

**ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕЛОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ  
ПРОВИНЦИИ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

*И.Н. Котляр, Т.Б. Русакова*

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан*

Используя геолого-радиологические данные, авторы создали геолого-геохронологическую модель формирования меловых континентальных образований, выделив четыре этапа вулканизма, три из них отличаются значительной интенсивностью. Этапы разделены значительными временными перерывами. Продукты вулканизма представлены известково-щелочными и трахириолит-трахибазальтовыми сериями различной тектонической принадлежности: островодужной, континентальной, внутриконтинентальной рифтогенной. Их различие подчеркивается петрологическими особенностями пород.

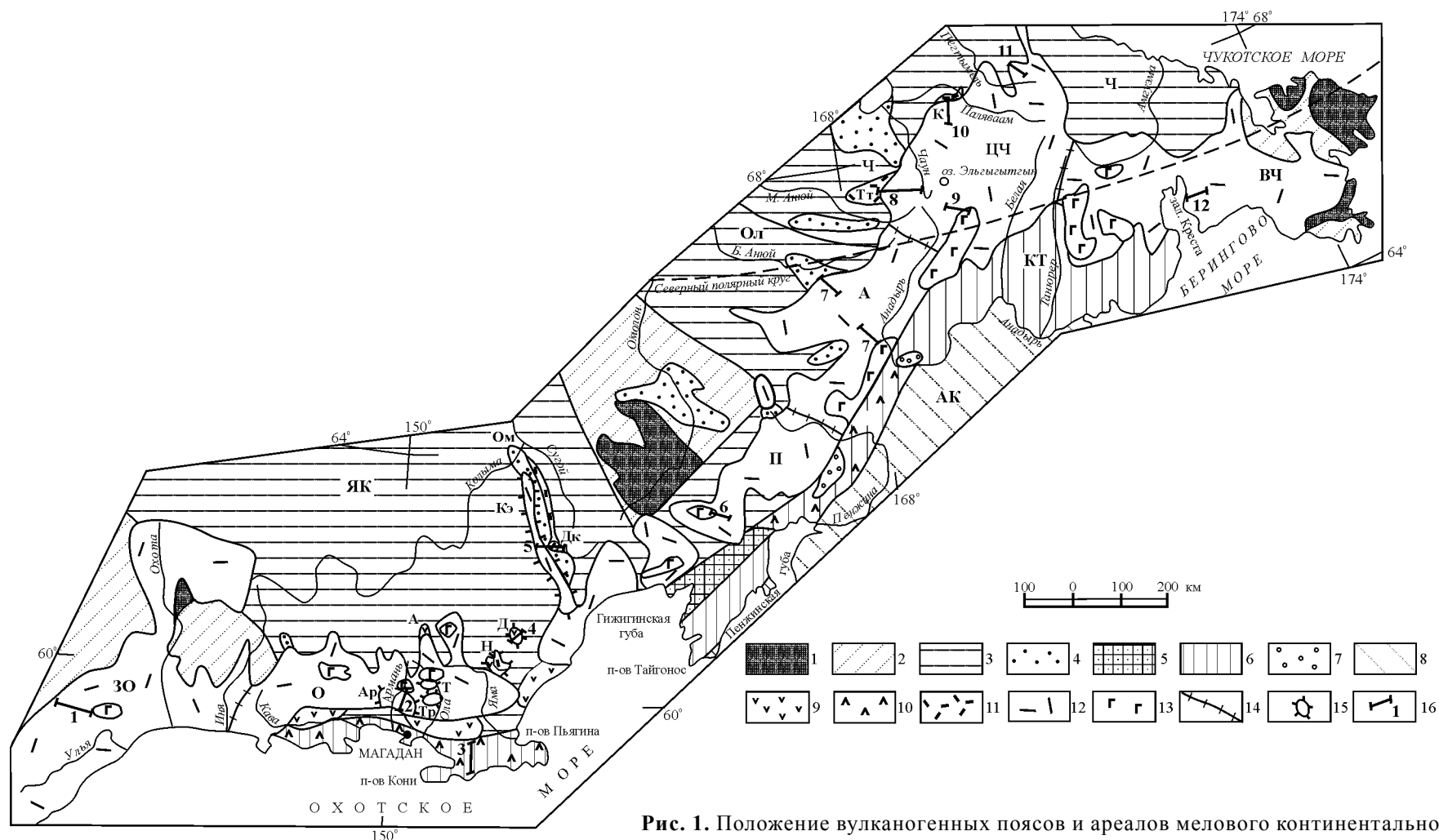
**Ключевые слова:** вулканы, геохронология, Rb-Sr, K-Ar и Ar-Ar датировки, Охотско-Чукотская провинция, СевероВосток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Охотско-Чукотская магматическая провинция (ОЧМП) занимает территорию, объединяющую структуры Кони-Танюерской складчатой системы (КТСС), Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) и ареалы развития платобазальтов (рис. 1). К настоящему времени установлено, что на территории ОЧМП развиты продукты нескольких континентальных магматических серий [2, 3, 18, 41, 42]: 1 – островодужная известково-щелочная, которой принадлежат комплексы, слагающие континентальную часть Удско-Мургалского вулканического пояса [42], принадлежащего КТСС, а также локализованные в посторогенных структурах Яно-Колымской складчатой области (ЯКСО) [2, 21]; 2 – серия трахириолитов-трахиандезитобазальтов, распространенная в рифтогенных структурах, заложенных на зрелой континентальной коре; 3 – континентальная известково-щелочная, представленная комплексами ОЧВП; 4 – континентальная (внутриплитная) базальт-трахибазальтовая и контрастная трахириолит-трахибазальтовая [42], образующая Хакаринско-Энмываамскую вулканическую цепь (ХЭВЦ) [22].

Эти серии представлены вулканическими (покровными и субвулканическими) фациями и коагматическими (?) им интрузивными комплексами. Покровные фации выделяются в ранге свит и толщ и содержат представительные растительные комплек-

сы, характеризующие несколько этапов развития флоры Северо-Востока России. Впервые такие этапы для поздней юры–турона включительно установила В.А. Самылина [33], а несколько позже отложения, заключающие флорокомплексы, были выделены в соответствующие горизонты [30]. В дальнейшем возраст этих комплексов неоднократно пересматривался, вводились новые, позволяющие, по мнению их авторов, с большой детальностью расчленять субаэральные отложения (табл. 1). В то же время, оппоненты такого подхода подвергали сомнению саму возможность дробной корреляции региональных стратонев с подразделениями общей шкалы [9, 29, 49], особенно для постаптского времени. Действительно, если соотношение неокотских–раннеальбских “стратофлор” (в понимании В.А. Самылиной [34] и С.В. Щепетова [49]) с общей шкалой в схемах разных исследователей в какой-то степени коррелируется, то авторские интерпретации возраста более поздних комплексов резко различаются, что наглядно демонстрирует таблица 1. Так, возраст арманской стратофлоры, по мнению разных исследователей, варьирует от среднего-позднего альба до сантона, чаунской флоры – от среднего-позднего альба до турона–коньяка, аркагалинского комплекса – от позднего альба до среднего кампана. Очевидно, что стратиграфические проблемы ОЧМП на основе одних палеонтологических данных решены быть не могут. Для этого необходимо комплексное обоснование, вклю-



**Рис. 1.** Положение вулканогенных поясов и ареалов мелового континентального вулканизма ОЧМП в тектонических структурах региона.

1–4 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 1 – выходы кристаллического фундамента срединных массивов, 2 – чехол срединных массивов, 3 – складчатые системы: Яно-Колымская (ЯК), Олойская (Ол), Чукотская (Ч), 4 – наложенные впадины и прогибы; 5–7 – Кони-Танюерская складчатая система (КТ): 5 – выступ кристаллического фундамента, 6 – складчатые зоны, 7 – наложенные впадины; 8 – Корьякско-Камчатская складчатая область; Анадырско-Корьякская складчатая система (АК); 9–13 – ареалы континентального вулканизма: 9–10 – неокомского: 9 – момолтыкичская свита, 10 – Удско-Мургалский пояс; 11 – баррем-аптского континентальных рифтов (Омсукчанский – Ом) и впадин (Тытыльвеевская – Тт, Кукевеевская – К); 12 – ранне-поздне мелового (Охотско-Чукотский пояс); 13 – поздне мелового (Хакаринско-Энмываамская цепь); 14 – границы зон и секторов ОЧВП; 15 – контуры вулканоструктур; 16 – расположение разрезов и номера по рис. 2. Зоны и секторы ОЧВП: Западно-Охотская (ЗО), Восточно-Чукотская (ВЧ), Охотский (О), Пенжинский (П), Анадырский (А), Центрально-Чукотский (ЦЧ). Вулканические структуры, упоминаемые в тексте: Агатовская (А), Нявленгинская (Н), Джугаджакская (Д), Дукатская (Дк), Арманская (Ар), Трассовая (Тр), Тоопчанская (Т), Кэнская лавовая полоса (Кэ).

чающее, помимо прочего, массовое использование различных геохронометрических методов.

Цель настоящей работы – на основе анализа имеющихся геологических и изотопно-геохронологических данных оценить длительность формирования континентальных вулканических толщ ОЧМП и предложить проект региональной стратиграфической схемы этих образований.

#### МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Rb-Sr и K-Ag анализ валовых проб проводился в лаборатории изотопной геохронологии и геохимии СВКНИИ ДВО РАН на приборах МИ-1201 и МИ-1201 ИГ по методике, изложенной ранее [21, 22, 31]. Ниже лишь подчеркнем особенности, связанные с датированием вулканических пород. Так, погрешности в определении изохронного Rb-Sr возраста рассчитывались методом наименьших квадратов с доверительным интервалом  $\pm 1\sigma$ . Такую низкую надежность экспериментальных данных мы вынуждены принять как из-за ограниченной чувствительности применяемой аппаратуры, так и ввиду высокой природной дисперсии концентраций изотопов Rb и Sr, особенно характерной для вулканических пород [13]. Минимизировать аналитические ошибки как будто бы можно при использовании в изохронном датировании минералов с высоким отношением Rb/Sr (калинатровых полевых шпатов, биотита). Однако наш опыт показывает, что при термальных и гидротермальных воздействиях именно в этих минералах гомогенизация изотопов стронция происходит в первую очередь. Как следствие, полученные изохронные даты являются омоложенными [21, 23].

При обработке изотопных данных авторы придерживаются методологии [15, 21], согласно которой основой для интерпретации результатов K-Ag датирования служат гистограммы распределения дат. Истинному возрасту породы отвечают максимальные (реликтовые) K-Ag даты и наиболее древние Rb-Sr изохронные. В тех случаях, когда в одном геологическом теле K-Ag и Rb-Sr изохронные даты значимо различаются, за истинный возраст нами принимается относительно более древняя (пусть и калий-аргоновая). Вместе с тем понятно, что окончательно эти выводы могут быть признаны лишь при наличии геологических доказательств. Вероятность выявленных минимумов, согласно критериям М.В. Гольдина [12] и Ю.Я. Ващилова [10], не ниже 95 %. Принципиальную новизну используемого подхода составляет интерпретация минимумов как моментов термальных событий, когда ранее накопившиеся дочерние изотопы либо удалялись за пре-

делы исследуемых объектов ( $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ ), либо были гомогенизированы в их объеме ( $^{87}\text{Sr}$ ).

Корректность определения возраста пород по максимальным K-Ag датам, к тому же полученным по валовым пробам, требует особого обсуждения. Общепринято, что “K-Ag датирование по горной породе в целом, как правило, оказывается либо бессмысленным, либо малоинформативным” [28, с. 125]. Действительно, реликтовые даты, отражающие время формирования пород, составляют лишь первые проценты от всего массива измеренных проб, а полученные возраста могут быть, как считают многие, обусловлены наличием избыточного, относительно радиогенного,  $^{40}\text{Ar}$ . Наличие последнего установлено для минералов-вкрапленников четвертичных вулкаников Кавказа [46]. Однако его количество столь незначительно, что в мезозойских и более древних породах не играет существенной роли. И.В. Чернышев с соавторами приходят к выводу, что в большинстве случаев K-Ag датировки пород, полученные по валовым пробам, можно рассматривать в качестве хорошего приближения к их истинному возрасту. На изученных нами объектах этот вывод находит полное подтверждение. Выше указывалось, что, как правило, наблюдается соответствие K-Ag и Rb-Sr возрастов, причем эта закономерность характерна также для интрузивных и рудных образований [23, 31]. Кроме того, максимальные даты, полученные по вулканикам, являющимся по геологическим данным одновозрастными, совпадают в объектах, расположенных на сотни километров друг от друга. В этом случае применение модели с избыточным аргоном более чем проблематично.

#### ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Геологическое строение региона (ОЧМП) достаточно детально изучено В.Ф. Белым [2, 3, 5], Р.Б. Умитбаевым [41], Н.И. Филатовой [42, 43], Е.Л. Лебедевым [24], И.Н. Котляром [20], Б.Р. Григорьяном с соавторами [14] и другими исследователями. Позднее (1997–1999 гг.) их представления и данные многочисленных среднemasштабных геологических съемок были обобщены в серийных Легендах листов Государственной Геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (издание второе), составленных на всю территорию ОЧМП. Ниже описываются стратоны, содержащие растительные остатки, и их субвулканические аналоги, для которых получены данные абсолютного возраста. Характеристика свит и толщ приводится согласно серийным Легендам... (1997–1999 гг.), а также работам вышеперечисленных исследователей.

Таблица 1. Схема сопоставления этапов развития растительных комплексов, стратофлор, флор, по представлениям разных исследователей.

Период	Эпоха	Время		Возраст, млн. лет		[30]	[35–37]	[4]	[5]	[8]	[24]	[25]	[44]					
		[52]	[51]	[52]	[51]													
Юрский	Поздняя	Мелловый	Поздняя															
			Эпоха	Поздняя														
			Век	Поздняя														
			Маастрихт															
			Кампан															
			74,0															
			71,3															
			83,0															
			83,5															
			86,6															
			88,5															
			90,4															
			93,5															
			97,0															
			98,9															
			Юрский	Поздняя	Мелловый	Поздняя												
						Эпоха	Поздняя											
						Век	Поздняя											
Альб																		
Позднее																		
Среднее																		
74,0																		
71,3																		
83,0																		
83,5																		
86,6																		
88,5																		
90,4																		
93,5																		
97,0																		
98,9																		
Юрский	Поздняя	Мелловый				Поздняя												
						Эпоха	Поздняя											
			Век	Поздняя														
			Альб															
			Позднее															
			Среднее															
			74,0															
			71,3															
			83,0															
			83,5															
			86,6															
			88,5															
			90,4															
			93,5															
			97,0															
			98,9															
			Юрский	Поздняя	Мелловый	Поздняя												
						Эпоха	Поздняя											
Век	Поздняя																	
Альб																		
Позднее																		
Среднее																		
74,0																		
71,3																		
83,0																		
83,5																		
86,6																		
88,5																		
90,4																		
93,5																		
97,0																		
98,9																		
Юрский	Поздняя	Мелловый				Поздняя												
						Эпоха	Поздняя											
			Век	Поздняя														
			Альб															
			Позднее															
			Среднее															
			74,0															
			71,3															
			83,0															
			83,5															
			86,6															
			88,5															
			90,4															
			93,5															
			97,0															
			98,9															
			Юрский	Поздняя	Мелловый	Поздняя												
						Эпоха	Поздняя											
Век	Поздняя																	
Альб																		
Позднее																		
Среднее																		
74,0																		
71,3																		
83,0																		
83,5																		
86,6																		
88,5																		
90,4																		
93,5																		
97,0																		
98,9																		
Юрский	Поздняя	Мелловый				Поздняя												
						Эпоха	Поздняя											
			Век	Поздняя														
			Альб															
			Позднее															
			Среднее															
			74,0															
			71,3															
			83,0															
			83,5															
			86,6															
			88,5															
			90,4															
			93,5															
			97,0															
			98,9															

**Таблица 1. Окончание.**

Юрский	Меловой											Период		
Поздняя	Ранняя					Поздняя						Эпоха		
Титон (волга)	Берриас	Валанжин	Готерив	Баррем	Апт	Альб		Сеноман	Турон	Коньяк	Сантон	Кампан	Маастрихт	Век
						Раннее	Среднее	Позднее	Раннее	Среднее	Позднее			Время
														млн лет
	145,6	140,7	135,0	131,8	124,5	112,0	112,2				86,6	83,0	74,0	[52]
	144,2	137,0	132,0	127,0	121,0						85,8	83,5	71,3	[51]
									Арманский			Аркагалинский		[45]
									Чуанский	Пенжинский	Пальваамский	Анадырский (барыковский)	Горнореченский	
		Матийский, Крестовореченский			Сияльская	Буор-кемюсская	Топтанская	Зоринская	Алигская и тугуянская	Чингалдинская				[47, 48]
									Пальяваамская (чаунская, аркагалинская)					
									Гребенкинская стратофлора					[49]
		Халтыкский (ожогинский+пенжинский)			Омсукчанский (сияльский, буор-кемюсский, топтанский)			Еланский (арманский, чаунская, гребенкинский, пенжинский, кайваемский)				Хурэндинский (аркагалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чаунская)	Горнореченский	
							Раннегинтеровская	Гребенкинский (Гребенкинская, елиссеевская, среднегинтеровская)	Кайваамский (Гребинский, Гривинский)		Барыковский		Коржский	[11]
						Буор-кемюсский, топтанский		Арманский, амкинская		11	Валтокевская	Барыковская	Горнореченский	
										12				
										13		Усть-эмунарэтский, ольский, аркагалинский		
	Матийский				Армавский, арманский, илдревинский, габрыканский, тылахский, оклаинский, экинжинский, амельский	Чуанский		Оконтитский, ероловский, холоховянский, дукавдинский, керягинский, кельтинский, деурваамский						Время существования флористических и палинологических комплексов по данным неотной хронологии
		Ожогинский			Омсукчанский	Ядринский						Делокачанский		
												Тыльгыгрюнайски 4		
								Аркагалинский						
									Усть-эмунарэтский, эмунарэтский				Энмываамский, мэрэваамский	

### Островодужная известково-щелочная серия.

Как было сказано выше, ей принадлежат комплексы Удско-Мургалского пояса и посторогенных структур ЯКСС. Удско-Мургалский пояс образован морскими и континентальными осадочно-вулканогенными отложениями. Последние слагают верхи разреза юго-западной части этой структуры (бассейн р. Кава, низовья р.р. Армань, Ола, п-ова Кони и Пьягина), где представлены андезит-базальтовыми вулканическими комплексами, разделенными на следующие толщи (снизу вверх): сигланскую, мелдэксскую, поперечную, пьегинскую, общей мощностью до 6000 м (рис. 1; рис. 2, разрез 3. Здесь и далее номера разрезов на рис. 2).

*Сигланская свита* сложена пироксеновыми и амфиболовыми базальтами и андезитами с редкими прослоями их туфов и вулканогенно-осадочных пород. Растительных остатков не содержит. Несогласно залегает на верхнеюрских морских отложениях. Возраст вулканитов определяется косвенно. В низовьях р. Армань базальты свиты прорваны гранодиоритами, Rb-Sr изохронный возраст которых составляет  $138 \pm 4$  Ма\* [21].

*Мелдэкская толща.* Представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфами андезитов, дацитов, реже базальтов и риолитов с единичными горизонтами лав основного и среднего состава. Ранее эти образования входили в состав свиты харбиз, мелдэксской, ровнинской, апкитской толщ. Отложения содержат флору апт-альбского возраста (заключение Г.Г. Филипповой), либо являющуюся проявлением “любого из этапов развития начала или середины мелового периода” [49, с. 91]. К-Аг датирование туфов дацитов средней части разреза (бухта Мелководная, южный берег п-ова Кони) выявило дату  $135 \pm 6$  Ма.

*Поперечная толща* сложена туфами и лавами основного, среднего и умеренно кислого состава, залегающими согласно на мелдэксской толще. В верхней части разреза отмечается флора, свидетельствующая скорее о раннемеловом, чем о юрском возрасте отложений (заключение В.А. Самылиной). Вулканиды прорваны массивом Юго-Восточный (п-ов Кони), внедрившимся около 125 Ма тому назад [21].

*Пьягинская толща* представлена оливиновыми и пироксеновыми базальтами, андезитами с горизон-

тами их туфов и вулканогенно-осадочных пород, согласно перекрывающими образования поперечной толщи. Вулканиды метаморфизуются гранодиоритами массивов Измайлова и Юго-Восточный, К-Аг возраст которых составляет 128–126 Ма [21].

Вулканогенные отложения, связанные с островодужным этапом развития КТСС, в пределах ЯКСС слагают изолированные отрицательные вулкано-структуры: Агатовскую, Джугаджакскую, Нявленгинскую и др. (рис. 1). Выделены в момолтыкическую свиту, мощность которой колеблется от 600 до 1400 м. Во многих структурах эффузивы содержат многочисленные растительные остатки, свидетельствующие о позднеюрском и неокомском (ожогинский горизонт) возрасте вмещающих отложений (заключение Г.Г. Филипповой).

В Агатовской структуре (разрез 2) свита сложена туфами и лавами андезибазальтов и андезитов, несогласно залегающими на отложениях мезозой и несогласно же перекрытыми эффузивами ОЧВП. К-Аг возраст покровных и субвулканических образований момолтыкического комплекса составляет 137–136 Ма.

В Джугаджакской структуре (разрез 4) момолтыкические вулканиты представлены туфами и лавами базальтов и андезитов, в средней части разреза присутствуют лавы и туфы дацитов и дациандезитов [32], содержащие неокомскую флору (заключение Г.Г. Филипповой). С угловым несогласием залегают на морских отложениях кимериджа, перекрываются кислыми эффузивами аскольдинской свиты. Раннемеловой возраст подтверждается взаимоотношением покровных, субвулканических и рудных образований (месторождение Джульетта), локализованных в андезитах свиты. Для них получены сопоставимые Rb-Sr изохронная [23 – изохроны 19, 26, 39], К-Аг и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  [26, 39] даты –  $138 \pm 2$ – $136 \pm 2$  Ма.

Изложенные материалы не позволяют сделать однозначный вывод о длительности формирования островодужных вулканитов. Нижние части стратиграфического разреза (сигланская, мелдэкская, момолтыкическая свиты) накапливались около  $138 \pm 4$ – $135 \pm 6$  Ма назад, т. е. в конце берриаса – валанжине (здесь и далее – по [52]). Формирование поперечной и пьегинской толщ происходило не позже 128–126 Ма назад, о чем свидетельствуют взаимоотношения отложений с прорывающими их интрузивны-

\* Ма – млн лет.

*Примечание к таблице 1.* Флористические комплексы: 1 – аркагалинский (усть-эмунарэтский, аянкинский), 2 – гырбыканский (аркагалинский), 3 – усть-амкинский, 4 – уенминский, 5 – нижний подгоризонт, 6 – средний подгоризонт, 7 – уереканский, 8 – пенжинский, 9 – кайваямский, 10 – валижгенский, 11 – пенжинский (чинейвеемская), 12 – чаунский, 13 – чинганджинский.

ми образованиями. В то же время, наличие в туфах поперечной толщи флоры, переходной между позднеюрской и раннемеловой, позволяет нам условно принять берриас-валанжинский возраст островодужной известково-щелочной серии. Это допущение согласуется с точкой зрения С.В. Щепетова о возрасте отложений юго-западной части Удско-Мургалского пояса: начало раннего мела, а возможно, и конец поздней юры [49].

**Рифтогенная трахириолит-трахиандезит-базальтовая серия.** Образования серии развиты ограничено. В Яно-Колымских мезозоидах они представлены аскольдинским вулканическим комплексом, локализованным в Омсукчанском рифте (в частности, Дукальской вулcano-купольной структуре), Нявленгинской и Джугаджакской структурах, в Чукотских мезозоидах – этчикуньской, тытыльвеевской свитами и их возрастными аналогами, выполняющими изолированные впадины – Тытыльвеевскую, Кукевеевскую (рис. 1).

*Аскольдинская свита* сложена толщиной высококремнистых ультракалийевых риолитов, их туфов и игнимбринов мощностью до 1400 м, содержащих силяпскую флору аптского возраста (определения В.А. Самылиной). Вулканиды несогласно залегают на образованиях мезозойд или момолтыкичской свиты, перекрываются андезитами арылахской толщи, либо терригенными отложениями омсукчанской серии (разрезы 4, 5), в нижней части которой заключена также силяпская флора, в верхней – буор-кемюсская и арманская (определения В.А. Самылиной). Rb-Sr изохронное датирование вулканидов разных структур выявило согласующиеся между собой даты:  $128 \pm 2$ ,  $124 \pm 1$ ,  $123 \pm 2$  Ма [23 – изохроны 1, 2, 5], с которыми сопоставляется и К-Аг –  $128 \pm 4$  Ма, полученная для риолитов Джугаджакской структуры. Среднее, наиболее вероятное время формирования аскольдинской свиты –  $125 \pm 1$  Ма (СКВО=1,5), что соответствует позднему баррему–раннему апту.

*Этчикуньская свита* развита в Кукевеевской впадине (рис. 1), а также в бассейне нижнего течения р. Паляваам. Сложена трахиандезитами, трахибазальтами, латитами, андезитами с прослоями туфо-песчаников и туфоконгломератов мощностью до 700 м (разрезы 10, 11). Растительных остатков не содержит. Эффузивы с несогласием залегают на отложениях триаса или раннемеловой кукевеевской свиты, содержащей флору [2], которую В.С. Щепетов относит с долей вероятности “к проявлениям силяпского или буор-кемюсского этапов развития флоры” [49, с. 55], или неокомскую [16]. Несогласно перекрываются континентальной молассой или вулканидами

ОЧВП с флорой одного из раннемеловых этапов развития флоры [49]. Rb-Sr датирование пород показало возраст  $129 \pm 22$  и  $128 \pm 7$  Ма (изохроны 1, 2 – здесь и далее номера изохран по таблице 2 и рис. 3). Среди К-Аг датировок присутствует реликтовая дата  $124 \pm 3,5$  Ма (разрез 10). Средний возраст свиты, рассчитанный по совокупности Rb-Sr и К-Аг дат, составил  $125 \pm 3$  Ма (СКВО=0,15).

*Тытыльвеевская свита*, развитая в пределах одноименной впадины (рис. 1; разрез 8), представлена лавами и туфами андезитов, андезитобазальтов с прослоями риолитов, дацитов в средней части разреза. Эффузивы, несогласно перекрывающие отложения триаса, валанжина и готерива, содержат флору предположительно ожогинского горизонта [34]. К.В. Паракецов и Г.И. Паракецова [27] считают эти отложения вулканогенной молассой берриас-готеривского возраста. К-Аг датирование пород нижней части свиты выявило дату  $124 \pm 3$  Ма.

Таким образом, данные датирования указывают, что вулканиды трахириолит-трахиандезитобазальтовой серии на всей площади ОЧМП формировались в довольно узком временном диапазоне – на границе неокома и апта,  $125 \pm 3$ – $124 \pm 3$  Ма тому назад.

**Континентальная известково-щелочная серия.** Образования серии слагают протяженный вулканический пояс – ОЧВП (рис. 1), в истории развития которого выделяются два этапа, резко различающихся объемами вулканических накоплений, их составом и структурами вулканических полей [3, 5, 20]: ранний (755 тыс. км<sup>3</sup>) и поздний (110 тыс. км<sup>3</sup>). Магматические продукты раннего этапа представлены разнообразными комплексами с постепенной сменой пород от основных к кислым, тогда как поздний этап характеризуется двумя контрастными формациями. Вулканизм раннего этапа на большей части пояса начался с извержений туфов и лав базальт-андезитового состава (базальт-андезитобазальтовая и андезитовая формации) и закончился формированием риодацитовых толщ. В Центральной Чукотке (разрезы 8–11) базальт-андезитовые толщи отсутствуют, вулканиды представлены риолитами, риодацитами, дациандезитами и андезитами, объединенными в дациандезит-риодацитовую формацию платоигнимбринов [3, 5]. Поздний этап проявился двупироксеновыми андезитами и андезитобазальтами (андезитобазальтовая формация), сменившимися во времени риолитовыми игнимбридами (риолитовая формация).

**Ранний этап.** В основании вулканических покровов практически на всем протяжении ОЧВП (за исключением Центральной Чукотки) залегают континентальная моласса, представленная вулканогенно-

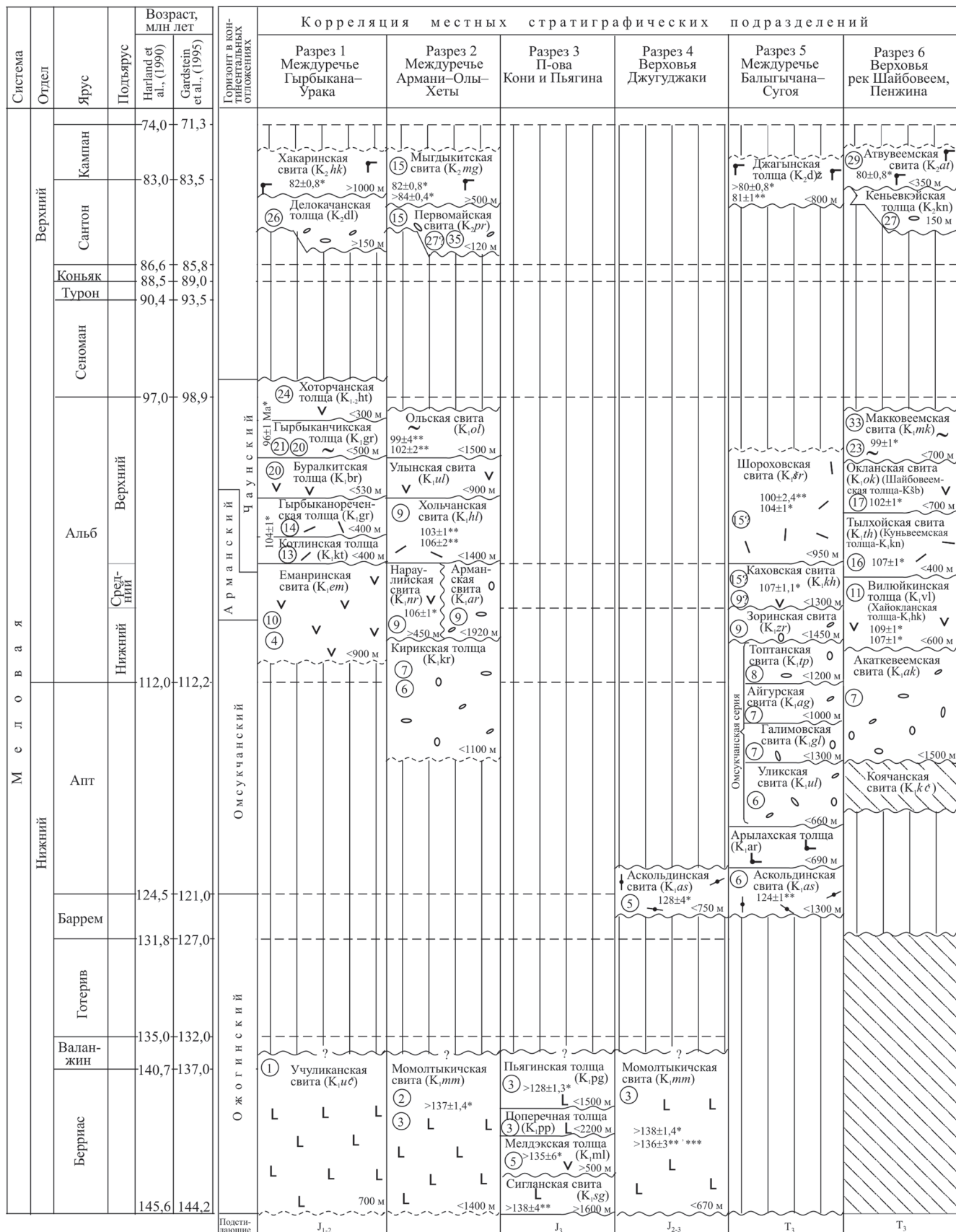
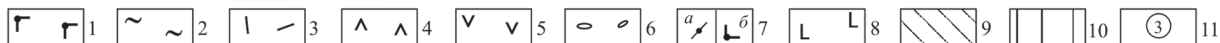
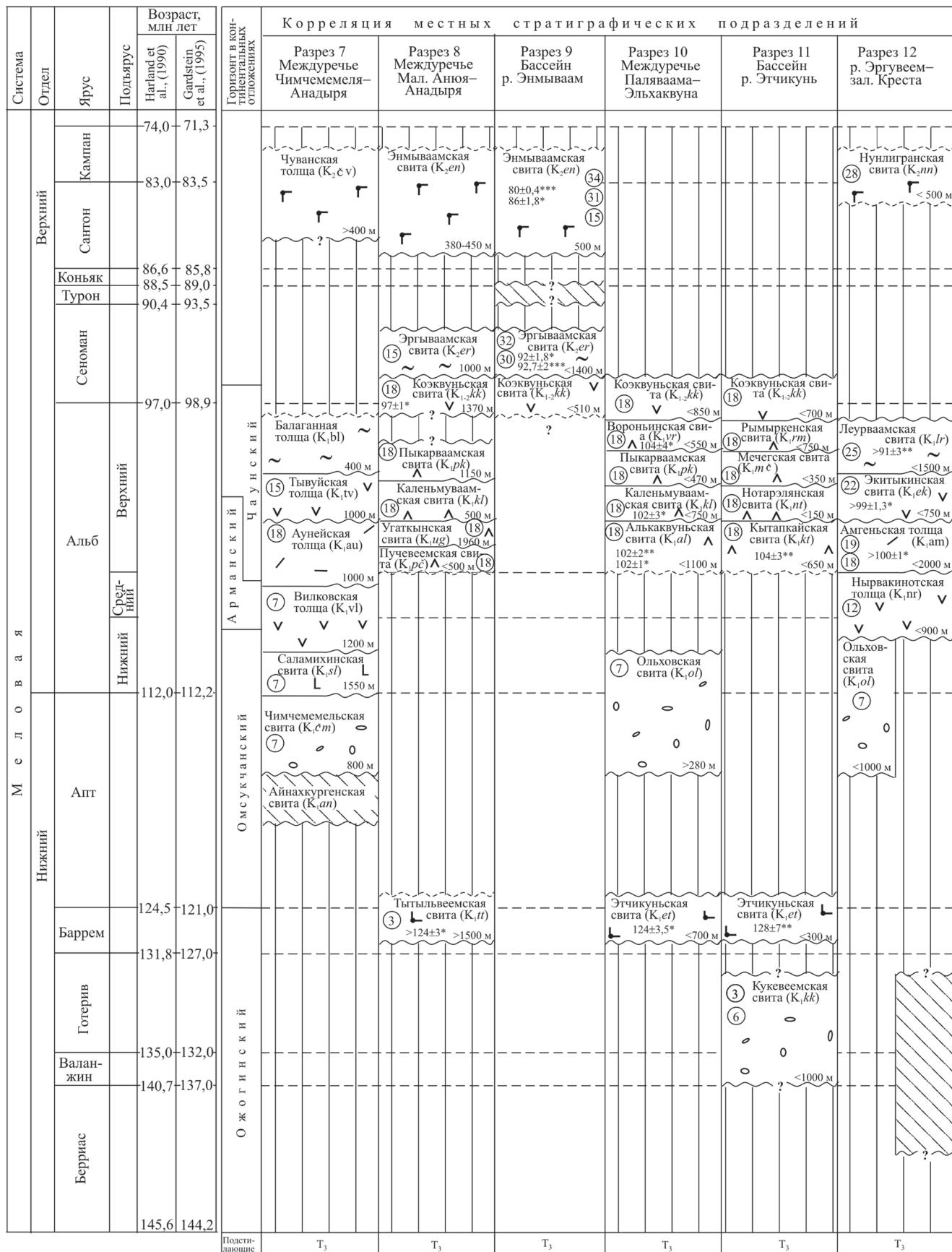


Рис. 2. Региональная стратиграфическая схема меловых континентальных отложений Охотско-Чукотской магматической провинции.





осадочными, нередко угленосными, отложениями, которые содержат альбскую (буор-кемюсскую, топтанскую), изредка аптскую (силяпскую) стратофлоры – кирикская толща, омсукчанская серия, акаткевемская, чимчемемельская, ольховская свиты (разрезы 2, 5–7, 10, 12). Перекрывающие их андезитовые и андезибазальтовые толщи – еманринская, нараулийская, вилюйкинская, саламихинская, нырвакинотская свиты (разрезы 1, 2, 6, 7, 12) содержат буор-кемюсскую и более молодые флоры – арманскую, вилюйкинскую и др. В блоке К-Аг дат выявились реликтовые:  $106 \pm 1$  Ма для андезитов нараулийской свиты и  $109 \pm 1$  Ма для андезитов вилюйкинской толщи, фиксирующие начало вулканизма раннего этапа. Вышезалегающие эффузивы риодацитово-формации – котлинская, гырбыканореченская, хольчанская, шороховская, тылхойская и амгеньская свиты – заключают стратофлоры альб-сеноманского возраста (ариндскую, переходную между арманской и аркагалинской, чаунскую, амгеньскую и др.), а также альбскую арманскую (разрезы 1, 2, 5, 6, 12). По туфам и лавобрекчиям риолитов хольчанской свиты, слагающим, в частности, Арманскую, Трасовую и Тоопчанскую структуры Охотского сектора ОЧВП (рис. 1), получен ряд сходящихся Rb-Sr дат:  $106 \pm 2$ ;  $105 \pm 3,5$ ;  $103 \pm 1$  Ма (изохроны 3, 4, 5). Рассчитанное из этих данных среднее, наиболее вероятное, время формирования эффузивов составляет  $104 \pm 1$  Ма (СКВО=1). Этот возраст косвенно подтверждается и взаимоотношением вулкаников с рвущими их гранодиоритовыми интрузиями с Rb-Sr датами  $101 \pm 4$ – $99 \pm 8$  Ма (изохроны 7, 8). Сопоставимый К-Аг возраст получен по другим вулканическим полям: дацитам котлинской толщи –  $104 \pm 1$  Ма, субвулканическим риолитам тылхойской свиты –  $107 \pm 1$  Ма. Rb-Sr датирование риодацитов шороховской свиты Кэнской лавовой полосы (рис. 1) опреде-

лило более молодую дату – около 100 Ма [23 – изохроны 12, 13], но в то же время, К-Аг возраст субвулканических невадитов определен в  $104 \pm 1$  Ма. Средний возраст вулкаников, рассчитанный по совокупности Rb-Sr и К-Аг дат, составляет  $102 \pm 1$  Ма (СКВО=1,9). В Центральном-Чукотском секторе ОЧВП дациандезит-риодацитовая формация плато-игнимбриков представлена серией свит общей мощностью до 4000 м: алькаквуньской, каленьмуваамской, пыкарваамской, вороньинской и их возрастными аналогами, объединенными вместе с вышележащей коэквиуньской свитой в чаунскую серию [2]. Вулканики заключают флору чаунского типа (разрезы 8, 10, 11). Rb-Sr датирование дацитов алькаквуньской и риодацитовых игнимбриков кытапкайской свит определило возраст в  $102 \pm 2$  и  $104 \pm 3$  Ма (изохроны 9, 10). С этими цифрами согласуются К-Аг даты:  $104 \pm 4$  Ма (игнимбрик дациандезита вороньинской свиты),  $102 \pm 3$  Ма (андезибазальты каленьмуваамской свиты),  $102 \pm 1$  Ма (витрофиры алькаквуньской свиты). Полученные данные показывают, что формирование дациандезит-риодацитово-формации происходило в узком временном диапазоне – позднем альбе. Суммируя результаты Rb-Sr и К-Аг датирования, можно предполагать, что наиболее вероятное время поступления лав на поверхность –  $102 \pm 1$  Ма назад (СКВО=0,14).

**Поздний этап.** Вулканики без размыва и существенного перерыва перекрывают накопления раннего этапа и, как упоминалось выше, развиты довольно ограниченно. Ранняя андезибазальтовая формация (роговообманково-пироксеновые и дупироксеновые андезиты, андезибазальты, базальты, их туфы) представлена буралкитской, улынской, окланской, тывуйской, коэквиуньской, экитыкинской свитами (рис. 2), которые содержат позднемиоценовые (согласно авторам) флоры, такие как дукчандинская, окланская, аркага-

**Рис. 2.** Региональная стратиграфическая схема меловых континентальных отложений Охотско-Чукотской магматической провинции.

1 – базальт-трахибазальтовая и трахириолит-трахибазальтовая серия; 2–5 – формации известково-щелочной серии: 2 – риолитовая, 3 – риодацитовая, 4 – дациандезит-риодацитовая, 5 – андезитовая и андезибазальтовая; 6 – вулканогенно-терригенные отложения, в т.ч. угленосные комплексы наложенных мульд и внутренних впадин; 7 – рифтогенная серия: а – трахириолитовая, б – трахибазальтовая; 8 – островодужная известково-щелочная серия; 9 – морские вулканогенные и терригенные отложения; 10 – стратиграфические перерывы в осадконакоплении; 11 – флористические комплексы, стратофлора: 1 – матийский, 2 – юры–раннего мела, 3 – ожогинский, неокомский, 4 – ядринский, 5 – апта-альба, 6 – силяпский, 7 – буор-кемюсский, 8 – топтанский, 9 – арманский, 10 – еманринский, 11 – вилюйкинский, 12 – нырвакинотский, 13 – ариндский, 14 – гырбыканский, 15 – аркагалинский, 16 – тылхойский, 17 – окланский, 18 – чаунский, 19 – амгеньский, 20 – дукчандинский, 21 – уреканский, 22 – экитыкинский, 23 – оконайтский, еропольский, холоховчанский, 24 – кетандинский, 25 – леурваамский, 26 – делокачанский, 27 – мургальский, барыковский, 28 – тыльпэгыргынайский, 29 – позднего мела, 30 – усть-эмунарэтский, 31 – энмываамский, 32 – эмунарэтский, 33 – куйвикеньевский, 34 – мэрэваамский, 35 – первомайский. Изотопные даты (млн лет): \* К-Аг, \*\* Rb-Sr изохронные, \*\*\* Аг-Аг.

Таблица 2. Аналитические данные к рис. 3.

Номер пробы	Анализируемый материал	$^{87}\text{Rb}$ , мкг/г	$^{86}\text{Sr}$ , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm \sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm \sigma$
<b>Серия трахириолитов - трахиандезибазалтов</b>					
Этчикунская свита (разрез 11). Кол. И.Ю. Черепановой (Центральная Чукотка)					
<i>Изохрона 1.</i> $T = 128 \pm 7$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7092 \pm 2$ ; СКВО = 0,02					
166-11	Трахибазалт	41,59	124,50	0,33±1	0,7098±2
167-6	Трахиандезибазалт	77,20	101,12	0,76±1	0,7107±5
175	Трахиандезит	64,40	72,22	0,88±1	0,7108±4
<i>Изохрона 2.</i> $T = 129 \pm 22$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7097 \pm 2$ ; СКВО = 0,51					
2582-8	Трахиандезит	54,33	104,04	0,52±1	0,7106±1
ХУ1-85	Трахибазалт	56,98	95,98	0,59±1	0,7106±3
2556-5	То же	44,45	114,37	0,38±1	0,7106±2
167-1г	»	58,19	55,94	1,03±1	0,7116±3
2557-11	»	48,96	119,41	0,41±1	0,7103±2
<b>Известково-щелочная серия (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)</b>					
<b>Ранний этап</b>					
Хольчанская свита (разрез 2). Кол. И.Н. Котляра.					
<i>Изохрона 3.</i> Арманская структура. $T = 105 \pm 3,5$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7073 \pm 1$ ; СКВО = 0,68					
25-12	Туф ороговикованный	12,51	50,05	0,25±1	0,7076±2
22-0а	Туф риодацита	17,07	23,94	0,70±1	0,7084±2
26-10	Игнимбриг риолита	26,31	16,42	1,59±1	0,7094±2
26-21а	То же	32,36	18,40	1,74±2	0,7099±1
26-3	Риолит	24,71	6,01	4,07±5	0,7131±4
26-7	То же	25,70	2,34	9,15±15	0,7210±5
<i>Изохрона 4.</i> Трассовая структура. $T = 106 \pm 2$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7053 \pm 3$ ; СКВО = 0,79					
401-2	Риолит	13,33	13,36	1,00±1	0,7067±4
384-5	То же	64,16	5,65	11,36±11	0,7226±4
385-3	»	61,24	4,23	14,49±14	0,7268±4
<i>Изохрона 5.</i> Тоопчанская структура. $T = 103 \pm 1$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7060 \pm 4$ ; СКВО = 0,18					
9-0	Лавобрекция риолита	25,55	11,53	2,19±1	0,7092±1
9-3	То же	27,49	11,76	2,31±1	0,7094±1
9-1	»	27,19	9,96	2,70±3	0,7099±3
10-1	»	25,22	5,57	4,48±2	0,7124±5
10-2	»	23,21	4,87	4,71±2	0,7129±1
310-1	Риолит	29,65	8,86	3,35±3	0,7109±1
<i>Изохрона 6.</i> Тоопчанская структура. $T = 84 \pm 1$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7187 \pm 1$ ; СКВО = 0,002					
310	Игнимбриг риолита	26,68	17,39	1,53±2	0,7205±4
336-2	То же	24,20	1,79	13,55±14	0,7348±4
342-1	»	33,98	1,99	17,02±17	0,7389±4
Интрузии, прорывающие хольчанскую свиту. Кол. И.Н. Котляра					
<i>Изохрона 7.</i> Арманская структура. Массив Сфинкс.					
$T = 99 \pm 8$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7079 \pm 1$ ; СКВО = 0,05					
22-3	Гранодиорит	19,44	34,64	0,55±1	0,7088±6
22-9	Кварцевый диорит	19,47	41,92	0,46±1	0,7086±2
23-7	Гранит-порфир	25,54	23,65	1,07±1	0,7094±3
<i>Изохрона 8.</i> Трассовая структура. Массив Гайчан. $T = 101 \pm 4$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7061 \pm 4$ ; СКВО = 0,1					
16-17	Гранодиорит	20,63	32,86	0,62±1	0,7071±3
17-0	То же	25,72	27,54	0,92±1	0,7075±4
17-14	Гранит	23,69	26,49	0,88±1	0,7073±2
17-1	То же	25,67	26,60	0,95±1	0,7076±5
16-1	»	21,01	24,57	0,85±1	0,7074±3
15-6	»	29,58	21,99	1,32±1	0,7081±4
15-1	»	30,52	14,79	2,04±1	0,7091±2
15-2	»	33,19	14,86	2,21±2	0,7093±1
Алькаквунская свита (разрез 10)					
<i>Изохрона 9.</i> $T = 102 \pm 2$ млн лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7048 \pm 2$ ; СКВО = 1,8. Кол. П.П. Павлова, О.С. Ладного					
102-3	Дациг	33,27	28,57	1,17±1	0,7070±4
100-11	Риолит	22,19	8,24	2,69±3	0,7090±4
100	То же	31,05	10,76	2,89±3	0,7089±4

Таблица 2. Окончание.

Номер пробы	Анализируемый материал	<sup>87</sup> Rb, мкг/г	<sup>86</sup> Sr, мкг/г	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr ± σ	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr ± σ
102	То же	72,07	13,18	5,47±5	0,7124±4
101-1	»	50,84	9,02	5,64±6	0,7133±4
102-2	»	73,15	14,43	5,07±5	0,7117±4
429-а	»	47,76	63,32	0,75±1	0,7052±4
409	»	46,68	25,93	1,80±2	0,7074±4
3876	»	37,14	4,87	7,63±8	0,7166±4
5159-7	Трахириолит	55,60	2,66	20,87±21	0,7348±4
Кытапкайская свита (разрез 11)					
<i>Изохрона 10.</i> T = 104 ± 3 млн лет; ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0,7099 ± 3; СКВО = 3,9. Кол. И.Ю. Черепановой					
2568-3	Игнимбрит дацита	39,65	23,34	1,68±2	0,7129±4
2569-2	Игнимбрит риодацита	31,43	57,67	0,54±1	0,7102±3
2568-4	То же	48,14	16,90	2,82±1	0,7136±2
2573-6	»	64,08	13,20	4,80±6	0,7171±5
2562-1	»	49,24	9,00	5,41±7	0,7183±1
2573-8	Игнимбрит риолита	66,92	16,05	4,12±4	0,7163±5
2573-4	То же	78,49	10,20	7,61±4	0,7212±2
2587-7	»	77,05	5,88	12,9±11	0,7288±1
<b>Поздний этап</b>					
Ольская свита					
Арманская структура (разрез 2)					
<i>Изохрона 11.</i> T = 102 ± 2 млн лет; ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0,7059 ± 2; СКВО = 0,38. Кол. И.Н. Котляра					
30-12	Туф дацита	25,04	26,90	0,92±1	0,7072±2
30-10	Игнимбрит риолита	24,52	23,23	1,04±1	0,7074±2
26-15	То же	26,37	17,41	1,50±1	0,7081±3
30-11	»	23,34	9,37	2,46±3	0,7096±1
30-13	Туф риодацита	26,83	17,83	1,49±1	0,7080±1
26-14	Туф риолита	30,84	15,60	1,95±3	0,7088±1
26-16	То же	26,74	18,46	1,43±1	0,7078±10
30-17	Риолит	27,94	5,71	4,83±2	0,7129±1
<i>Изохрона 12.</i> T = 102 ± 3 млн лет; ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0,7083 ± 2; СКВО = 0,42. Кол. В.В. Акинина					
J7/1	Риолит	19,45	20,27	0,95±1	0,7097±2
J8/2	То же	21,03	17,21	1,21±1	0,7100±2
J18/2	Риолит	25,62	15,06	1,68±2	0,7107±1
J7/3	То же	17,03	8,70	1,93±7	0,7112±2
J9/1	»	31,66	13,27	2,36±2	0,7116±3
J9/2	Риолит	31,25	10,12	3,05±7	0,7128±1
J7/2	Риолит	37,80	8,39	4,46±3	0,7146±2
<i>Изохрона 13.</i> Тоопчанская структура					
T = 99 ± 4 млн лет; ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0,7049 ± 1; СКВО = 0,19. Кол. И.Н. Котляра					
5-3	Игнимбрит риодацита	26,63	19,49	1,35±2	0,7068±1
1-1	Игнимбрит риолита	24,63	14,03	1,73±7	0,7074±1
3-7	То же	30,28	11,64	2,57±9	0,7085±3
4-5	»	30,45	8,19	3,68±4	0,7100±2
<i>Изохрона 14*.</i> Верхне-Тальская структура					
T = 81,3 ± 0,7 млн лет; ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0,7071 ± 1; СКВО = 1. Кол. А.О. Соболева					
287	Риолит	118,10	38,45	8,90±13	0,7162±2
41Б	То же	100,28	98,69	2,94±4	0,7095±2
313	Гранит-порфир	160,14	27,19	17,07±26	0,7259±2
313	Гранит-порфир, амфибол	15,57	218,26	0,21±1	0,7063±1
<i>Изохрона 15.</i> Козквуньская свита (разрез 10)					
T = 87 ± 5 млн лет; ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0,7040 ± 2; СКВО = 0,53. Кол. П.П. Павлова					
23-1	Андезит	7,19	24,70	0,29±1	0,7041±4
58	То же	33,54	39,45	0,85±1	0,7053±4
67	»	31,00	40,12	0,77±1	0,7051±4
59	Дациит	15,83	31,17	0,51±1	0,7045±4
24-3	То же	50,58	24,50	2,07±2	0,7068±4
18	Риолит	54,79	11,18	4,90±5	0,7099±4

\* Rb, мкг/г; Sr, мкг/г.

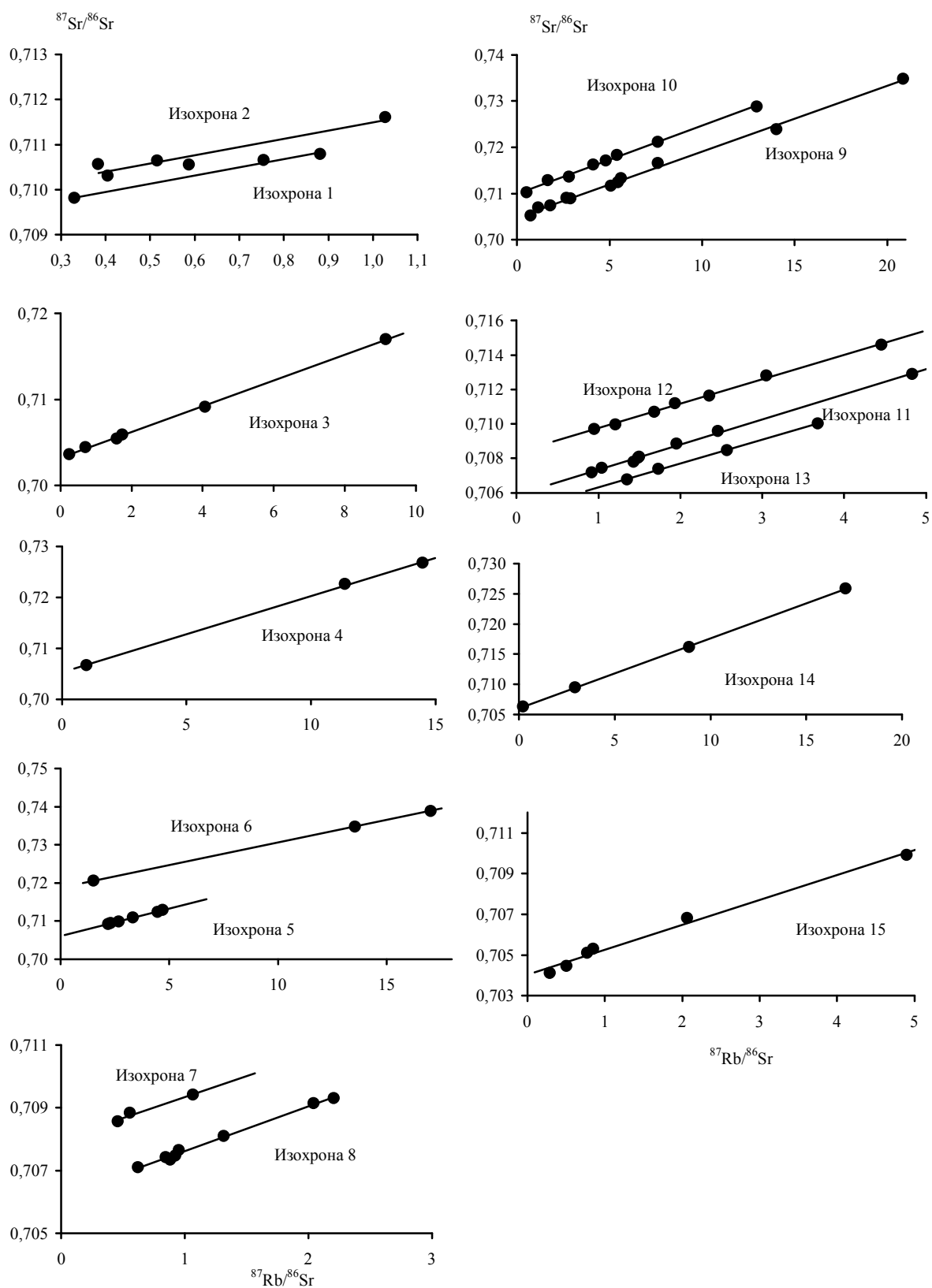


Рис. 3. Результаты Rb-Sr изохронного датирования вулканических и интрузивных пород ОЧМП.

линская, чаунская, экитыкинская. Редкие реликтовые К-Аг даты указывают на формирование вулканитов в интервале  $102 \pm 1$ – $97 \pm 1$  Ма тому назад (андезиобазальт окланской и базальт коэквиунской свит соответственно). Вулканиты риолитовой формации (гырбыканчикская, ольская, макковеемская, балаганная, эргываамская, леурваамская свиты), завершающие разрезы ОЧВП, включают те же и более молодые стратофлоры – уреканскую (разрезы 1, 6, 9, 12), холоховчанскую, усть-эмунэретскую, леурваамскую, а также энмываамский и эмунэретский спорово-пыльцевые комплексы (разрезы 6, 9). Эффузивы охарактеризованы большим массивом Rb-Sr, K-Ag и Ar-Ag дат. Наиболее представительны Rb-Sr датировки пород ольской свиты Арманской и Тоопчанской структур (рис. 1; табл. 2; рис. 3), составляющие  $102 \pm 3$ ,  $102 \pm 2$  и  $99 \pm 4$  Ма (изохроны 11–13, разрез 2). Две первые даты получены по риолитам и их туфам, слагающим основание свиты и залегающим на дацитах хольчанской и андезитах улынской свит соответственно, третья – по риолитовым игнимбрикам кровли. Близкий K-Ag возраст имеют риолиты макковеемской ( $99 \pm 1$  Ма, разрез 6) и леурваамской (здесь риолиты прорваны дайкой диорит-порфиритов с возрастом  $99 \pm 1$  Ма, разрез 12) свит. Для базальтов коэквиунской и туфа риолита эргываамской свит Центральной Чукотки получены более молодые даты –  $97 \pm 1$  (K-Ag) и  $92,7 \pm 2$  ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) Ма, соответственно (разрезы 8, 9).

Таким образом, возраст эффузивов раннего этапа юго-западной и центральной частей ОЧВП составляет 109–103 Ма, его северной ветви – 104–98 Ма. Вулканиты позднего этапа формировались в интервале 103–98 Ма (юго-западная и центральная части ОЧВП) и 98–92 Ма (северная ветвь ОЧВП).

**Континентальная базальт-трахибазальтовая серия** выполняет отдельные изолированные структуры (грабены или лавовые плато), прослеживающиеся на всём протяжении ОЧМП. Во многих ареалах базальтовые толщи, представленные хакаринской, мыгдыкитской, джагынской, атвувеемской, чуванской, энмываамской и нунлигранской свитами, подстилаются грубообломочными вулканогенно-осадочными породами, что свидетельствует о стратиграфическом несогласии между базальтоидами и формациями ОЧВП (рис. 1; 2). Среди вулканических накоплений преобладают лавы оливиновых и оливинсодержащих базальтов и трахибазальтов, реже шошонитов, присутствуют андезиобазальты, андезиты и трахириолиты. Вулканиты и грубообломочные породы включают позднемеловую флору и палинокомплексы (рис. 2). Особо следует остановиться на геологической позиции флороносного горизонта, непосред-

ственно подстилающего трахибазальты мыгдыкитской свиты (разрез 2). Здесь найдены растительные остатки, “уверенно сопоставляемые с типовой тафофлорой аркагалинской стратофлоры” [49, с. 90]. Общепринято, что флороносные горизонты слагают кровлю ольской свиты, и содержащаяся в них флора характеризует её возраст. Однако литология флороносного горизонта, представленного 100-метровой пачкой туфоалевролитов, туфов, их агломератовых разновидностей и опоковидных пород, не характерна для накоплений ольской свиты и в разрезах последней нигде более не наблюдалась [19]. Эти образования нами сопоставляются с первомайской свитой, залегающей в подошве трахибазальтовых толщ [5].

Анализ Rb-Sr, K-Ag, Ar-Ag дат позволил установить, что платобазальты во всех ареалах формировались в узком временном диапазоне, сантоне–кампане,  $86 \pm 1,8$ – $80 \pm 0,8$  Ма тому назад (разрезы 1, 2, 5, 6, 9; [23 – изохрона 18]). Продолжительность трахибазальтового вулканизма из-за отсутствия геологических критериев условно оценивается нами в 5–8 Ма.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было сказано выше, относительно существования на территории ОЧМП одного или двух этапов континентального вулканизма существует несколько точек зрения. В.Ф. Белый [2, 5] выделяет два этапа континентального вулканизма: позднелюрский–раннемеловой, которому соответствует орогенная Тайгоноская тектоническая зона (геосинклиналь) и альб-раннекампанский ОЧВП, завершающийся платобазальтами. Согласно Р.Б. Умитбаеву [41], все континентальные вулканиты региона формируют ОЧВП, который рассматривается им как вулканическая зона тектоно-магматической активизации позднелюрского–позднемелового (или палеогенового) возраста. Обе возрастные границы накоплений пояса не изохронны. Нижняя граница меняется от неокома (и или конца юры) до альба, верхняя – от сенона до палеогена. Н.И. Филатова [42, 43], представляя развитие территории с позиций плейттектоники (как зоны перехода континент – океан), выделяет три разновозрастные, не связанные друг с другом, тектонические структуры: 1) Удско-Мургальский островодужный пояс – поздняя юра–неоком, 2) заложившийся в результате субдукции ОЧВП – поздний альб-кампан (100–74 Ма), 3) грабены и поля субщелочных платобазальтов, формирующихся в связи со сменой кинематики движения плит на трансформной окраине континента, – маастрихт–эоцен (70–50 Ма).

Анализ всей совокупности геолого-геохронологических данных, имеющихся по данной террито-

рии, позволил обосновать и подтвердить намеченную предшественниками длительность магматических процессов, протекавших в меловое время. На большей части ОЧМП фиксируются три кратковременных, но интенсивных этапа вулканизма, разделенных между собой значительными временными перерывами и региональными несогласиями (кроме того, локально развиты магматиты рифтогенного типа). Эта триада не может быть объединена в общий вулканический пояс не только из-за большого временного разрыва между образованием отдельных ее составляющих, но и по причине различной тектонической и петрологической обстановки формирования разновременных вулканитов.

1. В начале мелового периода (берриас – начало валанжина) продолжалось начавшееся в юре формирование Удско-Мургаляского островодужного вулканического пояса, связанного непосредственно с эволюцией Кони-Танюерской складчатой системы [21, 42]. В это время на юго-западном и северо-восточном флангах пояса вулканиты андезибазальтовой формации накапливались в субаквальных или континентальных условиях, в отличие от юрского времени, когда вулканический материал поступал в морской бассейн. Более молодые вулканиты здесь неизвестны, что предполагает отсутствие толщ, синхронных вулканитам ОЧВП. В Яно-Колымских мезозоидах в континентальных условиях в это же время поступали на поверхность базальтовые лавы (момолтыкичская свита), по геохимическим характеристикам промежуточные между вулканитами островодужных и краевых континентальных поясов [2, 19, 42]. Отложения серии содержат неокомскую флору.

2. В конце баррема–начале апта (128–123 Ма тому назад) в рифтогенных структурах и зонах глубоких разломов формировались трахириолит-трахиандезибазальтовые комплексы (аскольдинская, этчикуньская, тытыльвеемская свиты), сопоставимые по своим петрогеохимическим характеристикам с образованиями, типичными для рифтов, заложенных на зрелой континентальной коре [41]. Вулканиты содержат силяпскую стратофлору.

3. С раннего альба, около 110 Ма тому назад, начали поступать на поверхность огромные массы континентальных известково-щелочных магм, формируя грандиозный вулканический пояс – ОЧВП. Вулканический процесс происходил в два этапа, продолжаясь в течение 15 Ма. На большей площади структуры магматические процессы были синхронны и завершились в конце альба, приблизительно 98 Ма тому назад. Исключение составляет Центральная Чукотка, где вулканизм начался позже, в конце аль-

ба, около 104 Ма тому назад, и закончился в сеномане, 93–92 Ма тому назад. Тем не менее, к настоящему времени существует несколько точек зрения на время формирования ОЧВП и его наполнение. Так, нижняя граница пояса приходится либо на разные части альба [2, 8, 24, 42, 43], либо опускается до поздней юры включительно [41, Легенды Магаданской и Сугуйской серий..., 1999 г.]. Возраст верхней границы также не изохронен и колеблется от конца турона (Легенда Анюйско-Чаунской серии, 1997 г.), раннего кампана [5, 8] до начала–середины маастрихта [42, 43, Легенды Анадырской, Пыкарваамской..., 1999 гг.] и палеогена [41]. В состав пояса включаются как образования островодужной серии [5, 41, Легенды Магаданской, Сугуйской серий, 1999 г.], так и платобазальты, венчающие разрез вулканогенных толщ [5, 41]. Полученные нами данные наиболее близки представлениям В.Ф. Белого [8].

Сопоставимую с предложенной нами схему развития меловых вулканитов приводит А.А. Сорокин с соавторами [38] для Малохинганской вулканической зоны Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса (как в вещественном, так и в возрастном выражении). На основе Ar-Ar изотопных и геохимических исследований они выделяют два этапа магматической активности: 111–105 Ма (излияние дифференцированной базальт-андезит-дацитовая ассоциация) и 101–98 Ма (формирование существенно кислых вулканитов).

4. В сантоне (86 Ма тому назад) вся территория ОЧМП вновь стала ареной интенсивного вулканизма: на протяжении 5–8 Ма формируются континентальные базальт-трахибазальтовые и трахириолит-трахибазальтовые комплексы (платобазальты). Покровы базальтоидов залегают горизонтально или субгоризонтально на выровненной поверхности альб-сеноманских вулканитов [42, 43]. Обычно же эти комплексы относят к позднему этапу развития ОЧВП [5, 6, 8, 21, 41].

5. Сравнение стратиграфических схем, предложенных разными авторами, с результатами изотопной хронологии показывает, что наибольшая согласованность между ними наблюдается в схемах исследователей [4, 5, 24, 25, 35–37], определявших время существования флористических комплексов путём сопоставления с флорами Северной Аляски и Западной Канады, возраст которых установлен по соотношению флороносных и фаунистически охарактеризованных слоев. Особый интерес представляют работы В.Ф. Белого [4, 5], доказывающие одновозрастность (средний–поздний альб) наиболее распространенных в ОЧВП флор – арманской и чаунской, что подтверж-

дается и нашими данными. С построениями В.Ф. Белого перекликаются воззрения Е.Л. Лебедева. Оба исследователя одинаково трактуют возраст арманской или ариндской, по Е.Л. Лебедеву [24], флоры. Но при этом их взгляды на положение чаунской, холоховчанской и усть-эмунарэльской флор расходятся. Представления Г.Г. Филипповой [45] и А.Б. Германа [11] о разном возрасте арманской и чаунской флор нами не подтверждаются (табл. 1). Следует отметить, что А.Б. Герман обосновывает время существования чаунской флоры (турон–коньяк) результатами  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  анализа минералов из вулканитов пыкарваамской, вороньинской и козквуньской свит [11]. Корректность такого подхода обсуждается ниже. Наши представления о возрасте большинства растительных комплексов значительно расходятся с заключениями Г.Г. Филипповой [44, 45].

Таким образом, результаты изотопного датирования позволили уточнить возраст флористических и спорово-пыльцевых комплексов (табл. 1). Флоры регионального распространения – арманская и чаунская – существовали в среднем–позднем альбе и среднем альбе–раннем сеномане, соответственно. Усть-эмунарэльская флора и эмунарэльский палинокомплекс присутствуют исключительно в сеноманских толщах. Время произрастания аркагалинской флоры – сеноман–кампан, что согласуется с последними разработками В.Ф. Белого [8]. Судя по стратиграфическому положению, литологическому составу вмещающих вулканитов и их геохронометрическим характеристикам возрастными аналогами арманской флоры являются (табл. 1): ариндская, вилюйкинская, нырвакинотская, гырбыканская, тылхойская, окланская, эки-тыкинская, амгеньская. Более молодые флоры – позднеальбские, возможно раннесеноманские – оконайтская, еропольская, холоховчанская, дукчандинская, уреканская, кетандинская, леурваамская. В это же время существовал куйвикеньевский спорово-пыльцевой комплекс. Энмываамский и мэрэваамский спорово-пыльцевые комплексы присутствуют в сантон-кампанских отложениях.

6. Полученные данные о времени накопления вулканических толщ и свит позволили нам разработать “Региональную стратиграфическую схему меловых континентальных вулканических отложений ОЧМП” (рис. 2). При ее составлении использована общая стратиграфическая шкала меловой системы (приложение 5 к Стратиграфическому кодексу 1992 г.). Альбский ярус разделен на три подъяруса: нижний, средний, верхний. Региональные флористические горизонты выделены только в раннем и начале позднего мела. Корреляция местных страти-

графических подразделений опирается на разрезы наиболее хорошо изученных стратотипических местностей, для которых имеются палеонтологические данные и результаты изотопного датирования пород. При обсуждении соответствия геологических и изотопных данных необходимо учитывать фундаментальную проблему соотношения общей стратиграфической (“палеонтологической”) и геохронометрической шкал, построенных на разных принципах. Кроме того, из рис. 2 видно, что, помимо широко распространенной геохронологической шкалы W.B. Harland et al. [52], существуют более поздние разработки, в том числе F.M. Gradstein et al. [51], где границы стратиграфических подразделений смещены относительно шкалы W.B. Harland с соавторами. Все это является причиной объективной неопределенности при сопоставлении данных палеонтологии и геохронометрии.

7. В результате анализа изотопных датировок выявилось, что равновесие изотопных систем нарушалось в относительно более ранних вулканических сериях под термальным воздействием каждого последующего события. Детали этого процесса подробно рассмотрены И.Н. Котляром с соавторами [21], Т.Б. Русаковой и И.Н. Котляром [31]. Здесь лишь отметим, что наиболее заметная перестройка K-Ar и Rb-Sr изотопных систем фиксируется в рифтогенных вулканитах аскольдинской свиты [23 – изохроны 4, 6] и эффузивах ОЧВП (изохроны 6, 14, 15). В вулканитах ОЧВП K-Ar и Rb-Sr часы вновь “включились” 89–87 и 83–80 Ма тому назад (рис. 4). В это же время произошло и “включение”  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  часов (табл. 3).

В этой связи остановимся на результатах  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования вулканитов и заключенных в них минералов, имея в виду, что по своей геохимической сущности  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и K-Ar методы тождественны. По мнению некоторых исследователей, только  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки отражают время формирования ОЧВП [1, 40, 50, 53], а не Rb-Sr и K-Ar даты, которым присуща значительная дисперсия. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования пород ОЧВП, известные нам на сегодняшний день, приведены в таблице 3. Из работы В.Ф. Белого и Б.В. Белой [7] заимствованы анализы, в которых выход газа составил около 60 %. Согласно этим данным, формирование ОЧВП началось 87,59±0,2–85,55±0,5 Ма тому назад (табл. 3, кытапкаяйская и на-раулийская свиты). Не учитывая более древние Rb-Sr и K-Ar датировки, придется признать, что примерно в одно и то же время формировались саламихинская свита (аргоновые часы “включились” 83±1 Ма тому назад – рис. 4), заключающая фрагменты буор-ке-



Таблица 3.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  датировки вулканитов ОЧВП.

Номер пробы	Свита	Местоположение	Порода, минерал	Выход газа, %	Плитный возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	Литература
Поздний этап						
Центрально-Чукотский сектор						
461-8	Эргываамская (Эмунэрэтская)	Устье р. Эмунэрэтеем	Туф	59%	$92,7 \pm 2,0$	[7]
464-1	То же	Там же	Игнимбрит	62%	$76,3 \pm 0,2$	"-
34986	Кожвуньская	Истоки р. Каленмываам	Сандин	Н.д.*	$87,6 \pm 0,2$	[17]
9-11	То же	Правобережье р. Вуквувьгыргын	Плагиоклаз	95	$87,9 \pm 0,3$	[53]
Охотский сектор						
J7-1	Ольская	Арманская вулканоструктура	Сандин	> 90	$82,6 \pm 0,26$	[50]
318a	То же	Хетинское вулканическое поле	То же	> 90	$83,7 \pm 0,8$	[1]
Ранний этап						
Центрально-Чукотский сектор						
20-16	Вороньинская	Пустынная (левый приток р. Паляваам)	Плагиоклаз	80	$87,3 \pm 0,7$	[53]
			Амфибол	> 95	$86,7 \pm 0,7$	
20-2	Пыкарваамская	Там же	Биотит	Полное плавление	$88,9 \pm 0,4$	"-
3643	То же	Истоки р. Каленмуваам	Сандин	Н.д.	$88,01 \pm 0,2$	[17]
405-8	»	Оз. Эльгыгыткын	Игнимбрит	57	$89,3 \pm 0,3$	[7]
188-3	Кытапкайская	Бассейн р. Этцикунь	Сандин	Н.д.	$87,1 \pm 0,2$	[17]
2584	То же	Там же	То же	Н.д.	$87,3 \pm 0,2$	"-
AB	»	»	»	Н.д.	$87,6 \pm 0,2$	"-
Охотский сектор						
S3-1	Нараулийская	Арманская структура	Амфибол	80	$85,6 \pm 0,5$	[50]

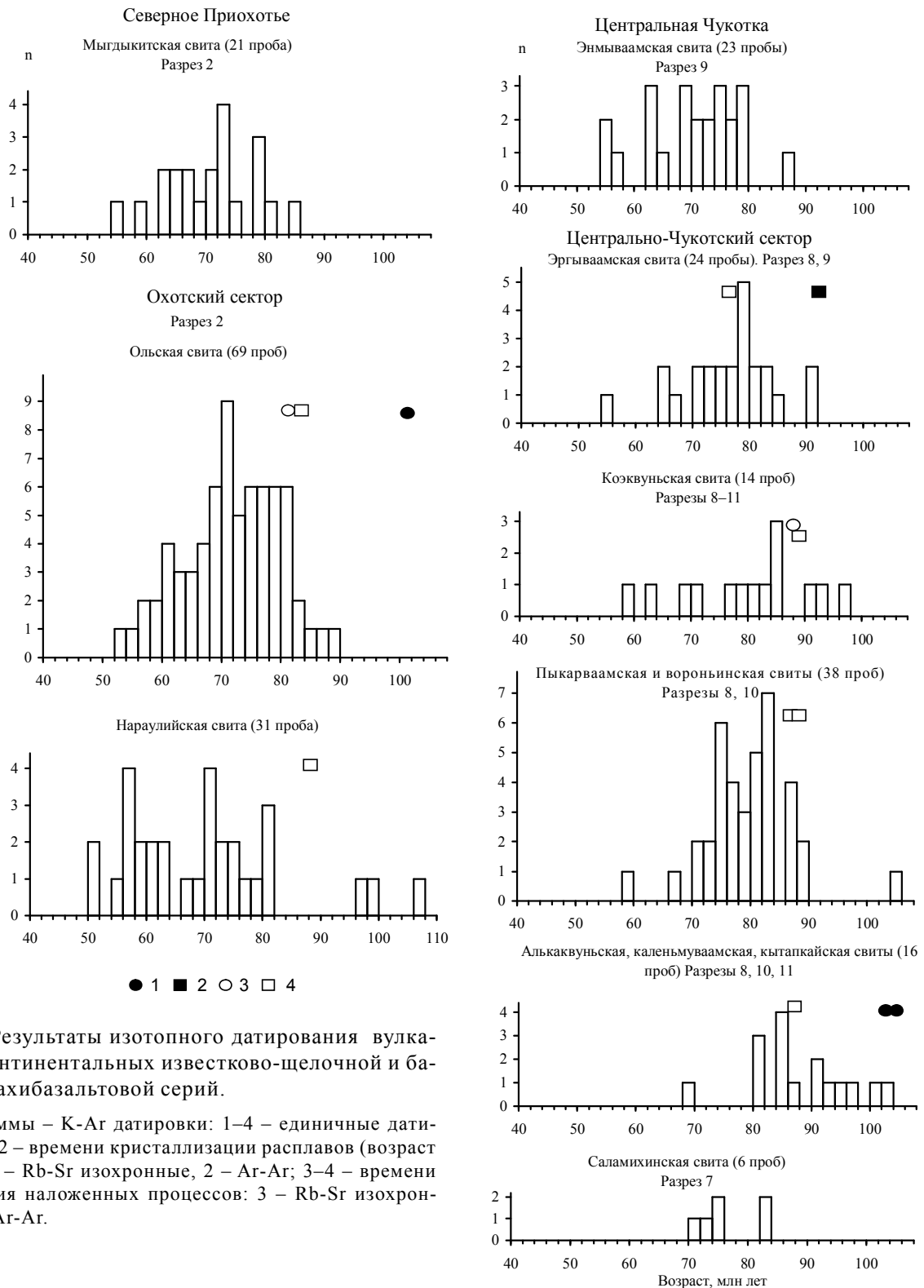
Примечание. \* Н.д. – нет данных.

мюсской стратофлоры, и эргываамская свита (аргоновые часы повторно “включились”  $85 \pm 1$  Ма тому назад – рис. 4) с остатками аркагалинской. Другими словами, буор-кемюсская флора, чей ранне-среднеальбский возраст признается всеми исследователями, во-первых, должен считаться коньяк-сантонским, во-вторых, буор-кемюсская и аркагалинская флоры следовало бы считать одновозрастными. Из всего сказанного вытекает, что  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки фиксируют не возраст свит, а время переустановки изотопных часов, происшедшей за счет термального воздействия трахибазальтовых расплавов. Из всего блока  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  дат самый древний возраст обнаружили наиболее молодые в геологическом разрезе туфы риолитов из верхней части эргываамской (эмунэрэтской, по В.Ф. Белому) свиты (табл. 3). Тот факт, что эта дата определена не по порфиловому вкраплению,

а по породе в целом, позволяет нам рекомендовать для целей  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования не только минералы, но и валовые составы пород.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволило создать геолого-геохронологическую модель формирования меловых вулканических комплексов Охотско-Чукотской магматической провинции, установить временные интервалы их образования. Геологические и геохронометрические материалы дают основание утверждать, что в большей части территории в меловое время фиксируется три регионально распространенных интенсивных, но кратковременных этапа континентального вулканизма ( $140$ – $137$ ,  $110$ – $92$ ,  $86$ – $80$  Ма тому назад), разделенных значительными временными перерывами и региональными несогласиями.



**Рис. 4.** Результаты изотопного датирования вулканитов континентальных известково-щелочной и базальт-трахибазальтовой серий.

Гистограммы – К-Аг датировки: 1–4 – единичные датировки: 1–2 – времени кристаллизации расплавов (возраст пород): 1 – Rb-Sr изохронные, 2 – Ar-Ar; 3–4 – времени протекания наложенных процессов: 3 – Rb-Sr изохронные, 4 – Ar-Ar.

Кроме того, локально развиты продукты рифтогенного магматизма (128–123 Ma).

Принципиально важно, что схема последовательности событий, реконструированная изотопными методами, с одной стороны, и геологи-

ческими – с другой, хорошо согласуются между собой. Этот факт свидетельствует о правомерности разработанной методики (определение времени формирования магматических пород по реликтовым датам)

и высокой разрешающей способности как K-Ar, так и Rb-Sr изохронного датирования пород.

Данные материалы показывают необычайную чувствительность изотопных систем к термальным преобразованиям. Используемая методика анализа гистограмм распределения дат позволяет выявлять время переустановки изотопных часов, которое обусловлено различными, но всегда геологически значимыми причинами, в частности, внедрением более поздних магматических масс. Выявление временных интервалов таких преобразований, а значит и термальной истории как отдельных объектов, так и крупных тектонических структур, особенно эффективно K-Ar методом. Это следует подчеркнуть, учитывая сложившееся скептическое к нему отношение. Очевидно, что K-Ar геохронометрия в сочетании с другими методами далеко не исчерпали свой прикладной ресурс.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акинин В.В., Хариган Д., Миллер Э.Л. Новые данные о возрасте ольской свиты ОЧВП по результатам Ar-Ar датирования // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России (Магадан, 4–6 апр. 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 82–84.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Белый В.Ф. Актуальные вопросы стратиграфии “среднего” мела Северо-Востока СССР: Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 34 с.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф., Райкевич М.И., Белая Б.В. Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 5. С. 78–89.
- Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Эньмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
- Белый В.Ф. Комплексное обоснование региональной стратиграфической схемы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 135–137.
- Вахрамеев В.А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58–67.
- Вашилов Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
- Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. М.: ГЕОС, 1999. 122 с.
- Гольдин С.В. О проверке однородности совокупности геологических объектов // Математические методы при геологических исследованиях Западной Сибири. Тюмень, 1968. С. 108–126. (Тр. ЗапСибНИГНИ, Вып. 18.)
- Горохов И.М. Rb-Sr системы в вулканических породах // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 18–44.
- Григорян Б.Р., Дрондин В.Г., Лебедев Е.Л. и др. О завершающем этапе развития вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 5. С. 63–71.
- Жуланова И.Л., Котляр И.Н. К методике интерпретации результатов изотопного датирования в областях длительной эндогенной активности // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: Билибинские чтения. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 146–148.
- Журавлев Г.Ф. Государственная геологическая карта СССР. 1: 200 000. Сер. Ануйско-Чаунская. Листы R-60-XXV, XXVI: Объясн. зап. М-во геологии СССР. Об-ние “Союзгеолфонд”, 99 с. М., 1981.
- Исполатов В.О., Тихомиров П.Л., Черепанова И.Ю. Новые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Центрально-Чукотский сектор) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 159–161.
- Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
- Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
- Котляр И.Н. Петрология и рудоносность магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. 39 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- И.Н. Котляр, Т.Б. Русакова, А.М. Гагиева. Буюндино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь: уникальный металлогенический ареал Северо-Востока России (возраст магматических комплексов и руд) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 3–19.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Лебедев Е.Л. Меловые флоры Северо-Востока Азии // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 85–96.
- Ньюберри Р. Дж., Лейер П.У., Ганс П. Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Т. 1. Геология, геохронология и геохимия: Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сент. 1997. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.

27. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 306 с.
28. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
29. Похилайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
30. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан, 1978. 122 с.
31. Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского баголитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 3–18.
32. Рыжов О.Б., Стружков С.Ф., Аристов В.В. и др. Геологическое строение и состав руд золото-серебряного месторождения Джульетта (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 66–78.
33. Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы. 1. Хвощевые, папоротники, цикадовые, беннетитовые // Тр. БИН АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1964. Вып. 5. С. 40–79.
34. Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР: Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. Т. 27. С. 1–55.
35. Самылина В.А. Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1986. № 6. С. 43–53.
36. Самылина В.А. Этапы развития флоры Северо-Востока Азии в меловом периоде // Ботан. журн. Т. 72. № 4. 1987. С. 417–426.
37. Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
38. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П. Новые изотопно-геохронологические и геохимические данные для мезозойских магматических ассоциаций Малохинганской зоны Хинганско-Охотского вулканоплутонического пояса (Дальний Восток) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Рос. конф. по изотоп. геохронологии. СПб., 2003. С. 484–487.
39. Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В. и др. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса // Колыма. 1994. № 10. С. 13–16.
40. Тихомиров П.Л., Исполатов В.О. Данные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологии и проблема возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 140–141.
41. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
42. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
43. Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на Северо-Востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 64–75.
44. Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст континентальных отложений бассейна реки Амгуэма и северного побережья залива Креста // Колыма. 1997. № 2. С. 12–23.
45. Филиппова Г.Г. Региональные стратиграфические схемы меловых отложений Северо-Востока Азии // Колыма. 2002. № 2. С. 10–16.
46. Чернышев И.В., Лебедев А.В., Бубнов С.Н. и др. Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов большого Кавказа // Геохимия. 2002. № 11. С. 1151–1166.
47. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. 160 с.
48. Щепетов С.В. Среднемеловая флора правобережья р. Анадырь. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 161 с.
49. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1995. 123 с.
50. Akinin V.V., Hourigan J.K.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of the Arman and Maltano-Ol'sk Volcanic Fields: A call for a revised chronostratigraphy of the Okhotsk-Chukotsk Volcanic Belt. // Cretaceous Continental Margin of East Asia: stratigraphy, sedimentation and tectonics. Fourth Symposium of IGCP 434. Khabarovsk: Russian Academy of Science. 2002. P. 23–24.
51. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.C. et al. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale // Geochronology time scale and global stratigraphic correlation. 1995. Vol. SEMP Special Publication. No. 54 (54). P. 95–128.
52. Harland W.I., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic time scale 1989. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.
53. Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates for Cretaceous Chauna Group tephra, northeastern Russia, and their implications for the geological history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research 20. 1999. P. 97–106.

Поступила в редакцию 1 октября 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

**I.N. Kotlyar, T.B. Rusakova**

### **The geological-and-geochronological model of Cretaceous continental volcanic formations in the Okhotsk-Chukotka magmatic province (north-eastern part of Russia)**

On the basis of geological-and-radiological data, the authors have developed the geological-and-geochronological model of the formation of Cretaceous continental assemblages. They distinguish 4 stages of volcanism, 3 of which are marked by great activity. Their products are represented by calc-alkaline and trachyryolite-trachybasaltic series of various tectonic implication: island-arc, continental, intracontinental, and riftogenic. Their difference is also marked by considerable temporal breaks and petrological features of rocks.