

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ В РАЙОНЕ
“СЕЙСМИЧЕСКОЙ БРЕШИ” (ТИХООКЕАНСКИЙ СКЛОН КУРИЛЬСКОЙ
ОСТРОВНОЙ ДУГИ)

*Е.П. Леликов¹, И.Б. Цой¹, Т.А. Емельянова¹, Е.П. Терехов¹,
Н.Г. Ващенко¹, Н.К. Вагина¹, О.Л. Смирнова¹, В.Д. Худик²*

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 9 июня 2007 г.

Приведены результаты геологических исследований экспедиции на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (37 рейс) в 2005 г. на подводном хребте Витязя. При драгировании были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол хребта в пределах трех полигонов. На основании определений радиоизотопного возраста, петрогеохимических, петрографических и палеонтологических данных, сравнения поднятых пород с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря проведено разделение их на несколько возрастных комплексов. Магматические породы подразделены на позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы, вулканогенно-осадочные – на позднемеловой–раннепалеоценовый (поздний кампан–дат), палеогеновый нерасчлененный (палеоцен–эоцен?), олигоцен–раннемиоценовый и плиоцен–плейстоценовый комплексы. Определение возраста и условий формирования выделенных комплексов позволило проследить историю геологического развития центральной части тихоокеанского склона Курильской островной дуги.

Ключевые слова: осадочные, магматические породы, поздний мел–кайнозой, радиоларии, диатомы, силикофлагелляты, палинофлора, подводный хребет Витязя, Курильская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

В 2005 году Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН и Институтом океанологии РАН была проведена морская геолого-геофизическая экспедиция на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рейс 37). Она выполнялась по проекту “Изучение строения центральной части Курило-Камчатской островной дуги как возможного очага катастрофического цунамигенного землетрясения” с целью оперативной оценки состояния тектонической структуры в сейсмоактивной зоне фронтального склона дуги между островами Уруп и Парамушир. Наряду с геофизическими исследованиями (гравиметрическая, гидромагнитная съемки и непрерывное сейсмопрофилирование) проводились геологические работы. Они выполнялись для изучения геологического строения и истории развития подводного хребта Витязя, района проливов Буссоль и Дианы. Данные опробования донных геологических образований ис-

пользовались также для идентификации акустического фундамента и источников геофизических аномалий, задокументированных в процессе геофизических работ.

Результаты геофизических исследований “сейсмической брешы” подробно изложены в статье [8]. Геологическое строение этой структуры дано в ней кратко на основании предварительного изучения каменного материала.

В настоящей статье приведены результаты детального изучения разновозрастных вулканогенно-терригенных и магматических пород хребта Витязя с использованием палеонтологических и радиоизотопных данных, которые позволили обосновать выделение ряда возрастных комплексов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Каменный материал был получен путем драгирования крутых склонов подводных возвышенностей

и бортов каньонов, не перекрытых современными осадками участков морского дна, которые выбирались по данным эхолотного промера и непрерывного сейсмопрофилирования. Всего было выполнено драгирование на 19 станциях, в большинстве из которых получен разнообразный представительный каменный материал из докайнозойского фундамента и кайнозойских отложений. Для геологического опробования использовалась цилиндрическая драга диаметром 60 см и штатная судовая траловая лебедка.

Определение местоположения точки драгирования обеспечивалось двумя морскими спутниковыми навигационными приемниками системы GPS – Garmin GPS 120 и Garmin GPS 128.

Поднятые горные породы документировались, их образцы отбирались для изучения в лабораторных условиях. Принимая во внимание распространение в пределах исследованного региона материала ледового разноса, отбирались только образцы, которые отвечали критериям их коренного происхождения. Это обломки и глыбы горных пород угловатой формы со свежими сколами, свидетельствующими об их отрыве от коренных обнажений; преобладание в драге образцов определенного типа, которые имели бы однородный петрографический состав, свидетельствующий о том, что они слагают единую терригенную толщу или вулcano-магматический комплекс.

Лабораторные исследования горных пород заключались в петрографическом изучении, палеонтологическом и радиоизотопном определении возраста магматических пород.

Определение возраста осадочных толщ проводилось микропалеонтологическими (радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты, палинофлора) методами. Радиолярии экстрагированы из пород при помощи 1–2 % раствора плавиковой кислоты в результате многократных (>10), разной продолжительности (от 1 часа и до 3-х суток) циклов препарирования. Необходимость варьирования режимов их препарирования обусловлена малым числом экземпляров и заметной деформированностью, иногда сильной раздробленностью скелетов радиолярий (особенно мультициртоидных *Nassellaria*).

Диатомеи, силикофлагелляты, споры и пыльца выделялись по стандартным методикам с использованием тяжелой калиево-кадмиевой жидкости. Для определения возраста по диатомовым водорослям были использованы северо-тихоокеанские зональные диатомовые шкалы [5, 24, 31], по силикофлагеллятам – синтетическая зональная шкала для тропических и субтропических океанических областей [22]. Реконструкция условий осадконакопления

проводилась на основе анализа соотношения различных экологических групп диатомовых комплексов [21].

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Краткая характеристика рельефа

Район исследований располагается на приостровном склоне желоба в центральной части Курильской островной дуги. Морфологически он состоит из двух частей: внутренней вулканической дуги, представленной Большой Курильской грядой, и внешней невулканической дуги, соответствующей подводному хребту Витязя. Хребет Витязя отделяется от Большой Курильской гряды междуговым прогибом и подразделяется на южное и северное плато, поскольку на траверсе между островами Симушир и Расшуа в рельефе дна он не выражен. Глубина поверхности хребта колеблется от 150–200 м до 900–1000 м. На юго-восток его склон опускается к Курило-Камчатскому желобу, а на северо-запад – в сторону прогиба, отделяющего его от горного сооружения дуги. Геологические работы проводились на трех полигонах, охватывающих оба отрезка хребта: Витязь, Диана и Буссоль (рис. 1). Их характеристика приводится по данным Б.В. Баранова [11].

Полигон Витязь охватывает юго-западную оконечность северного плато. Его склон состоит из двух ступеней, разделенных достаточно крутым склоном высотой 1500–2000 метров. Первая ступень соответствует вершинной поверхности хребта Витязя. Она располагается на глубине около 200 м и погружается в южном направлении в сторону глубоководного желоба до 750–1000 м. На запад и юго-запад ступень обрывается крутым уступом высотой до 1500 м. Уступ расчленен многочисленными каньонами субширотного направления.

Вторая ступень располагается на глубинах 1500–2000 метров. В ее южной части отчетливо выделяются два небольших, вытянутых в субширотном направлении хребта протяженностью до 25 км. Гребни хребтов островершинные, минимальная глубина над южным хребтом составляет 600 м, а над северным – 1200 м.

Полигон Диана располагается к востоку от о-ва Симушир и охватывает южный отрезок северного плато хребта Витязя. По особенностям рельефа полигон может быть разделен на две части: северо-западную и юго-восточную, граница между которыми проходит по изобате 2500 метров. В северо-западной его части наблюдается серия поднятий, ориентированных в северо-западном направлении и спускающихся вниз по склону от изобаты 1000 метров до

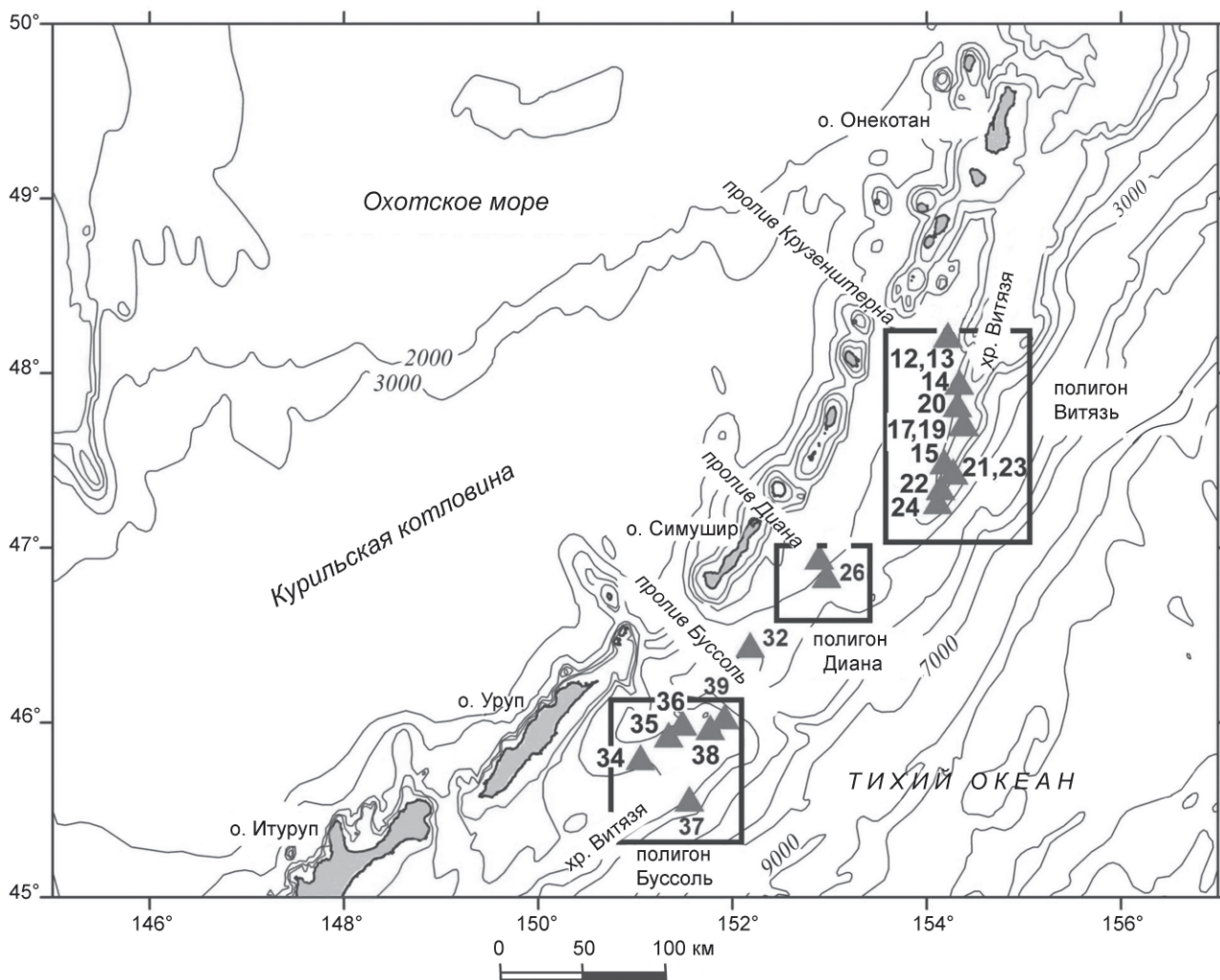


Рис. 1. Карта фактического материала подводного хребта Витязя.

Местоположение станций драгирования (треугольники) и полигонов (прямоугольники) в районе работ. Станция 15 выполнена в 41 рейсе НИС «Академик М. Лаврентьев». Изобаты проведены через 1000 м.

2500 метров. Поднятия разделены узкими прогибами. На склонах поднятий располагаются округлые, изометричной формы холмы, высота которых изменяется от 250–300 метров вверх по склону, до 1000–2000 м – по направлению к нижней части склона. Форма этих холмов дает основание считать их подводными вулканическими постройками, что подтверждается данными драгирования. В юго-восточной части полигона сохраняется генеральное северо-западное простирание. Рельеф этой части состоит из трех прогибов, оконтуриваемых изобатой 3000 метров и разделенных двумя поднятиями с крутыми склонами.

Полигон Буссоль охватывает вершину южного плато, северо-западный и северо-восточный его

склоны и частично грабен Буссоль. Для этого участка характерны резкие перепады глубин – от 1000 м над вершиной плато и более 5000 м на дне грабена Буссоль. Вершина состоит из двух ступеней, одна из которых (северо-восточная) опущена относительно второй по серии уступов высотой до нескольких десятков метров. Уступы ориентированы в субмеридиональном направлении и соответствуют разрывным нарушениям. Они пересекают вершинную поверхность плато и продолжаются на его северо-западный и юго-восточный склоны в виде каньонов. Глубина их вреза составляет около 500 м.

Грабен Буссоль в целом имеет северо-западное простирание и ориентирован поперек островного склона Курильской дуги. Его юго-западный борт

Таблица 1. Радиоизотопные определения возраста магматических пород.

№ п/п	№ пробы	Широта	Долгота	Интервал драгирования, м	K±σ, %	⁴⁰ Ar _{рад} ±σ, нг/г	Возраст ±1.6σ, млн лет
1	Lv-37-19-3	47° 42.908'	154° 22.670'	1800–1500	3.80±0.04	19.8±0.2	74±2
2	Lv-37-14-4	47° 57.019'	154° 20.066'	1450–1200	1.92±0.02	6.78±0.09	50.2±1.6
3	Lv-37-17-11	47° 42.690'	154° 23.208'	1770–1500	4.46±0.05	15.41±0.16	49.2±0.15
4	Lv-37-17-8	47° 42.690'	154° 23.208'	1770–1500	3.45±0.04	11.45±0.10	47.2±1.4
5	Lv-37-24-2	47° 16.015'	154° 06.770'	1900–1700	2.23±0.03	4.29±0.11	27.5±1.6
6	Lv-37-37-6	45° 33.784'	151° 33.306'	2200–1900	0.82±0.015	0.607±0.013	10.7±0.6
7	Lv-37-25-1	46° 56.958'	152° 53.644'	1870–1600	0.30±0.015	0.034±0.003	1.6±0.3

Примечание. Обр. 1, 3 – гранит-порфиры, 2 – андезибазальт, 4 – игнимбрит, 5 – туфолава трахита, 6 – андезит, 7 – базальт. Определения выполнены К-Аг методом в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

формирует очень крутой склон хребта Витязя с перепадами глубин до 4000 м. Северо-восточный борт менее крутой, с перепадами глубин до 1500 м. Дно грабена состоит из отдельных депрессий, разделенных небольшими поднятиями.

В процессе выполнения геологических работ на полигонах были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол хребта. На основании определений радиоизотопного возраста (табл. 1), петрогеохимических, петрографических и палеонтологических исследований, сравнения поднятых драгами пород с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря проведено разделение их на несколько возрастных комплексов. Их характеристика приведена в возрастной последовательности отдельно для вулканогенно-осадочных и магматических пород.

Вулканогенно-осадочные породы

Породы фундамента

Позднемеловой–раннепалеогеновый комплекс

Вулканогенно-кремнисто-терригенные породы фундамента позднемелового–раннепалеогенового возраста подняты на ряде станций (14, 20, 23, 25) с западного склона северного плато в интервале глубин 1800–1200 м. Они представлены кремнистыми алевроаргиллитами с прослоями туфов (ст. 14), алевролитами (ст. 14, 20) и мелкозернистыми песчаниками (ст. 20, 23, 25).

Тонкопелосчатые кремнистые алевроаргиллиты подняты в виде остроугольных глыб (30×25×20 см) и более мелких обломков. Характерно частое чередование темных слоев (0.03–0.1 мм) алевроаргиллитов, обогащенных гидроксидами железа, светлых слоев (0.1–2.2 мм) алевроаргиллитов и туфов (до 2.5 мм). Обломочный материал преимущественно пелитовой (до 0,01 мм) размерности, встречаются прослои аргиллитов с примесью алевритового (0.01–0.05 мм) и

единичными обломками псаммитового (до 0,2 мм) материала. Состав алевро-псаммитовых обломков: полевой шпат, биотит, мусковит, кварц, единичные сростки биотита и плагиоклаза. Прослои туфов сложены осколками (0.02–0.5 мм) альбита, эффузивов, биотита, реже мусковита и пород кварц-полевошпатового состава.

Из кремнистых алевроаргиллитов (образцы 14-5; 14-5а, 14-6-1а, глубины 1450–1200 м) выделены многочисленные остатки радиолярий плохой и, в меньшей степени, средней сохранности. Тем не менее, отмечено присутствие общих таксонов и/или их фрагментов, а также таксонов близкого возрастного диапазона во всех указанных пробах. Комплекс радиолярий из этого местонахождения представлен: *Amphipyndax stocki* gr. (Campbell et Clark), *Amphipyndax* spp., *Dictyomitra* sp. cf. *D. multicostata* Zittel, *Dictyomitra* spp., *Clathrocyclas hyronia* Foreman, *Lithomespilus* sp. cf. *L. mendosa* (Krashenikov), *Diacanthocapsa* spp., *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark), *Phaseliforma* sp. cf. *P. carinata* Pessagno, *Phaseliforma* spp., *Porodiscus* sp. cf. *P. cretaceous* Campbell et Clark, *Porodiscus* spp., *Archaeospongoprimum* spp., *Spongodiscus* spp. и некоторыми другими ближе не определимыми многосегментными *Nassellaria* и дисковидными *Spumellaria*. Рассматриваемая ассоциация радиолярий в целом близка (хотя и заметно беднее по таксономическому составу) к позднекампанским–маастрихтским ассоциациям охотоморского обрамления, известным из паланского разреза Западной Камчатки [14] и синхронных отложений Олюторской зоны Корьяки [4, 13, 18, 19] и Сахалина [7], а также может быть сопоставлена с позднекампанскими–маастрихтскими комплексами радиолярий из отложений малокурильской свиты о. Шикотан [15]. В составе ассоциации преобладают таксоны широкого географического распространения, пригодные для корреляционного анализа. Так *Phaseliforma* sp. cf.

P. carinata Pessagno близка к виду-индексу подзоны *Phaseliforma corinata* низов позднего кампана Северной Калифорнии [30], но в других районах этот вид прослежен вплоть до границы позднего мела–палеогена. Существование *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark) и *Lithomespilus* sp. cf. *L. mendosa* (Krashenikov) в Циркумпацифике по одним данным ограничено поздним кампаном–самым ранним палеоценом [25, 26], а по другим – поздним маастрихтом–датом [14]. Последние появления вида *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), по данным указанных авторов, ограничены началом раннего палеоцена или датским временем. Присутствие *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) и *Dictyomitra* sp. cf. *D. multico-stata* Zittel сближает рассматриваемую ассоциацию с комплексом верхнего маастрихта–дата из осадочного слоя Тихого океана [23], а также указывает на некоторое сходство с позднемеловыми–раннепалеоценовыми комплексами Новой Зеландии [25]. Возрастные диапазоны *Clathrocyclus hyronia* Foreman, *Porodiscus* sp. cf. *P. cretaceous* Campbell et Clark., *Diacanthocapsa* spp., *Phaseliforma* spp., *Spongosaturnalis* spp., встреченных в составе изученной ассоциации, не противоречат возрастным интервалам указанных выше видов.

Несмотря на то, что в составе изученной ассоциации радиолярий присутствуют формы, характерные для позднего кампана–маастрихта, высока вероятность того, что вмещающие отложения могли формироваться и в начале палеоцена, а их возраст может быть ограничен пределами позднего кампана–начала раннего палеоцена.

Терригенные породы комплекса представлены алевролитами (ст. 14) и мелкозернистыми песчаниками (ст. 20, 23), которые подняты, в основном, в виде дресвы, щебня и плит с угловатыми и угловато-полукатанными краями.

Алевролиты и песчаники имеют состав обломков, близкий составу вышеописанных вулканогенно-кремнистых пород. Породообразующие обломки в алевролитах представлены кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, биотитом, эффузивами (преимущественно витрофировой структуры). Единичные обломки представлены породами кварц-полевошпатового состава (гранитоидами и алевролитами), турмалином, гранатом, мусковитом и рудным минералом. Песчаники имеют аналогичный состав обломков, отличаясь присутствием, кроме гранитоидов и алевролитов, роговиков, кварц-мусковитовых и кварц-мусковит-биотитовых сланцев.

Отнесение вулканогенно-кремнистых и терригенных пород к одному комплексу определялось сходством состава терригенного материала, высокой степенью литификации пород и их гранулометрическим составом, отражающим относительно спокойные условия седиментации.

Породы осадочного чехла

Кайнозойский осадочный чехол сложен литифицированными палеогеновыми вулканотерригенными и слаболитифицированными олигоцен-раннемиоценовыми и плиоцен-плейстоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями.

Литифицированные отложения

Палеогеновый (палеоцен–эоцен?) комплекс

Палеогеновые нерасчлененные отложения, представлены *вулканотерригенными конгломератами и гравелитами* (ст. 22, 23), *грубозернистыми и крупнозернистыми песчаниками* (ст. 20, 23, 24, глубина 1900–1700 м), слагающими вулканотерригенный комплекс. Породы подняты с юго-восточного склона северного плато хребта Витязя в интервале глубин 1800–1100 м в виде глыб (40×30×8 см), крупных обломков и щебня. Обломочный материал пород представлен эффузивами, преимущественно витрофировой структуры. В некоторых образцах конгломератов и песчаников встречаются единичные обломки и гравий спекшегося туфа, обломки роговиков, вулканогенно-осадочных пород, пироксена, плагиоклаза, биотита и пирокластического кварца. Цемент пород чаще пленочный, реже поровый (железистый, карбонатный).

Предполагаемый палеогеновый (палеоцен–эоцен?) возраст пород комплекса основан на его положении по степени литификации между осадочными породами фундамента (поздний мел–ранний палеоцен) и раннеолигоценными вулканогенно-осадочными породами, возраст которых установлен по диатомеям и силикофлагеллятам. Отнесение его к кайнозойскому чехлу обосновывается резким отличием обломочного и гранулометрического состава пород вулканотерригенного комплекса и пород фундамента. В полимиктовых породах последнего породообразующими обломками являются зерна кварца, альбита, калиевого полевого шпата и биотита. В составе вулканотерригенного (мономиктового) комплекса этот материал отсутствует. Тонко- и мелкозернистые отложения фундамента отражают относительно спокойные, а грубообломочные вулканотерригенные отложения – активные гидродинамические условия формирования осадков. Породы вулканотерригенного (мелководного) комплекса, по-видимому,

слагают основание (базальные слои) кайнозойского чехла.

К нерасчлененным палеогеновым отложениям относятся и литифицированные *туфогенные мелкозернистые песчаники*, драгированные в 41 рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (2006 г.) на станции 15 (вблизи станций 22 и 23). В песчаниках обнаружено деформированное ядро правой створки раковины двустворчатого моллюска *Clinocardium cf. hizenense* (Nagao). Стратиграфическое и географическое распространение вида до конца не ясно. Известно его присутствие в составе морских палеогеновых малакофаун Японии (формация Funatsu о-ва Jōjima юга Японии и ряд других отложений), датированных преимущественно ранним олигоценом [27].

Слаболитифицированные отложения

Слаболитифицированные кайнозойские отложения в пределах хребта Витязя представлены вулканогенно-осадочным комплексом пород: туфы, туффиты, вулканотерригенные песчаники и алевролиты, туфодиациты. Встречаются диатомовые глины с пирокластикой.

Олигоцен–раннемиоценовый комплекс

При драгировании уступов на склонах южного плато (полигон Буссоль) на трех станциях (35, 36, 37) подняты слаболитифицированные породы осадочного чехла, представленные туфодиацитомитами, туфоалевроаргиллитами, туффитами и туфами.

Туфодиацитомиты – породы светло-серого цвета, массивные, трещиноватые, с высокой пористостью, состоят из опаловых панцирей диатомовых водорослей, глинистого вещества и пирокластических обломков (кварц, вулканическое стекло, плагиоклаз).

Туффиты – песчано-алевритовые породы желтовато-серого цвета. Обломочный материал (от 0.03 до 0.35 мм) представлен кварцем, плагиоклазом, эффузивами и вулканическим стеклом, реже встречаются пироксен, биотит, амфибол, слюдястые агрегаты, рудные минералы. Обломки эффузивов – резко угловатой формы, типичной для пирокластике, иногда слабоокатанные. Текстура породы – беспорядочная, структура – обломочная алевропсаммитовая, сортировка слабая. Цемент – базальный глинистый с примесью тонкой пирокластике и пленочный.

Туфоалевроаргиллиты светло-серого цвета, сложены материалом преимущественно пелитовой (> 0.01 мм) размерности, с значительным количеством (10–30 %) алевритового (0.01–0.05 мм) материала и редкими псаммитовыми (до 0.2 мм) обломками. Состав обломков: полевой шпат, биотит, мусковит, кварц.

Туфы алевритовые витрокластические и алевропсаммитовые литовитрокластические, окрашены в светло-серый с зеленоватым оттенком цвет. В их составе преобладают оскольчатые обломки вулканического стекла. В литовитрокластических разновидностях в заметном количестве присутствуют стекловатые эффузивы, а также рудные зерна и пироксен. В туфах встречаются единичные диатомеи.

В туфодиацитомитах (ст. 37, глубина 2200–1900 м) установлен комплекс диатомей зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (подзона “а”, 33.7–31 млн лет) раннего олигоцена. В комплексе резко доминируют неритические виды (80.5 %), что свидетельствует о шельфовых условиях. Комплекс этой зоны ранее был обнаружен в отложениях подводного хребта Витязя: на южном плато в интервале глубин 3580–1500 м, на северном плато в интервале глубин 1250–740 м [21], а также в каменной свите о. Беринга [5]. Силикофлагелляты характерны для зоны *Corbisema apiculata* (конец позднего эоцена–ранний олигоцен). В туфоалевролитах и туфоалевроаргиллитах (ст. 35, гл. 1760–1650 м) и аргиллитах (ст. 36, гл. 2100–1800 м) обнаружен комплекс диатомей зоны *Thalassiosira graefruga* (24.0–20.3 млн лет) позднего олигоцена–раннего миоцена и комплекс силикофлагеллят зоны *Naviculopsis lata* раннего миоцена. Соотношение экологических групп в этих комплексах различное и указывает на условия от батинальных (ст. 35) до неритических (ст. 36). Диатомовые комплексы, соответствующие данной зоне, установлены в отложениях Охотского моря и северо-западной части Тихого океана [21]. Кроме диатомей и силикофлагеллят в некоторых образцах отмечены радиолярии и единичные споры и пыльца растений.

На западном склоне северного плато хребта Витязя на станции 17 (глубина 1770–1500 м) подняты слаболитифицированные алевролиты и песчаники. Обломочные зерна размером 0.02–0.16 мм представлены кварцем, плагиоклазом, серицитизированным полевым шпатом, биотитом, мусковитом, сланцами, эффузивами и кварцем. Характерно большое количество биотита, а также присутствие в заметном количестве обугленных растительных остатков.

В наиболее тонкозернистых разновидностях пород установлен позднеолигоценый спорово-пыльцевой (СПК) комплекс. Сохранность спор и пыльцы плохая, пыльцевые зерна минерализованы, имеют желто-коричневую окраску, что может указывать на древность отложений, вмещающих СПК. В составе комплекса доминирует пыльца темнохвойных (25.2 %) и широколиственных (23.8 %) пород. В группе темнохвойных пород преобладает пыльца

Picea sect. *Eupicea* (9.9 %) и *Abies* (5.9 %), несколько меньше – *Picea* sect. *Omorica* (4.0 %) и *Picea* sp. (5.3 %). В группе широколиственных пород преобладает пыльца сем. *Fagaceae* – 7.3 % (*Fagus* – 5.3 %, *Quercus* – 2.0 %), сем. *Juglandaceae* – 7.3 % (*Juglans* – 4.0 %, *Pterocarya* – 1.3 %, *Platycarya* – 0.7 %, *Carya* – 1.3 %) и *Ulmus* – 4.6 %; единично представлены *Liquidambar*, *Carpinus*, *Morus*, *Magnolia*. Субдоминантом является пыльца *Pinus* – 15.9 % (преимущественно *Pinus* sect. *Cembrae* – 13.3 %, значительно меньше *Pinus* sect. *Eupitys* – 2.6 %). Отмечена также пыльца *Cedrus* (4.0 %), *Podocarpus* (6.6 %), *Betula* sp. (1.3 %) и разнотравья (9.3 %). На споры (*Polypodiaceae*, *Bryales*, *Lycopodium* и неопределенные) приходится 13.9 %. СПК может быть сопоставлен с музминским СПК позднего олигоцена Северного Сахалина [1], с СПК гастелловской свиты олигоцена Южного Сахалина (Макаровский район) [28] – по доминированию голосеменных растений (*Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Podocarpus*), относительно повышенному количеству спор (особенно сем. *Polypodiaceae*) и сходству состава пыльцы широколиственных пород (преобладание сем. *Juglandaceae*, *Ulmaceae*, *Fagaceae*).

Таким образом, по сопоставлению с палинокомплексами территорий, находящихся в относительной близости к изученному району, можно предположить позднеолигоценовый возраст этих отложений. В некоторых образцах отмечены единичные остатки морских диатомей плохой сохранности и спикулы губок, указывающие на морской генезис рассматриваемых осадков.

Плиоцен–плейстоценовый комплекс

Плиоцен–плейстоценовые отложения имеют более широкое распространение и установлены на северном плато хребта (ст. 12, 13) и в грабене Буссоль (ст. 32)

Они представлены туфогенными породами. На станциях 12 и 13 (глубина 1800–1600 м), выполненных в западном борту узкого каньона, подняты глыбы (15×15×15 см) и обломки *диатомовых туффитов*, *туфодиатомитов*, *туфопесчаников*, а также *туфоалевролитов* и *туфоалевроаргиллитов*. В породах часто наблюдаются полости округлой формы диаметром 2–4 мм – следы жизнедеятельности илоедов в мягком обводненном осадке. Пирокластический материал представлен вулканическим стеклом и эффузивами основного-среднего состава, а осадочный материал – в основном панцирями диатомей и небольшим количеством глинистого вещества. В более крупнозернистых разновидностях, по всей вероятности, преобладает переотложенный вулканогенный

материал. Обломочный материал во всех разновидностях примерно одинаков, преобладают плагиоклаз и обломки эффузивов, реже присутствуют пироксены, биотит, кварц, амфибол, глауконит. В проливе Буссоль на станции 32 (глубина 2900–2700 м) подняты туфодиатомиты и туффиты, аналогичные вышеописанным (ст. 12 и 13).

Наиболее древний комплекс диатомей обнаружен в туфопесчаниках (обр. 13-2а). Он не содержит зональные виды, но состав диатомей в целом позволяет условно отнести их к подзоне *Thalassiosira oestrupii* (5.5–3.9/3.5 млн лет) раннего плиоцена. В этом комплексе отмечены переотложенные диатомей позднеолигоцен–раннемиоценового возраста, что указывает на размыв нижележащих отложений.

В туфоалевроаргиллитах и туфопесчаниках (ст. 12), поднятых в одной глыбе, установлены комплексы диатомей зоны *Neodenticula koizumii* (2.7/2.6–2.0 млн лет) позднего плиоцена. Выделенные разновозрастные комплексы диатомей характеризуются разным экологическим составом: в комплексе из туфопесчаника преобладают неритические и бентические, а в комплексе из туфоалевроаргиллита – океанические виды. Предполагается, что мелководный комплекс диатомей образовался в результате транспортировки материала с мелководья, о чем свидетельствует грубозернистость осадка. Такие осадки могли сформироваться из мутьевого потока, спровоцированного гравитационными процессами или землетрясениями.

В диатомовых туффитах и туфопесчаниках установлен комплекс диатомей зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет) позднего плиоцена–раннего плейстоцена. В диатомовых глинах и туффитах грабена Буссоль (ст. 32) установлен комплекс зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет). Как и в аналогичных комплексах из осадков северного плато (станции 12 и 13), в нем наблюдается резкое преобладание океанических видов, что указывает на глубоководные условия формирования вмещающих осадков. Силикофлагелляты в этих осадках единичны и представлены видами *Distephanus polyactis* (Ehrenberg) Deflandre, *D. speculum speculum* (Ehrenberg) Gleser.

Магматические породы

Вулканические породы обнаружены на ряде станций драгирования (14, 17, 19, 20, 22–26, 37), на всех изученных полигонах, а граниты только на полигоне Витязь (станции 17, 19) (рис. 1). Магматические породы подразделяются на позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценовый, миоценовый и плиоцен–плейстоценовый комплексы.

Позднемеловой вулкано-плутонический комплекс

Породы этого комплекса подняты с северо-западного склона северного плато хребта Витязя (ст. 17). К этому же комплексу отнесены риолиты полигона Буссоль (ст. 37) и гранит-порфиры станции 19 (глубина 1900 м).

Биотит-роговообманковые дациты (ст. 17) – порфировые породы, состоящие из вкрапленников (30–35 %) плагиоклаза – An_{42} , роговой обманки и биотита, окруженных микропоякилитовой кварц-полевошпатовой основной массой. Акцессорные минералы (до 3–5 %): титаномагнетит, лейкоксен, апатит и циркон.

Риолиты состоят из андезина и олигоклаза (40–45 %), калишпата (30–35 %), кварца (20 %) и акцессорных минералов: лейкоксена – 7 %, апатита, топаза и монацита. Вкрапленники (25–30 %), размером от 0.8 до 2.5 мм, представлены плагиоклазом, калишпатом и кварцем. Основная масса – сферолитовая, вариолитовая кварц-полевошпатового состава.

Биотит-роговообманковые гранит-порфиры – массивные породы с порфировыми выделениями (40–45 %) размером 3–6 мм, которые представлены кристаллами олигоклаза (25–30 %), зернами калиевого полевого шпата (10–15 %), кварца (20–25 %), биотита (до 7 %) и роговой обманки. Микрогранитовая основная масса сложена олигоклазом, кварцем, калишпатом и биотитом.

Позднемеловые вулканы хребта Витязя аналогичны породам позднемелового дацит-риолитового комплекса возвышенностей внутренней части Охотского моря [6]. Кроме того, радиоизотопная дата, полученная для малоглубинных гранитов, выделенных в составе этого комплекса, служит дополнительным основанием для обоснования его возраста (табл. 1, проба Lv-37-19-3).

Эоценовый вулканический комплекс

Породы комплекса развиты на северо-западном склоне северного плато хребта Витязя и представлены туфами андезитов, игнимбридами умеренно кислого состава (ст. 14, 17) и гранит-порфирами (ст. 17) (табл. 1, пробы Lv-37-14-4, Lv-37-17-11, Lv-37-17-8).

Псефо-псаммитовые кристаллолитокластические туфы андезибазальтов (ст. 14) состоят из обломков (60–80 %), размером от 0.8 до 6 мм, преимущественно андезитов (45 %), реже (10 %) базальтов, а также плагиоклазов (15 %), клинопироксена (5%), ортопироксена 5 %, бурой роговой обманки, магнетита (8–10 %) и апатита. Связующая масса – распыленный буроватый вулканический пепел.

Игнимбриды умеренно кислого состава (ст. 17) состоят из обломков (15 %) размером 0.4–2.5 мм зо-

нального плагиоклаза (An_{52}) – 10–12 %, дацитов и андезитов. Связующая масса – спекшиеся частицы свежего вулканического стекла. Отмечаются фьямме размером 0.8–4 мм. Структура игнимбритовая, текстура псевдофлюидальная.

Биотит-роговообманковые гранит-порфиры сходны с позднемеловыми гранитами, отличаясь от них меньшим количеством вкрапленников (до 30 %), сложенных также кристаллами плагиоклаза (25–30 %), зернами калиевого полевого шпата (20–25 %), кварца (20–25 %), биотита (до 8 %) и роговой обманки, более основным плагиоклазом – андезином и микропегматитовой структурой основной массы.

Позднеолигоценовый вулканический комплекс

Комплекс представлен туфоловами трахитов, туфами трахитов и риолитов, а также спекшимися туфами трахириолитов. Все они обнаружены на северо-западном склоне северного плато хребта Витязя (ст. 17, 20, 23-24, интервал глубин 1900–1800 м) (табл. 1, проба Lv-37-24-2).

Туфолавы трахитов (ст. 24). Обломки, размером от 0.5 до 2.5 мм, составляют 20 % и представлены трахитами, реже базальтами, риолитами, кислым плагиоклазом, кварцем. Связующий субстрат (до 70–80 %) – лава трахитов, состоящая из микролитов или лейст альбита и калишпата и буроватого вулканического стекла. Структура кристаллолитокластическая, трахитоидная. Текстура флюидальная.

Алевритовые кристаллолитокластические туфы трахитов (ст. 20, 23). Обломки, размером от 0.3 до 2.5 мм, составляют 40 % объема породы и представлены трахитами (15–20 %), кислым плагиоклазом и калишпатом (10–15 %), кварцем (5 %), роговой обманкой и темноцветными минералами, полностью замещенными боулингом. Структура алевритовая кристаллолитокластическая, основная масса пелитовая.

Трахириолиты (ст. 23) – миндалекаменные, порфировые породы с флюидальной текстурой, сложенные альбитом (40–45 %), калишпатом (30–35 %), клинопироксеном (10 %) и ортопироксеном (5–7 %). Вкрапленники (30–35 %) размером 0.7–4 мм представлены альбитом, калишпатом, орто- и клинопироксенами. Трахитоидная основная масса сложена лейстами альбита и калишпата.

Спекшиеся псаммитовые витрокристаллолитокластические туфы трахириолитов (ст. 17) состоят из обломков (35–40 %) размером от 0.3 до 3 мм кварца (10–15 %), плагиоклаза An_{35} (10 %), биотита (10 %), роговой обманки (2–3 %) и акцессорных магнетита (3–5 %), циркона, апатита, турмалина. Связующая масса – частицы вулканического стекла причудливой

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) элементов в магматических породах.

Номера проб/ элементы	37-19-3	37-14-4	37-17-11	37-17-8	37-24-2	37-37-6	37-25-1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	72.94	55.92	74.96	63.92	57.00	58.32	52.2
TiO ₂	0.19	0.89	0.19	0.29	0.59	0.99	0.81
Al ₂ O ₃	14.35	16.17	12.89	14.79	16.31	16.43	18.20
Fe ₂ O ₃	1.18	4.84	0.94	2.44	3.19	4.96	3.01
FeO	0.98	4.27	0.98	2.41	4.30	3.64	6.30
MnO	0.05	0.15	0.04	0.035	0.05	0.17	0.20
MgO	0.44	4.72	0.18	1.48	4.47	3.29	4.81
CaO	0.92	4.09	0.92	1.77	1.86	6.47	9.37
Na ₂ O	4.20	3.57	3.63	3.81	4.90	3.14	3.57
K ₂ O	3.89	1.59	4.71	4.00	2.53	0.80	0.38
P ₂ O ₅	0.03	0.40	0.05	0.068	0.03	0.20	0.083
п.п.п.	0.41	3.00	0.11	4.87	4.48	1.73	0.69
Сумма	99.58	99.61	99.60	99.88	99.71	100.14	99.62
H ₂ O	0.05	0.45	0.05	-	-	0.76	0.05

Примечание. Номера проб отвечают таблице 1. Анализы выполнены методом “мокрой химии” в Центральной лаборатории Приморгеологии.

формы. Структура псаммитовая витрокристаллокластическая. Текстура псевдофлюидальная.

Псаммитовые витрокристаллокластические туфы риолитов (ст. 17) сложены обломками (40–45 %) плагиоклаза An₃₈ (15–20 %), кварца (10–15 %), биотита (5–10 %) и роговой обманки (1–2 %). Связующая масса – вулканическое стекло. Структура породы псаммитовая витрокристаллокластическая, переходящая в микрогранобластовую.

Миоценовый вулканический комплекс

На юго-восточном склоне южного плато хребта Витязя с глубины 1950 м (полигон Буссоль, ст. 37) поднята глыба андезита. На основании радиоизотопного возраста (табл. 1, проба Lv-37-37-6) он отнесен к миоценовому комплексу.

Двупироксен-плагиоклазовые андезиты – массивные обильно-, сериальнопорфировые породы, состоящие из плагиоклаза An₆₀ (40–45 %), клинопироксена (20–25 %), ортопироксена (10–15 %), вулканического стекла (5–15 %) и магнетита (3–5 %). Вкрапленники (от 0.3 до 3 мм) в количестве 35–45 % представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном и магнетитом, погружены в толеитовую или гиалопилитовую основную массу.

Плиоцен-плейстоценовый вулканический комплекс

С вулканических построек северо-западной части полигона Диана (ст. 25, глубина 1870 м) подняты базальты, которые на основании радиоизотопного возраста (табл. 1, проба Lv-37-25-1) отнесены к этому комплексу.

Оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты – массивные породы с гломеропорфировой структурой и толеитовой основной массой. Они состоят из плагиоклаза An₆₅ (30–35 %), клинопироксена

(титанавгита) – 25–30 %, оливина (хризолита) – 15 %, вулканического стекла (10 %) и магнетита (6 %). Вкрапленники (35 %) размером 1–4 мм представлены оливином, плагиоклазом и клинопироксеном, а основная масса сложена лейстами плагиоклаза, в интерстициях которых развиты зерна клинопироксена, магнетита и свежее вулканическое стекло.

На полигоне Витязь на ряде станций подняты свежие базальты и андезиты, которые по составу близки к вулканикам полигона Диана и также отнесены нами к плиоцен-плейстоценовому комплексу.

Клинопироксен-плагиоклазовые базальты (ст. 17) – пористые породы с гиалопилитовой основной массой, сложенные зональным плагиоклазом (An₆₆) – 35–40 %, клинопироксеном (авгитом) (10–15 %), которые образуют вкрапленники (45–50 %) размером от 0.4 до 2 мм, вулканическим стеклом (25–30 %) и магнетитом (1–3 %). Основная масса – свежее вулканическое стекло и редкие микролиты плагиоклаза.

Кластолавы клинопироксен-плагиоклазовых андезитов (ст. 22). Они сложены обломками (40%) угловатой формы (0.3–2 мм) плагиоклаза (An₅₅) – 20–25 %, клинопироксена (10–15%) и магнетита (10%). Цементирующим субстратом является свежее вулканическое стекло с редкими микролитами плагиоклаза. Структура породы в целом – кристаллокластическая, цементирующей массы – гиалиновая. Текстура массивная.

Амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты (ст. 19, глубина 1900 м) – пористые гломеропорфировые породы. Вкрапленники (45 %, размером от 0.5 до 3.5 мм) в них представлены зональным плагиоклазом An₆₂ (20–25 %), авгитом (10 %), гиперстеном (8–10 %), роговой обманкой (3–5 %), магнетитом (5 %), а гиалопилитовая основная состоит из свежего

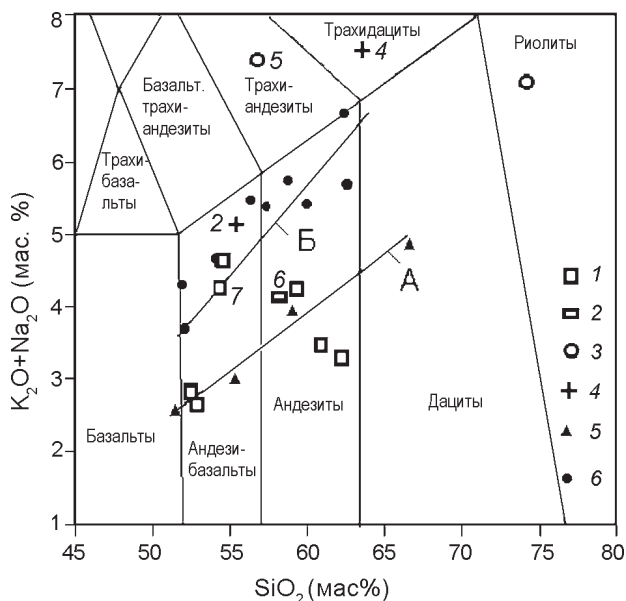


Рис. 2. Диаграмма “щелочи–кремнезем” [29] для кайнозойских вулканических пород.

Вулканисты: 1–4 – хребта Витязя: 1 – плиоцен-плейстоценовые, 2 – миоценовые, 3 – олигоценые, 4 – эоценовые. Номера точек на рисунке (курсивом) отвечают номерам проб в табл. 2. Точки без номеров: 1–4 – хребта Витязя [11], 5 – фронтальной зоны Курильской островной дуги [16], 6 – Курильской котловины [6]. Прямыми линиями обозначены тренды вулканистов: А – фронтальной зоны Курильской островной дуги [16], Б – Курильской котловины [6].

вулканического стекла и редких микролитов плагиоклаза.

Петрогеохимическая характеристика пород

Детальная петрогеохимическая характеристика вулканистов приведена в статье [11]. Здесь кратко остановимся на результатах геохимических исследований магматических пород. Их химический состав приведен в таблице 2. Плиоцен-плейстоценовые вулканисты представлены базальтами и андезитами, которые характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 (16.68–18.20 %), CaO (6.34–9.37 %), средним содержанием суммарной щелочности (2.09–4.61 %) с преобладанием Na_2O над K_2O , низким уровнем TiO_2 (менее 1.0 %) и K_2O (0.32–0.90 %, табл. 2, проба 7). Все эти особенности позволяют отнести их к высокоглиноземистым, высокоизвестковистым, умереннокалиевым образованиям вулканических серий нормальной щелочности. На диаграмме “щелочи–кремнезем” точки составов этих пород располагаются вдоль тренда вулканистов центральной части фронтальной зоны Курильской дуги (рис. 2). Они характеризуются умеренными или повышенными кон-

центрациями Rb (от 3.80 до 25.05 г/т) и Sr (266.59–739.06 г/т).

Более щелочные позднеолигоценые породы (табл. 2, проба 5) отличаются более высокими содержаниями Rb (от 29.9 до 153.84 г/т) и низкими – Sr (151.23–572.94 г/т). Они характеризуются повышенными концентрациями легких редкоземельных элементов (LREE), слабо фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов (REE) и низкими отношениями La/Sm и La/Yb, нормированных к хондритовому стандарту, которые составляют 1.91–3.54 и 3.48–8.60, соответственно. По своей геохимической специализации они сходны с позднеолигоцен-раннемиоценовым трахиандезитовым комплексом Японского моря [10]. Плиоцен-плейстоценовым вулканистам также свойственны слабо фракционированное распределение REE, повышенные концентрации LREE, но значения их ниже по сравнению с позднеолигоценными породами, более низкие значения и отношений La/Sm (0.82–2.23) и La/Yb (0.83–3.19).

Породам всех комплексов свойственна пониженная концентрация элементов группы железа (Co, Cr, Ni). Ni/Co отношение в них меньше 1.5, что свойственно вулканистам островных дуг [12].

Гранит-порфиры слагают, вероятно, небольшие интрузии в составе позднемелового и эоценового вулканогенных комплексов. По химическому составу они отвечают субщелочным лейкогранитам с суммарным содержанием щелочей более 8 % (табл. 2, пробы 1, 3). По содержанию K_2O и его отношению к SiO_2 они относятся к вулcano-интрузивной ассоциации пород калиевого типа [20] и характеризуются высоким K/Rb отношением. Граниты обогащены LREE, что сближает их с эоценовыми и позднеолигоценными вулканистами. По содержанию и характеру распределения основных рассеянных элементов они также аналогичны вулканистам, несколько отличаются от последних более высокими значениями отношений La/Sm (4.03–4.28) и La/Yb (9.29–9.63).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате геологических исследований, выполненных в пределах хребта Витязя, установлено несколько разновозрастных комплексов пород, которые отражают этапы развития этой структуры.

Вулканисты позднемелового комплекса являются составной частью позднемелового–раннепалеогенового разреза вулканогенно-терригенных образований фундамента хребта. Возраст радиоляриевой ассоциации и вмещающих вулканогенно-кремнистых пород устанавливается в пределах позднего кампана–начала раннего палеоцена.

Ранее на траверзе южной оконечности о. Симушир, из приосевой части Курило-Камчатского желоба с глубины 9400 м были подняты тонкослоистые кремнистые породы, содержащие немногочисленные радиолярии. По заключению Л.Б. Тихомировой, комплекс радиолярий позволяет предполагать поздне-мезозойский (скорее всего меловой) возраст вмещающих пород, которые, вероятно, слагают нижнюю часть разреза литифицированной осадочной толщи [2, 3]. Наши исследования подтвердили предполагаемое присутствие меловых кремнистых пород в фундаменте хребта Витязя.

Аналогом вулканогенно-кремнистых пород хребта Витязя являются породы малокурильской свиты о-ва Шикотан [17], представленные переслаиванием кремнистых алевроаргиллитов и туфов. Сходство наблюдается в типах и мощности слоев переслаивающихся пород, соотношении их объемов (алевроаргиллиты значительно преобладают над туфами) и их позднемеловом возрасте. Преобладающий пелитовый размер обломков, ритмичный характер переслаивания отложений вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса может свидетельствовать о формировании осадков в относительно спокойной тектонической обстановке в условиях регулярного проявления эксплозивной вулканической деятельности.

Нерасчлененные палеогеновые (палеоцен-эоцен?) отложения представлены вулканотерригенными литифицированными породами. Для них характерно отсутствие слоистости, грубообломочный состав, слабая степень дезинтеграции, плохая сортировка, наличие детрита растений, красноцветный облик конгломератов. Все это может говорить о мелководных, прибрежных условиях их образования и незначительной транспортировке обломочного материала от источников питания. Наличие игнимбритов и спекшихся туфов в составе эоценового и позднеолигоценового вулканических комплексов также свидетельствует об их формировании в субаэральных условиях. Породы грубообломочного вулканотерригенного комплекса вместе с этими вулканитами могут рассматриваться как единый палеогеновый пирокластически-осадочный субаэрально-мелководный комплекс.

Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла являются смешанными вулканогенно-осадочными. Осадочный материал представлен панцирями диатомей и небольшим количеством глинистого вещества. Присутствие вулканогенного материала в виде необработанных пирокластических тонкозернистых обломков может говорить о синхронности вулканических извержений осадконакоплению. От-

сутствие терригенного обломочного материала свидетельствует об удаленности от материковой суши. Доминирование в нижнеолигоценовых осадках комплексов диатомей неритических видов свидетельствуют о накоплении их в шельфовых условиях, а нахождение этих осадков в настоящее время в интервале глубин 1900–2200 м указывает на значительное погружение подводного хребта Витязя с олигоцена. В позднеолигоцен-раннемиоценовое время в изученном районе южного плато осадконакопление происходило, вероятно, в более мористых, преимущественно батинальных условиях. А на северном плато хребта, в осадках которого установлен спорово-пыльцевой комплекс умеренно-теплолюбивой растительности, осадконакопление происходило, вероятно, в мелководных морских условиях вблизи бережий.

В верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях наблюдается резкое преобладание океанических видов диатомей, что может указывать на глубоководные (сходные с современными) условия формирования вмещающих их осадков.

Ранее в кайнозойских отложениях подводной долины (грабен) Буссоль было выделено три толщи: олигоцен-нижнемиоценовая, среднемиоценовая и верхнемиоцен-нижнеплиоценовая [2]. Здесь же обнаружены отложения позднего плиоцена–раннего плейстоцена. Возраст толщ установлен на основе диатомового и спорово-пыльцевого анализов. Нами установлено только два комплекса пород – олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый, возраст которых доказан микропалеонтологически.

Плиоцен-плейстоценовые вулканиты присутствовали в сборах драг в пределах полигонов Витязя и Диана. На полигоне Диана были подняты андезиты с возрастом 1.6 млн лет. Полученные результаты, совместно с данными по рельефу и аномальному магнитному полю, свидетельствует о том, что эти горы являются вулканическими постройками. Подводные вулканы полигона Диана расположены на расстоянии до 50 км мористее вулканического фронта. Такая удаленность подводных построек от вулканического фронта, вероятно, обусловлена специфическим строением этой части островной дуги. В рейсе было установлено, что данная область формировалась в условиях растяжения и разбита многочисленными разломами [8, 9]. Эти разломы и являются подводными каналами для вулканических построек полигона Диана. Обнаружение молодых вулканитов является важным событием, подтверждающим результаты геофизических исследований о сейсмической активности изученного участка приостровного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба [8].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В морфоструктурном плане район исследований располагается между Курильскими островами и Курило-Камчатским глубоководным желобом и включает в себя приостровной борт желоба, подводный хребет Витязя, который рассматривается в качестве внешней, невулканической дуги в общей системе дуга-желоб, и междуговой прогиб, обособляющий хребет Витязя от Курильских островов [8]. При выполнении драгирования были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол хребта, которые подразделяются на несколько возрастных комплексов: магматические породы – на позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы, вулканогенно-осадочные породы – на позднемеловой-раннепалеоценовый (поздний кампан-дат) комплекс фундамента и палеогеновый нерасчлененный (палеоцен-эоцен?), олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы осадочного чехла.

Вулканиды позднемелового комплекса являются составной частью позднемелового-раннепалеогенового разреза вулканогенно-терригенного комплекса фундамента хребта Витязя. Формирование этого комплекса происходило в относительно спокойной тектонической обстановке в условиях регулярного проявления эксплозивной вулканической деятельности.

Породы грубообломочного вулканотерригенного палеогенового нерасчлененного комплекса вместе с вулканитами эоценового и позднеолигоценного вулканических комплексов могут рассматриваться как единый палеогеновый пирокластическо-осадочный субэарально-мелководный комплекс.

Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла представляют собой смешанные вулканогенно-осадочные образования, которые в олигоцен-раннем миоцене формировались преимущественно в шельфовых условиях, а в плиоцен-плейстоценовое время – в батинальных.

Все изученные магматические породы обладают многими общими геохимическими особенностями и относятся к образованиям известково-щелочной серии островных дуг, а плиоцен-плейстоценовые вулканогенные породы сходны с вулканитами фронтальной зоны Курило-Камчатской дуги. Каждый из этих комплексов отражает этап развития подводного хребта Витязя и по времени совпадает с этапами развития в других частях зоны перехода континент-океан, что указывает на единство тектонических процессов, формирующих эту зону.

Полученные нами данные о наличии молодых вулканидов в пределах хребта Витязя принципиально меняют ранее существовавшее представление о нем как о невулканической дуге в общей системе Курило-Камчатская дуга-желоб.

Программа экспедиции финансировалась Министерством образования и науки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект №06-05-96108), ДВО РАН (проекты №06-III-A-07-258, №06-III-A-07-270, интегрированные с СО РАН проекты №06-II-SO-07-027, №6.2) и ФЦП “Мировой океан”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брутман Н.Я. О стратиграфическом положении палинокомплексов кайнозойских отложений Северного Сахалина // Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 140–150.
2. Васильев Б.И., Суворов А.А. Геологическое строение района подводной долины Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 58–68.
3. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
4. Вишневская В.С. Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингоморского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 189–217.
5. Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 50–64.
6. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 145 с.
7. Казинцова Л.И. Радиолярии альба-маастрихта Западного Сахалина // XI семинар по радиоляриям “Радиоляриология на рубеже тысячелетий: итоги и перспективы”. СПб. М.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 31–32.
8. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. др. О структурно-геологической характеристике “сейсмической брешы” в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
9. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И. и др. Центральная-Курильская “брешь”: строение и сейсмический потенциал // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1–4.
10. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканиды дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71–77.
11. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология (в печати).
12. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
13. Палечек Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевых анализов): Авто-

- реф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 25 с.
14. Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 57–74.
 15. Палечек Т.Н., Терехов Е.П. Радиоляриевый анализ отложений малокурильской свиты острова Шикотан. Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы конференции, посвящ. памяти Л.М. Парфенова, Хабаровск, 11–16 июня 2007 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 263–265.
 16. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг / Под ред. К.Ф. Сергеева. М.: Наука, 1987. 236 с.
 17. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
 18. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 92–105.
 19. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.Н. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 88–96.
 20. Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
 21. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
 22. Bukry D. Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maastrichtian to Quaternary marine sediment // SEMP Special Publication. 1981. N. 32. P. 433–444.
 23. Dumitrica P. Paleocene Radiolaria // Init. Rep. DSDP, 1973. V. 21. P. 787–817.
 24. Gladenkov A.Yu. A new lower Oligocene zone for the North Pacific Diatom scale // Proc. of the 14th Intern. Diatom Symposium, Tokyo, Japan, 1996. Koenigstein, Germany: Koeltz Sci. Books, 1999. P. 581–590.
 25. Hollis C.J. Cretaceous-Paleocene Radiolaria from Eastern Marlborough, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences. Monograph. 17, 1997. 152 p.
 26. Hollis C.J., Kimura K. A Unified Radiolarian Zonation for the Late Cretaceous and Paleocene of Japan // Micropaleontology. 2001. V. 47, N. 3. P. 235–255.
 27. Kafanov A.I. Recent and fossil Clinocardiinae (Bivalvia Cardiidae) of the World. 1. General part // Bulletin of Mizunami Fossil Museum. 1998. N 25. P. 1–28.
 28. Kurita H., Obuse A., Ogasawara K. et al. Oligocene-Middle Miocene palynostratigraphy (Dinoflagellate cysts and pollen) in Sakhalin Island, Far East Russia, and its implications for geochronology and paleoenvironments // Journal of Geography. 2000. V. 109 (2). P. 187–202 (in Japanese).
 29. Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.
 30. Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence. California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. Publ. 1976. N 2. P. 1–95.
 31. Yanagisawa Yu., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104, N 6. P. 395–414.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

Ye.P. Lelikov, I.B. Tsoy, T.A. Yemelyanova, Ye.P. Terekhov, N.G. Vaschenkova, N.K. Vagina, O.L. Smirnova, V.D. Khudik

Geological structure of the submarine Vityaz Ridge within the “Seismic Gap” area (Pacific slope of the Kuril Island Arc)

Results of geological research conducted by POI FEB RAS and IO RAS on the submarine Vityaz Ridge during Cruise 37 of RV “Akademik M.A. Lavrentyev” in 2005 are presented. Various rocks making up the basement and sedimentary cover of the ridge on 3 test sites were collected by dredging. Based on isotope age determinations, petrogeochemical, petrographical and paleontological data, and comparison of the collected rocks with formations of adjacent land and the Okhotsk Sea floor, their division into several age complexes was accomplished: magmatic rocks, into Late Cretaceous, Eocene, Late Oligocene, Miocene, and Pliocene-Pleistocene complexes; volcanogenic sedimentary deposits, into Late Cretaceous - Early Paleocene (Late Campanian-Danian) complex, Paleogene undivided (Paleocene-Eocene?), and Oligocene-Early Miocene, and Pliocene-Pleistocene complex. The age determinations and conditions of formation of the distinguished complexes allowed reconstruction of the geological evolution of the Pacific slope central part of the Kuril Island Arc.

Key words: sedimentary, magmatic rocks, Late Cretaceous–Cenozoic, radiolarians, diatoms, silicoflagellates, spore-and-pollen flora, submarine Vityaz Ridge, Kuril Island Arc.