

УДК 552.32

РАЗНОВРЕМЕННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ АМГУЭМО-КАНЧАЛАНСКОГО И ЭНМЫВААМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОЧВП ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

© 2010 г. Член-корреспондент РАН В. Г. Сахно, В. Ф. Полин, В. В. Акинин,
С. А. Сергеев, А. А. Аленичева, П. Л. Тихомиров, Е. Дж. Молл-Столкап

Поступило 15.04.2010 г.

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП), размещенный на стыке двух тектонических областей, характеризуется сложной вещественно-структурной зональностью. Отчасти этим объясняется неоднозначность толкования его пространственных и хронологических границ. Одни исследователи полагают, что формирование ОЧВП происходило в течение примерно 25 млн. лет, от среднего альба до сантона, возможно, начала кампана [1, 3, 4 и др.]. Многие другие период его становления принимают шире, привлекая большой объем фито-стратиграфических и радиоизотопных данных [5, 7, 11 и др.].

Архивные К–Аг-датировки для ОЧВП в целом варьируют от 150 до 20 млн. лет, ряд крайних значений связан с разными причинами, что вызывает необходимость корректировки таких данных.

В последние годы появилась серия работ, в которых предприняты активные усилия по ревизии возраста ОЧВП на основании новых аргон-аргоновых и уран-свинцовых датировок вулканогенных пород [1, 2, 5–7, 9, 10, 12–15 и др.]. При этом установлено, что в некоторых сегментах пояса извержения вулканических пород начались значительно позже альбского века, как принимается традиционно, а именно в сеноне (89–86 млн. лет назад).

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Магадан
Всероссийский государственный
научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург
Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова
Геологическая служба США, Рестон, США*

В данном контексте представляются весьма интересными полученные авторами новые результаты U–Pb- и Аг–Аг-датирования вулканитов и субвулканических интробитовых формаций ранней и поздней стадий развития Энмываамского вулканического поля (ЭВП) Центрально-Чукотского сектора (ЦЧС) и Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (АКВП) Восточно-Чукотского сектора (ВЧС) ОЧВП, а также субвулканических кислых образований бимодальной трахидацит-комендит-трахибазальтовой формации АКВП (рис. 1, табл. 1).

Образцы для исследований отобраны в пределах двух участков (рис. 1): 1) район оз. Эльгыгытгын и бассейна р. Энмываам (ЭВП ЦЧС) и 2) бассейн междуречья Амгуэма – Канчалан (АКВП ВЧС).

U–Pb-датирование циркона выполнено с помощью стандартных протоколов и процедур на высококоразрешающем ионном микрозонде SHRIMP-RG (Стэнфорд, США) и SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Предварительные наблюдения в катодолюминесцентном излучении показали, что большинство кристаллов циркона имеют нормальную для магматитов осцилярную (рекуррентную) зональность. В большинстве случаев получены датировки, статистически принадлежащие к единой совокупности или выборке. Для них рассчитаны скорректированные на ^{207}Pb средневзвешенные значения конкордантных дат или средневзвешенные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ индивидуальных дат, представляющих возраст кристаллизации пород.

Аргон-аргоновые определения выполнены по монофракциям биотита из субвулканических пород кислого состава. Монофракции минерала после облучения в реакторе исследовались при ступенчатом нагреве от 50 до 1450°C, совместно со стандартом MMhb-1 (роговая обманка, возраст 513.9 млн. лет) на масс-спектрометре Аналитического центра Геологической службы США. Определения проводились с учетом поправок и реакций взаимодействия калия, кальция и хлора.

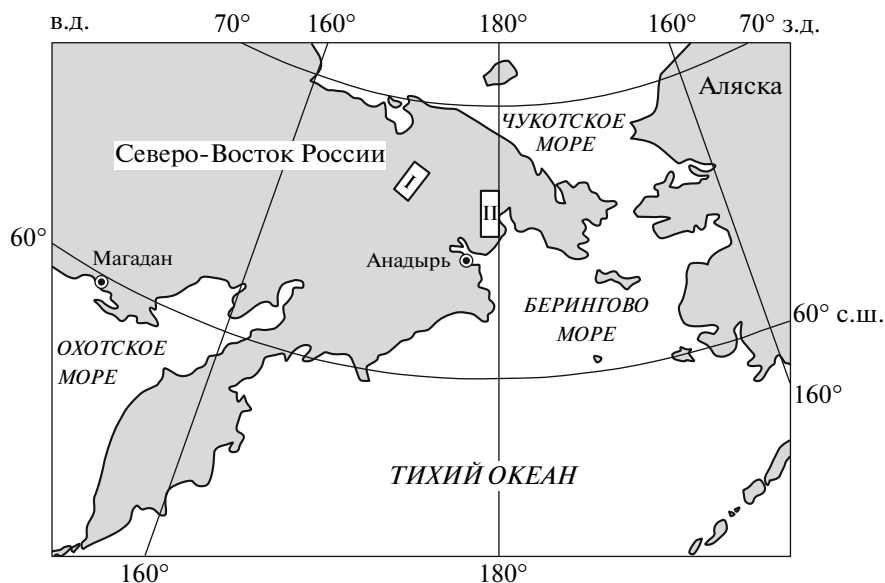


Рис. 1. Географическое положение районов работ: I – район озера Эльгыгытгын и бассейна р. Энмываам (ЭВП ЦЧС), II – бассейны рек Кытэпнайваам и Южный Талдеоан (междуречье Канчалан–Амгуэма, АКВП ВЧС).

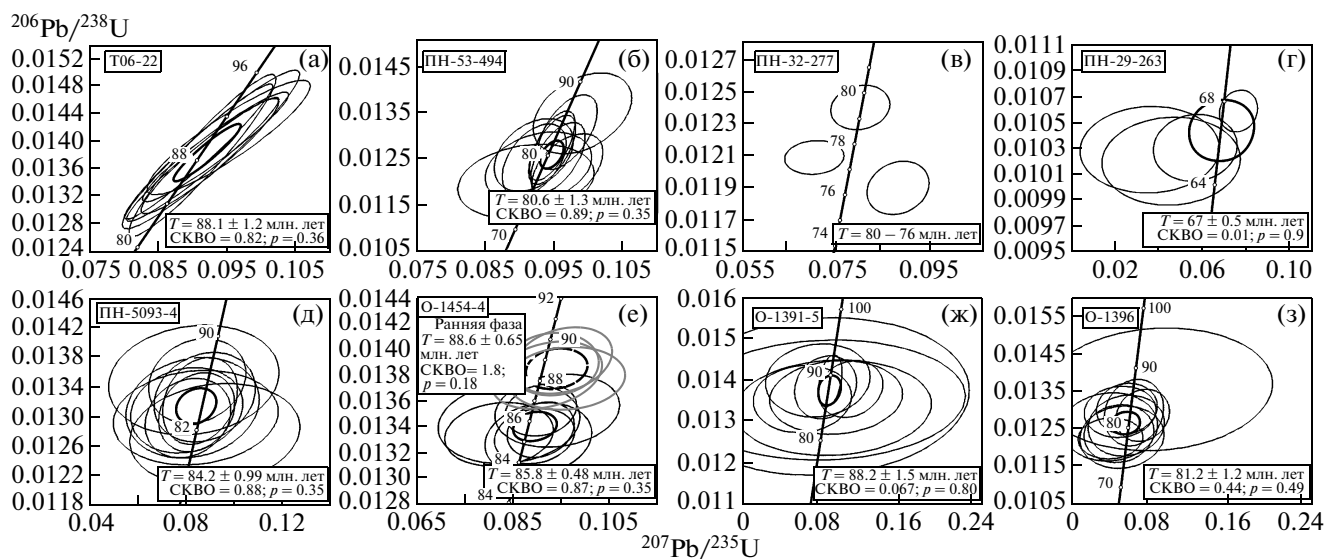


Рис. 2. Результаты SHRIMP-датирования цирконов из вулканогенных пород ЦЧС и ВЧС ОЧВП. а–з – диаграммы Везерилла для всех совокупностей анализов; размер эллипсов соответствует величине 2σ . Средневзвешенные результаты показаны утолщенным эллипсом; тонкими эллипсами отображены данные индивидуальных определений.

Ошибки измерения оценивались на основе анализа соответствующих стандартов.

Для целей изотопного датирования исследованы цирконы из пород шести разновременных вулканических комплексов, представляющих раннюю и позднюю стадии развития ОЧВП, по В.Ф. Белому [3 и др.], в пределах ЦЧС и ВЧС (рис. 2, табл. 1).

Полученные значения уран-свинцового возраста вулканитов Центрально-Чукотского сектора варьируют от 81 (эргываамский комплекс) до

89 (пыкарваамский комплекс) млн. лет; для вулканитов и субвулканитов АКВП колебания уран-свинцовых датировок попадают в интервал 67 (нунлигранский комплекс) – 88.2 (нырвакиннотский комплекс) млн. лет (табл. 3).

Аргон-аргоновые датировки получены для трех образцов биотитов субвулканических пород: из ультракалиевого трахириолита леурваамского комплекса (аналог пробы на уран-свинцовое датирование по цирконам, см. табл. 2, 3, рис. 3), из натриевых трахириолитов нунлигранского комплекса.

Таблица 1. Краткая петрографическая характеристика вулканогенных комплексов Центрально- и Восточно-Чукотского секторов ОЧВП

Центрально-Чукотский сектор	
Энмываамский комплекс. 50–260 м. Оливиновые и оливин-пироксеновые базальты, андезибазальты. Изредка, субвулканические натровые трахириодациты, трахириолиты, комендиты.	
Эргываамский комплекс. 320–490 м. Дациты, риодациты, риолиты; туфы, игнимбриты и туффизиты дацитов, риодацитов, риолитов; перлиты, пехштейны, витрофиры дацитов, риодацитов, риолитов. Иногда, туффиты (Обр. 5093/4, обр. 1396).	
Кожвуньский (верхнеэмунеретский) комплекс. 120–830 м. Базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, их туфы; кварцевые диорит-порфириды.	
Вороньинский (нижнеэмунеретский) комплекс. 160–750 м. Туфы, сваренные туфы, игнимбриты и туффизиты риодацитов, риолитов, дацитов, андезидацитов, иногда туффиты. В подчинении лавы и субвулканиды тех же составов. (Обр. 1454/4).	
Пыкарваамский комплекс. 150–620 м. Сваренные туфы и игнимбриты дацитов и риолитов, реже их лавы и субвулканиды. (Обр. 1391/5).	
Угаткынский комплекс: 300–1130 м. Игнимбриты и туфы риолитов, дацитов, дациандезитов, андезитов; андезиты, дациты и риолиты.	Каленьмуваамский комплекс. 680–755 м. Андезиты, дациандезиты, андезито-дациты, дациты, риолиты, туфы среднего и умеренно-кислого составов, витрофиры андезитов и дацитов.
	Алькаквуньский комплекс. 625–1140 м. Туфы и игнимбриты риолитов, дацитов, туффиты; субвулканические перлиты и витрофиры.
Восточно-Чукотский сектор	
Нунлигранский комплекс. 40–220 м. Оливиновые и оливин-пироксеновые базальты и долериты, андезибазальты, трахиандезиты, трахидациты; субвулканические трахириолиты, пантеллериты, комендиты, щелочные гранит-порфиры. (Обр. ПН-29-263, обр. ИЛ-1-8, обр. ПН-50-471).	
Леурваамский комплекс. 70–250 м. Игнимбриты, туфы, туффизиты, реже лавы трахидацитов, трахириодацитов, трахириолитов, субвулканические риолиты, перлиты, пехштейны, обсидианы, витрофиры риодацитов и риолитов. (Обр. ПН-32-277).	
Экитыкинский комплекс. 60–500 м. Базальты, андезибазальты, кварцевые латиты, андезиты в лавовой и субвулканической фациях, кварцевые диориты, изредка туфы андезитовые и базальтовые.	
Верхнеамгеньский комплекс. 300–600 м. Туфы, игнимбриты, туффизиты дациандезитов, андезидацитов, дацитов, риодацитов, риолитов, туффиты; субвулканические дациты, риолиты.	
Среднеамгеньский комплекс. 100–350 м. Туфы дациандезитов, андезидацитов, дацитов, риодацитов; туффиты; субвулканические дациты, риолиты.	
Нижнеамгеньский комплекс. 160–500 (до 900) м. Игнимбриты, сваренные туфы, реже лавы и субвулканиды дацитов, риолитов, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты. (Обр. ПН-53-494).	
Верхнеырвакиннотский комплекс. 270–330 м. Субвулканиды и лавы андезидацитов, кварцевых латитов, дацитов, риодацитов, их туфы и туффизиты, туфогенно-осадочные породы. (Обр. Х06-22).	
Нижнеырвакиннотский комплекс. 500–550 м. Базальтовые и андезитовые порфириды, субвулканические андезитовые и диоритовые порфириды, туфы андезитового и андезидацитового составов, туфогенно-осадочные породы.	

Размах датировок составил от 69.2–70.9 млн. лет (нунлигранский комплекс) до 79.9 млн. лет (леурваамский комплекс).

Конкордантный возраст цирконов из сваренного туфа риолита нижнеамгеньского комплекса (АКВП) составляет 80.6 ± 1.3 млн. лет. Для аналогичной породы из пыкарваамского комплекса (аналог нижнеамгеньского по положению в эволюционной схеме и по вещественному составу, см. табл. 1, рис. 4) в ЭВП получены значения U–Pb-возраста 88.2 ± 1.5 млн. лет (табл. 3). Сходная ситуация наблюдается для уран-свинцовой дати-

ровки (76–80 млн. лет) леурваамского субвулканического риолита (АКВП), значительно меньшей по величине, чем у субвулканического риолита эргываамского (аналог леурваамского) комплекса из ЭВП, конкордантный возраст которого составляет 84.2 ± 0.99 млн. лет. Ar–Ar-возраст этой же пробы леурваамского риолита составил 79.7 ± 0.44 млн. лет, что также значительно ниже возраста эргываамского риолита из ЦЧС. Наконец, порода из наиболее древнего в ВЧС нырвакиннотского комплекса показала уран-свинцовую датировку 88.1 ± 0.8 млн. лет [15], близкую к возрасту сва-

Таблица 2. Результаты ^{40}Ar – ^{39}Ar -датирования возрастов биотита из субвулканических пород ВЧС

№ пробы, координаты	Масса пробы, г	Общее число фракций ^{39}Ar	Возраст по суммарному количеству ^{39}Ar , млн. лет	K_2O , мас. %	Комментарий	Возраст по плато ^{39}Ar , млн. лет
ПН-32-277 66°25'36" N, 177°38'28" E	0.0999	8	77.96 ± 0.47	7.37	Фракции 5–8, высвобождено 69.1% газа	79.72 ± 0.44
ПН-50-471 66°23'47" N, 177°08'42" E	0.0997	5	69.17 ± 0.32	7.00	Нет плато	–
ИЛ-1-8 66°24'06" N, 177°06'59" E	0.1017	6	70.91 ± 0.33	9.13	Нет плато	–

Примечание. Биотиты из пород: ПН-32-277 – риолит ультракислый, леурваамский комплекс; ПН-50-471 и ИЛ-1-8 – трахи-риолиты, нунлигранский комплекс. Прочерк – нет данных.

Таблица 3. Возраст вулканогенных пород магматических комплексов ЦЧС и ВЧС ОЧВП по результатам U–Pb–SHRIMP-датирования цирконов

№ п.п.	№ обр.	Координаты		Комплекс	Порода	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, млн. лет	$\pm 1\sigma$	СКВО	p	N
		с. ш.	в. д.							
Восточно-Чукотский сектор										
1	ПН-29-263*	66°17'14"	177°34'13"	Нунлигранский	*Пантеллерит	67.0	0.5	0.01	0.90	4
2	ПН-32-277*	66°25'36"	177°38'28"	Леурваамский	*Трахириолит	76–80				4
3	ПН-53-494	66°28'17"	177°51'19"	Нижнеамгенский	Игнимбрит риолита	80.6	1.3	0.89	0.35	10
4	ТО6-22**	66°25'36"	177°38'28"	Нырвакиннотский	Туф риодацита	88.1	1.2	0.82	0.36	8
Центрально-Чукотский сектор										
5	О-1306/1	67°13'45"	172°14'25"	Эргываамский	Игнимбрит риодацита	81.2	1.2	0.48	0.49	9
6	ПН-5093/4	67°10'17"	172°35'35"	Эргываамский	*Трахириолит	84.21	0.99	0.88	0.35	10
7	О-1454/4	67°28'24"	172°14'11"	Вороньинский	Игнимбрит дацита	88.6	0.65	0.87	0.35	4
	О-1454/4					85.8	0.48	1.8	0.18	7
8	О-1391/5	67°28'54"	172°48'27"	Пыкарваамский	Игнимбрит риолита	88.2	1.5	0.07	0.80	10

Примечание. Положение проб в таблице согласуется с возрастным положением комплексов, снизу вверх от более древних к молодым. Звездочками отмечено: одной – субвулканическая порода, определения выполнены в Стенфордском университете В.В. Акининым; двумя – заимствовано из [15]. Прочие определения сделаны в ЦИИ ВСЕГЕИ.

ренного туфа пыкарваамского комплекса, занимающего лишь среднюю часть в разрезе ЭВП (табл. 1, рис. 4). Значения SHRIMP-возраста цирконов из дацитового игнимбрита вороньинского комплекса (ЭВП) занимают закономерное, согласующееся с эволюционной последовательностью вулканизма в ЦЧС более позднее положение относительно возраста сваренного туфа пыкарваамского комплекса. Следует подчеркнуть, что наши U–Pb-датировки эргываамского комплекса (ЭВП ЦЧС) хорошо согласуются с данными по Ar–Ar-датированию подавляющего большинства вулканогенных пород эмунеретской (в интерпретации В.Ф. Белого [3]) свиты ЦЧС в бассейне р. Энмываам (ЭВП). Нелухая сходимость с полученными нами уран-свинцовыми датировками

(рис. 4) наблюдается также для ^{40}Ar – ^{39}Ar -возрастов пыкарваамского и вороньинского комплексов, приводимых в [3, 9, 13, 14]. Уран-свинцовый возраст субвулканического риолита эргываамского комплекса хорошо согласуется с изотопно-геохронологическими данными по ольскому комплексу [2], аналогу эргываамского в Охотском секторе ОЧВП.

Приведенные факты позволяют полагать, что в АКВП проявления окраинно-континентального вулканизма сдвинуты во времени на 4–8 млн. лет в сторону омоложения относительно близких им по положению в разрезе и вещественному составу вулканогенных комплексов из ЭВП.

Показательно, что аргон-аргоновые датировки (72 млн. лет – “плитный” возраст [5]; 75–

80? млн. лет – возраст по высокотемпературной фракции [6]) времени образования руд золото-серебряного месторождения “Валунистое” из АКВП ВЧС показывают также значительно меньшие величины, чем возраст руд (76–85 млн. лет – “плитный” возраст [5]; 79–93 млн. лет – возраст по высокотемпературной фракции [6]) из подавляющего большинства аналогичных месторождений в других секторах пояса (Карамкен, Эвенское, Ирбычан, Кегали, Ойра, Утесное, Дукал). По существующим представлениям, золото-серебряное оруденение генетически связано со становлением поздне меловой аляскит-трахидацит-трахириолитовой формации, в разных секторах ОЧВП представленной леурваамским, белоувалинским (ВЧС), эргываамским (ЦЧС), кавралянским, терпухойским? (Анадырский сектор), ольским, аганским, хайчанским (Охотский сектор), уракским, тунумским (Западно-Охотский сектор) комплексами. П.В. Лейер с соавторами в своих работах [5 и др.] пришли к выводу, что значимое отличие возраста оруденения в АКВП ВЧС от такового в прочих секторах пояса отражает либо “длительность периода гидротермальной активности”, либо связано “с особенностями проявления постсубдукционных смешанных серий”. В свете полученных нами данных очевидно, что относительно молодой возраст оруденения на месторождении Валунистое обусловлен также относительно более молодым возрастом рудоносного леурваамского комплекса, в сравнении с их аналогами в других сегментах ОЧВП. Наблюдаемая корреляция U–Pb-возрастов пород золотосеребряносной формации ([2] и материалы этого сообщения) с Ag–Ag-возрастами парагенного им золото-серебряного оруденения [5, 6 и др.] также свидетельствует, что время становления АКВП ВЧС было более поздним, чем ЭВП ЦЧС и прочих секторов ОЧВП.

В то же время уран-свинцовый изотопный возраст (67.0 ± 0.5 млн. лет) нунлигранского (АКВП) субвулканического пантелерита, прорывающего нижнюю толщу оливиновых базальтов этого же комплекса, приближается к аргон-аргоновым возрастам [3] энмываамских (ЭВП) оливиновых базальтов, являющихся аналогами нунлигранских из ВЧС. Этот возраст удовлетворительно согласуется и с Ag–Ag-датировками (табл. 2), полученными нами для трахириолитов завершающей фазы нунлигранского комплекса в АКВП. Возможно, все это – свидетельства близодновременности проявлений вулканизма постсубдукционного (окраинно-континентально-рифтогенного) типа в пределах изученных вулканических полей.

Таким образом, новыми уран-свинцовыми и аргон-аргоновыми датировками вулканогенных пород и минералов из них установлен временной разрыв между становлением аналогичных по вещественно-

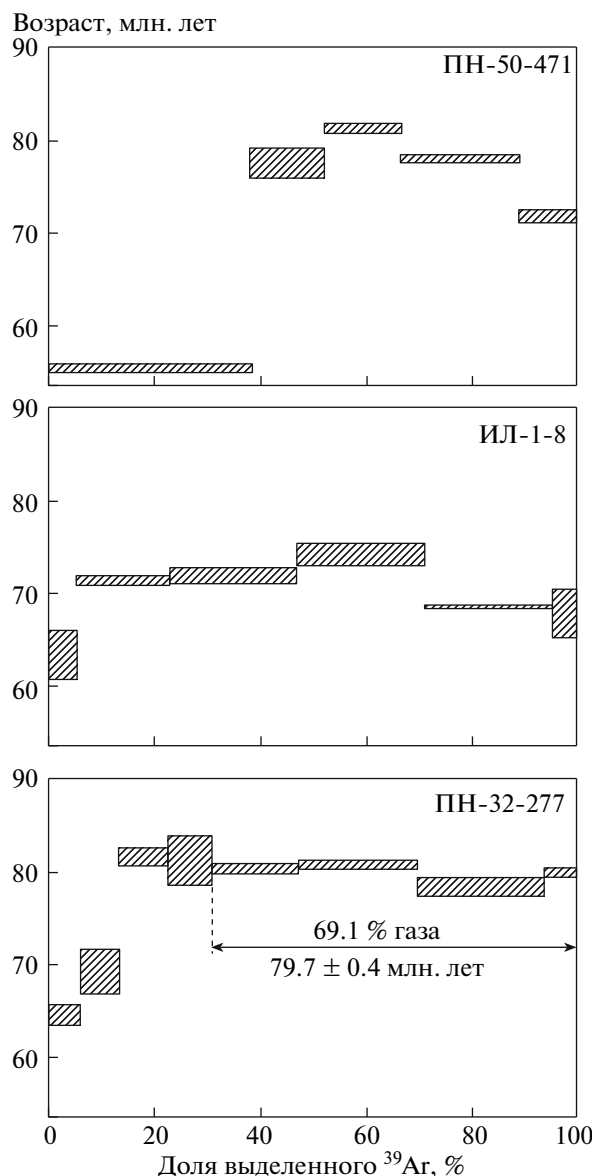


Рис. 3. Спектры ^{40}Ar – ^{39}Ar -возрастов, полученные при ступенчатом нагреве мономинеральных фракций биотита.

му составу и положению в разрезе окраинно-континентальных (надсубдукционных) комплексов в Энмываамском (ЦЧС) и Амгуэмо-Канчаланском (ВЧС) вулканических полях, отражающий смещение факторов магмогенерации в восточном, юго-восточном направлениях.

Для пород постсубдукционного нунлигранского комплекса получены маастрихт-палеоценовые Ag–Ag- и U–Pb-изотопные возрасты, наиболее молодые из числа имеющихся для ОЧВП, что свидетельствует либо об асинхронности проявлений позднейшей активности в пределах ОЧВП, либо о влиянии наложенного события. По одной интерпретации, продукты относительно мо-

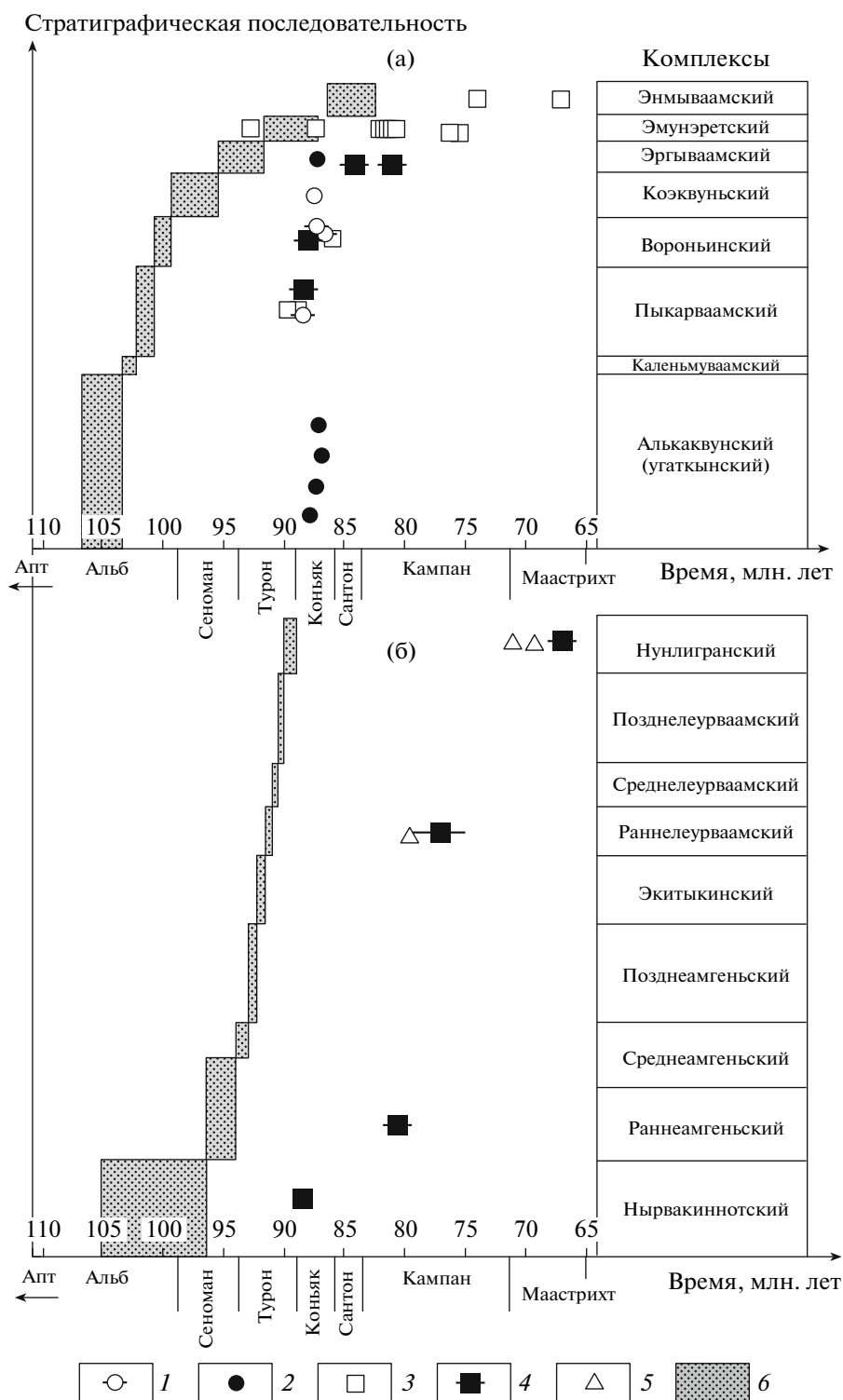


Рис. 4. Сопоставление данных изотопной геохронологии и принятых возрастов стратиграфических подразделений ОЧВП (а – Энмываамское вулканическое поле (ЦЧС), б – Амгуэмо-Канчаланское вулканическое поле (ВЧС)). 1–3 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки (1, 2 – мономинеральные, 3 – по “валу”) из работ: 1 – [14], 2 – [13], 3 – [3]; 4 – новые SHRIMP-датировки цирконов; 5 – новые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки биотитов. Штрихи при знаках – 1σ (не показаны, если ошибка измерения меньше размера знака при данном масштабе временной шкалы); 6 – возрастные интервалы, принятые для стратиграфических подразделений ОЧВП (данные из материалов геологосъемочных работ). Вертикальный размер пропорционален средней мощности вулканогенных отложений.

лодых импульсов магматизма в АКВП принадлежат к завершающей фазе ОЧВП [3, 7, 8 и др.], по другой — к палеоцен-олигоценному Корякско-Камчатскому или кампан-палеоценовому Анадырско-Бристольскому вулканогенным поясам, сформированным к юго-востоку от ОЧВП [12].

Возрастной диапазон становления ЭВП ЦЧС по изотопным данным составляет 27–30 млн. лет, АКВП ВЧС — более 20 млн. лет. Завершение крупнообъемного кислого вулканизма в ЭВП произошло около 81 млн. лет назад, в АКВП — менее чем 76–80 млн. лет назад.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (09–05–91005–АНФ_а, 09–05–01197–а), и Программ 14 и 16 фундаментальных исследований Президиума РАН (проекты 09–01–П16–11, 10–01–П14–02 и 10–01–П16–02) SRNMP-датировки ВСЕГЕИ выполнены при финансовой поддержке “Роснедра” Министерства природных ресурсов и экологии РФ по Росконтракту (АЛ–02–06/35).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В. В кн.: Вулканизм и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 235–237.
2. Акинин В.В., Ханчук А.И. // ДАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654–658.
3. Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение реки Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
4. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
5. Лейер П.В., Иванов В.В., Раткин В.В., Бундцен Т.К. // ДАН. 1997. Т. 356. № 5. С. 665–668.
6. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б. и др. В кн.: Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 181–205.
7. Полин В.Ф., Иванов В.В., Романов Н.И. и др. В кн.: Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 92–93.
8. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Екимова Н.И., Сандиминова Г.П. // ДАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 388–393.
9. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 81–95.
10. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Накамура Э. // ДАН. 2008. Т. 419. № 2. С. 237–241.
11. Умитбаев Р.Б. // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 109–114.
12. Akinin V.V., Miller E.L., Wooden J. // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 2009. V. 456. P. 39–68.
13. Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu. // J. Geol. 2004. V. 112. P. 369–377.
14. Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. // Cretaceous Res. 1999. V. 20. № 1. P. 97–106.
15. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T. et al. // Lithos. 2010. In press.