
SiO ₂	46,67	48,07	51,71	52,79	53,10	54,14	55,65	57,97
TiO ₂	0,85	0,82	1,07	0,65	0,79	0,87	0,36	0,39
Al ₂ O ₃	17,93	18,72	16,01	17,64	14,57	16,85	17,69	18,52

Приложение 9 (окончание)

Компоненты	81	82	83	84	85	86	87	88
Fe ₂ O ₃	4,20	3,61	2,27	2,90	4,91	2,03	4,42	2,31
FeO	3,73	4,14	6,56	6,87	7,40	8,73	3,52	4,99
MnO	0,11	0,07	0,03	0,14	0,14	0,19	0,21	0,14
MgO	6,46	6,29	6,21	4,98	5,35	3,91	3,17	2,51
CaO	8,32	8,58	10,47	10,05	8,31	7,25	7,92	6,28
Na ₂ O	3,87	3,12	2,54	2,28	2,38	2,40	2,56	3,15
K ₂ O	0,91	0,80	1,25	0,65	1,50	0,25	1,18	0,12
H ₂ O	3,34	2,74	0,84	1,07	1,34	2,59	1,03	0,49
P ₂ O ₅	0,11	0,29	0,07	0,18	0,22	0,09	0,12	0,18
S	3,78	2,92	0,57	—	—	0,62	2,52	2,49
П. п. п.	0,26	0,46	0,04	0,11	0,20	0,11	0,12	0,10
С у м м а	100,54	100,63	100,24	100,29	100,51	100,03	100,45	99,69

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	10,8	8,8	7,5	6,1	7,6	6,0	7,9	7,5
<i>c</i>	7,6	9,3	7,4	9,2	6,1	9,1	8,7	8,1
<i>b</i>	23,0	21,5	24,9	21,7	24,7	17,9	15,2	14,2
<i>s</i>	58,6	60,4	60,2	63,0	61,6	67,0	68,2	70,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	17
<i>f'</i>	34	36	34	44	46	53	52	51
<i>m'</i>	52	54	43	40	37	40	37	32
<i>c'</i>	14	10	23	16	17	12	11	—
<i>n</i>	86,3	84	76	86	71	95	76	98
<i>Q</i>	-12,0	-6,1	-2,1	4,6	1,9	12,9	11,9	17,3

Компоненты	89	90	91	92	93	94	95
SiO ₂	59,37	60,11	62,20	67,33	67,63	70,49	74,00
TiO ₂	0,56	0,75	0,53	0,59	0,31	0,49	0,50
Al ₂ O ₃	19,01	16,88	16,70	15,12	13,86	14,93	11,82
Fe ₂ O ₃	4,10	2,76	1,56	2,39	3,51	2,23	1,02
FeO	2,12	3,87	3,64	3,47	3,05	1,81	2,18
MnO	0,13	0,08	0,14	0,03	0,15	0,58	0,12
MgO	2,63	3,33	2,99	0,51	0,76	0,28	3,62
CaO	7,89	6,14	6,03	3,30	3,36	1,99	2,60
Na ₂ O	5,37	3,10	2,53	4,02	3,77	2,95	2,79
K ₂ O	0,34	2,45	0,62	1,97	2,37	1,19	0,86
H ₂ O	0,37	0,17	0,56	0,52	1,37	0,65	0,40
P ₂ O ₅	0,06	0,16	0,05	0,14	0,12	0,15	—
S	0,29	0,22	2,52	—	0,17	1,54	—
П. п. п.	0,06	0,12	0,07	0,05	0,13	0,06	0,02
С у м м а	100,30	99,86	100,14	99,49	100,61	99,34	100,33

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,1	10,5	6,7	11,8	11,7	8,1	6,9
<i>c</i>	9,2	6,2	7,7	4,1	3,4	2,4	2,9
<i>b</i>	11,5	13,3	11,6	6,4	7,9	11,0	12,4
<i>s</i>	71,2	70,0	74,0	77,7	77,0	78,5	77,8
<i>a'</i>	—	—	11	3	—	59	15
<i>f'</i>	51	46	44	84	75	37	24
<i>m'</i>	41	44	35	13	16	4	61
<i>c'</i>	8	10	—	—	9	—	—
<i>n</i>	94	66	87	76	71	80	82
<i>Q</i>	18,0	12,8	36,9	37,7	27,2	38,4	38,9

Примечание. 1—29 — плиоценовые эффузивы; 30—80 — четвертичные эффузивы; 81—95 — интрузивные и экструзивные образования. 1 — базальт, обр. 7443; о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 2 — то же, обр. 3614; там же (коллекция А. Ф. Прялухиной); 3 — то же, обр. 5242а; о. Кунашир (коллекция Ю. Л. Неверова); 4 — то же, обр. 3609; о. Уруп (коллекция А. Ф. Прялухиной); 5 — то же, обр. 7538; там же (коллекция О. А. Хведчени); 6 — то же, обр. 7444; там же (коллекция его же); 7 — то же, обр. 3604; там же (коллекция А. Ф. Прялухиной); 8 — то же, обр. 8030; мыс Левашова, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 9 — то же, обр. 4076; о. Итуруп (коллекция В. Б. Сергеевой); 10 — то же, обр. 4165; о. Уруп (коллекция Ю. Л. Неверова); 11 — андезит-базальт, обр. 4126а; бух. Алеутка, там же (коллекция его же); 12 — то же, обр. 7350; там же (коллекция О. А. Хведчени); 13 — то же, обр. 4065; пос. Парусное, о. Итуруп (коллекция В. Б. Сергеевой); 14 — то же, обр. 7302; р. Бурливая, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 15 — то же, обр. 8029в; мыс Левашова, о. Парамушир, аналитик М. С. Чепкунина; 16 — андезит, обр. 8056; Тихоокеанское побережье, там же, аналитик М. С. Чепкунина; 17 — то же, обр. 8238; о. Шумшу, аналитик М. Н. Зорин; 18 — то же, обр. 5056; пос. Славное, о. Итуруп (коллекция В. Ф. Ерохова); 19 — то же, обр. 8055; Тихоокеанское побережье о. Парамушир, аналитик М. С. Чепкунина; 20 — то же, обр. 7219; мыс Ивари, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 21 — то же, обр. 24146; пос. Рейдовое, о. Итуруп (коллекция Г. П. Вергунова); 22 — то же, обр. 4081; там же (коллекция В. Б. Сергеевой); 23 — то же, обр. 5054; бух. Ловушка, там же (коллекция В. Ф. Ерохова); 24 — то же, обр. 5057; бух. Славная, там же (коллекция его же); 25 — то же, обр. 7443; мыс Этолина, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 26 — то же, обр. 5063; руч. Активный, о. Итуруп (коллекция В. Ф. Ерохова); 27 — то же, обр. 8061; Тихоокеанское побережье о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 28 — андезит-дацит, обр. 7344; р. Половинка, о. Уруп (коллекция О. А. Хведчени); 29 — то же, обр. 7169; мыс Ван-дер-Линд, там же (коллекция его же); 30 — базальт, обр. 35в; вулкан Ветровой, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 31 — то же; 32 — то же, обр. 2037д; вулкан Богдановича, там же (коллекция его же); 33 — то же, вулкан Алайд (коллекция Такодате, Куно); 34 — то же, обр. 243; вулкан Тятя, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 35 — то же, обр. 8461; хребет Вернадского, о. Парамушир, аналитик М. Н. Зорин; 36 — то же, обр. 883; вулкан Заварицкого, о. Симушир (коллекция Г. С. Горшкова); 37 — то же, обр. 132; вулкан Тятя, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 38 — то же, обр. 58; вулкан Богдановича, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 39 — андезит-базальт, обр. 251; вулкан Тятя, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 40 — то же, обр. 305; вулкан Менделеева, там же (коллекция его же); 41 — базальт, обр. 8357; вулкан Карпинского, о. Парамушир, аналитик З. В. Ивлева; 42 — то же, вулкан Сарычева, о. Матуа (коллекция В. Н. Шилова); 43 — андезит-базальт, обр. 867; вулкан Заварицкого, о. Симушир (коллекция Г. С. Горшкова); 44 — то же, обр. 877а; там же (коллекция его же); 45 — то же, обр. 79; вулкан Менделеева, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 46 — то же, обр. 46; вулкан Эбеко, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 47 — андезит, обр. 880; вулкан Заварицкого, о. Симушир (коллекция Г. С. Горшкова); 48 — андезит-базальт, обр. 292; вулкан Менделеева, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 49 — то же, обр. 34; там же (коллекция его же); 50 — то же, обр. 1046; вулкан Эбеко, о. Парамушир (коллекция В. И. Федорченко); 51 — то же, обр. 110а; вулкан Менделеева, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 52 — то же, обр. 2025з; вулкан Вернадского, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 53 — лава потока, обр. 854; вулкан Заварицкого, о. Симушир (коллекция Г. С. Горшкова); 54 — андезит, обр. 1014а; вулкан Эбеко, о. Парамушир (коллекция В. И. Федорченко); 55 — андезитовый туф, обр. 313; вулкан Головинна, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 56 — андезит, обр. 1057; хребет Вернадского, о. Парамушир (коллекция В. И. Федорченко); 57 — то же, вулкан Менделеева, о. Кунашир (коллекция Сузуки, Саса); 58 — то же, обр. 2025; вулкан Вернадского, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 59 — дайковая порода, обр. 856; вулкан Заварицкого, о. Симушир (коллекция Г. С. Горшкова); 60 — андезит, обр. 2105; вулкан Вернадского, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 61 — то же, обр. 68; вулкан Богдановича, там же (коллекция его же); 62 — лава купола, обр. 853; вулкан Заварицкого, о. Симушир (коллекция Г. С. Горшкова); 63 — андезит, обр. 1098; вулкан Эбеко, о. Парамушир (коллекция В. И. Федорченко); 64 — то же, обр. 1047; хребет Вернадского, там же (коллекция его же); 65 — то же, обр. 2024; вулкан Вернадского, там же (коллекция В. Н. Шилова); 66 — то же, обр. 851; вулкан Заварицкого, о. Симушир (коллекция Г. С. Горшкова); 67 — оливинсодержащий кварцевый дацит, обр. 36; вулкан Менделеева, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 68 — андезит-дацит, обр. 2018; вулкан Вернадского, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 69 — то же, обр. 2016; вулкан Вернадского, там же (коллекция его же); 70 — то же, обр. 308; вулкан Головинна, о. Кунашир (коллекция Е. К. Мархинина); 71 — андезит, обр. 2015; вулкан Библина, о. Парамушир (коллекция В. Н. Шилова); 72 — андезит-дацит, обр. 166; о. Кунашир (колл. Е. К. Мархинина); 73 — то же, обр. 2816; вулкан Эбеко, о. Парамушир (кол. В. Н. Шилова); 74 — дацит, обр. 174; вулкан Головинна, о. Кунашир (колл. Е. К. Мархинина); 75 — пемза дацитового состава, обр. 864в; вулкан Заварицкого, о. Симушир (кол. Г. С. Горшкова); 76 — дацит, о. Парамушир (кол. В. М. Саврасова); 77 — пемза дацитового состава, обр. 870а; вулкан Заварицкого, о. Симушир (кол. Г. С. Горшкова); 78 — кварцевый липарито-дацит, о. Кунашир (кол. Сузуки, Саса); 79 — липарит, обр. 1; бух. Средняя, о. Симушир (кол. О. И. Бенга); 80 — то же, обр. 4; вулкан Головинна, о. Кунашир (кол. его же); 81 — диабаз, обр., 8008; мыс Крепкий, о. Парамушир, анал. М. Н. Зорин; 82 — то же, обр. 8017а; там же, аналитик тот же; 83 — андезит-базальт, обр. 50686; скалы Птичьих Ворота о. Итуруп (кол. В. Ф. Ерохова); 84 — базальт, обр. 8521в; пос. Океанский, о. Парамушир, аналитик М. С. Чепкунина; 85 — андезит-базальт, обр. 4126; бух. Алеутка, о. Уруп (кол. Ю. Л. Неверова); 86 — то же, обр. 4087в; скала Однокояя, о. Уруп (кол. его же); 87 — долерит, обр. 8034; мыс Левашова, о. Парамушир, анал. Л. К. Маркова; 88 — диоритовый порфирит, обр. 8539в; р. Шумная, там же, анал. А. Н. Славцева; 89 — андезит, обр. 4087а; скала Однокояя, о. Уруп; 90 — то же, обр. 97; о. Парамушир; 91 — андезит-дацит, обр. 7172; гора Рудакова, о. Уруп; 92 — дацит, обр. 8700; пос. Океанский, о. Парамушир; 93 — то же, обр. 8054а; Тихоокеанское побережье о. Парамушир, анал. Л. К. Маркова; 94 — фельзитовый порфирит, обр. 4084а; о. Уруп; 95 — липарит, обр. 104; Горный Пляж, о. Кунашир.

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	3
Введение	11
Геоморфологические особенности	14
Динамические особенности	23
Современный вулканизм	23
Сейсмичность	28
Новейшие тектонические движения и изостатическое состояние	31
Вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы Курильских островов	36
Принимаемая схема стратиграфического расчленения вулканогенно-осадочных образований Курильской островной дуги	36
Распространение вулканогенно-осадочных и интрузивных образований различного возраста в пределах Курильской островной дуги	46
К вопросу о домезозойских образованиях	47
Малая Курильская гряда	48
Димитровский эффузивно-интрузивный комплекс	48
Матакотанский вулканогенно-осадочный комплекс	50
Малокурильский вулканогенно-осадочный комплекс	51
Малокурильский интрузивный комплекс	53
Ноторо-Томаринский эффузивный комплекс	55
Шикотанский интрузивный комплекс	56
О возрасте вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Малой Курильской гряды	58
Большая Курильская гряда	59
Парамуширский вулканогенно-осадочный комплекс	59
Урупский интрузивный комплекс	63
Итурупский вулканогенно-осадочный комплекс	66
Кунаширский вулканогенно-осадочный комплекс	70
Большекурильский вулканогенно-осадочный комплекс	72
О возрасте вулканогенно-осадочных и интрузивных образований Большой Курильской гряды	74
О формационной принадлежности мезозойских и кайнозойских образований	76
Дислокации	82
Глубинные разломы Курильской островной системы	82
Дислокации островов Малой Курильской гряды	84
Дислокации островов Большой Курильской гряды	87
Анализ перерывов и угловых несогласий	90
Вулкано-тектонические дислокации	94
Геофизические данные о глубинном строении Курильской островной системы	96
Гравиметрические данные	96
Магнитометрические данные	98
Строение земной коры и верхней мантии по материалам сейсмических исследований (ГСЗ, МОВ, сейсмологические наблюдения)	100
Земная кора	100
Верхняя мантия	116

Неоднородности вещества земной коры и верхней мантии в физическом выражении	118
Вероятный вещественный состав глубоких горизонтов земной коры	120
Тепловой поток	124
Общие черты тектоники Курильской островной системы	127
Структурное положение Малой и Большой Курильских гряд	128
Структурное положение Курило-Камчатского глубоководного желоба	132
Структурное положение Южно-Охотской глубоководной впадины	133
Структурные особенности продольного профиля Большой Курильской гряды	134
Поперечные структуры и происхождение межостровных проливов	137
Структурные закономерности размещения четвертичных вулканов	138
Геологическое развитие Курильской островной системы	140
О вероятной допозднемиоценовой геологической истории области Курильской островной системы	140
Основные этапы формирования Курильской островной системы в позднем мезозое и кайнозое	143
О природе и времени возникновения Курило-Камчатского глубоководного желоба	147
О природе и времени возникновения Южно-Охотской глубоководной впадины	151
О тектонической природе островных дуг	156
Географическое распространение и структурное положение островных дуг	156
Некоторые особенности геологического строения Алеутской островной дуги	158
Некоторые особенности геологического строения Японской островной дуги	167
Некоторые особенности геологического строения островной дуги Рюкю	172
О происхождении островных дуг (обзор представлений)	175
О тектонической природе зон Беньофа	178
О причине изогнутости островных дуг	180
О природе вулканизма островных дуг	181
Островные дуги и глубоководные желоба как характерные морфоструктурные элементы пограничных зон материков и древних океанов	183
Заключение	188
Литература	191
Приложения	203

Константин Федорович Сергеев

ТЕКТОНИКА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

Утверждено к печати
Сахалинским комплексным
Научно-исследовательским институтом
Дальневосточного научного центра
АН СССР

Утверждено к печати
Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом
Дальневосточного научного центра АН СССР.

Редактор издательства **Т. Ю. Маренина**
Художник **Н. П. Николаев**
Художественный редактор **С. А. Литвак**
Технический редактор **А. М. Сатарова**
Корректоры **Г. Н. Джиоева, Л. В. Письман**

Сдано в набор 4/IX 1975 г. Подписано к печати 20/II 1976 г.

Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 1.

Усл. печ. л. 22,22. Уч.-изд. л. 22,3. Тираж 1000.

T-02751. Тип. зак. 4694.

Цена 1 р. 68 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21
2-я типография Издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
69	5 св.	1936 б	19636
138	18 сн.	1973	1937
176	8 сн.	силы	сямы
181	6 сн.	привлекают	не привлекают

2000

1 р. 68 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО *НАУКА*