

ТЕКТОНИКА ДНА МОРЕЙ, ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

IX СЕССИЯ
НАУЧНОГО СОВЕТА
ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ
И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

8

Южно-Сахалинск
1972

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

ТЕКТОНИКА ДНА МОРЕЙ, ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

IX СЕССИЯ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ
И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

23—27 мая 1972 года
ЮЖНО-САХАЛИНСК

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
ВЫПУСК 8

Южно-Сахалинск
1972



Ответственные редакторы:

С. Л. Соловьев, Г. С. Гнибиденко.

В. А. АПРОДОВ, С. М. КАЗАКОВА
(МГУ)

РОЛЬ РАЗНОМАСШТАБНЫХ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ—ПЕРЕХОДНОЙ КОРЫ И В РАЗВИТИИ ВУЛКАНИЗМА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

1. Заложённая на астеносфере, вдоль глубинной разломной зоны, Курило-Камчатская островная дуга представляет собой панрегиональную новейшую тектоническую структуру, относительно медленно развивающуюся со середины мела. В позднем мелу заложилась главные структурные элементы геосинклинальной системы, из которой на новейшем этапе сформировалась островная дуга. Периодическое оживление глубинных разломов обусловило *стадийное развитие вулканизма андезитовой формации* в позднем мелу, эоцене, олигоцене, раннем, среднем и позднем миоцене, плиоцене (кислый вулканизм) и в четвертичном периоде. Многофазное развитие вулканизма с дифференциацией глубинной андезит-базальтовой магмы, частично с внутрикоровым палингенезом осадочных пород в прогибах, обусловило формирование зачаточных линз гранитного слоя в приподнятых горстах и сводах дуги.

Четвертичный многофазовый вулканизм Курило-Камчатской островной дуги развивался унаследованно по древним вулканическим зонам геосинклинальной стадии развития. Аналогичное формирование претерпели и прочие панрегиональные островные дуги, составляющие суперрегиональную структуру Восточно-Азиатской гирлянды дуг (Японская, Рюкюсская, Филиппинская, Индонезийская). Четвертичный вулканизм каждой из этих дуг характерен специфическими отличиями, которые обусловлены всей предыдущей историей той или иной дуги. В частности, каждая из них характерна особенностями распределения магм разной кислотности, распределением содержаний тех или иных компонентов. Все это получает отображение в расположении роев конфигуративных точек на диаграмме Заварицкого. Каждая из дуг представляет собой обособленную вулканическую провинцию (В. А. Апродов, 1965, 1966).

Менее глубоко залеженные по разломам и быстрее развивающиеся полирегиональные структуры горстов и грабенов (Срединнокамчатские горст и грабен, Восточнокамчатские горст и краевой прогиб, горсты Больших и Малых Курильских стровов) контролируют расположение линейных зон накопления мощных (до 5—7 км) новейших вулканогенноосадочных комплексов. Полирегиональные структуры обуславливают общие особенности дифференциации магмы в островной дуге. В частности, они контролируют закономерное возрастание щелочности магмы в направлении от внешней стороны дуги к внутренней.

В пределах той или иной полирегиональной структуры вулканизм характерен однотипным и синхронным развитием, единой спецификой химизма лав данной фазы развития вулканизма. Все это отображается соответствующим расположением роев конфигуративных точек на диаграмме Заварицкого. Полирегиональные структуры обуславливают обособление вулканических районов (В. А. Апродов, 1965, 1966).

3. «Поверхностные» — региональные (а иногда и локальные) новейшие тектонические структуры характерны относительно быстрым развитием и разрушением их в течение одной—двух фаз новейшего тектоногенеза. Эти структуры представляют собой местные грабены и горсты, островные глыбы. Они обуславливают локализацию магматических внутрикоровых и приповерхностных очагов, контролируют их развитие, развитие вулканических аппаратов. Химизм лав и пирокластов вулканов, контролируемых этими структурами, отличается местными особенностями (наличием тех или иных аксессуарных минералов, содержанием тех или иных химических элементов). Региональные новейшие структуры обособляют различные вулканические участки.

В. Ф. БЕЛЫЙ, И. Н. КОТЛЯР, А. П. МИЛОВ,
В. Н. ГОЛУБЕВ, П. П. ПАВЛОВ
(СВКНИИ ДВНЦ АН СССР)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА ПРИМАТЕРИКОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ И КРАЕВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ (НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ И ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА)

1. Рассматриваются кислые вулканические образования, принадлежащие заведомо различным тектоническим зонам: они занимают разное пространственное положение относительно Тихого океана и отвечают разным историко-геологическим стадиям развития структур Земли.

2. В Курило-Камчатской дуге продукты кислого вулканизма составляют 2—8 проц. объема четвертичных вулканических накоплений; их объем оценивается в 2700—3200 км³. Среди последних различаются два главных типа:

а) экструзивные купола, реже небольшие потоки андезито-дацитов, дацитов и липарито-дацитов в пределах полигенных вулканических сооружений;

б) массовые скопления пемз и игнимбритов кислого и умеренно кислого состава, пространственно и генетически связанных с образованием кальдер и крупных вулкано-тектонических депрессий.

Вулканиды первого типа распространены равномерно по всей дуге, но количество их оценивается долями процента. Вулканиды второго типа распространены неравномерно, особенно в пределах Камчатки, где их общее количество достигает 2000—2500 км³, что составляет примерно 8 проц. от общего объема четвертичных вулканических накоплений. На Южных Курильских островах эти величины оцениваются соответственно в 40—50 км³ и 2—2,5 проц. На Хоккайдо количество кислых вулканидов достигает 300 км³.

Прямой зависимости между характером строения коры по геофизическим данным и проявлениями кислого вулканизма нет.

Четвертичный кислый вулканизм Курило-Камчатской дуги развивается в тесной пространственно-временной связи (в масштабах геологического времени синхронно) с извержениями андезито-базальтов, андезитов и базальтов.

3. Охотско-Чукотский пояс в основных чертах сформировался в апт-туроне, когда образовалось 95—97 проц. общего объема слагающих его вулканидов. Из них не менее 90 проц. приходится на апт-сеноман. Почти все известные крупные накопления вулканидов кислого и умеренно кислого состава этого возраста приурочены к внешней зоне и флангам вулканогенного пояса, наложенным на структуры мезозойд и древних жестких массивов. В целом здесь на их долю приходится около 30—32 проц. от общего объема вулканогенных толщ апт-турона, что составляет, примерно, 290 000 км³.

По структурно-геологическим признакам вулканические накопления кислого и умеренно кислого состава могут быть разделены на поля больших (более 100 км³), средних (10—100 км³) и малых (менее 10 км³) объемов. В первой и второй категории резко преобладают игнимбриды и туфы, среди третьей обычно отмечаются и лавы.

По характеру пространственно-временных соотношений с продуктами андезитового вулканизма среди игнимбритовых полей больших и средних объемов различаются:

а) поля, формированию которых не предшествовал андезитовый вулканизм (Пегтымельский вулканотектонический прогиб в Центральной Чукотке — 40000 км³);

б) поля больших и средних объемов, образовавшиеся вслед за интенсивным андезитовым вулканизмом (слагают одну из крупнейших вулканотектонических структур — Ульинский прогиб — 32000 км³);

в) поля средних, реже больших объемов, тесно связанные в пределах одних и тех же структур с продуктами андезитового вулканизма.

В достаточно тесных, но различных по форме пространственно-временных отношениях с перечисленными продуктами кислого вулканизма находятся петрографически им родственные эпизональные гранитоиды, обычно широко вскрытые эрозией.

В разрезах андезитовых формаций и раннепалеогеновой базальтовой формации известны линзовидные горизонты игнимбритов и туфов кислого состава, объем которых не превышает 10—20 км³, что обычно составляет до 5 проц. от общего количества вулканических накоплений той или иной конкретной структуры. Игнимбриты в раннепалеогеновой базальтовой формации несомненно являются продуктом дифференциации (скорее всего ликвации) базальтовой магмы. А в андезитовых формациях — вероятно, связаны как с процессами дифференциации, так, возможно, и зарождением очагов гранитоидной магмы.

4. Парагенетические ассоциации четвертичных вулканитов камчатской части вулканической дуги в целом сходны с ассоциациями пород игнимбрит-андезитовых формаций Охотско-Чукотского пояса. Но последние обычно содержат больше (до 20—30 проц.) вулканитов кислого и умеренно кислого состава.

По мнению Э. Н. Эрлиха (1971), парагенезис минералов — вкрапленников в четвертичных игнимбритах Камчатки подобен минеральным ассоциациям чарнокитов; игнимбриты возникли из высокотемпературных (1200—1300°) гранитоидных расплавов, локализующихся на глубинах 5—20 км и формирующихся вследствие процессов ультраметаморфизма и роста земной коры.

Кислые вулканиты игнимбрит-андезитовых формаций Охотско-Чукотского пояса связаны с вулканоструктурами оседания, но не с кальдерами; они обычно ассоциируют с эпизональными гранитоидами и возникли в результате формирования внутрикоровых гранитоидных магм. Свидетельством этому являются соответствующие термодинамические характеристики условий существования расплавов в периоды непосредственно предшествующие извержениям.

Таким образом данный случай—пример конвергенции общих петрографических признаков вулканических формаций, связанных с различными тектоническими структурами и с разными историко-геологическими стадиями формирования структур земной коры. Это должно учитываться при региональных петрологических и тектонических исследованиях.

Г. М. ВЛАСОВ
(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ КАК ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Островные дуги Восточной Азии входят в закономерно построенный структурный комплекс, главными элементами которого являются (в направлении от океана к континенту): внешние дуги, внутренние вулканические дуги, тыловые (краевые) прогибы, краевые вулканические пояса. Все эти элементы почти непрерывно прослеживаются вокруг Тихого океана и характеризуются своими особенностями. Внешним дугам присущи: отсутствие, по геофизическим данным, четко выраженного гранитно-метаморфического слоя; огромная (до 15—20 км) мощность толщ, сложенных кремнисто-вулканогенными породами, флишем грауваккового состава, шаровыми базальтовыми лавами, ультрабазитами; согласное залегание пород, в большинстве своем глубоководных; крутые складки линейного характера, часто опрокинутые с надвигами в сторону океана; местами сильное дробление и смятие ультраосновных и основных пород (меланж); формирование в поздние стадии габбро-плагиигранитного комплекса; металлогения, свойственная областям фемического профиля (железо, марганец, медь, колчеданно-полиметаллические руды, никель, кобальт, хром, платина). Внутренние дуги развивались лишь с миоцена и сложены преимущественно андезитами и более кислыми вулканическими породами, тесно ассоциированными с многофазовыми гранитоидными интрузиями; накопились вулканиты сначала в подводной обстановке, вскоре сменившейся островной, а затем континентальной, мощность толщ до 3—4 км, дислоцированы они в широкие пологие складки с большим числом разломов и блоковых перемещений; характерны металлы пропилитового рудного ряда (молибден, медь, свинец, цинк, золото, серебро, сурьма, ртуть и др.). Тыловые прогибы отличаются большими мощностями (нередко более 10 км) осадочных толщ, развитием, наряду с морскими нефтеносными, солоноватоводных и пресноводно-континентальных, угленосных отложений; сравнительно небольшим количеством магматических пород преимущественно субщелочных и щелочных; слабой складчатостью отложений в наплатформен-

ной части прогибов и усилением ее в направлении к подвижной зоне. Обычными особенностями краевых вулканических поясов являются преимущественно позднемеловой и палеогеновый возраст пород; тесное сопряжение эффузивных и интрузивных форм магматизма (т. е. вулкано-плутонический характер магматических комплексов); сравнительно кислый, с повышенными содержаниями калия (трахидациты, трахилипариты) состав преобладающей части вулканических пород; диоритовый, гранодиоритовый и гранит—порфировый составы интрузивных пород; контрастные проявления в определенные моменты базальтовых лав; сравнительно большая мощность (1500—200 м) вулканитов; нередкая ассоциация вулканитов с отложениями межгорных впадин; большое количество в составе вулкано-генных толщ игнимбритов; распространение руд вольфрама, оловополиметаллических, золото-серебряных.

Формирование молодого структурного комплекса островных дуг началось с конца мела, когда стали развиваться срединно-океанические рифтовые структуры, а на периферии Тихого океана образовались глубинные разломы—фокальные зоны, падающие под материк. У выхода этих зон на дне океана развились эвгеосинклиналильные прогибы внешних дуг, продолжавшие развитие и в палеогене. Вдоль разломов в краевых частях сияля протянулись краевые риолитовые пояса. На вовлеченных в погружение краях материков возникли тыловые прогибы. Вдоль фокальной зоны на больших глубинах генерировались очаги андезитовых магм, получивших доступ к поверхности лишь в начале миоцена (образование внутренних вулканических дуг).

Структурные комплексы островных дуг существовали у Тихого океана, по крайней мере, с палеозоя, последовательно развиваясь во все более и более внутренних зонах Тихого океана.

Существование этапа островных дуг проявляется в структурах и материковой части Дальнего Востока, и Северо-Востока СССР (Нижнее Приамурье, Центральный Сихотэ-Алинь, окраина Буреинского массива, полуостров Тайгонос, Пенжинский кряж и др.).

Сравнение структурного комплекса островных дуг Тихого океана с внутриматериковыми складчатыми областями (Карпаты, Кавказ, Закавказье, Крым, Алтай, Тянь-Шань, Урал) показывает много общих черт. Главным отличием внутриконтинентальных геосинклиналильных систем от приокеанических окраинных было продвижение процессов не в одну сторону (как в окраинных островных дугах), а в обе стороны от «тектонических» структур—глубинных разломов («двойная полярность»).

Основные возражения противников геосинклиналильного характера островных дуг и последовательного развития сияля материков при развитии этих структур сводятся к следующему: негеосинклиналильный характер формаций островных дуг; отсутствие интенсивной складчатости; постоянство

границ океана; невозможность заложения геосинклиналей на океанической коре и переработки геосинклинальными процессами океанической коры в континентальную; неэвгеосинклинальный характер отложений современных глубоководных желобов; открытие аналогов «настоящих» океанических структур—«талассогеосинклиналей»; возможность объяснения островных дуг развитием процессов океанизации, сопровождающихся погружением центральных блоков складчатых областей. Все эти доводы опровергаются фактами. Мощность толщ во внешних прогибах островных дуг достигает 15—20 км. В заполнении прогибов островных дуг принимают участие типичные геосинклинальные формации: аспидная, спилито-кератофировая, андезитовая, малассовая. Породы внешних дуг сложены в линейные крутые складки, обычно опрокинутые, с надвигами. О постоянстве границ океана не позволяют говорить данные о продвижении андезитовой линии и прогибов островных дуг Тихого океана с палеозоя на расстоянии от 200—300 км (в суженных частях геосинклинальных систем) до 1500—2000 км. Вся сумма имеющихся фактов говорит о возникновении эвгеосинклинальных прогибов именно на океанической коре. Геологические и геофизические данные дают возможность проследить последовательные стадии переработки океанической коры в кору континентального типа. Отложения современных океанических желобов исключительно сходны с отложениями эвгеосинклинальных прогибов внешних дуг (преимущественно граувакковый состав, ритмичность, содержание пирокластического материала и подводных потоков базальтовых лав и др.). Талассогеосинклинали же оказались аналогами прогибов внешних дуг и глубоководных желобов, т. е. важнейшим элементом структурного комплекса островных дуг. Против объяснения образования островных дуг 1-го рода океанизацией говорит постепенный переход по простиранию этих дуг в цепи вулканических островов, т. е. в островные дуги 2-го рода (Южно-Аляскинская молодая складчатая область, Курило-Камчатская дуга и др.). Это показывает отсутствие принципиальных различий дуг 1-го и 2-го рода и принадлежность тех и других к единому генетическому ряду геосинклинальных структур.

Проявления этапа островных дуг в большинстве современных и древних геосинклинальных систем открывает широкие возможности в трех направлениях: 1) конкретное тектоническое районирование Тихоокеанского подвижного пояса, 2) металлогенический анализ приокеанических и внутриконтинентальных складчатых областей, 3) выяснение основных закономерностей геосинклинального процесса.

ВУЛКАННОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

1. Современная Курильская геосинклиальная система состоит из Южно-Охотской зоны опусканий, геосинклиальных поднятий Больших и Малых Курил, Срединно-Курильского и Курило-Камчатского геосинклиальных прогибов.

2. Геологический разрез верхнемеловых отложений Малой гряды и кайнозойских образований Больших Курил в целом образован двумя комплексами пород — вулканическим и вулканогенно-осадочным. Эти комплексы в различных случаях могут целиком представлять одну свиту, являться частью свиты и замещать друг друга по простиранию.

Вулканический комплекс слагается лавами, агломератовыми туфами вулканическими брекчиями и конгломерато-брекчиями. Незначительное участие в строении комплекса принимают конгломераты, гравелиты и песчаники. Комплекс формировался на склонах вулканических построек в прибрежно-морских и континентальных условиях.

Вулканогенно-осадочный комплекс сложен туфами, туффитами, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевритами; иногда встречаются линзы вулканических брекчий. Образование комплекса происходило на шельфе и в межвулканических депрессиях.

3. Отложения Малой Курильской гряды относятся к одной вулканогенно-осадочной формации позднемелового возраста. Отложения, вскрывающиеся на островах Большой гряды, входят в состав неогеновой вулканогенно-осадочной формации. Формации геосинклиалей Больших и Малых Курил характеризуются обилием грубообломочных мелководных отложений, а также большим количеством местных несогласий и размывов. Особенности современного осадконакопления дают основания считать, что в геосинклиальных прогибах происходит формирование флишевых, граувакковых, кремнистых и вулканогенных отложений, т. е. геосинклиальные прогибы и геосинклиальные поднятия Курильской геосинклиальной системы отчетливо различаются по набору формаций.

4. Курило-Камчатский геосинклиальный прогиб, вероятно, возник в позднем мелу.

Материалы по геологическому строению островов Малой Курильской гряды показывают, что геосинклиальное поднятие Малых Курил существовало уже в кампанском веке позднемеловой эпохи. Постепенное поднятие геосинклиалей происходило с запада на восток, что обусловило асимметрию современной структуры островов.

Геоантиклинальное поднятие Больших Курил существовало с самых ранних этапов известной нам геологической истории островов—с раннего миоцена. Формирование антиклинальной структуры островов шло постепенно по единому структурному плану и без кратковременных эпох резкого и повсеместного усиления движений—фаз складчатости.

Срединно-Курильский геосинклинальный прогиб возник, по-видимому, в раннем миоцене, тогда же, когда и геоантиклиналь Больших Курил.

5. Формирование обеих геоантиклиналей неразрывно связано с развитием магматизма. Магматические проявления сопряжены с линейно вытянутыми зонами проницаемости земной коры, которые были ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. На островах Малой гряды и на Северных Курилах устанавливается миграция с течением времени вулканических центров с запада на восток. Основная масса вулканических образований позднемиоценового возраста относится к известково-щелочному ряду пород, в маастрихтский век вулканическая деятельность носила щелочной оливин-базальтовый характер. Вулканические породы кайнозойского возраста относятся к андезитовой формации.

В.К. ГАВРИЛОВ
(СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

На территории островов Парамушир и Шумшу устанавливается существование четырех кулисообразно сочленяющихся складок (с севера на юг): Северной, Аляскинской, Шелиховской и Фуссовской. Кроме того, выделяются вулкано-тектонические депрессии—Байковская и Тухарско-Шимоюрская. Характерно сравнительно простое строение складок и отсутствие резких различий в дислоцированности разновозрастных отложений. В современной структуре наблюдаются элементы асимметрии: северо-западные крылья антиклиналей наклонены более круто, чем юго-восточные. Подобная асимметрия наблюдается и в строении современного подводного рельефа островов; более того, аналогичные особенности были свойственны рельефу уже в раннем и среднем миоцене. Отмечается приуроченность современных депрессий—в районах р. Тухарки и Второго Курильского пролива, — к областям, соответственно, Тухарско-Тимоюрской и Байковской депрессий. Приведенные факты, очевидно, говорят об унаследованном характере движений с раннего миоцена по настоящее время.

2. Среди разрывных нарушений выделяются два основных типа-продольные и поперечные по отношению к простиранию структур. Важней-

шими среди разрывов продольного направления являются зоны проницаемости, вдоль которых расположены вулканические центры и интрузивные массивы различного возраста. Отдельные отрезки зон проницаемости расположены кулисообразно. Время возникновения продольных разломов, вероятно, относится к раннему миоцену. Судя по извержению некоторых четвертичных вулканов, они активны и в настоящее время. Поперечные разломы сопровождаются зонами поперечного смятия пород, тектонически брекчиями, раздавливанием обломков. Вдоль наиболее крупных разломов появляются «нехарактерные» субширотные простирания слоев пород и мелкие приразломные складки. Система поперечных разрывных нарушений, скорее всего, также заложилась в раннем миоцене.

3. Наиболее древние отложения (среднепарамуширская свита) по направлению к Охотскому морю и Тихому океану сменяется породами более молодого возраста (охотской и океанской свитами). Неогеновые отложения на значительной части территории о. Парамушир несогласно перекрываются четвертичными вулканическими накоплениями. По данным ГСЗ к востоку и юго-востоку от Северных Курил в верхней части осадочного чехла общей мощностью от 6 до 12 км распространены рыхлые осадки (мощностью 2—8 км), характеризующиеся средними скоростями продольных сейсмических волн в 2,4—2,8 км/сек. В нижней части разреза осадочных пород скорости составляют 5,0—5,5 км/сек. Вблизи побережья Курил рыхлые осадки выклиниваются, а мощность нижнего комплекса резко возрастает. Ввиду того, что верхняя часть кайнозойского разреза Курил образована четвертичными вулканическими образованиями основного и среднего состава со скоростями распространения сейсмических волн 5,0—5,6 км/сек, можно предполагать, что подобными же породами сложен и нижний комплекс осадочного чехла, распространенный к юго-востоку и востоку от Северных Курил.

Таким образом, острова Парамушир и Шумшу являются единой структурой, представляющей собой часть геантиклинального поднятия Больших Курил. Простирание поднятия близко к простиранию островов (северо-восток 45—55°). Протяженность поднятия в изученном районе около 130 км, ширина — 20—24 км.

О РОЛИ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ И ВУЛКАНИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА КУНАШИР)

Плиоцен-четвертичные восходящие движения и магматизм сыграли главную роль в дальнейшем росте и формировании современного облика геоантиклинального поднятия Большой Курильской гряды и обусловили основные черты развития ее рельефа.

Рассматривается район южной части острова Кунашир, сложенный породами неогена (алехинская и головнинская свиты) и комплексом четвертичных отложений.

Отложения алехинской свиты (верхний миоцен—нижний плиоцен) распространены в северо-западной части района и представлены здесь туфобрекчиями и лавобрекчиями среднего состава, туфом, туфобрекчией и лавобрекчией риолитов, а также несогласно залегающими на них песчаниками и туфами кислого состава.

В связи со слабой изученностью вопроса о возрасте и границах головнинской свиты, автором проведено послойное описание разрезов головнинской свиты и четвертичных отложений, составлен сводный разрез, найдены новые точки с фауной, позволяющей по предварительному заключению Л. С. Жидковой теперь уже уверенно говорить о плиоценовом возрасте головнинской свиты.

Головнинская свита представлена песчано-гравийно-галечными существенно пемзовыми слабоплотными отложениями, плотными песчаниками с фауной и флорой, туфом пелито-псаммитовым кислого состава, песчаниками с преобладанием обломков пород основного и среднего состава, агломератовым туфом кислого состава, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками с вулканическими брекчиями кислой пемзы и фауной (пелециподы, гастроподы и морские ежи). В верхней и нижней частях разреза свиты наблюдаются линзы лигнитов.

К плейстоценовому комплексу отнесены отложения морских террас, эффузивно-пирокластическая толща вулкана Головина с вертикально захороненными обожженными стволами деревьев, экструзии одноименной кальдеры, озерные, аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения.

В геологическом строении района нами выделяется 3 структурных яруса: верхнемиоценовый, сложенный породами алехинской свиты, плиоценовый, представленный отложениями головнинской свиты и четвертичный. Структурные яруса выделены по характеру тектоники нарушений, единству структурного плана, наличию локальных перерывов и локальных угловых несогласий.

Плиоценовые отложения 2-го яруса, определяющие основную структуру района, слагают западное и северо-западное погружение брахиантиклинали, свод которой предполагается восточнее, в акватории описываемого района. В восточной части района выделяется моноклираль, падающая вкрест падения слоев основной структуры.

Разрывные дислокации мало распространены и существенного значения в структуре района не имеют.

Данные о литологии, стратиграфии, структуре и геоморфологии района позволяют предварительно наметить последовательность стадий геолого-геоморфологического развития района с позднего миоцена до современности.

Складчато-блоковые движения позднемиоценового времени привели к формированию моноклиальной морфоструктуры, полого погружающейся в юго-восточном направлении. Восточная и вся южная половина района являлась дном мелководного моря, где накапливались в основном крупнозернистые песчаники с обломками пород главным образом, основного-среднего состава и реже липарито-дацитовых туфов, диатомитов, кислой пемзы. Существовала благоприятная обстановка для развития фауны пелеципод и морских ежей.

Примерно в раннем плиоцене район испытывает тенденцию к поднятию. Суша в пределах основной части района представляется в виде низких островков, покрытых растительностью. Лишь северо-западная часть района являлась постоянной областью сноса. По-видимому, одновременно с поднятием происходили эксплозии палеовулкана (назовем его Южно-Курильским), восточнее района, в пределах его акваторий, который являлся источником отложений головнинской свиты.

В дальнейшем пликативные и дизъюнктивные дислокации, предшествующие и, по-видимому, связанные с последующей фазой кислого вулканизма, явились причиной образования складок запад-северо-западного простирания. Если восточная часть района представляла собой отдельные острова, покрытые растительностью, то западная оставалась дном мелкого моря с фауной пелеципод, гастропод и морских ежей.

Новая вспышка кислого вулканизма сопровождалась излиянием агломератовых пемзовых туфов в виде пирокластических потоков, заполнивших эрозионный рельеф, что способствовало накоплению пемзовых туфов и песчаников. Аккумуляция вулканического материала вызвала резкое обмеление береговой отмели, особенно восточной части описываемого района. Площадь суши превышала современную территорию.

Последующее извержение преимущественно вулканического песка и позднее целла происходило уже на фоне погружения почти всей территории. По-прежнему осадконакопление происходит в условиях мелководного дна с лагунами и отдельными островами в восточной части района.

В конце плиоцена, в результате следующего поднятия сформировалась брахиантиклиналь, свод которой располагался восточнее района, в его акватории. В раннем плейстоцене замедление поднятия и гляциоэвстатическая трансгрессия способствовали образованию поверхности 120—140-метровой морской террасы в северной части района, которая раньше, чем остальные участки, достигала уровня абразии. В дальнейшем участок предполагаемого сноса, а позднее и свода погружается и срезается абразией. Примерно в то же время на месте раннеплейстоценовой кальдеры в пределах центральной части района Головина образуется новый вулкан (вулкан в кальдере), с которым связано формирование эффузивно пирокластической толщи, ныне существующей последней кальдеры и ее экстрезивных куполов. Погружение свода антиклинали и поднятие района современной суши в раннем плейстоцене находится, на наш взгляд, в тесной причинно-следственной взаимосвязи с перемещением вулканического центра с востока на запад. Наличие нескольких морских террасовых уровней (от 2 до 140 м) указывает на то, что на протяжении плейстоцена и голоцена южная часть Кунашира как и вся Большая Курильская гряда воздымается. Однако, примерно, со второй половины голоцена южная часть района испытывает погружение, что приводит к интенсивной абразии берегов, разрушению суши на глазах человека.

В. М. ГРАНИК
(СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО САХАЛИНА

Изучение стратиграфии, состава и структурно-текстурных особенностей позволило установить в верхнемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Восточного Сахалина следующие формации (в понимании Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова): богатинскую пирокластическо-кремнисто-глинистую, раkitинскую кремнисто-вулканогенную, березовскую вулканогенно-кремнисто-вулканомиктово-терригенную, учирскую вулканомиктово-вулканогенную трахиандезитовую, заслоновско-гуровскую вулканомиктово-терригенную регрессивно-ритмичную угленосную, ольдонскую вулканомиктово-терригенную флишевую (прогрессивно-ритмичную).

Богатинская пирокластическо-кремнисто-глинистая формация залегает в основании верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса и по объему соответствует богатинской свите (коньяк (?)-ранний сантон). Подстилающие образования достоверно не установлены. Повсеместно наблюда-

ется тектонический контакт ее с комплексом нижезалегающих юрско-нижнемеловых отложений (остринская и хойская свиты). Основные породы формации — кремнистые аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые туффиты, глинистые яшмы; второстепенные — граувакковые или аркозовые песчаники, туфобрекчи и грубообломочные туфы. Средняя мощность формации около 1500 м.

Ракитинская кремнисто-вулканогенная формация согласно залегает выше богатынской формации и соответствует ракитинской свите (сантон). Контакт между ними отчетливый и устанавливается по смене парагенезов пород. Породы, слагающие ракитинскую формацию, распределены в пространстве в виде четко обособленных, парагенетически соподчиненных литологических комплексов, имеющих вполне определенную самостоятельность и по своему содержанию отвечающих подформации. В составе ракитинской формации выделяется четыре подформации: вулканогенная кремнисто-базальт-спилитовая (северо-западный район), вулканогенная кремнисто-кварцево-альбитофировая (юго-восточный район), яшмовая и пирокластическо-кремнисто-глинистая. Перечисленные подформации отражают определенную направленность в развитии подформационной призмы и образуют вертикальный и латеральный ряды, весьма характерные для вулканогенно-кремнистой группы формаций. Основные породы формации — туфы, спилиты, палеобазальты, кварцевые альбитофиры, яшмы, глинистые яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые туффиты, туфогенные фтанитоподобные силициты, кремнистые аргиллиты; второстепенные — известняки, аргиллиты, песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты. Средняя мощность ракитинской формации около 1000 м.

Березовская вулканогенно-кремнисто-вулканомиктово-терригенная формация согласно залегает выше ракитинской формации и соответствует березовской серии (поздний сантон — даний северо-западного района, а также включает нерпиченскую свиту (поздний сантон-ранний кампан) и вулканомиктово-терригенную часть учирской свиты (поздний кампан) юго-восточного района. Контакт между формациями отчетливый и устанавливается по смене парагенезов пород. Березовская формация имеет весьма пестрый состав и наиболее сложное строение, обусловленное изменением типа разреза в латеральном направлении. Тип разреза определяется характером чередования тех или иных пород, а также появлением или исчезновением в отдельных районах эффузивных, кремнистых или пирокластических пород, принимающих участие в чередованиях, но не образующих выдержанных в пространстве самостоятельных литологических комплексов. Такие части формаций вслед за И. В. Хворовой мы называем градациями. В составе березовской формации отчетливо выделяется три градации: северо-восточная вулканогенно-кремнисто-вулканомиктово-терригенная, западная кремнисто-вулканомиктово-терригенная и юго-восточная пирокласти-

161

ческо-вулканомиктово-терригенная флишoidная. Основные породы формации-песчаники, алевролиты, аргиллиты, слабо кремнистые аргиллиты, яшмы, глинистые силициты, туфогенные кремнисто-глинистые породы, спилиты, вариолиты, палео-трахиандезито-базальты, диабазы, эссексит-диабазы, альбитофиры; второстепенные—конгломераты и известняки. Средняя мощность березовской формации составляет около 1800 м. Минимальную мощность она имеет в нижнем течении реки Герани—590 м, а максимальную—в нижнем течении реки Лангери более 3850 м.

Учирская вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая формация согласно залегает выше юго-восточной пирокластическо-вулканомиктово-терригенной флишoidной градации березовской формации, замещая в латеральном направлении ее верхнюю часть и примерно среднюю часть западной кремнисто-вулканомиктово-терригенной градации. По объему она полностью соответствует вулканомиктово-вулканогенной части учирской свиты (поздний кампан). Контакт между отмеченными формациями достаточно отчетливый и устанавливается по смене парагенезов пород и составу вулканогенных образований учирской формации. В строении учирской формации отчетливо выделяются две градации с своеобразным типом разреза: градация субаэральных вулканитов и грубообломочных вулканомиктово-пирокластических пород, характеризующая периферические части формационной призмы, и градация субаквальных вулканитов и тонкообломочных кремнисто-вулканомиктово-пирокластических пород, характеризующая ее центральную часть. Основные породы формации—туфы, вулканические брекчии, палеобазальты, палеотрахиандезиты, палеоандезиты, палеотрахиты, кварцевые и кварцсодержащие палеотрахиты, вулканомиктовые песчаники, конгломераты, глыбовые брекчии и гравелиты, второстепенные—глинистые и кремнистые туффиты, яшмы и ракушнякаи. Средняя мощность учирской формации около 1450 м.

Заслоновско-туровская вулканомиктово-терригенная регрессивно-ритмичная угленосная формация в юго-восточной части региона согласно перекрывает учирскую трахиандезитовую формацию, замещая в латеральном направлении верхнюю часть березовской формации. По объему она соответствует заслоновской и туровской свитам (поздний кампан-ранний даний). Рассматриваемый комплекс отложений выделяется в качестве самостоятельной формации не столько по своему составу, сколько по текстуре, т. е. характеру чередования различных пород в разрезе или типу стратификации. Основные породы формации—алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, углистые аргиллиты и бурые угли; второстепенные—цеолитизированные пепловые туфы. Средняя мощность заслоновско-туровской формации около 1400 м.

Ольдонская вулканомиктово-терригенная флишевая формация на большей части территории юго-восточного района согласно залегает на отло-



жениях заслоновско-гуровской формации. Между озером Балатон и мысом Пята она с размывом и незначительным угловым несогласием местного значения перекрывает угленосные отложения нижележащей формации. По объему выделенная формация соответствует ольдонской свите (даний). Ведущим признаком, позволяющим выделять ольдонский комплекс в качестве самостоятельной формации, является его текстура или присущий этому комплексу тип стратификации. Основные породы формации-алевролиты, песчаники, аргиллиты; второстепенные-конгломераты, туфы и эффузивы. Средняя мощность ольдонской формации около 1000 м.

Выделенные формации и подформации образуют формационный ряд, отражающий направленность в развитии северо-западной и юго-восточной частей верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Восточной части центрального Сахалина. Формации северо-западной части относятся к вулканогенно-кремнистой формационной группе типичной для эвгеосинклинальных прогибов геосинклинальных областей. Формации юго-восточной части, очевидно, представляют формационную группу, характеризующую эвгеосинклинальные прогибы.

С. С. ГРИГОРЬЕВ
(ИО АН СССР)

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ШЕЛЬФА И СУШИ ЮЖНОГО САХАЛИНА

До настоящего времени исследования мелких разрывов и трещиноватости на Сахалине проводились лишь в плане изучения коллекторских свойств отложений. Вместе с тем представляет значительный интерес их тектонофизическое рассмотрение. Для этой цели автором были использованы личные наблюдения разрывов, аэрофотоснимки шельфа, полученные Лабораторией аэрометодов МГ СССР, а также материалы по трещиноватости Сахалинского геологического управления. Исследованный район включает прибрежную часть шельфа и сушу южной части Западно-Сахалинских гор. Здесь развиты узкие удлиненные брахиантиклинали субмеридионального простираания.

Установлено три генерации нарушений, по которым восстановлены соответственно три поля напряжений:

Первое, наиболее древнее поле напряжений восстанавливается по сопряженным трещинам и разрывам субмеридионального простираания. Траектории наибольших сжимающих напряжений имеют направления, сходные с наклонами слоев. Ось растяжения расположена с крутым наклоном к слоистости. Промежуточная ось вытянута в складках параллельно шарнирам.

Второе поле восстанавливается по субширотным правым и левым сдвигам. Траектории наибольшего сжатия ориентированы в западном направлении под углами от 0—15° до 20—30°. Ось растяжения вместо прежнего крутого положения принимает горизонтальное.

Наконец, третье, еще более молодое поле напряжений вызвало образование пологих трещин. Ось сжатия ориентирована горизонтально, перпендикулярно осям складок. Ось растяжения вертикальна. Промежуточная вытянута в субмеридиональном направлении.

Восстановленные поля напряжений позволяют уверенно говорить о том, что формирование структуры изученной части Сахалина происходило в условиях широтного горизонтального сжатия.

Анализ смещений в очагах землетрясений показывает, что в настоящее время на Сахалине действуют оба варианта восстановленных нами тектонических полей напряжений.

Предлагается, что со времени сахалинской фазы складчатости, началу которой соответствуют напряжения наиболее раннего поля, и до наших дней происходит чередование в пространстве и времени двух напряженных состояний шельфа и суши Южного Сахалина, при которых сохраняется направление широтного горизонтального сжатия, а направление растяжения—или вертикальное или горизонтальное. В первом случае возникают продольные к складкам взбросы и надвиги, во втором — поперечные к складкам сдвиги.

Б. Д. ДВОРКИНА, В. Н. МОШКИН
(ВСЕГЕИ)

К ПРОБЛЕМЕ СУЩЕСТВОВАНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ НА РАННИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В пределах наиболее древних блоков многих щитов (Канадский щит, Индийская платформа, Австралийская платформа, Южно-Африканская платформа), стабилизировавшихся к концу архея, установлены т. н. «зеленокаменные пояса», сложенные вулканическими образованиями, которые некоторые исследователи считают прото-континентами (А. М. Гудвин) или продуктами раннего этапа развития Земли-нуклеарной стадии (П. Е. Павловский).

Степень метаморфизма зеленокаменных поясов относительно невелика, что в значительной степени облегчает задачу изучения их состава и выяснения природы вулканизма в целом.

Наиболее детально подобные пояса изучены в пределах Канадского щита, где они широко распространены в южной и северо-западной части (провинции Сьюпириор и Слейв).

Протяженность поясов достигает несколько сотен километров при ширине до 60—80 километров. Они разделены широкими полями гранитоидов. По-видимому, уже на ранних этапах эти пояса фиксируют неоднородность строения земной коры, представляя собой обособленные вулканические цепи, разделенные, вероятно, областями осадконакопления, тесно связанного с процессами вулканизма. Впоследствии осадочные и частично вулканогенные образования были сильно преобразованы процессами гранитизации, которая достигла кульминации 2,5—2,6 млрд. лет назад. Период формирования зеленокаменных поясов, как показывают радиометрические данные, охватывает значительный промежуток от трех и более до 2,5 млрд. лет.

Эти пояса сложены кальциево-щелочными и кальциевыми сериями вулканических пород, изменяющихся по составу от базальтов через андезиты и дациты до риолитов и иногда субщелочных пород. В целом для разрезов зеленокаменных поясов характерно цикличное строение с возрастанием кислотности вверх по разрезу и кульминационным завершением его кислыми разностями, среди которых существенное значение приобретают пирокласты, а также их кислые интрузивные комагматы, сменяющиеся, в свою очередь, осадочными породами. Мощность отдельных циклов достигает 3—4 км. В отдельных разрезах насчитывается до 3 таких циклов при общей мощности до 12 км.

Количественное соотношение различных пород в разрезе в значительной мере варьируют. Так, для пояса Иеллоунайф (северо-западная часть Канадского щита) приводится следующий состав, основанный на нормативных расчетах: базальты — 49 проц., андезито-базальты — 6 проц., андезиты — 27 проц., латиты — 3 проц., дациты — 8 проц., риодациты — 7 проц. В южной части щита из 103 анализов, отобранных по разрезу — 53 проц. базальты, 20 проц. андезито-базальты и андезиты, 3 проц. — дациты, 3 проц. — риодациты, 24 проц. — риолиты. Однако, общим признаком для многих разрезов является преобладание в их составе андезито-базальтов и базальтов.

Состав и строение поясов усложняется, по-видимому, с течением времени и относительно более молодые пояса характеризуются более нестрым набором пород и более сложным характером дифференциации.

Пространственное размещение различных пород, их фациальная смена, широкое распространение пирокластов, часто грубообломочных, указывает на то, что формирование по крайней мере верхней части разреза цикла связано с вулканическими аппаратами центрального типа.

Текстурные и структурные особенности вулканитов, состав заключенных среди них прослоев осадочных пород позволяет предполагать, что базальты и андезиты более низких частей разреза формировались в условиях субаквального режима, верхние части разреза, сложенные более кислыми разностями, несут следы субаэрального накопления.

Зеленокаменные пояса характеризуются сложной металлогенией. В их пределах расположены крупные месторождения золота, серебра, полиметаллов, никеля, железа и др. При этом наблюдается усложнение минерализации в относительно более поздних и сложно дифференцированных поясах.

Рассматривая древнейшие вулканические породы, некоторые исследователи сравнивают их со спилитовыми формациями фанерозоя. Условия накопления, строение и состав разрезов отложений зеленокаменных поясов, особенности металлогении и т. д. едва ли свидетельствует в пользу такого сравнения.

По совокупности перечисленных признаков зеленокаменные пояса более всего отвечают вулканической ассоциации островных дуг.

По ряду петрохимических особенностей (отношение щелочей к кремнию, индекс Пикока, сериальный индекс Ритмана, содержание окиси кальция, двуокиси титана зеленокаменные пояса также близки к ассоциации островных дуг. Вместе с тем, по некоторым другим петрохимическим параметрам (содержание глинозема, окиси железа и индексу дифференциации) архейские вулканогенные образования приближаются к вулканитам ассоциации океанических базальтов. По содержанию кремнезема они занимают промежуточное положение.

Возможно, указанная выше петрохимическая специфика зеленокаменных поясов является результатом заложения древнейших прообразов современных островных дуг в условиях маломощной океанической коры и при полном или почти полном отсутствии сиалической оболочки. Наличие большого количества интрузий ультраосновного состава среди зеленокаменных пород подтверждает такое предположение.

Таким образом, предполагается, что явления вулканизма на ранних этапах развития Земли протекали в условиях близких к условиям островных дуг, при интенсивном проявлении процессов магматизма, связанных с мантией, обусловивших появление и формирование континентальной земной коры.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

По составу и особенностям строения в верхнемеловых отложениях Западно-Сахалинских гор выделено пять формаций (в понимании П. С. Шатского и Н. П. Хераскова): кремнисто-глинистая (альб—?), нижняя пирокласто-терригенная (альб-сеноман), терригенная (турон-сантон), угленосная (коньяк-сантон), верхняя пирокласто-терригенная (маастрихт-дат).

Кремнисто-глинистая формация сложена переслаивающимися кремнисто-глинистыми и песчано-алевритовыми породами. Средняя мощность формации около 200 м.

Нижняя пирокласто-терригенная формация состоит из алеврито-глинистых и песчаных пород морского генезиса. Песчаные и алевритовые обломочные породы относятся к семейству граувакк, образовавшихся за счет дезинтеграции зеленокаменных пород более древних спилито-кератофировых вулканогенных формаций. Постоянным членом в парагенезе пород являются пирокластические образования среднего и кислого состава в виде эффузивов, туфов, туффигов. Толща формируется в условиях оживления тектонической активности в областях седиментации, особенно в их обрамлении, где заметно усиливается роль вулканических процессов обусловивших поступление в бассейн седиментации пирокластического материала. Мощность формации 1000 м.

Терригенная формация состоит из двух взаимозаменяющих градаций: алеврито-глинистой, морского происхождения и алеврито-глинисто-песчаной лагунного. Первая слагает центральные части формаций, вторая периферические. Мощность формации около 2000 м.

Угленосная формация слоистая по строению. В качестве главных членов в составе содержит пласты угля и песчано-глинистые породы. Формируется в относительно спокойных тектонических условиях и в условиях периодического заболачивания лагун. Мощность 400 м.

Верхняя пирокласто-терригенная формация состоит из песчаных пород, чередующихся с довольно мощными пачками алеврито-глинистых пород. Они содержат прослои вулканогенных пород (лавы, туфы, туффины) среднего и кислого состава. Пирокластический материал обычно близок по гранулометрическому составу к вмещающим терригенным породам (псаммиты, пелиты). Толща формируется в условиях тектонической активности и оживления вулканической деятельности.

Перечисленные формации располагаются в вертикальные и латеральные ряды, характеризующие развитие осадочного и вулканогенно-осадочного комплексов пород Западно-Сахалинского региона.

Анализ распространения их мощностей и объемов позволяет сделать определенные выводы о тектоническом развитии региона в верхнем мелу.

Я. А. ДРАНОВСКИЙ, В. Г. МУЖИКОВ
(ВНИГРИ)

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ—КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В наиболее типичном виде современные геосинклинальные системы Тихоокеанского бассейна представляют собой группировку из трех основных структур—центрального поднятия (островной дуги), внешнего глубоководного прогиба (желоба), внутренней глубоководной впадины (окраинного моря). Все три структуры тесно связаны пространственно и генетически.

1. Островные дуги это весьма узкие, протяженные (до нескольких тысяч километров) поднятия, выраженные дугообразной, редко прямолинейной гирляндой островов. Большинство дуг состоит из двойной системы островов. В так называемых одинарных дугах внешняя дуга частично или полностью затоплена и прослеживается в виде подводного хребта. В пределах дуг и их склонов развит современный андезитовый вулканизм. Наряду с нормальными дугами, обращенными фронтом к Тихому океану, встречаются перевернутые дуги с противоположной направленностью зон. По условиям геологического развития и современному строению дуги очень разнообразны. В пределах дуг кора имеет континентальный и промежуточный тип строения.

2. Желоба—очень узкие, дугообразные и линейные глубоководные рвы протяженностью до 2—4 тыс. км. и глубиной до 10—11 км. Крутизна склонов 5—10°. Наиболее крут внутренний, материковый склон. С внешней стороны от океана желоба отделяются низкими, но широкими океаническими валами. Склоны, особенно внутренний, осложнены террасами и крутыми уступами, достигающими иногда высоты до 1000—1500 м. Указанные свойства рельефа в большой мере определяются ролью разрывов. Глубина желобов на несколько километров ниже уровня дна Тихого океана. Осадконакопление в желобах подчиняется климатической и вертикальной зональности и в значительной степени опреде-

ляется динамикой водной среды, рельефом дна, особенностями источников сноса. Земная кора — океаническая.

3. Внутренние впадины имеют различные размеры, форму и глубину (обычно 3—4 км). Во впадинах накапливаются преимущественно алевролитоглинистые, кремнистые и карбонатные осадки мощностью 2—5 км. Кора имеет разнообразное строение, но в глубоководных частях выражена океаническим и субокеаническим типами.

4. Большое значение в развитии современных геосинклиналей имеют разрывные нарушения, среди которых выделяются продольные и поперечные.

Наиболее крупным продольным разрывом является наклонная поверхность, разделяющая дугу и желоб. В ее пределах располагаются очаги почти всех землетрясений.

Фокальные поверхности достигают глубины 700 км, но едиными в структурном и энергетическом смысле они являются только до глубин 250 км (В. Н. Аверьянова, 1968). На больших глубинах сейсмические зоны имеют очаговое распространение. Фокальная поверхность представляет собой региональную зону, имеющую надвиговую природу. Вдоль зоны происходит надвигание дуги на желоб и подвигание желоба под дугу. Выход фокальной зоны приурочен к склону глубоководного желоба. Сейсмическая энергия высвобождается преимущественно землетрясениями высокой интенсивности. Не исключено, что интенсивность глубоких землетрясений может достигать больших значений. Установлено, что даже из самых глубоких очагов приходят объемные волны, не уступающие по интенсивности и сильнейшим мелкофокусным землетрясениям (Гутенберг и Рихтер, 1948). Глубинные очаги землетрясений могут оказываться участками с максимальным выделением энергии. Это тем более важно, что глубинные очаги оказывают воздействие на большие площади, чем поверхностные. Распределение глубокофокусных очагов по глубине, пустоте и количеству по фронту дуги может быть различно.

В пределах дуги развита продольная система разрывов, контролирующая размещение вулканов. Поперечные разрывы, вероятно, в значительной степени определяют поперечную зональность дуги, осложняя складчатую структуру, частично являются проводниками магмы. Предполагается, что поперечные разрывы принадлежат к категории сбросов и сбрососдвигов.

5. Рассматривая тектоническую пару дуга-желоб, отметим, что глубоководные желоба представляют собой зону регионального сжатия. Установлено, что в районе желобов величина теплового потока значительно меньше, чем в прилегающих участках океанического дна. Это позволяет предполагать связь желобов с областями погружения конвекционных течений в мантии (Фишер и Хесс, 1963). Вероятно сжатие в желобе ком-

пенсруется растяжением в пределах внутренней зоны, где функционируют магмоконтролирующие разломы. С учетом угла наклона фокальной поверхности и расстояния между дугой и желобом глубина расположения фокальной поверхности под Большой Курильской дугой составляет 100—150 км. На глубинах 60—100 км этой же фокальной поверхности отмечается локальный разогрев вещества мантии (Федотов, 1963).

6. На основании геолого-морфологических особенностей современных геосинклиналей общая механика их развития представляется следующим образом.

Масштабность и сила проявления тектонических движений указывают, что они имеют причинную связь с глубинными процессами, происходящими в мантии. Фокальные поверхности являются зонами максимального напряжения в мантии на границе областей с разным направлением перемещения конвекционных ячеек. В зонах фокальных поверхностей происходит разрядка глубинной энергии, которая осуществляется в различной форме. Перемещение вдоль фокальной зоны в периоды сильных землетрясений обуславливает надвигание дуги на желоб и поддвигание желоба под дугу. Эти перемещения согласуются с общей направленностью движения мантийного вещества. Вероятно, с оттоком вещества и частичной разгрузкой в зонах активного вулканизма связано проседание внутренней зоны и формирование внутренних котловин современных геосинклиналей.

Энергия, высвобождаемая в очагах землетрясений, несет волны деформаций. Наибольший радиус распространения деформаций связан с глубокофокусными очагами. Значения этих деформаций велико, так как они в значительной степени определяют возникновение и распределение разрывных и пликативных дислокаций разного порядка. Характер размещения самых глубокофокусных для данного региона землетрясений обуславливает форму дуги и желоба. Концентрация наиболее глубоких очагов в средней части сейсмической зоны вызывает максимальное искривление дуги и желоба. Прямолинейность дуги причинно связана с равномерным распределением глубинных очагов по глубине и по всему фронту дуги.

Развитие поперечных сбросо-сдвиговых деформаций не исключает их роль в определении современной морфологии дуг и желобов, хотя главная причина дугообразности обусловлена воздействием глубоких землетрясений в том или ином регионе.

Большинство современных геосинклинальных систем оформилось в неоген-четвертичную эпоху. Внутренние глубоководные впадины возникли в строение коры в этих впадинах имеет вторичную природу и скорее всего обусловлено океанизацией сиалической оболочки.

О МЕСТЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

В настоящее время распространено представление о сквозькоровом (мантийном) происхождении андезитовых магм, питающих вулканы островных дуг. На примере Курильских островов это обосновывается Г. С. Горшковым (1967), детально изучавшим действующие вулканы района. Однако здесь широко развиты не только четвертичные, но и неогеновые вулканогенные образования. Поэтому, прежде чем использовать данные по четвертичному вулканизму для выяснения глубин магмообразования, необходимо доказать независимость проявлений активного вулканизма от продуктов неогеновой вулканической деятельности.

Площадными геологосъемочными работами последних лет на всех крупных островах Большой Курильской дуги установлено широкое развитие позднеоген-четвертичных вулканогенных образований. В основании их лежат позднемиоцен-среднеплиоценовые отложения мощностью до 1500 м, представленные главным образом кислыми туфами и туффитами. Для них характерно обилие белой волокнистой пемзы дацитового и липаритового составов. Значительным распространением пользуются также липариты и игнимбриты. В верхнем плиоцене происходили излияния лав андезито-базальтового состава, образовывались грубообломочные туфы и туфоконгломераты. Мощность вулканитов верхнего плиоцена до 1000 м. Таким же состав сохранился и в четвертичное время. Результаты пересчетов химических анализов по А. Н. Заварицкому для продуктов позднемиоцен-плиоцен-четвертичного цикла вулканизма, несмотря на различный состав продуктов от кислого до основного, ложатся на одну вариационную кривую, свидетельствуя об их петрохимическом родстве. Таким образом рассматривать четвертичный вулканизм в отрыве от позднеогенового при выяснении проблемы магмообразования под Курильскими островами неправомерно.

Позднеоген-четвертичные вулканогенные образования Курильской островной дуги лежат на терригенных морских отложениях средне-верхнемиоценового возраста мощностью более 2000 м. Привлекая материалы по стратиграфии Восточной Камчатки и северо-восточной части Хоккайдо, можно видеть, что терригенные отложения верхнего мела, палеогена и нижнего миоцена в этих районах отложились в морских условиях. Общая мощность морских отложений с верхнего мела до верхнего миоцена около 8—10 км.

Представляется закономерным проявление липаритового, а затем андезито-базальтового вулканизма после накопления мощной толщи морских осадков. Опубликованные экспериментальные данные показывают, что если плавить терригенные осадки, содержащие морские воды, то расплавление начнется при температурах 630—670°C. С учетом значения современного теплового потока такие температуры следует ожидать на глубинах 7—8 км. Первые порции выплавки будут иметь кислый состав, а последние — основной. Это соответствует установленной смене составов вулканогенных образований позднеэоцен-четвертичного возраста. Действительно, образование липаритовых пемз и игнимбритов объясняется грандиозными выбросами кислой анатектической магмы из коровых очагов. В связи с тем, что вулканы кислого и основного состава позднеэоцен-четвертичного возраста Курильских островов петрохимически родственны, то и верхнеплиоцен-четвертичные андезито-базальты и их туфы следует рассматривать в качестве продуктов плавления последних порций терригенных пород. Состав ксенолитов в лавах и туфах молодых вулканов Курильских островов не противоречит сделанному выводу.

Вышеказанное подтверждается также изучением термальных вод и фумарольных газов Курильских вулканов. Так, термальные воды вулкана Менделеева формируются из метаморфизованных морских вод седиментационного происхождения, содержащих азот, метан, двуокись углерода, сероводород и др. газы. При прямом их разбавлении пресными инфильтрационными водами образуются щелочные хлоридно-натриевые гидротермы. Если этот процесс сопровождается частичной дегазацией, то при окислении сероводорода возникают кислые сульфатно-хлоридные воды, а при полной дегазации и отсутствии захвата глубинных вод формируются кислые сульфатные воды. Изотопный состав водорода термальных вод показал абсолютное преобладание в них (свыше 95 проц.) вадозной составляющей, а изотопный состав серы фумарольных газов не свидетельствует об ее ювенильном происхождении.

Таким образом, имеющиеся данные не дают основания говорить о мантийном происхождении типичного происхождения твердых, жидких и газообразных продуктов четвертичного вулканизма Курильских островов. Все они указывают на их коровое происхождение. Современный вулканизм Курильской островной дуги нужно связывать с метаморфизмом и плавлением накопившихся в верхнем мелу, палеогене и миоцене геосинклинальных осадков мощностью до 10 км.

ПОЗДНЕНОЕГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЗЕМНАЯ КОРА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Среднемасштабными геологосъемочными работами, проведенными в последнее десятилетие Сахалинским территориальным геологическим управлением, на всех крупных островах Большой Курильской дуги установлено широкое развитие позднеэоэен-четвертичных вулканогенных образований. Лежат они на терригенных морских отложениях средне-верхнемиоэенового возраста. При этом выявилась четкая закономерность смены составов продуктов вулканизма во времени. Позднемиоэен-плиоэеновым вулканогенным образованиям присущ кислый состав, а для верхнего плиоэена-антропоэена более характерны андезито-базальты и их туфы.

Позднемиоэен-плиоэеновые отложения, развитые на всех островах Большой Курильской дуги, включая о. Симуишр, сложены главным образом пемзовыми туфами и туффитами. Обломки пемз обычно белого цвета, состав их от дацитового до липаритового. В последние годы стали выделяться и игнимбриды. Они установлены В. Е. Бевзом на о. Парамушире, Б. Н. Пискуновым на о. Урупe, В. М. Дуничевым на островах Итуруп и Кунашир. По данным бурения на месторождении парогидротерм Горячий пляж о. Кунашира позднемиоэен-среднеплиоэеновые игнимбриды совместно с пемзовыми туфами образуют сложную вулканогенную толщу липаритового состава мощностью более 500 м. Для игнимбридов характерно наличие стекловатых линзочек почти черного стекла, размеры которых в длину от 1,2 до 3 см и ширину 0,2—0,5 см.

Общая мощность позднемиоэен-плиоэеновых кислых вулканогенных образований на Курильских островах достигает 1500 м.

Лежащие выше верхнеплиоэеновые отложения представлены андезитобазальтами, их грубообломочными туфами, туфоконгломератами. Отмечаются также гналокласты, шаровые лавы и аглютинаты. Мощность подобных образований до 1000 м.

По данным Г. С. Горшкова (1967) средний состав продуктов четвертичных вулканов Курильских островов отвечает андезиту, андезитобазальту.

Если о среднем и основном составе четвертичных вулканогенных образований Курильской островной дуги было известно давно, то широкое развитие кислых позднемиоэен-плиоэеновых вулканитов установлено сравнительно недавно, уже после проведения в этом районе региональных геофизических исследований. Поэтому возникает необходимость рассмотреть

находят ли отражение новые данные по геологическому строению Курильских островов в глубинном строении земной коры этого региона.

Геофизическими исследованиями ГСЗ в переходной зоне от Азиатского материка к Тихому океану (Косминская и др., 1964) выявлена мозаичная структура земной коры под Курильскими островами. На южных и северных островах земная кора отнесена к субконтинентальному типу с «гранитным» слоем до 7 км, а на центральных — к субокеаническому, то есть без «гранитного» слоя. Исходя из подобного глубинного строения высказывалось предположение о заложении Курильской островной дуги на симатической коре с последующим постепенным наращиванием «гранитного» слоя. Такое глубинное строение земной коры Курильских островов должно было отразиться и на истории геологического развития этого района, в частности в проявлении вулканизма исключительно среднего и основного составов, особенно на центральных островах.

Однако этого не наблюдается, то есть устанавливается несоответствие между субокеаническим и субконтинентальными типами земной коры Курильских островов и проявлением здесь в недалеком прошлом мощного кислого вулканизма. Из этого можно сделать вывод, что для района Курильской островной дуги понятия «типы земной коры» не информируют геологов о вещественном составе глубинных частей Земли, а отмечают лишь специфику геофизических резервов. Последняя, видимо, во многом зависит от неотектоники района.

Неоднородность физического состояния материала верхней мантии под северными и южными Курильскими островами (Лившиц, 1965) указывала на обязательность различий в составе продуктов молодого вулканизма по простиранию Курильской островной дуги. На самом деле, как мы уже отметили, устанавливается хорошая выдержанность составов продуктов позднечетвертичного вулканизма для всей территории этого района.

Следовательно, проведенный формационный анализ вулканогенных образований позднечетвертичного возраста Курильских островов не позволяет сделать вывод об участии в них материала нижних частей земной коры и верхней мантии.

Проявление молодого вулканизма Курильской островной дуги со смесью составов от липаритового до андезито-базальтового может быть объяснено эволюцией накопленных в верхнем мелу, палеогене и миоцене морских терригенных отложений общей мощностью более 10 км. При их палингенезе, условия для которого благоприятны на глубинах 6—8 км, состав выплавки во времени должен был меняться от кислого до основного.

СОСТАВ ПРОДУКТОВ НЕКОТОРЫХ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ЮЖНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗВЕНА БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

В пределах Курильской островной гряды из 250 известных вулканов третья часть находится под уровнем моря. Значительное количество подводных вулканов обследовано экспедициями Института океанологии АН СССР. К сожалению, сведения о петрографическом составе, характере и химизме продуктов этих вулканов в литературе отсутствуют.

В районе Курильских островов были проведены геологические исследования, включающие драгирование на подводных вулканах. Объектами изучения являлись одиночные вулканические постройки, расположенные на северо-западном склоне подводной части Большой Курильской гряды и непосредственно на дне Южно-Охотской котловины.

Подводные вулканы имеют более или менее правильную форму, причем у некоторых из них вершинная часть срезана. По своей морфологии они весьма подобны наземным стратовулканам. О принадлежности подводных вулканов к этому типу свидетельствует так же петрографический состав пород. В главной своей массе последние представлены андезитами и андезито-базальтами. Кислые разновидности пород встречаются редко. Следует отметить, что в породах часто и в заметном количестве отмечается роговая обманка, которая, как известно, присутствует в лавах наземных вулканов, сосредоточенных в пределах Западной зоны Большой Курильской гряды.

Продукты рассматриваемых вулканов являются известково-щелочными породами, но вместе с тем носят более щелочной характер по сравнению с лавами вулканов Главной зоны.

Небезынтересен факт обнаружения пород гранитоидного состава, поднятых при драгировании с вулкана, расположенного на дне Южно-Охотской котловины.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ НА СРЕДНЕМ И ЮЖНОМ САХАЛИНЕ И СВЯЗЬ ИХ С НОВЕЙШЕЙ И ДОЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТОНИКОЙ

1. Для определения скоростей современных тектонических движений использованы материалы повторных нивелировок: на Среднем Сахалине— линия Макаров-Поронайск-Победино, на Южном Сахалине— линия Холмск-Невельск-Дачное-Южно-Сахалинск. Протяженность первой линии 180 км; в средней части она опирается на мареографическую станцию в Поронайске. Первое нивелирование было выполнено в 1953 г., повторное— в 1963 г. Измерения производились по программе II класса. Длина второй линии 105 км. Впервые она нивелировалась в 1959 г. по программе нивелирования II кл. Повторное нивелирование I класса выполнено в 1968—70 гг. Линия соединяется с мареографическими станциями Невельска и Холмска. Проведен анализ материалов нивелировок, точности результатов измерений, выполнено полевое обследование технического состояния реперов. Обработка уровенных наблюдений за последние 20 лет позволила получить абсолютные значения скоростей.

2. Профиль Макаров-Поронайск-Победино в большей своей части проходит вдоль западной окраины Тымь-Поронайского синклиория (Мельников, 1970), который отделяется от Западно-Сахалинского антиклинория Центрально-Сахалинским (Занюков, 1971), или Тымь-Поронайским (Мельников, 1970) разломом. По отношению к новейшим структурам профиль (за исключением его южной оконечности) располагается в западной части Тымь-Поронайской впадины, западная граница которой несколько смещена на восток относительно Западно-Сахалинского разлома. По данным нивелирования Тымь-Поронайская впадина (новейшая структура 1-го порядка) опускалась за 10-летний период (1953—63 гг.) со скоростями 1—4 мм/год; исключение составляет лишь ее крайняя юго-западная часть, которая за указанный период поднималась с незначительными скоростями (около 1 мм/год). Репера в г. Макарове, находящиеся на восточном крыле Западно-Сахалинского новейшего поднятия, вблизи зоны Центрально-Сахалинского глубинного разлома, поднимались более интенсивно со скоростью около 2 мм/год.

Скорости современных движений в Тымь-Поронайской впадине имеют обратные соотношения с мощностями неогеновых и четвертичных отложений и связаны прямой зависимостью с амплитудами наиболее высоких речных террас, врезанных в средне-и верхнечетвертичные аккумулятивные поверхности выравнивания, развитые в районах реперов.

3. На южном Сахалине профиль повторного нивелирования Холмск-Невельск-Дачное-Южно-Сахалинск проходит как по простиранию так и вкрест дочетвертичных структур 1-го порядка—Западно-Сахалинского антиклинория, Южно-Сахалинского синклинория и Сусунайско-Анивского антиклинория (Мельников, 1970). По отношению к новейшим структурам 1-го порядка профиль располагается в пределах Западно-Сахалинского поднятия и Сусунайской впадины.

Западное побережье Сахалина на участке Холмск-Невельск в большей своей части практически стабильно и лишь на отдельных участках опускается со скоростями 1,0—1,5 мм/год. Рефер 368, расположенный на 2-ой террасе в г. Холмске поднимается со скоростью 3 мм/год, что свидетельствует о дифференцированном подъеме западного крыла Южно-Прибрежного поднятия (структура 2-го порядка). К востоку от него территория Южного Сахалина, пространственно совпадающая с центральной частью Западно-Сахалинского поднятия и Сусунайской впадиной, в целом опускается. При этом наиболее интенсивно погружается Южно-Камышовое поднятие (структура 2-го порядка), которое испытало за новейший этап в целом значительное воздымание, превышающее 400 м. Скорости современных опусканий достигают здесь 9 мм/год. Восточное крыло Южно-Камышовского поднятия опускается с меньшей скоростью, не превышающей 6,5 мм/год. Восточная часть Сусунайской впадины, которая поднята новейшими движениями до высоты примерно 40 м, опускается в настоящее время со скоростью 7,5 мм/год, тогда как остальная часть впадины, где на отдельных участках в четвертичное время произошли наибольшие прогибания, опускается с меньшими скоростями — 4—5 мм/год. Участки Сусунайской впадины, характеризующиеся различными скоростями современных движений, по-видимому, разграничиваются разломом, который устанавливается по гравиметрическим данным под рыхлыми четвертичными отложениями.

4. Современные движения имеют унаследованный характер на западном крыле Южно-Прибрежного поднятия (структура 2-го порядка) и на восточном крыле Западно-Сахалинского поднятия, расположенном в зоне Центрально-Сахалинского разлома (г. Макаров); в пределах Южно-Камышовского поднятия (структура 2-го порядка) современные движения имеют отчетливо выраженный инверсионный характер. В Тымь-Поронайской и Сусунайской впадинах современные движения в целом имеют преимущественно унаследованный характер, хотя по отношению к осложняющим их структурным элементам более высокого порядка они проявляются до некоторой степени инверсионно.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ОСЕВОЙ ЗОНЫ ХОККАЙДО В МЕЗОЗОЕ

Для центральной части острова Хоккайдо характерно сложное геологическое строение. В современном структурном плане он представляет собой крупный антиклинорий, ограниченный с запада и востока синклиниями. В его пределах выделяются две антиклинальные зоны—Хидака и Камуикотан, разделенные узкой синклиальной зоной. На их тектонику большой отпечаток накладывает глубинный разлом, расположенный в западной части антиклинория, к которому приурочены многочисленные интрузии ультраосновного состава. По этому разлому структуры антиклинория надвинуты на меловые и неогеновые образования смежного синклиория Исикари.

В пределах антиклинория вскрываются различные комплексы пород—от нормально осадочных до метаморфических, которые пронизаны многочисленными интрузиями пестрого состава и могут быть объединены в 5 структурных ярусов.

Первый снизу структурный ярус сложен вулканогенно-обломочными образованиями группы хидака общей мощностью 4000—6000 м. Эти отложения, относящиеся к аспидной и спилито-диабазовой формациям, образуют структурно единый комплекс, характерный для ранних этапов развития геосинклинальных систем—стадии начального погружения (в понимании В. Е. Хаина).

Второй структурный ярус образован меловыми флишеидными толщами (1500—3000 м) подгрупп нижнее, среднее, верхнее эдзо и хакобучи—отвечающие предорогенной стадии развития.

Третий структурный ярус включает песчанистые и глинистые породы групп исикари и поронаи (эоцен-олигоцен) суммарной мощностью более 4500 м. В формационном отношении они рассматриваются как ниже-молассовые образования, отвечающие раннеорогенной стадии развития геосинклиналей.

К четвертому структурному ярусу относятся неогеновые образования молассового типа (верхне-молассовая формация собственно орогенного этапа развития), представленные конгломератами, песчаниками и алевrolитами, которые переслаиваются с туфолавами и угленосными пластами. Мощность непостоянна и колеблется от 3000—5000 м и более до 10000—12000 м в отдельных участках.

Пятый, самый верхний структурный ярус включает в себя четвертичные осадочные и вулканогенные образования, обычно несогласно залегающие на породах неогена и принадлежащие также верхне-моцассовой формации.

Магматические образования в центральной части Хоккайдо представлены всеми разностями от кислых до ультраосновных (последние как правило сильно серпентинизированы).

В зоне Камуикотан преимущественно распространены многочисленные интрузии гипербазитов (гарцбургиты, дуниты), образующие один из крупнейших гипербазитовых поясов Японии, и в незначительном — габброидов и кислых пород (микродiorиты, кварцевые аплиты). Возрастная последовательность проявления магматизма следующая: 1) габброиды, 2) ультрабазиты, 3) кислые породы. Время внедрения, вероятно, поздний мел — ранний палеоген. Учитывая резкое преобладание среди магматических пород ультраосновных разностей, а также временную последовательность и пространственную приуроченность разного типа пород, можно с определенной долей условности рассматривать их как образования гипербазитовой формации.

В зоне Хидака наиболее распространены габброиды и непосредственно связанные с ними граниты, в меньшей степени — гипербазиты (дуниты, перидотиты, пироксениты). Формировались гранитные интрузии позднее габброидных, о чем свидетельствуют ксенолиты основного состава в гранитах, расположенных вблизи контакта с габброидами. Возраст магматических пород, также как и основные процессы метаморфизма в зоне Хидака, видимо, следует принимать как верхнемеловой-палеогеновой.

Анализируя историю развития центральной части Хоккайдо в мезозое, следует подчеркнуть, что на ранних этапах он представлял собой крупный меридиональный трог, в котором накапливались многокилометровые толщи пород, свидетельствующие о большой амплитуде прогибания. Выполняющие его отложения представлены образованиями аспидной и силито-диабазовой формаций, тесно переплетающихся между собой и типичных для начальной стадии геосинклинального развития.

На рубеже юрского и мелового периодов происходят значительные перестройки, которые не сопровождались существенной складчатостью, магматизмом и метаморфизмом. Трог распадался на ряд прогибов и поднятий, среди которых обособляются два наиболее крупных поднятия — Хидака и Камуикотан.

В течение мелового этапа, первая зона представляет собой относительно устойчивое поднятие, а в пределах второй происходят неоднократные колебательные движения. В сравнительно узких прогибах, возникших внутри трога и ограниченных поднятиями, накапливаются своеобразные толщи, представляющие собой образования флишовой формации. К кон-

ну рассматриваемого этапа тектонического развития региона в пределах поднятий происходят первые незначительные складчатые движения и формируются первые интрузии гипербазитов. Одновременно в зоне Хидака происходят внедрения сначала габброидов, а затем гранитоидов. При своем внедрении эти интрузивные тела вызвали перекристаллизацию пород, часть из которых была метаморфизована, возможно несколько ранее, под действием процессов регионального метаморфизма.

Закончился мезозойский этап общим поднятием и последующей орогенией (орогенез Хидака), метаморфизмом и магматизмом, которые превратили центральную часть Хоккайдо в горное сооружение с сильно расчлененным рельефом.

Э. Н. КАЗАКОВА, Ю. Л. НЕВЕРОВ,
К. Ф. СЕРГЕЕВ, М. И. СТРЕЛЬЦОВ
(СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

АССОЦИАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

1. Курильская островная дуга примечательна присутствием на островах ее внешней зоны (Малая Курильская гряда) своеобразных щелочных пород со значительной ролью калия в составе группы щелочей. Подобного типа породы, являющиеся редкостью на континентах и, тем более, в островных дугах, представляют несомненный интерес с точки зрения петрологических и тектонических построений. До последнего времени, однако, они оставались вне внимания исследователей, занимающихся изучением геологической природы островных дуг.

2. Морфологически ассоциация рассматриваемых магматических образований представлена пластовыми интрузивными залежами (силлами) мощностью от 10—20 до 100—150 метров и протяженностью до 5—7 км. Максимальное количество этих тел встречается на острове Танфильева и полуострове Немуро, причем, в последнем районе К. Яги, помимо силлов, отмечаются аналогичны по составу лавовые потоки.

3. Возраст пород—поздне меловой (вероятно, маастрихтский). Это определяется прорыванием ими маастрихтских песчано-глинистых отложений (малокурильская свита), присутствием галек щелочных пород в вулканомиктовых конгломератах верхней части этой свиты и верхних формаций группы Немуро, имеющих поздне меловой или дат-палеоценовый возраст и, наконец, результатами определения абсолютного возраста щелочных пород полуострова Немуро (65—88 млн. лет).

4. Петрографические критерии позволяют различать среди щелочных базальтоидных образований трахидолериты и трахибазальты, а также их анальцимовые разновидности, которые играют ведущую роль в строении силлов; в подошвенных частях тел встречаются также оливиновые эссексит-долериты; моноцититы и авгитовые сиениты образуют или шпироподобные обособления, или жилы мощностью до 20 см; маломощные (1—2 см) жилки, секущие трахидолериты и трахибазальты, сложены пикритами и анальцимовыми сиенитами.

5. Минералогический состав пород достаточно разнообразен. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (олигоклаз-лабрадор), натровый ортоклаз, клинопироксен, авгит, эгирин-авгит, эгирин, оливин, биотит, цеолиты (натролит, хабазит) и анальцим. Из второстепенных и аксессуарных встречаются магнетит, ильменит, рутил, апатит, сфен, хлорит.

6. Петрохимические особенности пород заключаются в значительной недонасыщенности их кремнеземом и высокой щелочности при значительной, а иногда и ведущей, роли окиси калия в составе группы щелочей. Фигуративные точки составов пород группируются на диаграмме А. Н. Заварицкого вблизи вариационной линии Марос-Хайвуд, что в совокупности с минералого-петрографическими признаками указывает на принадлежность рассматриваемой магматической ассоциации группе щелочных существенно калиевых оливин-базальтовых ассоциаций.

7. Принято считать, что щелочные породы являются своеобразным индикатором «стабильности» территории в момент их образования. С этой точки зрения их присутствие на островах Малой Курльской гряды трудно объяснить с позиций представлений о существовании в районе островной дуги «геосинклинальных» условий, по крайней мере, в конце мелового периода. Существенно калиевые щелочные породы обычно считаются специфическими для континентальных областей и их образование объясняется рядом исследователей реакциями ассимиляции между щелочной оливино-базальтовой или нефелино-базальтовой магмами и «гранитными» породами континентов. Очевидно, что, принимая эту гипотезу, не возможно оставаться на позициях, предполагающих заложение Курильской островной дуги в позднем мелу на коре «океанического типа» (в петрографическом понимании термина).

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ОСОБЕННОСТЕЙ ХИМИЗМА ЛАВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНО. ДУГИ СО СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Наряду с представлениями об отсутствии зависимостей между строением земной коры Курильской островной дуги и составом продуктов магматизма существует точка зрения, допускающая возможность подобного рода связей. Существует два способа доказательства первого из названных положений.

Один из них сводится к утверждению, что в районах с различным строением земной коры наблюдаются в общем-то одинаковые по составу магматические образования. Автором изучен обширный аналитический материал (около 1100 хим. анализов), позволяющий говорить о существовании латеральных вариаций химизма вулканических ассоциаций Курильской островной дуги.

Наиболее существенны различия верхнемеловых магматических образований Малой и кайнозойских Большой Курильской гряд, выражающиеся в большей основности и щелочности первых. Учитывая принадлежность гряд к различным структурно-фациальным зонам островной дуги (внешней и внутренней), а также различия в строении земной коры этих зон, представляется возможным объяснять указанные вариации составов не эволюцией магматизма, а различной тектонической позицией магматических образований. Особый интерес представляют верхнемеловые щелочно-базальтоидные породы Малой гряды со значительной ролью калия в группе щелочей. Земная кора внешней зоны является более «континентальной» и, таким образом, только, признавая существование зависимостей между корой и составом магматических образований, можно объяснить их появление с позиций гипотезы об образовании существенно калиевых пород, предложенной Ю. А. Кузнецовым, Дж. Тернером и Ф. Ферхугеном.

Прямая зависимость между строением земной коры Большой Курильской гряды и составом широко развитых здесь продуктов четвертичного вулканизма выступает при анализе диаграмм А. Н. Заварицкого, на графиках коэффициентов Ниггли, щелочи-кремнезем, а также при рассмотрении латеральных вариаций окиси калия к окиси натрия. Характерно, что возрастание этого отношения при переходе от районов с субокеаническим к районам с континентальным типом земной коры, обусловлено увеличением роли окиси калия в вулканических породах четвертичного возраста.

Другой путь, которым доказывается отсутствие зависимостей между строением земной коры и составом магматических образований — утверждение о том, что в районах с одинаковым строением земной коры встречаются

ея существенно различные по составу продукты четвертичного вулканизма. Пожалуй наиболее яркий пример, на который ссылается большинство исследователей,—это Главная и Западная зоны Большой Курильской гряды, вулканы которых изливают лавы, различающиеся в петрохимическом отношении, тогда как сами зоны располагаются на земной коре одного типа.

Проведенные исследования позволяют, однако, полагать, что повышенное содержание щелочей в лавах Западной зоны является следствием эволюции составов четвертичных магматических образований. В то же время, детальность исследований, проведенных в северной части Курильской островной дуги методом ГСЗ такова, что установить различия в строении земной коры на расстоянии 10—20 км (а именно на таком расстоянии и отстоят друг от друга Главная и Западная зоны) невозможно. Существование же поперечной зональности в строении земной коры вполне вероятно, что следует из данных более детальных исследований в южной части Курильского района (здесь имеются ввиду работы Ю. В. Тулиной).

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные позволяют констатировать существование прямой зависимости между петрохимическими особенностями лав Курильской островной дуги и ее глубинным строением. Многие из сходств особенностей химизма лав различных частей дуги, возможно, являются кажущимися. Для выяснения этих более тонких петрохимических различий представляется перспективным применение методов математической статистики при сравнении одинаковых, на первый взгляд, магматических ассоциаций Курильских островов.

Ю. А. КОСЫГИН*, Е. К. МАРХИНИН
(ИТИГ*, СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

ПРОБЛЕМА БАЛАНСА ВЕЩЕСТВА И ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

1. Построение ретроспективной модели формирования внешних оболочек Земли естественно может и должно базироваться с одной стороны на статистической модели внешних геосфер, а с другой на современной геодинамической модели и методе актуализма. Построение современной геодинамической модели теснейшим образом связано с решением проблемы баланса вещества.

2. Исследование баланса вещества имеет первостепенное значение для решения вопроса о формировании земной коры, гидросферы, атмосферы и биосферы.

3. Особое место в проблеме баланса вещества занимает вопрос о первоисточнике материала, из которого в течение геологической истории Земли строились ее внешние оболочки.

4. Данные вулканологии и палеовулканологии свидетельствуют о том, что внешние оболочки Земли строятся в настоящее время и строились в геологическом прошлом в основном за счет вулканического материала поставляемого и поставлявшегося вулканами из мантии.

5. Вынос вулканами из мантии больших объемов вещества, формирование из него массы и состава внешних оболочек Земли приводили к определенным тектоническим следствиям как планетарного, так и локального масштаба. Рассмотрение этих следствий одна из важных задач тектоники.

6. Следствием выноса вещества вулканами из мантии в масштабе планеты и геологического времени является неизбежное сокращение контракция первичной поверхности Земли. Расчеты показывают, что если экстраполировать современную интенсивность вулканизма на всю геологическую историю, то получим сокращение площади первичной поверхности планеты равное $2 \cdot 10^6$ км².

7. Однако, вынос вещества вулканами не происходит равномерно по поверхности всей планеты, а приурочен к узким локальным зонам. По произведенным ориентировочным расчетам в области Курильской островной дуги на площади 380 000 км² в течение последних $83 \cdot 10^6$ лет было вынесено $6,5 \cdot 10^6$ км³ вулканического вещества. Представляется весьма вероятным, что следствием этого процесса должно было явиться локальное компенсационное прогибание земной коры, которое на поверхности могло выражаться в образовании глубоководных желобов типа современного Курильского глубоководного желоба. Объем $6,5 \cdot 10^6$ км³ вещества хватит на то, чтобы заполнить 50 глубоководных желобов, равных Курильскому. Интересно также отметить, что при современной интенсивности вулканической деятельности на Курильских островах нужно $1,3 \cdot 10^6$ лет, чтобы получить объем вулканических продуктов, равной объему Курильского глубоководного желоба.

8. Как тектоническое следствие выноса вещества вулканами может рассматриваться также формирование кальдер и вулcano-тектонических депрессий, но это явление, связанное с образованием периферических вулканических очагов в верхних слоях коры—явление второго порядка.

9. Сделанные выше заключения о тектонических следствиях выноса вещества вулканами относятся к области ретроспективных построений основывающихся на методе актуализма.

10. Для успешного использования этого метода необходимо прежде всего создание хорошей современной геодинамической модели. Ее разработ-

ка должна основываться на изучении современных геодинамических систем, исследовании связей между вулканизмом, сейсмичностью, тектоническими движениями, осадкообразованием, современным рудообразованием, динамикой современных геофизических полей. Почетное место в кругу этих исследований должно занять изучение баланса вещества.

В. И. МАРАХАНОВ
(СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

МЕТАМОРФИДЫ—ФОРМАЦИЯ ОРОГЕННОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (на примерах Хоккайдо, Сахалина и Камчатки)

1. На начальных этапах изучения метаморфических комплексов широкое признание получила гипотеза глубинных поясов регионального метаморфизма. Гипотеза предопределяла изменение осадочных пород в комплексы метаморфических образований. Метаморфизм объяснялся увеличением с глубиной погружения температуры и давления под нагрузкой вышележащих пород. По термодинамическим условиям на различных глубинах было выделено три пояса: эпизона, мезозона и катазона с помощью которых объясняли различную степень метаморфических изменений. Таким образом, метаморфизм рассматривался как непрерывный процесс повсеместно развитый в земной коре. Согласно этой гипотезе, основными источниками метаморфизма служат статистические нагрузки и прогревание пород глубинным теплом Земли.

2. Позднее было обращено внимание на присутствие метаморфических пород в разновозрастных складчатых системах. Степень метаморфических изменений пород служила признаком для корреляции их с метаморфическими комплексами докембрийских щитов. В связи с этим выходы метаморфических образований среди складчатых систем фанерозоя рассматривались как блоки докембрийского кристаллического фундамента или остатки деградировавших платформ.

3. Детальными исследованиями в складчатых системах были установлены постепенные переходы от осадочных и осадочно-вулканогенных пород к метаморфизованным, свидетельствуя об их одновозрастности и одинаковой первичной природе. Эти данные привели к выводам, что процессы метаморфизма находятся в неразрывной связи с геосинклинальным развитием отдельных участков Земли, а локализация метаморфических образований в складчатых системах свидетельствует о дифференцированных термодинамических условиях в геосинклинальной системе.

4. На Хоккайдо, Сахалине и Камчатском полуострове метаморфические комплексы выступают в виде протяженных поясов: Камуикотан, Хидака, Сусунайского, Восточно-Сахалинского и Малжинского, развитых в сводовых частях одноименных антиклинориев.

На острове Хоккайдо (по Банно С. и М. Хатано, 1963) метаморфизму подверглись юрско-нижнемеловые отложения в зоне Камуикотан и более древние породы в зоне Хидака. Метаморфические породы обеих зон связаны постепенными переходами с неметаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями группы Сорати. Время метаморфизма — подний мел — неоген.

На острове Сахалин А. Е. Егоровым (1968) и В. Ф. Евсеевым (1968) в Восточно-Сахалинском хребте наблюдались постепенные переходы от метаморфических пород к неметаморфизованным образованиям набильской серии мезозойского возраста. По радиологическим данным (206—60 млн. лет) возраст метаморфизма определяется мел-палеогеновым.

В соответствии с данными М. М. Лебедева и др. (1971) были установлены постепенные переходы от неметаморфизованных отложений к метаморфизованному комплексу. Возраст метаморфизма по радиологическим определениям (135—33 млн. лет) и геологическим данным соответствует мел—палеогеновому времени.

Исследованиями в пределах Хоккайдо, Сахалина и Камчатки установлено, что:

1) процессы метаморфизма приурочены к участкам геосинклинального развития земной коры, поскольку метаморфическим изменениям подвержены собственно геосинклинальные образования;

2) метаморфизм, вероятно, обусловлен повышенным тепловым потоком;

3) метаморфизм в складчатых системах проявляется полициклически и находится в тесной связи с магматизмом;

4) начало метаморфических процессов фиксируется радиологическими методами и соответствует начальным этапам орогенной стадии развития геосинклиналей и накоплению флишевой формации; конец метаморфизма также устанавливается радиологическими методами и соответствует началу накопления молассовой формации; молассовые отложения не подвергаются метаморфизму;

5) метаморфические образования в складчатых системах занимают определенное структурное положение: они распространены в виде протяженных узких полос (поясов) согласных с простираем основных тектонических элементов складчатых систем и обнажаются в сводных частях антиклинорных сооружений;

6) выходы метаморфических образований на дневную поверхность представляют собой верхнюю часть гранитно-метаморфического слоя;

7) в соответствии с определением формации по Шатскому и Н. П. Хераскову, 1967 под формацией понимаются «... естественные ассоциации горных пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные члены которых породы, слои, толщи и т. д. парагенетически тесно связаны друг с другом как в пространстве, так и в возрастном отношении...» можно полагать, что комплексы метаморфических образований в складчатых системах образуют такие естественные ассоциации. Отдельные части этих ассоциаций находятся в тесных парагенетических, пространственных и возрастных соотношениях. Таким образом, метаморфические комплексы этих складчатых областей можно выделить в самостоятельную абстрактную формацию метаморфид.

7. Нижняя граница метаморфизма в рассмотренных районах соответствует начальным этапам формирования флишевой формации. Согласно представлениям Ж. Обуэна, 1967, «флиш-орогенная формация» и ее появление знаменует обособление в геосинклинали геантиклинальных поднятий, что служит признаком перехода геосинклинальной системы в орогенную стадию развития.

Время проявления метаморфизма в рассмотренных складчатых системах позволяет заключить, что он соответствует орогенной стадии развития геосинклиналей и что формацию метаморфид следует относить к классу орогенных формаций, согласно классификации Н. П. Хераскова. 1967.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

| | |
|---|----|
| В. А. АПРОДОВ, С. М. КАЗАКОВА. Роль разномасштабных новейших тектонических структур в формировании субконтинентальной — переходной коры и в развитии вулканизма Курило-Камчатской островной дуги | 3 |
| В. Ф. БЕЛЫЙ, И. Н. КОТЛЯР, А. П. МИЛОВ, В. Н. ГОЛУБЕВ, П. П. ПАВЛОВ. Сравнительная характеристика кислого вулканизма приматериковых вулканических дуг и краевых вулканогенных поясов (на примере Курило-Камчатской дуги и Охотско-Чукотского пояса) | 4 |
| Г. М. ВЛАСОВ. Островные дуги как геосинклинали системы | 7 |
| В. К. ГАВРИЛОВ, Н. А. СОЛОВЬЕВА. Вулканогенно-осадочные формации и история геологического развития Курильских островов | 10 |
| В. К. ГАВРИЛОВ. Основные черты тектоники северных Курильских островов | 11 |
| В. К. ГРАБКОВ. О роли новейших движений и вулканизма в формировании структуры и рельефа Большой Курильской гряды (на примере южной части о-ва Кунашир) | 13 |
| В. М. ГРАННИК. Вулканогенные и осадочные формации верхнего мела восточной части Центрального Сахалина | 15 |
| С. С. ГРИГОРЬЕВ. Поля напряжений шельфа и суши Южного Сахалина | 18 |
| Б. Д. ДВОРКИНА, В. Н. МОШКИН. К проблеме существования островных дуг на ранних этапах развития Земли | 19 |
| П. С. ДОЛГАНОВА, Р. М. КОРНИЛОВА, Г. С. ШУТОВА. Верхнемеловые формации Западно-Сахалинских гор | 22 |
| Я. А. ДРАНОВСКИЙ, В. Г. МУЖИКОВ. Современные геосинклинали — ключ к пониманию тектонических деформаций земной коры | 23 |
| В. М. ДУНИЧЕВ. О месте четвертичного вулканизма в истории геологического развития Курильских островов | 26 |
| В. М. ДУНИЧЕВ. Поздненеоген-четвертичный вулканизм и земная кора Курильской островной дуги | 28 |
| В. Ф. ЕРОХОВ, Е. Н. КИЧИНА, В. Ф. ОСТАПЕНКО. Состав продуктов некоторых подводных вулканов южного и центрального звена Большой Курильской гряды | 30 |

| | |
|--|----|
| В. К. ЗАХАРОВ, В. П. СЕМАКИН, Г. Г. ЯКУШКО. Современные движения на Среднем и Южном Сахалине и связь их с новейшей и дочетвертичной тектоникой | 31 |
| Р. У. ИВАЩЕНКО. Тектоническое развитие осевой зоны Хоккайдо в мезозое | 33 |
| Э. Н. КАЗАКОВА, Ю. Л. НЕВЕРОВ, К. Ф. СЕРГЕЕВ, М. И. СТРЕЛЬЦОВ. Ассоциация щелочных базальтоидов Курильской островной дуги | 35 |
| Э. Н. КАЗАКОВА. К вопросу о связи особенностей химизма лав Курильской островной дуги со строением земной коры | 37 |
| Ю. А. КОСЫГИН, Е. К. МАРХИНИН. Проблема баланса вещества и ее тектонический аспект | 38 |
| В. И. МАРАХАНОВ. Метаморфиды — формации орогенной стадии развития геосинклиналей (на примерах Хоккайдо, Сахалина и Камчатки) | 40 |

ВМ 00485. Подписано к печати 22/III-1972 г. Объем 3 п. л.

Заказ 1698. Тираж 600 экз. Цена 20 коп.

Долинская типография Управления по печати Сахоблисполкома

Цена 20 коп.