

**ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СМЕНА ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ КАЙНОЗОЙСКИХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОГО САХАЛИНА**

С.В. Рассказов*, **О.А. Мельников****, **А.В. Рыбин****, **В.А. Гурьянов****,
Т.А. Ясныгина*, **И.С. Брандт***, **С.Б. Брандт***, **Е.В. Саранина***,
М.Н. Масловская*, **Н.Н. Фефелов***, **А.Э. Жаров*****

**Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

****ОАО Дальморнефтегеофизика, г. Южно-Сахалинск*

В вулканических породах среднего и позднего кайнозоя западного побережья Южного Сахалина, датированных К-Аг методом, изучены вариации петрогенных оксидов и микроэлементов (метод ICP MS), измерены изотопные отношения стронция. Выделены Чеховская и Лесогорская зоны с разным составом магматических источников. Вулканический материал Чеховской зоны содержал субдукционный компонент с высокими отношениями К/Nb, Ва/La, низкими Nb/U, Nb/La, Се/Pb. В интервале 31–26 млн лет назад поступал обедненный мантийный материал с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7036–0,7040, а во временном интервале 21–17 млн лет назад – материал с более низким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7030–0,7038. Вулканические породы Лесогорской зоны представляли собой выплавки из мантии без какой-либо примеси субдукционного компонента. Обедненные мантийные выплавки с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7040 появлялись в среднем миоцене (~16 млн лет назад), а более обогащенные с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7044–0,7050 – на границе среднего и позднего миоцена (12–11 млн лет назад) и в начале плиоцена (5–4 млн лет назад). Чеховская зона заложилась на гетерогенном субстрате, включающем меловые вулканические островодужные комплексы, а Лесогорская зона – на меловом Западно-Сахалинском турбидитовом прогибе, где вулканические комплексы островодужного типа отсутствовали.

Ключевые слова: кайнозой, вулканические породы, микроэлементы, изотопы Sr, К-Аг датирование, Сахалин

ВВЕДЕНИЕ

Остров Сахалин занимает особое положение в зоне перехода между Азией и Тихим океаном. Он был отделен Татарским проливом от континента в результате кайнозойского растяжения коры. Между островами Сахалин и Хоккайдо уверенно протягиваются сходные мезозойские и кайнозойские формации [8, 9, 15 и др.]. Однако, если в настоящее время на Хоккайдо сочленяются действующие островные вулканические дуги Северо-Восточного Хонсю и Больших Курильских островов, то Сахалин располагается в тылу области сочленения. К Южному Сахалину протягивается зона глубокофокусных землетрясений (рис. 1).

Вулканические породы различных стратиграфических подразделений кайнозоя Юго-Западного Сахалина представлены базальтами, андезитами и дацитами. Петрографические и петрохимические дан-

ные по породам приведены в работах [2, 3, 10, 17–20, 27–29 и др.]. Имеется спектр К-Аг датировок пород от эоцена до начала плиоцена [34, 36, 39, 42]. В районе м. Ламанон, между Красногорском и Лесогорском, для пяти образцов вулканических пород получена более полная информация о возрасте, содержании петрогенных, малых элементов и вариациях изотопных отношений стронция, неодима [39]. Породы были подразделены на две группы. Группа из трех образцов сопоставлялась с обогащенными базальтами срединных океанических хребтов (E-MORB) и базальтами задуговых бассейнов (BABV), подчеркивалось ее отличие от базальтов четвертичных вулканических пород островной дуги Северо-Восточного Хонсю по обогащению Nb. Группа из двух образцов с повышенными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70492–0,70579 при $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,512944–0,512748 отнесена к измененным породам. В более поздней работе [35] приведены данные по изотопному составу неодима и стронция еще

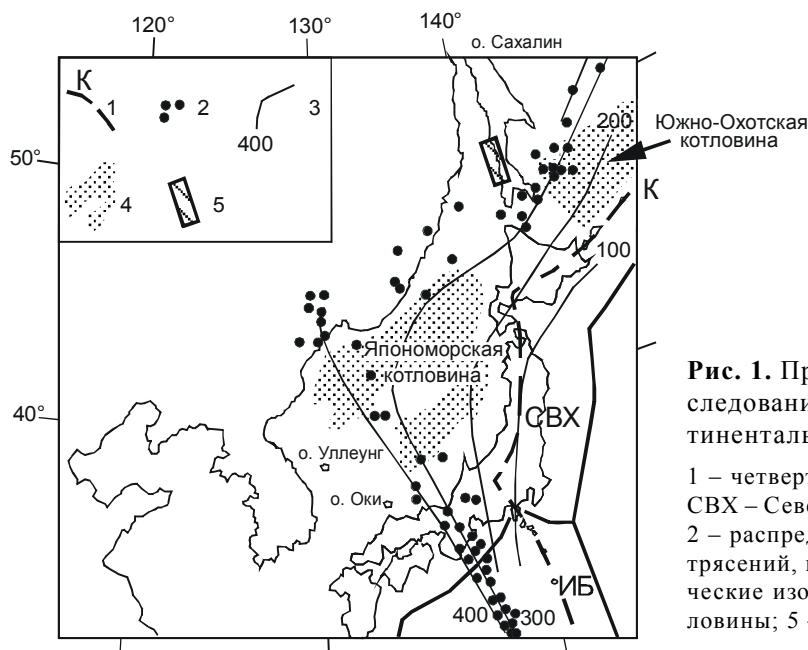


Рис. 1. Пространственное соотношение района исследований о. Сахалин с островными дугами и континентальной окраиной Азии.

1 – четвертичные вулканические дуги (К – Курильская, СВХ – Северо-Восточного Хонсю, ИБ – Идзу-Бонинская; 2 – распределение эпицентров глубокофокусных землетрясений, интервал глубин 300–650 км [26]; 3 – сейсмические изобаты [24]; 4 – глубоководные задуговые котловины; 5 – район исследований (см. рис. 2А).

одного образца базальта (обр. S-11), отобранного в районе г. Чехов. Он сходен с группой обедненных базальтов Сихотэ-Алиня, обладающих низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7033–0,7036) и высоким $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5129–0,51295). Обращалось внимание на низкое Zr/Y (1–2,5) этой группы пород по сравнению с другими кайнозойскими лавами Сихотэ-Алиня, имеющими Zr/Y – 3–10. Пока остается неясным, отражают ли обедненные изотопные характеристики и низкое Zr/Y образца S-11 специфику магматизма района г. Чехов, или эта специфика в целом свойственна магматизму кайнозоя всего Южного Сахалина.

В настоящей работе выполнено опробование вулканических и субвулканических пород западного побережья острова между пос. Лесогорск на севере и г. Холмск на юге на расстоянии 270 км (рис. 2, табл. 1), сделаны новые К-Аг измерения возраста пород, определены временные вариации петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов стронция. Петрогенные оксиды определялись “мокрой химией” в аналитическом центре Института земной коры СО РАН. Остальные аналитические исследования проводились в лаборатории изотопии и геохронологии Института. Методика К-Аг датирования охарактеризована в работе [12]. Концентрации калия в пробах определялись пламенной фотометрией как среднее трех аликвот с погрешностью около 2%. Концентрации радиогенного аргона измерялись на масс-спектрометре МИ 1201, модифицированном для одновременного измерения масс аргона 40 и 36. Изотопный анализ стронция и определения его концентраций методом изотопного разбавления проводились на

масс-спектрометре Finnigan MAT 262, принадлежащем Центру коллективного пользования. Концентрации рубидия определялись методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ 1201ТМ. Измерения концентраций микроэлементов проводились методом ICP-MS на масс-спектрометре VG Plasma Quad II+ Центра коллективного пользования. Подробности методик лабораторной подготовки проб и их масс-спектрометрического анализа приведены в работе [13].

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД, РЕЗУЛЬТАТЫ К-АГ ДАТИРОВАНИЯ

В позднем палеогене и неогене вулканическая деятельность в западной части Южного Сахалина проявилась синхронно с накоплением аракайской, холмской, невелинской, чеховской, курасийской и маруямской свит [3, 7, 18, 19]. Новыми палеонтологическими данными возраст свит продолжает уточняться [14, 23, 25]. В настоящее время аракайская свита Юго-Западного Сахалина относится к верхнему эоцену–олигоцену, холмская – к верхнему олигоцену–нижнему миоцену, невелинская и чеховская – к нижнему миоцену, курасийская – к среднему–верхнему миоцену, а маруямская – к верхнему миоцену–эоплейстоцену. Венчающие кайнозойский разрез отложения маруямской свиты – грубообломочные на суше до глинисто-диатомовых на прилегающем шельфе – обозначают сахалинскую фазу складчатости, пик которой приходится на поздний плиоцен и четвертичное время [7].

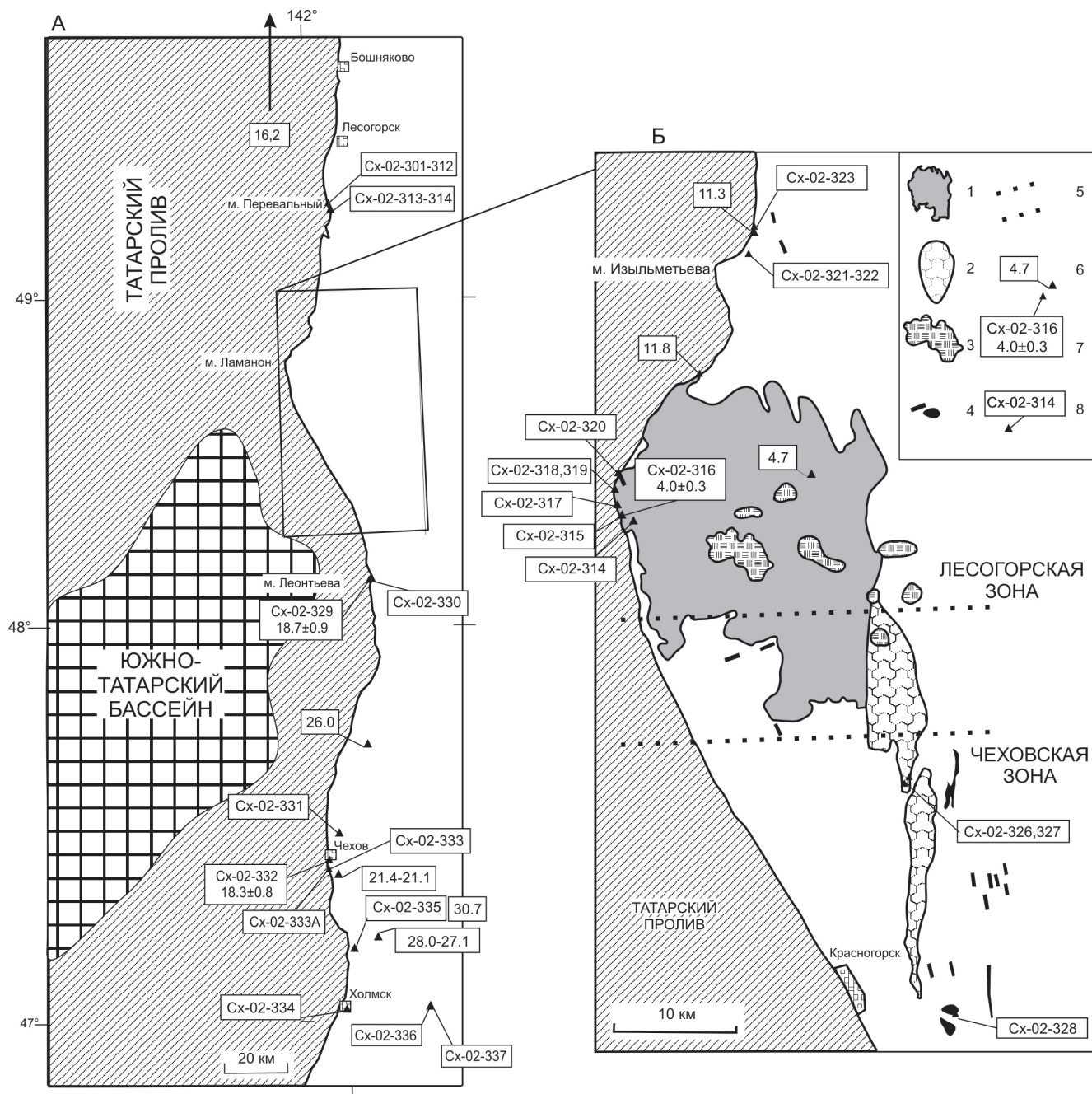


Рис. 2. Схема отбора образцов на западном побережье о. Сахалин (А). На врезке Б показана более детальная схема опробования вулканических пород в районе г. Красногорска с геологической основой из работ [17, 34].

1 – орловская толща; 2 – чеховская свита; 3 – дацит-риолитовые экструзии; 4 – субвулканические тела различного возраста (штоки, дайки, силлы); 5 – пограничная территория Лесогорской и Чеховской зон; 6 – местоположение образцов с имевшимися прежде К-Аг датировками, млн лет (см. текст); 7 – номера и местоположение образцов с новыми К-Аг датировками млн лет (табл. 2) и микроэлементными данными (табл. 3); 8 – номера и местоположение образцов с микроэлементными данными (табл. 3).

Д.Ф. Семеновым [19] кайнозойские магматические формации Западного Сахалина объединены в плутонический неогеновый кринанит-эссекситовый комплекс и три вулканических формационных комплекса: олигоценый–нижнемиоценовый, средне-

миоценовый–нижнеплиоценовый и плиоценовый–плейстоценовый. В нижнем комплексе выделялась андезибазальтовая формация в составе аракайской, чеховской и хойнджинской свит. В среднем комплексе различались две формации: трахиандезитовая

Таблица 1. Список изученных образцов кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина.

№ образца Сх-02-	Порода	Геологическое тело	Положение в разрезе, возраст	Координаты	Географическая привязка
ЛЕСОГОРСКАЯ ЗОНА					
301-312	Эссексит с жилами трахитов	Силл	Лесогорский комплекс, стратиграфический уровень курасийской свиты	N49° 20,3327' E142° 04,0956'	м. Перевальный
313	Эссексит	Силл	То же	N49° 20,3240' E142° 04,1136'	м. Перевальный
314	Толеитовый андезибазальт, высокоглиноземистый	Лавовый поток	Средняя часть маруямской свиты, орловская вулканическая толща	N48° 44,4296' E141° 51,6743'	Каньон восточнее м. Стукамбис
315-316	Толеитовый андезибазальт, умеренноглиноземистый	Нижний лавовый поток, перекрывающий песчаники (316), и вулканическая брекчия (315)	То же	N48° 45,4309' E141° 51,0750'	Береговое обнажение в 2,5 км южнее м. Ламанон
317	То же	Дайка, прорывающая подушечные лавы	То же	N48° 46,0161' E141° 50,8484'	Береговое обнажение в 1,5 км южнее м. Ламанон
318-319	Толеитовый андезибазальт, высокоглиноземистый	Нижняя вулканокластическая толща (319) и верхний поток (318)	То же	N48° 46,9726' E141° 51,1963'	м. Ламанон
320	То же	Дайка (?)	То же	N48° 49,0850' E141° 53,0009'	Береговое обнажение в 3 км южнее м. Орлова
321	Толеитовый андезибазальт, умеренноглиноземистый, низкокалиевый	Маломощные лавовые потоки в осадочных отложениях с субвертикальным падением Глыбовые нагромождения,	Нижняя часть маруямской свиты	N48° 57,2870' E142° 00,2911'	Левый борт р. Орокес
323	То же	перемежающиеся с подушечными лавами	То же	N48° 57,5319' E142° 00,1186'	Северный уступ м. Заметного
ЧЕХОВСКАЯ ЗОНА					
326	Толеитовый андезибазальт, высокоглиноземистый	Лавовый поток	Нижняя часть чеховской свиты	N48° 26,5335' E142° 09,5411'	Карьер в 6 км северо-восточнее г. Красногорска
327	Известково-щелочной андезит	Лавовый поток	То же	N48° 26,6053' E142° 09,9266'	Карьер в 6,3 км северо-восточнее г. Красногорска
329-330	Толеитовый базальт, высокоглиноземистый	Лавовые потоки, вулканическая брекчия	Средняя часть чеховской свиты	N48° 08,3601' E142° 10,0053'	м. Леонтьева
331	То же	Вулканическая брекчия	Чеховская свита	N47° 31,4143' E141° 58,4221'	Борт долины в 1км от устья р. Арканзас, аллювий
332	То же	Грубообломочная вулканокластическая толща	Стратотип чеховской свиты	N47° 26,8310' E141° 57,8982'	Береговой уступ, г. Чехов
334	Амфиболовый трахиандезит	Глыба из осадочных отложений	Аракайская свита	N47° 03,6016' E142° 03,9471'	Береговой уступ, г. Холмск
335	Плагиоклазовый андезибазальт, высокоглиноземистый	Лавовый поток	То же	N47° 02,1346' E142° 10,9324'	Карьер западнее г. Бернизет
328	Низкокалиевый толеитовый базальт, высокоглиноземистый	Красногорская экструзия	Экструзия, прорывает палеогеновую карадайскую свиту	N48° 23,6381' E142° 10,1713'	Правый борт р. Красногорки
333, 333А	Гавайит	Мелкообломочный лапиллиевый туф с кристаллами амфибола	Возможно, нижняя часть чеховской свиты	N47° 26,5243' E141° 58,0340'	Береговой уступ, г. Чехов
336-337	Пропилитизированная порода	Псаммитовый горизонт	Средняя часть холмской свиты	N47° 02,4747' E142° 26,4543'	Русло долины р. Сучковатой

(вулканы анивской свиты) и толеит-базальтовая (вулканы орловской и маруямской свит). К верхнему вулканическому комплексу Д.Ф. Семенов отнес ограниченно распространенные в Ламанонском горном узле андезиты, сменяющиеся вверх по разрезу высокоизвестковистыми кислыми породами (ичарский комплекс). Подчеркивалось, что верхнекайнозойские магматические и осадочные комплексы Сахалина обладают признаками как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов и могут рассматриваться как особый тип “переходных” формационных комплексов, присущих зонам перехода континент–океан.

В более поздней работе [3] на основании структурно-формационного, петрогеохимического и изотопно-геохронологического анализов сделаны выводы о формировании палеогеновых вулканических пород Западного Сахалина (аракайская свита) до раскрытия Япономорского бассейна, а нижнемиоценовых (чеховская свита) – в связи с этим событием. Отмечалась особенность накопления относительно глубоководных среднемиоценовых отложений нижней части курасийской свиты в период отсутствия магматической активности.

Нашими исследованиями с учетом пространственно-возрастного распределения, особенностей химического и изотопного состава вулканических и субвулканических пород на изученном отрезке западного побережья острова выделяются две зоны вулканизма: Лесогорская и Чеховская. В Лесогорской зоне исследуемые породы представлены на стратиграфических уровнях чеховской, курасийской и маруямской свит, а в Чеховской – на уровнях аракайской, холмской, невелинской, чеховской и курасийской. На слабо обнаженной пограничной территории между Лесогорской и Чеховской зонами шириной около 10 км имеются неясные соотношения между свитами (врезка рис. 2). Эта территория пространственно соответствует северо-восточной границе неогенового Южно-Татарского бассейна, протягивающегося в акватории Татарского пролива от м. Ламанон в юго-западном направлении (рис. 2).

Чеховская зона находится в литосферном блоке континентальной окраины, включающем раннемеловую Ребун-Монеронскую островную дугу. Вулканические породы с островодужными петрохимическими характеристиками обнажаются на о. Ребун и вскрыты глубокой скважиной на о. Монерон [11, 15, 16, 21, 22 и др.]. Между этими островами и к северу от о. Монерон породы палеовулканической дуги прослеживаются по геофизическим данным в виде поднятий акустического фундамента [3]. Вдоль северной

части палеодуги, погребенной под неогеновыми осадками Южно-Татарского бассейна, проявился олигоцен-раннемиоценовый вулканизм Чеховской зоны. Севернее Южно-Татарского бассейна и непосредственно западнее Лесогорской магматической зоны признаки палеоостроводужной структуры отсутствуют.

С другой стороны, в южной части рассматриваемой территории Западного Сахалина биостратиграфически охарактеризованная верхнеэоцен-олигоценная аракайская свита в наибольшей степени насыщена горизонтами туфов и гиалокластитов с линзовидными телами лав и дайками андезибазальтов, базальтов и андезитов [3, 7 и др.]. К юго-западу от Сахалина, на поднятиях акустического фундамента северной (Монеронское, Мусаси, Витязя, Богорова) и центральной (Ямато, Безымянное) частей Японского моря неоднократно драгировались вулканические породы среднего и основного состава с широким диапазоном К-Аг датировок от 50–53 млн лет до 24–28 млн лет [4, 5 и др.]. Эти датировки нуждаются в подтверждении измерениями на современной аппаратуре. По соотношению петрогенных оксидов и редких элементов большинство этих вулканических пород соответствуют высокоглиноземистым известково-щелочным базальтоидам островных дуг. Они рассматривались как фрагменты позднепалеогеновой вулканической геоантиклинали [19] или островной дуги [3], предшествовавшей раскрытию Японского моря. Развитие палеогенового вулканизма в пределах Западного Сахалина ограничивается Чеховской зоной, а севернее, в Лесогорской зоне происходит замещение туфоалевролитовых фаций аракайской свиты существенно глинистыми породами геннойшинской свиты.

Таким образом, если Чеховская зона заложилась на гетерогенном субстрате, включающем меловые вулканические островодужные комплексы, и в эоцене–раннем миоцене служила ареной магматизма с надсубдукционными геохимическими характеристиками, то Лесогорская зона наложилась на верхнемеловые комплексы Западно-Сахалинского окраинно-континентального турбидитового прогиба, располагавшегося на литосферном блоке, не претерпевшем надсубдукционных преобразований.

В Лесогорской зоне наиболее древние проявления кайнозойского магматизма представлены силлами и субинтрузиями щелочных пород лесогорского комплекса, датированного разными исследователями в широком диапазоне от среднего миоцена [17, 18] до плиоцена [2]. Здесь для определений возраста К-Аг и Rb-Sr методами нами была отобрана серия образ-

цов силла м. Перевального (местоположение см. на рис. 2). Измеренные соотношения калия 40 и аргона 40 в трахитовой жиле обр. Сх-02-309 показали высокие содержания избыточного аргона, поэтому К-Аг-изотопная система не использовалась для расчетов возраста (в табл. 2 данные не приводятся). Из-за малого диапазона вариаций Rb/Sr в пробах трахитовых жил и их начальной изотопной гетерогенности (см. далее) изохронный возраст силлов не рассчитывается. Датирование других субвулканических интрузий лесогорского комплекса, опробованных в 120 км севернее м. Перевального (устье р. Первомайки, район м. Китоуси), по минералам (биотит, плагиоклаз, К-На полевой шпат) в лаборатории ИГЕМ РАН показало существенную нарушенность калий-аргоновой изотопной системы. Измененные биотиты с весьма низким содержанием калия (4,5–5,7 мас. %) дали низкие значения возраста. По неизменному биотиту (обр. 177) с содержанием калия 6,71 мас. % при концентрации радиогенного аргона 7,58±0,22 нг/г была получена единственная приемлемая датировка 16,2±0,8 млн лет (неопубликованные результаты датирования образцов В.Ф. Евсеева). Датировка соответствует границе раннего и среднего миоцена.

В Лесогорской зоне к верхнему миоцену на уровне верхней подсвиты курасийской свиты и переходной части к маруямской свите относятся субвулканические породы района м. Изыльметьева (место-

Таблица 2. Результаты новых определений К-Аг возраста кайнозойских вулканических и субвулканических пород западного побережья Южного Сахалина.

№ обр., Сх-02-	К, %	$^{40}\text{Ar}_p \cdot 10^{-5}$, нмм ³ /г	Воздушный Аг, %	Возраст и погрешность его определения, млн лет
316	0,407	6,34	92,0	4,0±0,3
332	0,445	31,8	87,9	18,3±0,8
329	0,531	38,7	82,3	18,7±0,9
*328	0,202	8,57	90,8	10,9±0,7
**333А	0,293	10,96	79,2	9,6±0,5
***336	0,534	17,9	88,4	8,6±0,5

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам в табл. 1 и на рис. 2. Используются константы $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ ат. \% К}$. Концентрации калия – среднее трех измерений методом фотометрии пламени (аналитик М.А. Смагунова). Звездочками помечены определения, исключенные из интерпретации возраста кристаллизации вулканических пород: *определение по породе с низким калием, **определение по монофракции низкокальциевого амфибола из кристалло-туфа, ***определение по пропилизитизированной вулканической породе (см. текст).

положение см. на врезке рис. 2). Они охарактеризованы двумя датировками: 11,8±0,5 и 11,3±0,5 млн лет в работе [39]. Датировка 18,0±0,9 млн лет в этой же работе была получена для базальтового потока, вскрытого дорожной выемкой на Изыльметьевском перевале (обр. МА-01). Она не достоверна, поскольку датированный лавовый поток залегает внутри верхнемиоценовых отложений, вблизи границы курасийской и маруямской свит. Поток относится к серии маломощных (до 2 м и меньше) лавовых слоев, сложенных стекловатыми разновидностями пород, местами существенно измененными. По сравнению с другими датированными породами образец МА-01 показал повышенные концентрации воздушного аргона (88,2 %). Наконец, искажение возраста может быть связано с большой погрешностью измерения из-за низкого содержания калия в датированном образце (0,14 %). Вызывает сомнения еще одна датировка 9,2 млн лет для базальтового потока, опробованного севернее Углегорска [39]. Образец отличается высокими потерями при прокаливании (5,91 мас. %) и по соотношению изотопов неодима и стронция относится М. Шимазу и др. к измененным породам [39]. В таблице химических анализов этих авторов приведено содержание К₂О 1,09 мас. %, а в таблице возраста – 0,48 мас. % К. Из-за существенных вторичных изменений породы и очевидных аналитических ошибок датировка 9,2 млн лет не может быть принята и из дальнейшего рассмотрения исключается (на рис. 2 датировка не показана).

Средней части маруямской свиты стратиграфически соответствуют вулканические породы орловской толщи, обнаженные на п-ове Ламанон. Калий-аргоновое измерение по обр. Сх-02-316 показало значение возраста 4,0±0,3 млн лет (табл. 2). Близкая датировка 4,7±0,2 млн лет была получена прежде для неизмененного андезита северо-восточной части Орловского вулканического поля (рис. 2, [39]). Породы орловской толщи датируются раннеплиоценовым возрастным интервалом 5–4 млн лет. Дацитовые эктрузии ичарского комплекса, расположенные в пределах Орловского вулканического поля (врезка рис. 2) и имеющие, предположительно, плиоцен-четвертичный возраст, в настоящей работе не рассматриваются.

В Чеховской зоне вулканические породы аракайской свиты изучены по отдельным выходам лав, даек и обломкам вулканитов из базального горизонта перекрывающей холмской свиты. Уровень аракайской свиты охарактеризован К-Аг измерениями возраста четырех образцов. В работе [36] приведены датировки 38,7±1,2 млн лет и 30,7±0,7 млн лет корен-

ных выходов пород. В другой работе [42] опубликованы более молодые датировки, полученные по образцам из перемещенных обломков вулканических пород. По двум параллельным аликвотам один образец дал перекрывающиеся в пределах погрешности значения возраста $27,1 \pm 0,9$ млн лет и $28,0 \pm 0,9$ млн лет, а другой – два идентичных значения $26,0 \pm 0,8$ млн лет. Наиболее древняя дата $38,7$ млн лет получена по измененной породе и вызывает сомнение (письменное сообщение С. Окамуры, на рис. 2 датировка не показана). Принимается возрастной интервал вулканических пород свиты 31–26 млн лет, соответствующий олигоцену.

В чеховской свите Д.Ф. Семенов [19] отметил изменчивость состава вулканического материала на небольшом протяжении (30 км) от р. Красноярки до м. Яблоневого. В низах разреза (р. Красноярка) развиты гавайиты, в средней части разреза (район г. Чехов) – толеиты, а в верхах (м. Яблоневый) – плагиобазальты с отдельными пластами толеитов. Стратотип чеховской свиты, расположенный в г. Чехов, сложен петрографически однородным вулканокластическим материалом. Выполненное нами К-Аг измерение возраста по образцу Сх-02-332 дало значение $18,3 \pm 0,8$ млн лет (табл. 2). Прежде была опубликована К-Аг датировка базальта из чеховской свиты $16,9 \pm 0,4$ млн лет [36]. Датированный образец был охарактеризован петрографически как базальт со слабо измененными вкрапленниками оливина и клинопироксена. Его точная географическая привязка в работе отсутствовала, но было указано, что образец характеризует самую верхнюю часть свиты. Для базальтов, отобранных из низов чеховской свиты в 4 км южнее г. Чехов (р. Красноярка), получены К-Аг даты $21,4 \pm 0,7$ млн лет и $21,1 \pm 0,7$ млн лет [42]. Таким образом, чеховская свита охарактеризована тремя датировками разных лабораторий в интервале нижнего миоцена от 21 до 17 млн лет при согласовании относительного уменьшения возраста лав с их стратиграфической последовательностью в направлении с юга на север (от р. Красноярки к м. Яблоневому).

С нашей датировкой образца из стратотипа чеховской свиты сопоставима в пределах погрешности измерений другая наша дата $18,7 \pm 0,9$ млн лет. Она получена для базальтового потока, обнаженного в северной части Чеховской зоны, на м. Леонтьева (обр. Сх-02-329, табл. 2).

Датирование Красногорской экструзии, сложенной низкокальциевыми толеитами ($K=0,202$ %), показало возраст $10,9 \pm 0,7$ млн лет. Из-за низкого содержания калия датировка может быть искаженной и нуждается в подтверждении (обр. Сх-02-328, табл. 2, 3). В вулканокластической чеховской свите, обнажен-

ной южнее г. Чехов, нами датировался горизонт мелкообломочного лапиллиевого кристалло-туфа. По монофракции зерен амфибола получена К-Аг датировка $9,6 \pm 0,5$ млн лет (обр. Сх-02-333А в табл. 2). Она намного моложе возраста пород стратотипического разреза. Амфибол из лапиллиевого туфа низкокальциевый (содержит $0,293$ % К), поэтому его датировка также относится к сомнительным. Следует отметить, что лапилли кристалло-туфа (обр. Сх-02-333А) и обломки из подстилающего его вулканокластического слоя (обр. Сх-02-333) имеют умеренно щелочной (гавайитовый) состав и в этом отношении сопоставимы с породами нижней части разреза чеховской свиты.

Подобная сомнительная датировка $8,6 \pm 0,5$ млн лет получена для обр. Сх-02-336 натровой породы из туфоагломератового горизонта, обнаженного на р. Сучковатой в Лютогской впадине [10]. Этот горизонт залегает в средней части холмской свиты, подстилающей невелискую (чеховскую) и, таким образом, должен быть древнее 20–21 млн лет. Омоложенная датировка $8,6$ млн лет объясняется вторичными изменениями вулканической породы, сопровождавшимися интенсивной пропилитизацией (сульфидизацией).

Из приведенных данных следует, что вулканические породы чеховской свиты, распространенные в Чеховской зоне, имеют возраст 21–17 млн лет. В поле ее распространения имеются более молодые датировки, но они не обозначают возраст кристаллизации пород, а являются следствием наложенных процессов. Часть молодых датировок сомнительна, поскольку в К-Аг датирование вовлечены породы и минералы с весьма низкими концентрациями калия. Для вулканических пород Лесогорской зоны определен возраст около 16 млн лет и 12–11 млн лет, в общем соответствующий накоплению глубоководных кремнисто-глинистых отложений курасийской свиты, и более молодой возраст 5–4 млн лет уровня средней части маруямской свиты.

ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ

На диаграмме щелочи – кремнезем исследуемые породы Лесогорской и Чеховской зон распределены в поля серий нормальной и умеренной щелочности (рис. 3). В Лесогорской зоне умеренно щелочной состав имеют породы среднемиоценовых силлов. Более молодые верхнемиоцен-плиоценовые лавы характеризуются нормально щелочным составом. Исследованные образцы вулканических и субвулканических пород Чеховской зоны из аракайской свиты имеют андезибазальтовый и трахиандезитовый составы. Чеховская свита представлена базальтами с низкими содержаниями щелочей и кремнезе-

Таблица 3. Содержания петрогенных оксидов, малых элементов и изотопные отношения стронция в вулканических породах западного побережья Южного Сахалина.

Компоненты	1 Сх-02-311	2 Сх-02-312	3 Сх-02-313	4 Сх-02-304	5 Сх-02-305	6 Сх02-307	7 Сх02-308	
SiO ₂ , масс. %	48,45	46,77	45,49	56,25	57,91	56,9	57,95	
TiO ₂	1,59	1,42	1,46	1,16	0,95	0,97	1,00	
Al ₂ O ₃	17,90	17,30	16,55	18,85	18,75	18,77	18,2	
Fe ₂ O ₃	2,67	1,80	1,38	0,91	1,11	0,74	1,66	
FeO	5,72	6,70	7,03	4,66	4,35	5,08	3,58	
MnO	0,13	0,12	0,13	0,07	0,09	0,10	0,08	
MgO	6,05	8,17	7,65	1,51	1,75	1,18	1,20	
CaO	9,14	7,80	8,23	4,15	2,12	3,35	3,31	
Na ₂ O	3,42	3,43	3,19	7,47	5,63	7,39	7,07	
K ₂ O	1,43	1,22	1,00	0,96	3,55	1,29	2,17	
P ₂ O ₅	0,32	0,32	0,32	0,26	0,26	0,25	0,26	
H ₂ O ⁻	0,37	0,33	0,31	0,17	0,10	0,12	0,13	
H ₂ O ⁺	2,76	4,66	7,20	3,99	3,05	3,99	3,08	
Сумма	99,95	100,04	99,94	100,41	99,62	100,13	99,69	
Sc, мкг/г	38,5	27	27	7,6	7,0	7,8	9,5	
Rb	16,4	19,3	14,3	6,77	16,2	5,97	12,8	
Sr	464	447	511	348	299	232	309	
Y	25,1	22,3	22,7	35,0	32,0	28,6	26,1	
Zr	190	133	229	412	293	273	203	
Nb	19,5	21,1	21,6	60,9	50,6	51,3	46,4	
Mo	2,96	1,94	2,04	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	
Sn	7,6	1,4	1,8	4,5	2,4	2,5	2,9	
Cs	0,84	2,58	1,42	0,06	0,27	0,06	0,19	
Ba	170	157	227	217	523	228	279	
La	14,1	14,5	14,5	27,6	27,4	29,5	21,5	
Ce	31,7	31,7	31,4	58,2	53,1	56,4	46,2	
Pr	3,62	3,52	3,46	6,29	5,83	6,10	4,92	
Nd	16,7	15,7	15,6	25,6	22,9	23,9	22,8	
Sm	4,08	3,66	3,64	5,68	5,04	5,42	5,04	
Eu	1,46	1,35	1,34	1,78	1,80	1,54	1,53	
Gd	4,40	4,03	3,80	6,08	5,27	5,20	4,52	
Tb	0,72	0,68	0,61	1,03	0,94	0,90	0,79	
Dy	4,34	3,96	3,89	5,64	5,41	4,96	4,46	
Ho	0,88	0,78	0,78	1,25	1,21	1,11	0,96	
Er	2,40	2,27	2,13	3,56	3,37	3,05	2,88	
Tm	0,41	0,37	0,37	0,57	0,58	0,47	0,42	
Yb	2,16	1,96	1,92	3,00	3,42	2,73	2,55	
Lu	0,31	0,31	0,29	0,45	0,56	0,42	0,39	
Hf	4,25	2,66	4,52	9,28	5,87	6,30	4,89	
Ta	1,16	1,24	1,17	2,85	2,62	2,86	2,24	
Pb	2,9	3,0	1,7	4,8	2,6	3,1	10	
Th	1,43	1,58	1,53	3,96	3,52	3,28	3,03	
U	0,50	0,52	0,55	1,83	1,26	1,19	1,05	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703869 ±10				0,704020 ±30			
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,703849				0,703990			

Таблица 3. (Продолжение).

Компоненты	8 Сх-02-309	9 Сх-02-310	10 Сх-02-301	11 Сх-02-303	12 Сх-02-321	13 Сх-02-323
SiO ₂ , мас. %	59,21	58,00			49,48	48,83
TiO ₂	0,36	0,72			1,39	1,45
Al ₂ O ₃	17,35	18,50			16,40	15,52
Fe ₂ O ₃	0,80	0,72			5,37	4,36
FeO	2,46	3,36			5,36	6,15
MnO	0,15	0,08			0,15	0,11
MgO	0,73	0,93	He опр.	He опр.	6,24	6,55
CaO	5,65	3,96			9,32	9,02
Na ₂ O	7,50	7,01			2,67	3,18
K ₂ O	0,43	2,31			0,12	0,26
P ₂ O ₅	0,08	0,18			0,19	0,19
H ₂ O ⁻	0,10	0,15			2,08	0,60
H ₂ O ⁺	5,47	4,22			1,43	4,11
Сумма	100,29	100,14			100,20	100,33
Sc, мкг/г	4,05	3,87	0,4	0,8	28	30
Rb	3,19	11,35	1,89	2,88	0,81	3,54
Sr	116	212	5,28	4,59	315	315
Y	21,7	23,1	1,77	2,75	22,4	22,2
Zr	398	272	4,9	9,2	104	136
Nb	55,0	51,3	0,18	0,30	10,4	9,87
Mo	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,85	0,74
Sn	4,0	3,9	1,0	0,7	1,0	4,3
Cs	0,08	0,29	He опр.	He опр.	0,20	0,48
Ba	33,9	459	32,2	48,6	57,1	99,3
La	27,2	25,3	0,43	0,74	8,54	8,67
Ce	49,8	50,4	1,00	1,64	20,6	20,8
Pr	4,74	5,13	0,13	0,20	2,52	2,65
Nd	17,2	19,1	0,77	1,15	12,3	12,2
Sm	3,26	4,07	0,18	0,26	3,45	3,58
Eu	0,43	1,23	0,039	0,074	1,23	1,29
Gd	3,29	4,12	0,24	0,37	4,11	3,91
Tb	0,58	0,70	0,044	0,068	0,66	0,67
Dy	3,15	4,08	0,26	0,43	4,09	3,79
Ho	0,73	0,81	0,071	0,10	0,78	0,79
Er	2,27	2,54	0,19	0,33	2,14	1,99
Tm	0,39	0,37	0,03	0,04	0,36	0,33
Yb	2,61	2,38	0,18	0,31	1,94	1,86
Lu	0,40	0,34	0,025	0,034	0,26	0,25
Hf	7,39	5,94	0,13	0,25	2,38	2,89
Ta	3,24	2,95	He опр.	He опр.	0,62	0,61
Pb	He опр.	4,9	0,6	0,7	2,1	4,1
Th	5,96	3,86	0,10	0,15	0,97	0,91
U	1,86	1,36	0,034	0,062	0,29	0,22
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704150 ±30	0,703810 ±50	0,710720 ±30	0,713300 ±20	0,704960 ±9	0,705028 ±8
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704135	0,703781			0,704959	0,705023

Таблица 3. (Продолжение).

Компоненты	14	15	16	17	18	19	20
	Сх-02-314	Сх-02-315	Сх-02-316	Сх-02-317	Сх-02-318	Сх02-319	Сх02-320
SiO ₂ , мас. %	51,36	51,87	51,56	49,87	51,31	51,48	52,45
TiO ₂	1,72	1,24	1,29	1,21	1,47	1,55	1,44
Al ₂ O ₃	17,40	15,60	15,30	16,35	16,20	17,10	16,27
Fe ₂ O ₃	2,24	2,57	2,60	2,77	4,19	2,99	2,04
FeO	6,97	7,98	8,56	8,03	6,30	5,67	7,60
MnO	0,14	0,12	0,14	0,21	0,11	0,09	0,11
MgO	5,18	7,08	7,32	7,30	5,62	4,55	5,44
CaO	8,88	8,58	8,42	8,77	8,53	9,38	8,40
Na ₂ O	3,46	2,92	3,04	3,11	3,51	3,46	3,52
K ₂ O	0,98	0,42	0,55	0,38	0,89	0,67	0,76
P ₂ O ₅	0,36	0,19	0,19	0,19	0,30	0,35	0,31
H ₂ O ⁻	0,45	0,54	0,21	0,58	0,40	0,37	0,18
H ₂ O ⁺	1,08	1,33	1,28	1,62	1,46	2,63	1,90
Сумма	100,22	100,44	100,46	100,39	100,29	100,29	100,42
Sc, мкг/г	27	26	26	26	25	28	25
Rb	17,2	12,3	14,3	13,4	21,5	22,8	26,9
Sr	374	247	240	281	312	367	368
Y	26,9	21,8	22,2	22,9	25,2	27,2	23,0
Zr	143	91	93	86	147	142	136
Nb	27,2	13,29	13,06	14,49	26,14	26,12	26,65
Mo	1,43	0,83	0,91	0,95	1,19	1,61	1,39
Sn	2,5	1,2	0,8	1,1	1,0	1,3	0,9
Cs	0,20	0,23	0,12	0,25	0,31	0,38	0,46
Ba	400	150	156	216	315	398	358
La	20,1	9,36	9,41	12,4	17,5	20,7	18,6
Ce	41,9	20,7	20,9	25,0	35,8	40,0	38,4
Pr	4,64	2,52	2,51	3,26	3,99	4,74	4,23
Nd	21,2	11,7	11,9	13,4	17,4	19,4	18,0
Sm	4,82	3,17	3,42	3,69	4,21	4,93	4,18
Eu	1,70	1,16	1,15	1,13	1,47	1,52	1,42
Gd	5,37	3,84	3,80	3,97	4,63	5,00	4,39
Tb	0,85	0,61	0,63	0,73	0,73	0,83	0,70
Dy	4,97	3,71	3,86	4,01	4,28	4,80	3,99
Ho	0,92	0,79	0,79	0,91	0,86	1,01	0,78
Er	2,58	2,15	2,14	2,26	2,30	2,77	1,91
Tm	0,43	0,34	0,34	0,36	0,39	0,41	0,32
Yb	2,31	1,86	1,84	2,13	2,10	2,36	1,75
Lu	0,30	0,29	0,28	0,27	0,31	0,34	0,25
Hf	3,01	2,20	2,42	2,43	3,06	3,47	2,79
Ta	1,52	0,88	0,71	0,88	1,35	1,52	1,36
Pb	3,2	1,9	1,8	1,3	2,6	1,9	1,6
Th	2,49	1,18	1,22	1,47	2,29	2,72	2,41
U	0,57	0,30	0,29	0,38	0,52	0,72	0,56
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704366 ±11		0,704727 ±8		0,704631 ±14		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704358		0,704718		0,704620		

Таблица 3. (Продолжение).

Компоненты	21 Сх-02-334	22 Сх-02-335	23 Сх-02-326	24 Сх-02-327	25 Сх-02-329	26 Сх-02-330
SiO ₂ , мас.%	56,27	54,10	52,01	59,51	49,21	47,66
TiO ₂	0,53	0,84	0,87	0,67	0,84	0,58
Al ₂ O ₃	18,90	19,25	19,55	16,05	21,65	16,90
Fe ₂ O ₃	2,18	2,83	3,92	3,96	4,08	3,49
FeO	2,39	3,55	5,19	2,75	5,14	5,00
MnO	0,11	0,13	0,19	0,05	0,13	0,18
MgO	2,79	3,96	3,52	3,43	3,08	6,44
CaO	6,19	8,40	9,49	6,71	10,70	14,36
Na ₂ O	5,63	3,44	2,86	2,65	2,45	1,64
K ₂ O	1,45	0,93	0,77	1,20	0,73	0,31
P ₂ O ₅	0,21	0,27	0,29	0,13	0,19	0,09
H ₂ O ⁻	0,75	0,14	0,37	0,65	0,45	0,34
H ₂ O ⁺	2,55	1,71	1,51	1,84	1,24	2,99
Сумма	99,95	99,55	100,54	99,60	99,89	99,98
Sc, мкг/г	16	21	32	30	39	52
Rb	12,1	8,52	18,2	31,6	11,5	4,10
Sr	992	761	495	343	441	316
Y	9,75	17,2	21,1	19,0	18,6	15,0
Zr	50	84	198	108	51	24
Nb	1,35	2,68	0,92	2,18	0,79	0,42
Mo	0,43	0,78	0,94	1,05	0,71	0,30
Sn	0,7	1,7	2,4	1,5	3,7	0,6
Cs	0,50	0,19	0,53	1,42	0,18	0,12
Ba	574	300	155	1063	152	135
La	7,95	10,6	6,88	8,85	5,66	3,77
Ce	18,8	25,4	18,3	21,3	15,3	8,68
Pr	2,49	3,52	2,44	2,67	2,05	1,31
Nd	11,2	15,7	12,5	12,3	10,5	6,55
Sm	2,18	3,60	3,50	2,97	3,04	1,92
Eu	0,76	1,06	1,16	0,82	1,02	0,63
Gd	1,93	3,25	3,84	3,24	3,06	2,22
Tb	0,25	0,49	0,60	0,52	0,52	0,36
Dy	1,47	2,90	3,60	3,18	3,17	2,17
Ho	0,31	0,65	0,77	0,65	0,66	0,51
Er	0,91	1,64	2,29	1,93	1,95	1,53
Tm	0,13	0,27	0,40	0,31	0,33	0,23
Yb	0,81	1,60	2,13	1,72	1,68	1,35
Lu	0,11	0,23	0,33	0,26	0,26	0,21
Hf	1,39	2,45	4,73	2,79	1,40	0,89
Ta	0,10	0,19	0,10	0,20	0,093	0,089
Pb	12,3	9,4	3,1	7,5	3,3	2,4
Th	0,41	1,49	1,03	2,10	0,95	0,76
U	0,14	0,40	0,38	0,69	0,25	0,21
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703953 ±13	0,703729 ±8	0,703292 ±12	0,703570 ±12	0,703186 ±10	0,703504 ±6
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,703939	0,703716	0,703262	0,703495	0,703167	0,703495

Таблица 3. (Окончание).

Компоненты	27 Сх-02-332	28 Сх-02-331	29 Сх-02-328	30 Сх-02-333	31 Сх-02-333АП	32 Сх-02-336	33 Сх-02-337
SiO ₂ , мас. %	50,39	47,74	50,11	49,21	45,85	58,21	57,53
TiO ₂	0,75	0,86	0,82	0,90	0,95	0,77	0,97
Al ₂ O ₃	21,10	19,30	19,20	18,08	19,95	15,80	18,70
Fe ₂ O ₃	6,01	4,86	3,14	5,23	5,83	2,27	0,73
FeO	3,13	5,76	5,94	3,94	3,70	4,36	4,61
MnO	0,14	0,14	0,22	0,15	0,12	0,11	0,14
MgO	3,40	6,05	4,25	5,07	4,44	4,93	2,45
CaO	10,84	11,20	10,41	7,92	6,44	7,48	8,16
Na ₂ O	2,53	2,13	2,55	3,63	5,92	3,26	3,45
K ₂ O	0,54	0,43	0,26	1,05	0,64	0,58	0,51
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,29	0,15	0,14	0,15	0,18
H ₂ O ⁻	0,52	0,47	0,61	0,85	1,46	0,20	0,19
H ₂ O ⁺	0,93	1,17	2,02	3,36	5,02	2,21	2,47
Сумма	100,43	100,23	99,82	99,54	100,46	100,33	100,09
Sc, мкг/г	36	43	33	37	35	27	22
Rb	11,6	10,8	6,63	7,52	8,74	30,7	34,3
Sr	411	330	526	368	236	283	240
Y	18,5	20,3	21,7	18,0	14,3	28,1	27,9
Zr	56	41	55	38	36	222	136
Nb	1,93	1,65	1,27	1,74	1,61	6,74	7,48
Mo	0,76	0,47	0,59	0,37	0,25	He опр.	1,48
Sn	1,6	1,4	1,7	0,6	0,4	2,6	1,5
Cs	0,40	0,22	2,08	0,31	1,14	3,94	3,85
Ba	167	175	102	530	237	404	383
La	6,00	5,60	6,76	6,19	5,21	14,8	17,3
Ce	15,2	12,9	18,5	15,1	12,9	35,7	36,7
Pr	1,94	1,94	2,36	2,08	1,86	4,14	4,72
Nd	9,50	8,77	12,6	9,65	8,60	17,9	19,1
Sm	2,65	2,66	3,48	2,59	2,49	4,34	4,74
Eu	0,97	0,82	1,18	0,95	0,81	1,04	1,20
Gd	3,03	3,03	3,71	2,83	2,46	4,68	4,68
Tb	0,49	0,50	0,57	0,47	0,42	0,71	0,79
Dy	3,02	3,18	3,7	2,95	2,27	4,24	4,84
Ho	0,64	0,76	0,76	0,67	0,54	0,89	1,08
Er	1,97	1,93	2,24	1,88	1,31	2,70	2,93
Tm	0,34	0,34	0,38	0,29	0,21	0,44	0,45
Yb	1,92	2,05	2,06	1,79	1,25	2,43	2,75
Lu	0,28	0,27	0,29	0,24	0,19	0,42	0,41
Hf	1,48	1,38	1,50	1,21	1,31	5,54	3,91
Ta	0,16	0,11	0,16	0,15	0,14	0,35	0,62
Pb	7,2	5,1	4,4	2,8	3,7	9,6	9,1
Th	1,08	1,23	0,90	0,91	1,31	5,96	5,15
U	0,42	0,45	0,26	0,24	0,29	1,65	1,45
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703579 ±13		0,703446±8	0,703811±13		0,703849±7	
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,703559		0,703440	0,703803		0,703759	

Примечание. Местоположение образцов и типизация пород показаны на рис. 2 и в табл. 1. 1–20 – Лесогорская зона: 1–3 – эссекиты, 4–9 – трахитовые жилы, 10–11 – гнезда кварца в жилах, 12–13 – лавы из нижней части маруямской свиты, 14–20 – лавы из ее средней части (орловская толща); 21–33 – Чеховская зона: 21–22 – вулканические породы аракайской свиты, 23–28 – вулканические породы чеховской свиты, 29–31 – породы нижней части маруямской свиты; 32–33 – пропилитизированные породы Лютогской впадины («натровые андезиты»). Значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr приведены к стандарту NBS SRM 987 (0,710250) по среднему результату многократных измерений (0,710300±0,00002). Показана погрешность измерений по последним цифрам (2σ). Силикатный анализ выполнен М.А. Смагуновой. Анализ микроэлементов методом ICP MS проводился с химической подготовкой проб М.Е. Марковой.

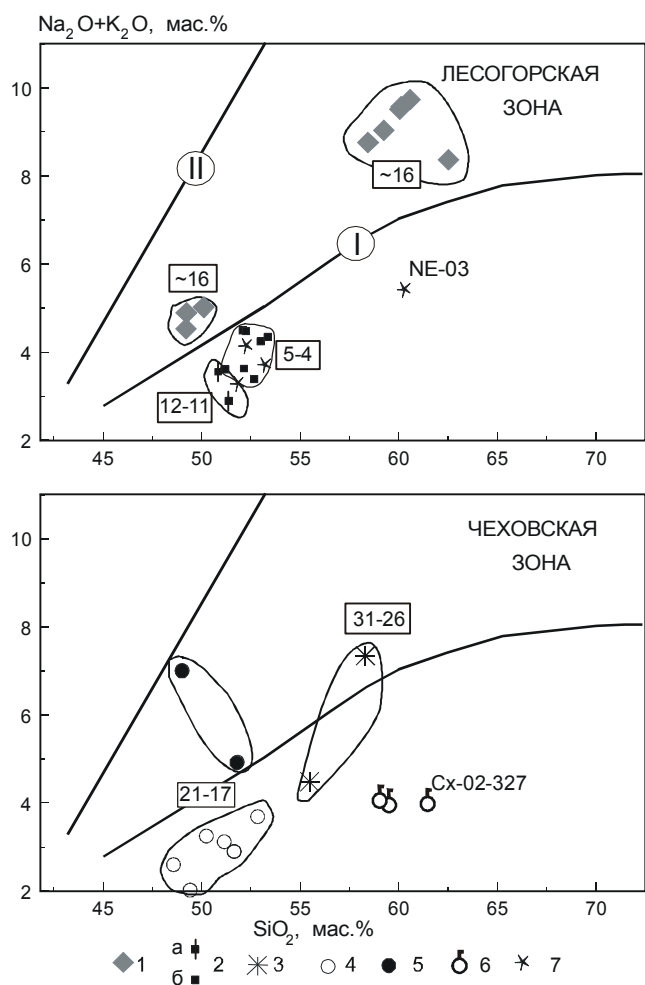


Рис. 3. Соотношения щелочей и кремнезема в разновозрастных вулканических и субвулканических породах Лесогорской и Чеховской зон.

1–2 – породы из Лесогорской зоны: 1 – эссекситы и жильные трахиты силлов м. Перевального; 2 – лавы и вулканокластический материал из верхнекурассийской и нижнемаруямской подцвет (а) и орловской толщи (б); 3–6 – породы из Чеховской зоны: 3 – лавы и вулканокластический материал из аракайской свиты, 4 – лавы и вулканокластический материал из чеховской свиты нормально щелочного состава; 5 – то же, умеренно щелочного состава (гавайиты Сх-02-333, 333А); 6 – измененные породы (окварцованный базальт Сх-02-327 и пропилитизированные «натровые андезиты» Сх-02-336, 337 р. Сучковатой); 7 – составы неизмененных пород и слабо измененного базальта МА-01 из работы [39]. Для фигуративных полей в прямоугольниках показан возраст пород, млн лет. Для силла м. Перевального условно принят среднемиоценовый возраст ~16 млн лет. Разделительные линии [1]: I – между сериями нормальной и умеренной щелочности; II – между сериями умеренной и высокой щелочности. Составы приведены к 100% с вычетом потерь при прокаливании.

ма. В карьере, расположенном северо-восточнее Красногорска (врезка рис. 2), отобраны два образца. Образец Сх-02-326 имеет андезибазальтовый состав. Другой образец Сх-02-327 – измененный окварцованный базальт, отличающийся высокими концентрациями SiO_2 .

Таким образом, в Лесогорской зоне имела место смена умеренно щелочного магматизма среднего миоцена нормально щелочным магматизмом позднего миоцена и плиоцена. В Чеховской зоне умеренно щелочной магматизм также проявился на начальном этапе в олигоцене аракайской свиты и в раннем миоцене в основании чеховской свиты, а позже, в средней и верхней частях чеховской свиты, он был нормально щелочным.

Все проанализированные базальты нормальной щелочности Лесогорской зоны по соотношению FeO/MgO и SiO_2 попадают в поле толеитовой серии, а в поле известково-щелочной серии оказывается только андезит NE-03 Орловского поля [39] (рис. 4). Базальты Чеховской зоны также относятся к толеитовым. Только андезибазальт Сх-02-335 из аракайской свиты смещен в поле известково-щелочной серии. Смещение в известково-щелочную область диаграммы базальтов чеховской свиты из района г. Красногорск (обр. Сх-02-327) обусловлено вторичным окварцеванием породы, а из туфоагломеративного горизонта Лютогской впадины (обр. Сх-02-336, 337) – процессами пропилитизации.

В породах нормальной щелочности существенно варьирует коэффициент глиноземистости $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ [1]. Андезибазальты и базальты различного возраста из Чеховской зоны имеют высокоглиноземистый состав ($al' = 1,1–1,9$) при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,3–5,3$ (в низкокалиевом толеитовом базальте Красногорской экструзии Сх-02-328 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 9,8$). Андезибазальты из Лесогорской зоны отличаются более низкой глиноземистостью. Породы возрастом 12–11 млн лет (обр. Сх-02-321, 323) имеют умеренно глиноземистый состав ($al' = 0,9–1,0$) при высоких $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (12–22). В более молодой орловской толще часть пород (обр. Сх-02-315–317) обладает более низкой глиноземистостью ($al' = 0,8–0,9$) с интервалом $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 5,5–8,2. Другая часть пород орловской толщи (обр. Сх-02-314, 318–320) характеризуется повышенной глиноземистостью ($al' = 1,0–1,3$) с понижением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ до интервала 3,5–5,2.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Эволюция базальтовых расплавов в Лесогорской зоне отчетливо выявляется по вариациям наклона линий спектров редкоземельных элементов, нор-

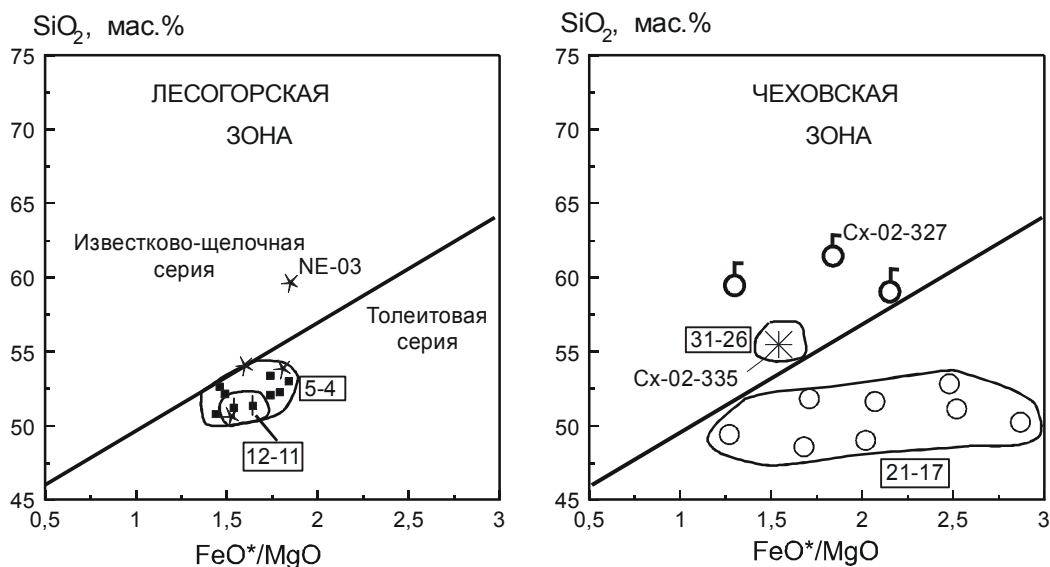


Рис. 4. Соотношения $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ в вулканических и субвулканических породах нормальной щелочности. Усл. обозн. см. на рис. 3. Разделительная линия известково-щелочной и толейтовой серий показана по работе [6].

мированных к составу хондрита (рис. 5). Спектр редких земель эссекситов из среднемиоценовых силлов характеризуется слабым обогащением легких элементов ряда по отношению к тяжелым. Нормированное к хондриту отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ составляет 4,4–5,1. Линии спектров трахитовых жил из силла мыса Перевального расходятся от легких элементов ряда к тяжелым, как, например, высококаалиевой жилы обр. Сх-02-305 и низкокаалиевой жилы обр. Сх-02-309. Эссексит обр. Сх-02-312 имеет более низкие концентрации всех элементов ряда относительно высококаалиевой трахитовой жилы Сх-02-305. Такое смещение спектров свидетельствует о вероятном происхождении высококаалиевого трахита за счет дифференциации эссекситового расплава. В спектре низкокаалиевого трахита Сх-02-309 имеется резко выраженный европиевый минимум, свидетельствующий о фракционной кристаллизации плагиоклаза. В умеренноглиноземистых андезибазальтах мыса Изильметьева с возрастом 12–11 млн лет линии нормированных отношений становятся более пологими при $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 3,0–3,2. В группе умеренноглиноземистых андезибазальтов орловской толщи наклон спектров несколько увеличивается при $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 3,4–4,0 и становится еще больше в группе пород с повышенной глиноземистостью при $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 5,7–7,2.

Породы из Чеховской зоны характеризуются иными возрастными вариациями редких земель. Андезибазальт Сх-02-335 из аракайской свиты имеет пологий наклон спектра при $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 3,6. В трахиандезите Сх-02-334 наклон увеличивается за счет относительного снижения концентраций тяжелых редких

земель при повышении $(\text{La}/\text{Yb})_n$ до 6,6. В базальтах возрастом 21–17 млн лет $(\text{La}/\text{Yb})_n$ варьирует в интервале от 1,8 до 3,2. В окварцованном базальте Сх-02-327 из чеховской свиты проявлена слабая отрицательная Eu аномалия (линия на диаграмме не показана), а концентрации редких земель сопоставимы с концентрациями в неизменном андезибазальте Сх-02-326. В гавайитах Сх-02-333, 333А пологий наклон спектров сохраняется. В пропицитизированных породах р. Сучковатой Сх-02-336, 337 отчетливо выражен Eu-минимум с повышенными концентрациями легких элементов ряда.

ИНДИКАТОРНЫЕ ЭЛЕМЕНТНЫЕ ОТНОШЕНИЯ

Для вулканических и субвулканических пород из Лесогорской и Чеховской зон на рис. 6 приведены линии концентраций элементов, нормированных к составу недифференцированной мантии. В левой части ряда находятся несовместимые элементы, а в правой – совместимые. Эта диаграмма служит для анализа соотношений соседних элементов, обладающих близкими коэффициентами распределения твердая фаза – расплав, таких как Ba-Rb, U-Nb-Ta-K, Ce-Pb, P-Nd, Zr-Hf-Sm и Ho-Y. Отношения этих элементов не должны существенно меняться ни при кристаллизационной дифференциации, ни при различных степенях частичного плавления мантии, поэтому распределение точек на их бинарных вариационных диаграммах должно отражать отношения концентраций элементов в плавящемся субстрате [41].

Для выяснения роли субдукционных компонентов в расплавах важное значение имеет анализ групп

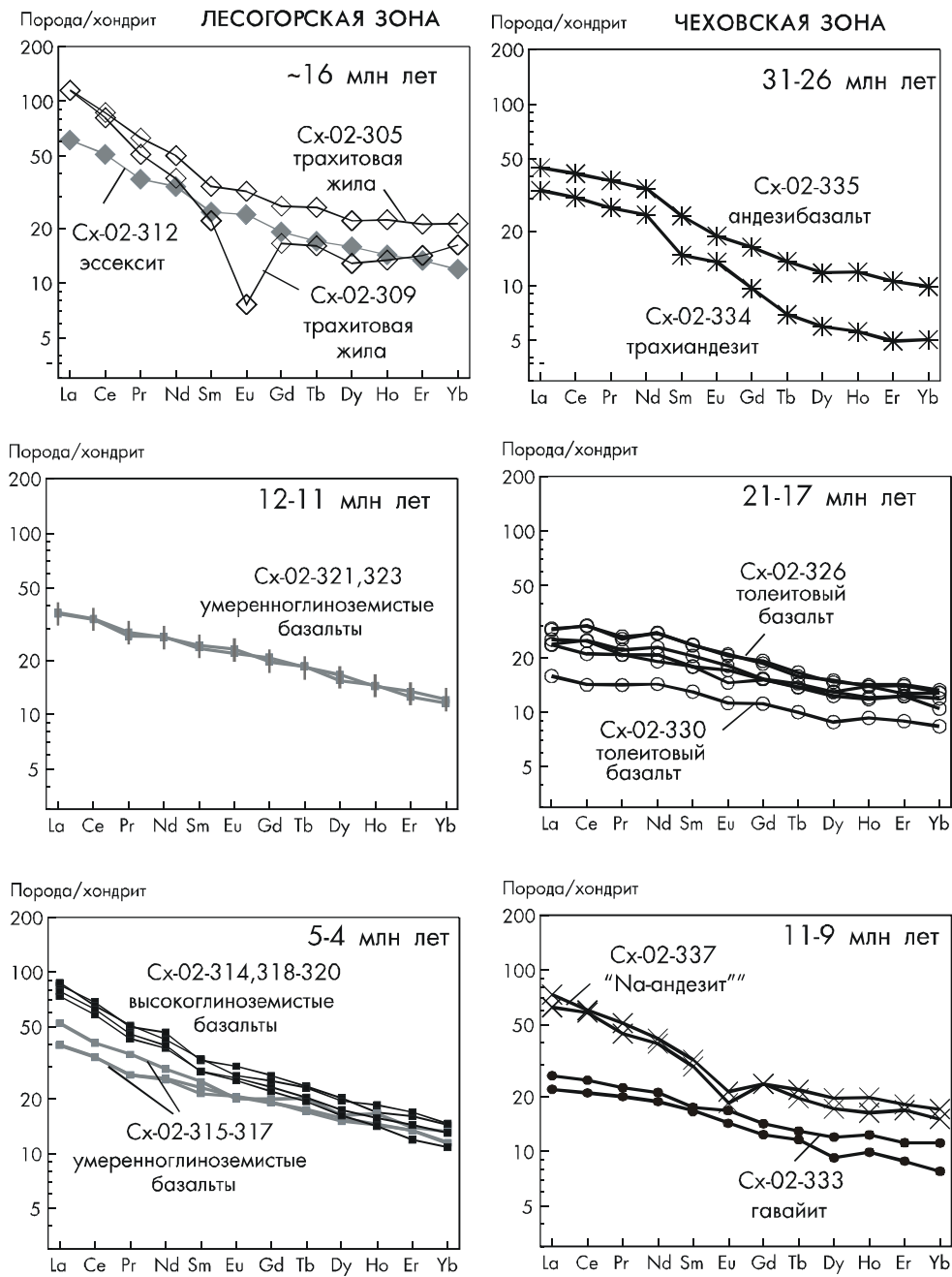


Рис. 5. Нормированные к составу хондрита спектры редкоземельных элементов разновозрастных кайнозойских вулканических и субвулканических пород Лесогорской и Чеховской зон. Использован состав хондрита из работы [30].

U-Nb-Ta-K и Ce-Pb. В первую группу входят высокозарядные элементы Nb и Ta, слабо растворимые в водных флюидах. Предполагается, что в отличие от подвижных элементов (включая U и K), они не выносятся водными флюидами в зону надсубдукционного магмообразования и, следовательно, Nb-Ta минимум служит показателем субдукционного компонента магматических расплавов. Вторая группа элементов отражает процессы гидротермального обогащения надсубдукционного материала свинцом [31].

В отличие от среднего базальта океанических островов (OIB) и обогащенного базальта срединных океанических хребтов (E-MORB), все проанализированные породы Южного Сахалина в той или иной мере обогащены свинцом (рис. 6). В элементных спектрах пород Чеховской зоны присутствуют минимумы Nb, Ta и максимумы K и Sr, что свойственно породам с надсубдукционным компонентом. Снижение концентраций калия относительно соседних элементов ряда обнаруживает только толеитовый базальт Красногорской экструзии (обр. Сх-02-328), но

по минимуму Nb, Ta эта порода подобна другим породам Чеховской зоны. В породах Лесогорской зоны Nb, Ta аномалия отсутствует.

Породы Лесогорской и Чеховской зон резко различаются между собой в координатах Ce/Pb – K/Nb

(рис. 7). Породы Лесогорской зоны по Ce/Pb и K/Nb приближаются к океаническим базальтам (Ce/Pb 25 ± 5 , K/Nb 250) [32, 41]), а породы Чеховской зоны отличаются низким Ce/Pb (1,5–6,0) при широком диапазоне K/Nb (580–9240). Подобным образом поро-

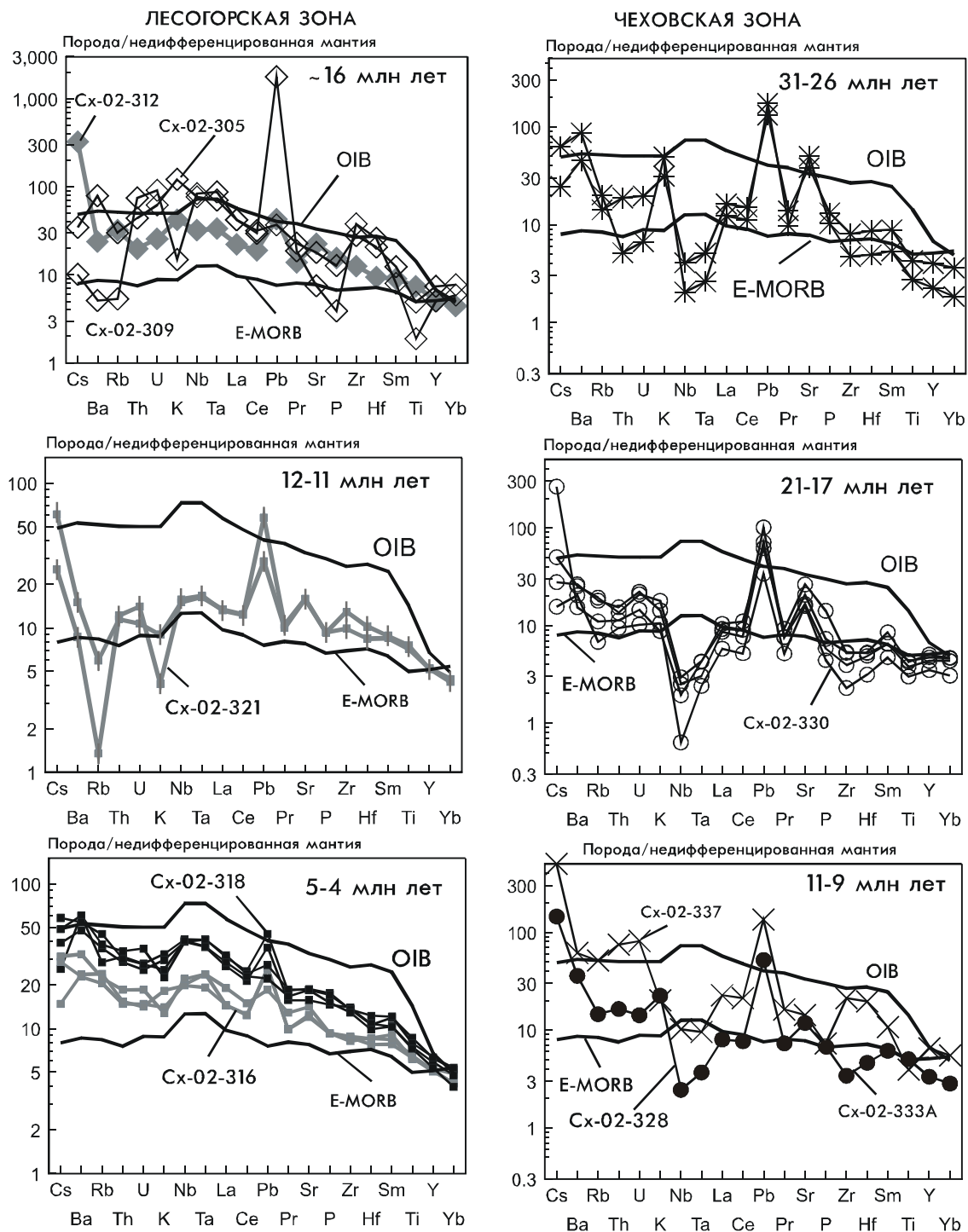


Рис. 6. Нормированные к составу недифференцированной мантии спектры ряда несовместимых и совместимых элементов разновозрастных кайнозойских вулканических и субвулканических пород Лесогорской и Чеховской зон. Использован состав недифференцированной мантии из работы [30]. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [41].

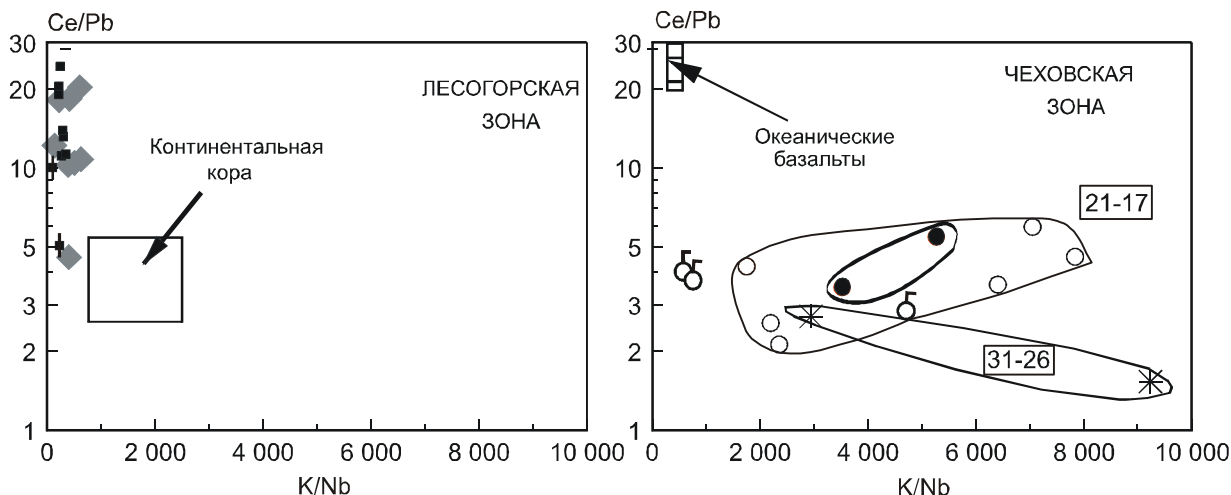


Рис. 7. Диаграммы Ce/Pb – K/Nb для разновозрастных кайнозойских вулканических и субвулканических пород Лесогорской и Чеховской зон. Усл. обозн. см. на рис. 3. Поле составов океанических базальтов показано по работе [30], а поле составов континентальной коры – по работе [37].

ды Лесогорской зоны по Nb/U близки океаническим базальтам ($Nb/U 46 \pm 10$), а породы Чеховской зоны отличаются от них более низким отношением (2–10).

На диаграмме рис. 6 обращает на себя внимание резко выраженный минимум калия в андезибазальтах Лесогорской зоны возрастом 12–11 млн лет. Минимум может указывать на обедненный состав источника по калию или на контроль выплавок реститовой K-содержащей фазой (например, слюдой). Наряду с калиевым минимумом, имеется минимум Rb при высоком Ba/Rb (28–71). Роль рубидия по сравнению с барием обычно увеличивается в слюде со снижением Ba/Rb до 9–6. Следовательно, наряду с калием, рубидий удерживался в реститовой слюде. Лавы обнаруживают также относительное уменьшение Ce/Pb с уменьшением K/Nb ниже отношений океанических базальтов. Отношение K/Y этих пород минимальное (46–102).

В андезибазальтах орловской толщи возрастом 5–4 млн лет спектры нормированных концентраций элементов повторяют конфигурацию спектров базальта океанических островов и обогащенного базальта срединных океанических хребтов и занимают промежуточное положение между ними. Выделяются только слабые максимумы Pb, Rb и Ba. Умеренноглиноземистые базальты (Сх-02-316 и др.) смещены к составу EMORB, а высокоглиноземистые (Сх-02-318 и др.) – к составу OIB (рис. 6).

Различный характер вариаций микроэлементного состава вулканических пород Лесогорской и Чеховской зон отчетливо выражен в координатах

Nb/La – Ba/La (рис. 8). Эта диаграмма использовалась для идентификации мантийного (астеносферного, представленного щелочными базальтоидами вулканического поля Джеронимо, Запад США) и надсубдукционного компонентов [38]. Все породы Чеховской зоны попадают в поле надсубдукционных пород (орогенных андезитов) с низким Nb/La и повышенным Ba/La, а породы Лесогорской зоны – в поле мантийных выплавок с высоким Nb/La и низким Ba/La.

Измеренное прежде для обр. S-11 из чеховской свиты [35] низкое Zr/Y в целом характерно для проанализированных образцов этой свиты. Отношение Zr/Nb в них высокое (25–65). Исключение составляют андезибазальт из чеховской свиты в районе Красногорска (обр. Сх-02-326) с повышенным Zr/Y (9,4) при аномально высоком Zr/Nb (215), а также пропилитизированные натровые породы из Лютогской впадины (обр. Сх-02-336, 337) и породы аракайской свиты. В последних Zr/Y повышается и колеблется в интервале от 5 до 8. В базальтах Лесогорской зоны Zr/Y находится в интервале 3,8–6, в эссекситах возрастает до 10, а в трахитовых жилах – до 18. По сравнению с породами Чеховской зоны, в породах Лесогорской зоны определено низкое Zr/Nb (5–14) (рис. 9).

НАЧАЛЬНЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ СТРОНЦИЯ

В эссекситах и трахитовых жилах из среднемиоценовых силлов Лесогорской зоны определен интервал сравнительно низких значений началь-

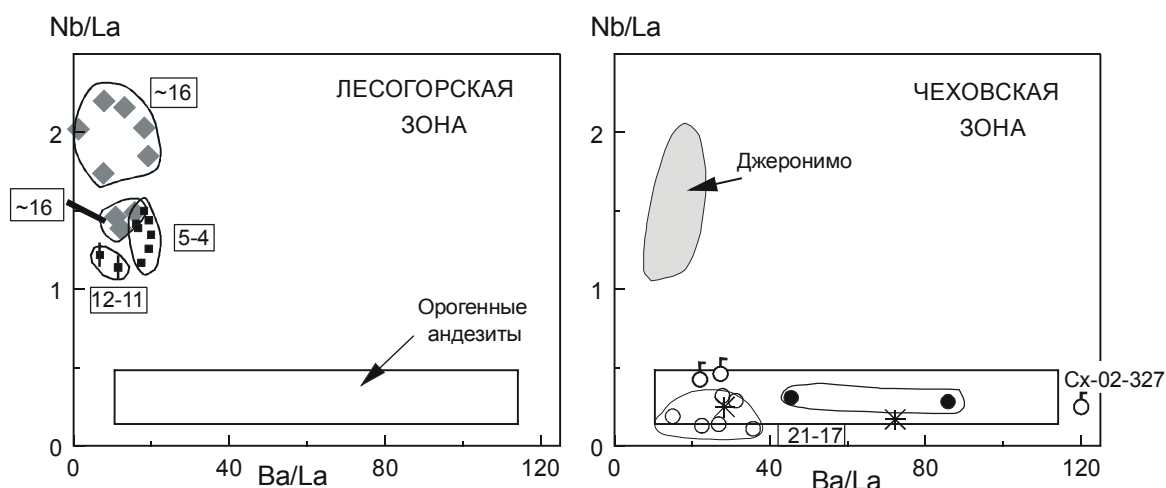


Рис. 8. Диаграмма Nb/La – Ba/La для разновозрастных кайнозойских вулканических и субвулканических пород Лесогорской и Чеховской зон. Усл. обозн. см. на рис. 3. Поля составов астеносферного материала и орогенных андезитов показаны по работе [38].

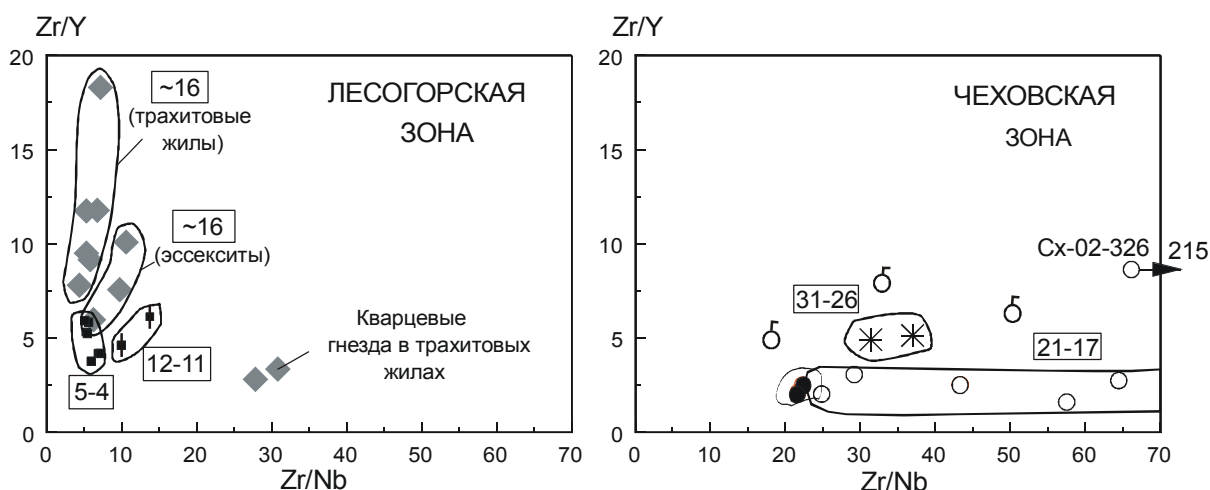


Рис. 9. Диаграмма Zr/Y – Zr/Nb для разновозрастных кайнозойских вулканических и субвулканических пород Лесогорской и Чеховской зон. Усл. обозн. см. на рис. 3.

ных изотопных стронциевых отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0,70378–0,70413, а в гнездах кварца трахитовых жил – очень высоких – 0,7105–0,7130. Привнос кремнезема, обогащенного радиогенным изотопом ^{87}Sr , привел к нарушению Rb-Sr-изотопной системы пород силлов. В андезибазальтах возрастом 12–11 млн лет значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ повышенные – 0,70496–0,70502, что связано с высоким Rb/Sr в источнике за счет увеличения роли слюды. Это согласуется с предложенной интерпретацией anomalно низких концентраций K и Rb в расплавах в связи с контролем частичного плавления реститовой слюдой. В андезибазальтах орловской толщи с

возрастом 5–4 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ снижается до интервала 0,70436–0,70472 (табл. 3).

В породах из Чеховской зоны ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в целом ниже. В трахиандезите и андезибазальте из аракайской свиты возрастного интервала 31–26 млн лет это отношение 0,70372–0,70394 сопоставимо с интервалом наиболее низких отношений в эссекситах и трахитовых жилах Лесогорской зоны. В породах чеховской свиты возрастом 21–17 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ снижается до интервала 0,70317–0,70380.

Различия пород Лесогорской и Чеховской зон по ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ дополняются различными отношениями стронция с другими микроэлементами, в частно-

сти с Zr (рис. 10). Минимальное Sr/Zr 1,3–1,8 определено в измененных “натровых андезитах” Лютогской впадины Чеховской зоны. По низким Nb/Zr и Sr/Zr они приближаются к составу обедненного базальта срединных океанических хребтов (соответственно, 0,03 и 1,2 [41]), а другие породы Чеховской зоны смещены от этого состава с повышением Sr/Zr до 20. Тренд возрастания Sr/Zr при низких изотопных отношениях стронция характерен для измененных базальтов срединно-океанических хребтов. Он обнаружен в базальтах юго-западной части Шкотовского вулканического поля Приморья [13]. В породах Лесогорской зоны Sr/Zr не превышает 4.

Возрастание $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в лавах Лесогорской зоны возрастом 12–11 млн лет по отношению к более ранним эссекситам сопровождается снижением Nb/Zr, а при снижении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в лавах возрастом

5–4 млн лет Nb/Zr, наоборот, повышается (рис. 10 А, В). Подобные согласованные, хотя и менее контрастные, вариации $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и Nb/Zr можно видеть и в разновозрастных породах Чеховской зоны (рис. 10 Б, Г).

СООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЗМА ЧЕХОВСКОЙ И ЛЕСОГОРСКОЙ ЗОН С РАЗВИТИЕМ МАГМАТИЗМА В ДУГЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ХОНСЮ

Различия вулканических пород Лесогорской и Чеховской зон по распределению стронция отражаются не только в его изотопном составе, но и в соотношениях с другими элементами (в отношениях Sr/Zr и др.), поэтому концентрации Sr и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ служат одним из важнейших показателей вариаций состава глубинных магматических источников. На рис. 11 проводится сопоставление данных по изотоп-

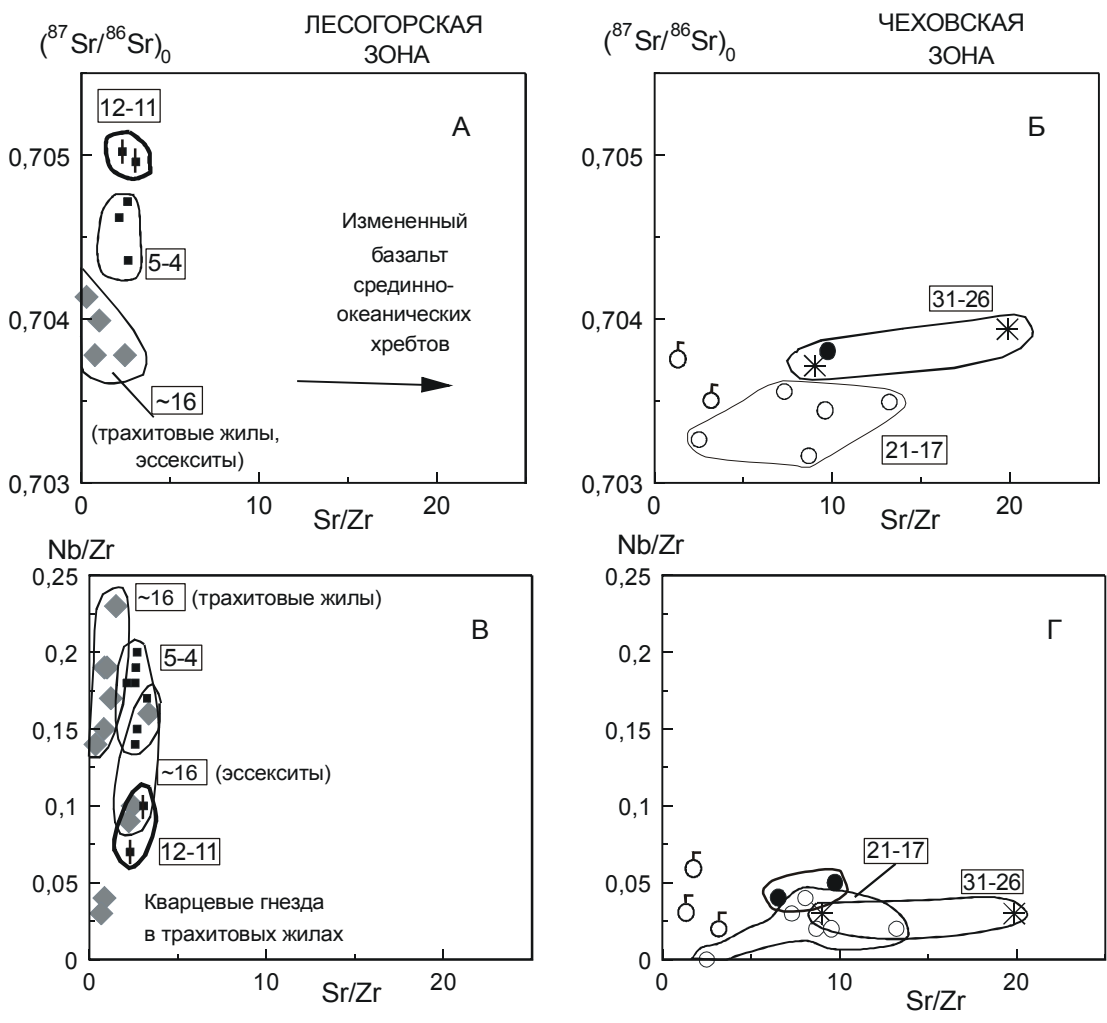


Рис. 10. Диаграммы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \text{Sr}/\text{Zr}$ и $\text{Nb}/\text{Zr} - \text{Sr}/\text{Zr}$ для разновозрастных кайнозойских вулканических и субвулканических пород Лесогорской (А, В) и Чеховской (Б, Г) зон. Усл. обозн. см. на рис. 3. Направление на состав измененных базальтов срединных океанических хребтов показано по работе [13].

ному составу и концентрациям стронция вулканических пород Лесогорской и Чеховской зон с данными по вулканическим породам фронтальной и тыловой зон Северо-Восточного Хонсю.

Вариации начальных изотопных стронциевых отношений вулканических пород тыловой зоны Северо-Восточного Хонсю интерпретировались прежде на шкале времени. Было выявлено резкое снижение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ около 15 млн лет назад, объяснявшееся мощной инъекцией астеносферы под Япономорскую впадину [33, 40]. Более полную информацию о магматических источниках дают диаграммы в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$.

Вулканические породы фронтальной зоны дуги возрастом менее 22 млн лет разделились на два поля, обозначенные на рис. 11 как поля Ф1 и Ф2. Разделение полей свидетельствует о пространственной обособленности во фронтальной зоне материала двух магматических источников. Подобная обособленность магматических источников выявляется и в ты-

ловой зоне дуги. Она отражается во временных вариациях концентраций и изотопного состава стронция.

В начальной эволюции магматизма тыловой зоны выделяются три возрастные группы пород с последовательным снижением концентраций стронция (повышением $1000/\text{Sr}$) в интервале 37–9 млн лет назад. Породы первой группы возрастом 37–34 млн лет распространены локально на поднятии Окусири Японского моря (местоположение поднятия см. в работе [33]). Породы представляют собой материал обедненной мантии с низким (по отношению к недифференцированной мантии) изотопным отношением стронция (на рис. 11 этот компонент обозначен как компонент Т1). В породах второй группы возрастом 30–20 млн лет значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $1000/\text{Sr}$ повышаются. Часть пород первого вулканического эпизода возрастом 29 млн лет имела еще более высокое $1000/\text{Sr}$. Породы третьей группы возрастом 18–9 млн лет перекрывают поле Ф1 пород фронтальной зоны островной дуги. Таким образом, во временном ин-

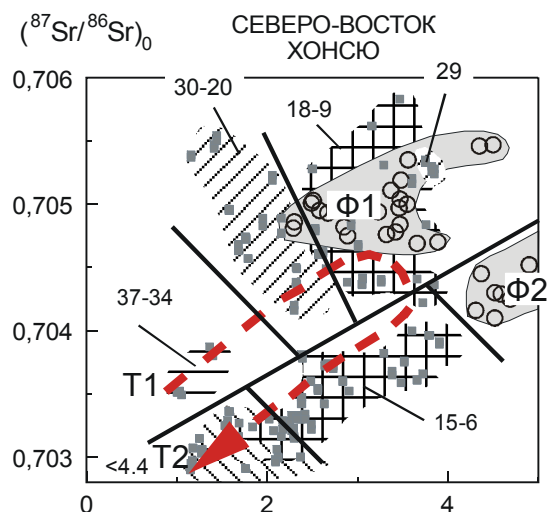
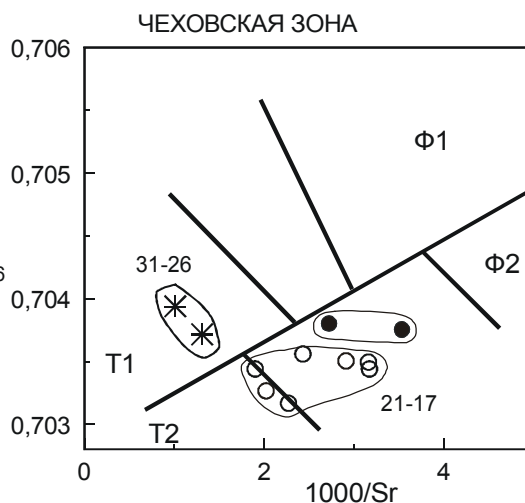
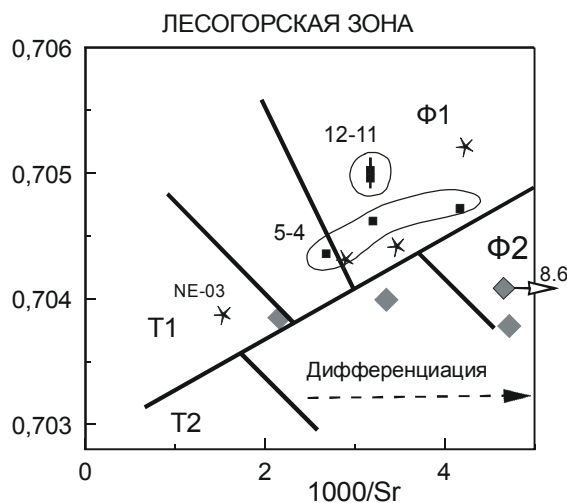


Рис. 11. Сопоставления кайнозойских вулканических пород основного и среднего состава ($\text{SiO}_2 < 60$ мас. %) фронтальной и тыловой зон островной дуги Северо-Восточного Хонсю с вулканическими породами Лесогорской и Чеховской зон Юго-Западного Сахалина в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ (объяснения в тексте).

Усл. обозн. см. на рис. 3. На диаграмме Северо-Восточного Хонсю обозначены фигуративные поля Ф1 и Ф2 вулканических пород возрастом 22–3 млн лет фронтальной зоны и фигуративные поля вулканических пород тыловой зоны разных возрастных интервалов (возраст, млн лет), поля разделены жирными линиями. Штриховой линией со стрелкой показана смена состава базальтов от обедненного мантийного компонента Т1 до компонента обедненной астеносферы Т2. Для дуги Северо-Восточного Хонсю использованы данные работ [33, 40].



тервале 37–9 млн лет назад в тыловой зоне дуги обедненный мантийный материал T1 сменялся обогащенным, подобным материалу Ф1, распространенному во фронтальной зоне дуги.

В интервале 15–6 млн лет назад в тыловой зоне дуги Северо-Восточного Хонсю извергались породы, образовавшие фигуративное поле, вытянутое от поля материала Ф2 фронтальной зоны с понижением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ и 1000/Sr. Во временном интервале 4,4–0 млн лет назад произошло смещение изотопных составов лав тыловой области с понижением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ и 1000/Sr. Составы этого временного интервала, обозначенные на рис. 11 как компонент T2, соответствовали по изотопному составу стронция обедненной астеносфере срединно-океанических хребтов.

Вариации концентраций стронция и его изотопного состава в вулканических породах тыловой зоны дуги Северо-Восточного Хонсю интерпретируются с позиций поведения Sr в частичных выплавках как несовместимого элемента. При начальной активизации, в интервале 37–34 млн лет назад, степень частичного плавления мантии была невысокой. В частичных выплавках концентрировалось много стронция. Однако уже 30–20 млн лет назад степень частичного плавления возросла и концентрации стронция в выплавках снизились. Максимальное плавление, сопоставимое с плавлением во фронтальной зоне (состав Ф1), было достигнуто около 18 млн лет назад, а около 15 млн лет назад в магнообразование при высокой степени частичного плавления был вовлечен более обедненный материал – смесь компонентов Ф2 и T2. В интервале 9–6 млн лет назад извергался только материал этой смеси. В последние 4,4 млн лет поступал обедненный астеносферный (по изотопным характеристикам) материал малых степеней частичного плавления (с более высокими концентрациями Sr).

Смена магматических источников Чеховской зоны обнаруживает частичное сходство со сменой магматических источников тыловой зоны Северо-Восточного Хонсю. Породы из аракайской свиты возрастом 31–26 млн лет сопоставимы с лавами поднятия Окусири возрастом 37–34 млн лет. Судя по изотопным отношениям стронция ниже хондритовых и наличию Nb-Ta минимума, их источником была обедненная мантия, переработанная водными флюидами. Более молодые породы из Чеховской зоны возрастного интервала 21–17 млн лет располагаются в поле обедненных составов тыловой зоны Северо-Восточного Хонсю возрастом 15–6 млн лет, т.е. имеют промежуточный состав между обедненным астеносферным материалом малых степеней частичного плавления (компонентом T2) и материалом фронтальной зоны (компонентом Ф2).

По вариациям ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ и 1000/Sr в вулканических и субвулканических породах из Лесогорской зоны выявляются иные компоненты. Эссекситы из среднемиоценовых силлов и раннеплиоценовый андезит Орловского поля близки по изотопному составу стронция обедненной мантии (компоненту T1). Точки трахитовых жил силла м. Перевального распределяются субпараллельно оси абсцисс вследствие магматической дифференциации. Базальты возрастом 12–11 и 5–4 млн лет сопоставимы с вулканическими породами поля Ф1 дуги Северо-Восточного Хонсю. На континентальном побережье позднекайнозойские вулканические породы такого состава редки [13].

Переход от обедненного состава T1 (~16 млн лет назад) к обогащенному (12–11 и 5–4 млн лет назад) в Лесогорской зоне был подобен смене составов в выплавках тыловой зоны Северо-Восточного Хонсю, произошедшей с 37–34 млн лет назад к 18–9 млн лет назад. В отличие от тыловой зоны Северо-Восточного Хонсю, в вулканических породах Лесогорской зоны отсутствовал надсубдукционный компонент. Подобный литосферный материал, не переработанный субдукционными процессами, извергался на островах южной части Японского моря (Оки и Уллеунг) в последние 7 млн лет. Эти острова находятся западнее тыловой зоны Северо-Восточного Хонсю (местоположение островов см. на рис. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В зоне перехода между Тихим океаном и Азией имело место неравномерное в пространстве и времени вовлечение в плавление мантийного материала разновозрастной литосферы, сформировавшейся и частично переработанной в мезозое и кайнозое. В резком различии компонентного состава кайнозойского магматизма Чеховской и Лесогорской зон определяющую роль, по-видимому, сыграли как неоднородность литосферной мантии, возникшая в мелу, так и различная тектоническая обстановка южной и центральной частей Западного Сахалина.

Вулканические породы Чеховской зоны характеризуются преобладанием компонента надсубдукционного типа с высокими K/Nb, Ba/La, низкими Nb/U, Nb/La, Ce/Pb. В интервале 31–26 млн лет назад в Чеховской зоне извергался обедненный мантийный материал с ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0,7036–0,7040, а во временном интервале 21–17 млн лет назад – материал с более низким ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0,7030–0,7038. Вулканические породы Лесогорской зоны представляют собой выплавки из мантии континентальной окраины без какой-либо примеси надсубдукционного материала. Особенность этой зоны заключалась в появлении обед-

ненного мантийного материала с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7040 в среднем миоцене (~16 млн лет назад). В дальнейшем плавился более обогащенный материал с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7044–0,7050 на границе среднего и позднего миоцена, около 12–11 млн лет назад, и в начале плиоцена, 5–4 млн лет назад.

В пространственно-временной смене магматических источников Чеховской и Лесогорской зон отражены особенности деструкции литосферы континентальной окраины, повлекшей за собой отчленение Сахалина с образованием Татарского пролива. Магматизм Чеховской зоны 21–17 млн лет назад сопровождал концентрированное растяжение в Южно-Татарском бассейне одновременно с мощным магматизмом и растяжением в Япономорском глубоководном бассейне. На этом этапе в Чеховской зоне активизировался сильно обедненный магматический источник, а в тыловой зоне Северо-Восточного Хонсю поступал обогащенный материал. В дальнейшем, когда обогащенный материал тыловой зоны Северо-Восточного Хонсю начал сменяться сильно обедненным материалом, магматизм Чеховской зоны угас, но одновременно активизировался мантийный магматизм Лесогорской зоны вследствие распространения процессов рифтогенной деструкции литосферы к северу от Южно-Татарского бассейна.

Работа проводится по грантам СО РАН № 70 и 101.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. 367 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (новая серия). Лист М-(53), 54, (55) – Хабаровск: Объясн. зап. СПб., 1994. 248 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1: 200 000 (Изд. 2-е). Серия Сахалинская. Листы L-54-X, XI (Луговое), L-54-XII (Охотское), L-54-XVI, XXII (Шебунино), L-54-XVII, XXIII (Корсаков), L-54-XVIII (Озерский): Объясн. зап. / Ред. В.К. Ротман. СПб.: Изд-во картофабрики ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.
4. Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И. О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. С. 12–25.
5. Куделькин В.В., Журавлев А.В., Шереметьева Т.Н. Палеогеновые отложения о. Монерон (Татарский пролив) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 3. С. 712–715.
6. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез / Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 288 с.
7. Мельников О.А., Захарова М.А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 1977. 244 с.
8. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
9. Мельников О.А. Геологические формации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 213 с.
10. Мельников О.А., Шилов В.Н. Новые данные о раннемиоценовом вулканизме на Южном Сахалине // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 154–157.
11. Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647–650.
12. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука, Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.
13. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. № 1. С. 92–109.
14. Решение рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатка, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. зап. к стратиг. схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
15. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
16. Рождественский В.С. Тектоническое развитие и особенности магматизма и минерализации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области // Тектоника, магматизм, металлогения и сейсмичность Тихоокеанского сегмента Земли / Ред. О.М. Мельников. Южно-Сахалинск: ИМГиГ Сах. НЦ ДВО РАН, 2002. С. 96–115.
17. Семенов Д.Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск: Кн. изд-во, 1975. 208 с.
18. Семенов Д.Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. 168 с.
19. Семенов Д.Ф. Геологическая природа зоны сочленения континента и океана. М.: Недра, 1986. 191 с.
20. Сергеев К.Ф., Сергеева В.Б. Долериты Сахалина. Южно-Сахалинск: ИМГиГ СНЦ ДВО РАН, 2000. 114 с.
21. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
22. Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. С. 58–72.
23. Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Болдырева В.П. Курасийско-маруямский комплекс неогеновых отложений Южного Сахалина // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 37–47.
24. Умбгров Дж. Островные дуги / Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 5–96.
25. Фотьянова Л.И., Серова М.Я., Гальверсен В.Г., Жаров А.Э., Грохотова Н.М., Тузов В.П. Опорный разрез палеогеновых отложений полуострова Крильон (Южный Сахалин, р. Китосия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, №2. С. 58–76.
26. Хесс Г.Г. Основные структурные черты северо-западной

- части Тихого океана // Там же. С. 136–170.
27. Шилов В.Н. Кайнозойский вулканизм Южного Сахалина // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1957. Т. 32, вып. 6. С.137–138
 28. Шилов В.Н. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина // Докл. АН СССР. 1957. Т. 114, № 4. С. 873–875.
 29. Шилов В.Н. Сравнительная характеристика раннемиоценового вулканизма о-ва Сахалин и ранне-среднемиоценового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня: Петрохимический состав продуктов, расположение вулканических центров и палеогеографические условия проявления раннемиоценового вулканизма о-ва Сахалин // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 51–65.
 30. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
 31. Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Nature. 1994. V. 368. P. 514–519.
 32. Newsom H.E., White W.M., Jochum K.P., & Hofmann A.W. Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core // Earth Planet. Sci. Letters. 1986. N 80. P. 299–313.
 33. Ohki J., Shuto K., Kagami H. Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc // Geochem. J. 1994. V. 28, N 6. P. 473–487.
 34. Okamura S. Cenozoic volcanism of Sakhalin, Russia // Chishitsu News. 1994. V. 478. P. 49–56.
 35. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A. et al. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from Japan Sea region // Geology. 1998. V. 26, N 7. P. 619–622.
 36. Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc. 1998. V. 7. P. 271–282.
 37. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Reviews of Geophysics. 1995. V. 33. P. 267–309.
 38. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // J. Geophys. Res. 1991. V. 100, N B7. P. 10, 287–10,301.
 39. Shimazu M., Furuyama K., Kawano Y., Okamura S., Ohira H., Yamamoto G. K-Ar ages, major and minor element compositions and Sr, Nd isotope ratios of volcanic rocks from the western part of south Sakhalin, USSR // J. Min. Petr. Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 50–61.
 40. Shuto K., Ohki J., Kagami H., Yamamoto M., Watanabe N., Yamamoto K., Anzai N., Itaya T. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin // Mineralogy and Petrology. 1993. V. 49. P. 71–90.
 41. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication N 42. 1989. P. 313–345.
 42. Takeuchi T. K-Ar ages of the Tertiary volcanic rocks in South Sakhalin and their tectonic significance // Jour. Geol. Soc. Japan. 1997. V. 103, N 1. P. 67–79.

Поступила в редакцию 22 июня 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

**S.V. Passkazov, O.A. Melnikov, A.V. Rybin, V.A. Guryanov, T.A. Yasnygina, I.S. Brandt,
S.B. Brandt, Ye.V. Saranina, M.N. Maslovskaya, N.N. Fefelov, A.E. Zharov**

The spatial change of deep sources of Cenozoic volcanic rocks on the western coast of South Sakhalin

Variations in petrogenic oxides and microelements (ICP MS method) were studied and the strontium isotope ratios were measured in the volcanic rocks of the Middle and Late Cenozoic on the western coast of South Sakhalin dated by the K-Ar method. The Chekhovskaya and Lesogorskaya zones with different compositions of magmatic sources were distinguished. The volcanic material of the Chekhovskaya zone contained a subduction component with high K/Nb, Ba/La and low Nb/U, Nb/La, Ce/Pb ratios. In the interval 31–26 Ma depleted mantle material with $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7036–0,7040 was supplied, and in the interval 21–17 Ma, material with a lower value of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7030–0,7038. The volcanic rocks of the Lesogorskaya zone were mantle meltings deprived of any admixture of the subduction component. The depleted mantle meltings with $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7040 appeared in the Middle Miocene (~16 Ma), and the most concentrated with $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0,7044–0,7050, at the Middle–Late Miocene boundary (12–11 Ma) and at the beginning of the Pliocene (5–4 Ma). The Chekhovskaya zone was laid down on the heterogeneous substratum containing Cretaceous volcanic island arc complexes; and the Lesogorskaya zone, on the Cretaceous West Sakhalin turbidite trough where volcanic island arc-type complexes were absent.