

УДК 553.81(571.63)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ПОЯСА

© 2008 г. Член-корреспондент РАН В. Г. Сахно, В. В. Акинин

Поступило 01.08.2007 г.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП) является частью Восточно-Азиатского вулканического линеамента [1], который протягивается от берегов Северного Ледовитого океана вдоль континентальных окраин востока Азии до Юго-Восточного Китая более чем на 8 тыс. км. В этот линеамент, помимо ВСАВП, входят Охотско-Чукотский, Пусанский и Юго-Восточно-Китайский вулканические пояса. Они представляют собой типоморфные структуры зоны перехода Тихий океан–континент. Для них свойственны общие черты развития, этапность проявления вулканизма, петрогеохимические свойства и состав вулканических комплексов, что позволило выделить их в окраинно-континентальный тип вулканических поясов [2, 3]. Одной из особенностей этого типа поясов востока Азии являются огромные мощности вулканогенных образований средне-основного и кислого составов и широкое развитие флюидонасыщенных пирокластических пород (игнимбритов), которые в некоторых зонах составляют большую часть вулканических образований. Примером таких вулканических зон являются Центрально-Чукотская Охотско-Чукотского пояса, южная часть Сихотэ-Алинского, Фудзянского звена Юго-Восточно-Китайского пояса [3–6].

В Охотско-Чукотском поясе общий объем извергнутых вулканических пород, включая пирокласты кислого состава, составляет более 1 млн. км³, в ВСАВП – около 600–800 тыс. км³, Юго-Восточно-Китайском – более 2 млн. км³ (см. [4–6] и др.). Извержение такого большого объема лав, туфов и пирокластических флюидонасыщенных игнимбритов и их влияние на климат периода их проявлений важны для понимания этих процессов и их влияния на окружающую среду. Хроностратигра-

фия вулканических большеобъемных извержений как отдельных поясов, так и Восточно-Сихотэ-Алинского, обсуждается на протяжении последних десятилетий многими исследователями (см. [4–8] и др.). Одной из актуальных проблем в настоящее время остается определение прецизионного возраста вулканических пород этих поясов. К тому же сопоставления возраста формирования игнимбритовых покровов вулканических поясов Охотско-Чукотского и ВСАВП, отстоящих друг от друга более чем на 3–4 тыс. км, позволяют коррелировать эти процессы и связывать их с трансрегиональными, а возможно, и глобальными событиями этого времени.

Как и большинство континентальных вулканических поясов востока Азии, ВСАВП в плане представлен гигантской дугой, обращенной выпуклой стороной к Тихому океану. Пояс протягивается вдоль береговой полосы на 1375 км. В структурном плане он представляет собой рифтоподобный прогиб, наложенный на разнородные осадочно-вулканогенные комплексы фундамента. Развитие пояса сопряжено с системой глубинных разломов, из которых главными являются Центрально-Сихотэ-Алинский, Восточный и Береговой, представляющих собой сдвиговую систему, рассеченную серией поперечных синсдвиговых зон растяжения, делящих пояс на блоки (рис. 1), что нашло свое отражение в выделении вулканотектонических систем и характере вулканизма [6, 9]. Латеральная зональность проявлена как в структуре, так и в составе магматических комплексов и их петрогеохимических и металлогенических особенностях. Эта зональность сопряжена с глубинными разломами.

К востоку от Восточного разлома располагаются вулканические комплексы ВСАВП, выполняющие Приморский вулканический прогиб, в котором сосредоточены наиболее мощные толщи игнимбритов приморской серии (рис. 2), сложенные платоигнимбритами риолитов и риодацитов (игнимбриты больших объемов). Здесь же располагаются кальдерные комплексы очаговых структур, представленных самаргинской (сияновской) и богнопольской свитами средне-основного и умерен-

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Магадан*

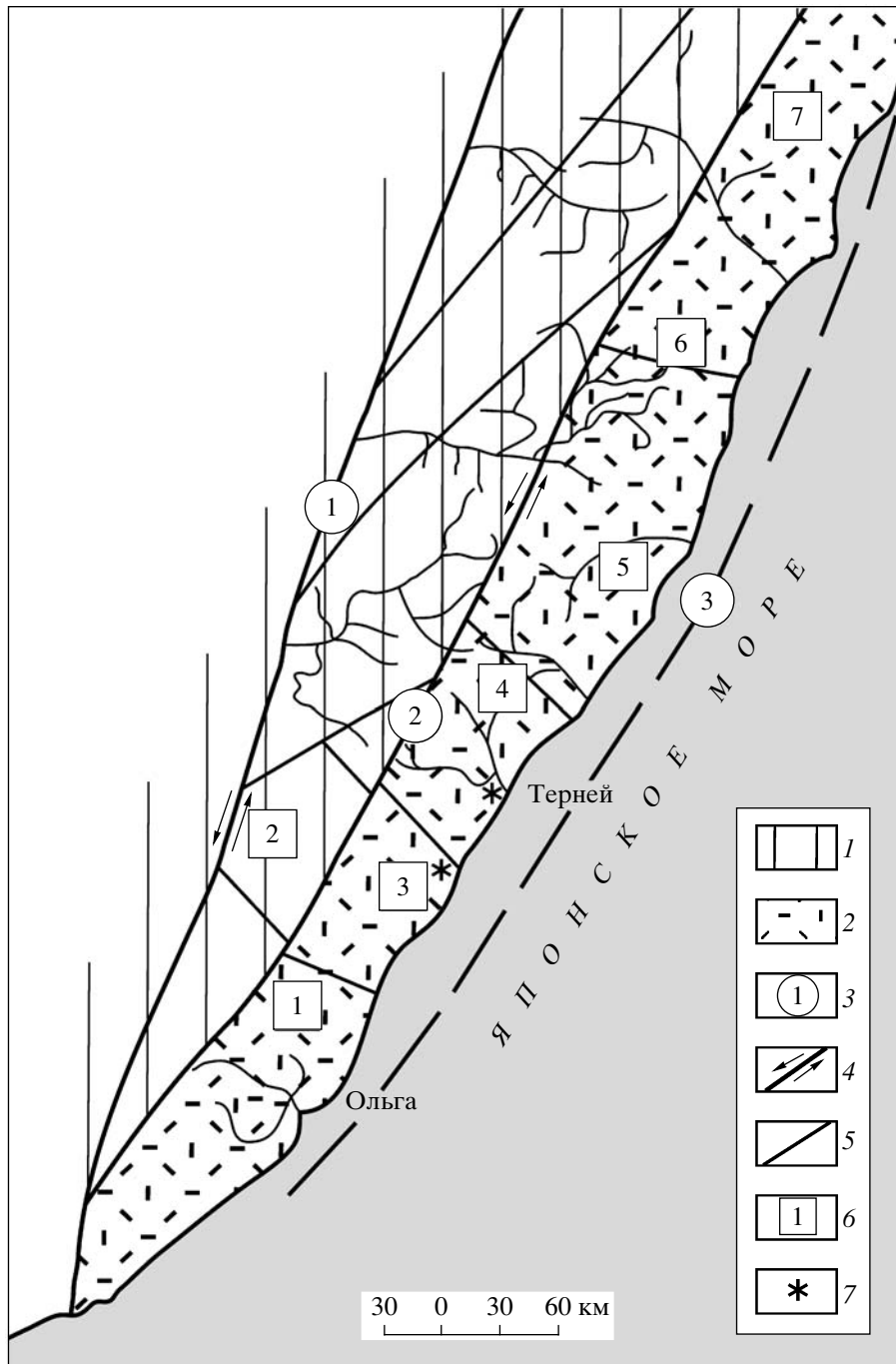


Рис. 1. Схема размещения ВСАВП и основных его структур (южная часть). 1 – фундамент, породы Ханкайского массива, палеозойские и мезозойские осадочно-вулканогенные складчатые комплексы; 2 – вулканиты пояса; 3 – глубокие разломы: 1 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 2 – Восточный, 3 – Береговой (предполагаемый); 4 – направление сдвигов системы Сихотэ-Алиня [12]; 5 – второстепенные разломы; 6 – вулcano-тектонические системы: 1 – Ольгинская, 2 – Березовская, 3 – Дальнегорская, 4 – Тернейская, 5 – Кузнецовская, 6 – Самаргинская, 7 – Дагдинская; 7 – места отбора проб на U-Pb-датирование.

но кислого составов, лавовых и пирокластических фаций, в том числе и игнимбритами.

Сводный разрез вулканогенных образований ВСАВП (рис. 2) иллюстрирует преобладание пирокластических пород, главным образом игним-

бригов приморской серии, арзамасовской и монастырской свит [6].

Мощность лавовых, пирокластических и игнимбритовых образований в некоторых вулcano-тектонических структурах южного отрезка пояса

Система	Отдел	Ярус	Типы пород	Мощность, м	Серия, свита	Характеристика пород		
Неогеновая	Миоценовый			40		Базальты, туфы, брекчии.		
Палеогеновая	Олигоценый			25–70		Песчаники, конгломераты, гравелиты, бурые угли, базальты (лавы)		
	Эоценовый			30–100				
М Е Л О В А Я	В Е Р Х Н И Й	Палеоценовый	Датский		300	Богопольская	Туфы, игнимбриты, вулканические стекла роиолитов	
		Маастрихтский	?		370–1100	Самаргинская (сияновская, пластунская толща)	Андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, лавы, туфы, туфобрекчии	
							Слоистые туфы, риолиты, дациты	
							?	
							?	
		Кампанский		240–1120	Каменная толща	Игнимбриты, риолиты, агломераты, брекчии дацитов, андезитов, туфы дацитов, агломераты		
		Туронский, Коньякский, Сантонский		510–3200	П р и м о р с к а я с е р и я	Монастырская	Спекшиеся туфы, игнимбриты, ксено-туфы, агломераты, андезито-дациты (лавы), туфопесчаники	
						Армазавовская		
						Синан-чинская		
		Сеноман		200–365	Синан-чинская	Туфы дацитов, андезитов, андезито-базальтов и их лавы		
630–770	Петрозавская			Туфы риолитов, псефитовые брекчии риолитов, песчаники, гравелиты				

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка вулканогенных образований ВСАВП [6]. Звездочкой отмечены места отбора проб на U–Pb-датирование.

(Ольгинская, Дальнегорская) достигает 2.5–3.5 км, в северной части (Самаргинская) она значительно меньше по мощности, не более 1.0–1.5 км. Западнее Восточного разлома игнимбриды и туфы приморской серии слагают небольшие по площади покровы и приурочены к поперечным зонам раздвига (Бикинскому, Сюркумскому и др.).

Верхняя часть приморской серии представлена каменной толщей. Она сложена грубообломочными вулканокластическими породами с горизонтами конгломератов, туфов, реже игнимбридов. Ее мощность колеблется в больших пределах (от 30 до 2300 м), а формирование сопряжено с очаговыми структурами. Накопление толщи происходило на этапе тектонической перестройки, когда площадные извержения платоигнимбридов сменялись на очаговые, существенно андезитовые и дацитовые. Возраст толщи определен условно на основании растительных остатков как кампанский. Возраст пород приморской серии большинством исследователей принимается как турон-сантонский и обоснован K–Ar-изотопным датированием по валу [6, 10, 11].

Вулканиды приморской серии перекрываются средне-основными и умеренно кислыми породами самаргинской свиты на севере пояса и среднекислыми пирокластами и лавами сияновской свиты на юге.

В некоторых вулканоструктурах в центральной части пояса (Пластунской и Дальнегорской) выделяется пластунская толща, представленная дацит-андезитовыми и дацитовыми пирокластами и игнимбридами. Возраст пород толщи, определенный K–Ar-методом и по растительным остаткам, маастрихтский (см. рис. 2).

Исследователи ВСАВП предполагали, что развитие вулканизма в структурах пояса было непрерывным и последовательным [6], однако такое заключение основано на сумме всех значений K–Ar-датирования горных пород по валу, методе, в котором первичные и наложенные термальные события надежно разграничены быть не могут. Для уточнения хроностратиграфии ВСАВП актуальным является получение геохронологических данных с использованием современных прецизионных методов анализа. Одним из авторов проведены изотопные исследования цирконов из двух образцов риолитов ВСАВП на высокоразрешающем ионном микрозонде SHRIMP-RG в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США.

Цирконы выделялись по стандартной методике, имплантировались в эпоксидную смолу вместе со стандартом R33, на сканирующем микроскопе предварительно анализировалась внутренняя структура кристаллов, в том числе в катодлюминесцентном излучении. Изотопные измерения проводили с использованием стандартных проце-

дур и протокола, принятого в микроаналитическом центре Стэнфорда. Диаметр анализируемой области составил от 25 до 30 мкм. Каждый из анализов включал пять циклов измерений. Согласно протоколу, после каждого третьего или четвертого анализа исследуемого образца проводилось измерение на эталоне, чтобы выдержать хорошую калибровку U/Pb в течение рабочей смены. Концентрации урана и тория калиброваны по эталону CZ3. Другие детали аналитических измерений изложены на веб-странице Открытой лаборатории. При обработке результатов использованы программы SQUID1.02 и ISOPLOT2.49. Приведенный в данной программе средневзвешенный $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ -возраст циркона скорректирован на ^{207}Pb .

Для целей изотопного датирования исследованы цирконы из пирокластических пород монастырской свиты, обнаженной в непрерывном разрезе Тернейской вулканоструктуры. Свита представлена в обнажениях вдоль побережья Японского моря, южнее пос. Терней. Нижняя часть игнимбридов толщи (южнее мыса Страшного) залегает на нижнемеловых алевролитах, песчаниках. В бассейне р. Северянка и севернее в обнажениях вскрываются средние и верхние горизонты свиты. Здесь свита сложена риолитовыми игнимбридами с фьямме, иногда достигающими 15–20 см в длину, с крупными кристаллами кварца и калиевого шпата. Редко встречаются изогнутые пластины биотита. Основная масса частично раскристаллизована, несет следы изменения – эпидотизации.

Общая мощность туфов и игнимбридов монастырской свиты в этой вулканоструктуре равна 800–850 м. Определение возраста игнимбридов нижней части свиты (данные В.В. Ветренникова) K–Ar-методом показали 89.7 млн. лет.

Исследованные цирконы из образца Тер-5 (игнимбрид риолита из нижней части приморской серии, монастырской свиты) представлены идиоморфными короткопризматическими и слабо удлинёнными кристаллами (отношение длина/ширина около 1/2) размером от 50 до 150 мкм. В катодлюминесцентном излучении выявляются осцилляционная зональность и отсутствие ксеногенных доменов в ядрах (рис. 3а). Средневзвешенный U–Pb-возраст семи кристаллов из девяти измеренных составил 83.2 ± 0.6 млн. лет, СКВО = 1.9, $p = 0.06$ (рис. 3а), что моложе приведенных данных В.В. Ветренникова, но древнее общепринятых значений возраста по результатам K–Ar-метода [6, 11]. В двух кристаллах циркона с признаками нарушенных доменов (потеря Pb), не вошедших в расчет средневзвешенного, индивидуальные значения $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ -возраста составили 76 и 79 млн. лет соответственно.

Возраст средней части разреза вулканогенных образований определялся по игнимбридам пла-

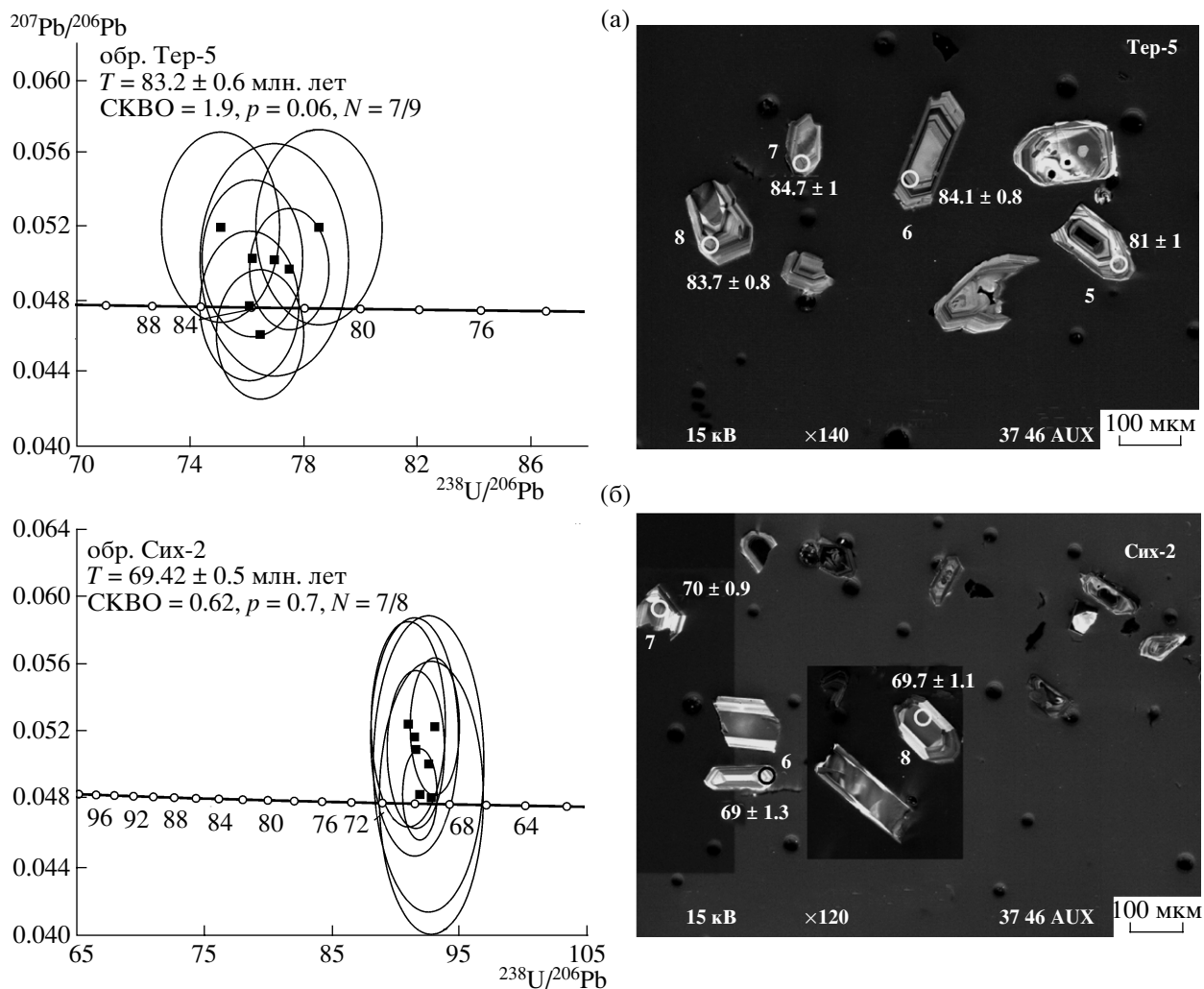


Рис. 3. Диаграммы конкордий Тера–Вассербург для данных U–Pb SHRIMP-датирования (T – средневзвешенный возраст для образца) и катодолуминесцентные изображения цирконов из игнимбритов ВСАВП. На фотографиях справа кружками показаны области анализа кристаллов циркона и полученный возраст.

стунской толщ, пробы которой (Сих-2) были отобраны в береговых обрывах к югу от пос. Пластун, где на вулканитах приморской серии залегают туфы и слабоспекшиеся игнимбриты риолит-дацитов с обломками пород, кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и мелкозернистой основной массы, в которой едва заметны мелкие удлиненные фьямме. Основная масса слегка подвержена низкотемпературным изменениям – хлоритизации.

Цирконы из образца Сих-2 представлены бледно-розовыми, главным образом короткопризматическими кристаллами размером от 50 до 200 мкм. В катодолуминесцентном излучении, так же как и для образца Тер-5, выявляются осцилляционная зональность и отсутствие ксеногенных ядер (рис. 3б). Средневзвешенный U–Pb-возраст семи кристаллов из восьми измеренных

составил 69.4 ± 0.5 млн. лет, $SKBO = 0.62$, $p = 0.7$ (см. рис. 3б), что значительно древнее, чем это определено по совокупности K–Ar-датировок для пород этой свиты. Однако U–Pb-определения находятся в интервале K–Ar-дат для вулканитов сияновской свиты ВСАВП [6, 11].

Полученные нами U–Pb-даты как для нижних вулканитов приморской свиты, так и для средних (сияновская свита) укладываются в интервал от коньяка до границы кампан–маастрихт, но показывают большой временной перерыв этапов их формирования. Даже эти единичные определения показывают необходимость пересмотра возраста ВСАВП и возможность выявления заметных перерывов в вулканической активности. Особую актуальность приобретают в будущих исследованиях определение возрастных интервалов формирования толщ, оценка скорости накоп-

ления большеобъемных игнимбритов приморской серии.

Работа выполнялась при поддержке РФФИ (грант 06–05–64824а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пуцаровский Ю.М. В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966. С. 38–241.
2. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
3. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.
4. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
5. Tao Kuiyuan, Xie Jiayin, Ruan Honghong et al. In: Intern. Symp. Circum-Pacific Volcan. and Metallog. Nanjing, 1989. P. 13–14.
6. Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 172 с.
7. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
8. Акинин В.В., Ханчук А.И. // ДАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654–658.
9. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм // Под ред. С.С. Зинина, И.Н. Говорова, В.Г. Сахно. М.: Наука, 1991. 262 с.
10. Филимонова Л.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. В кн.: Масс-спектрокопия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 149–159.
11. Otofuji Y., Matsuda T., Sakhno V.G. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 130. P. 95–108.
12. Уткин В.П. // ДАН. 1983. Т. 268. № 4. С. 951–955.