

## АПОПЕПЛОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ СТРУКТУРНОГО ТИПА ОСТРОВНЫХ ПАЛЕОДУГ

**Р.М. Юркова, Б.И. Воронин**

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, e-mail: bivmyrzb@mtu-net.ru

Обсуждение заявленной проблемы основано на материалах изучения вулканогенно-осадочных формаций, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен). Для вертикального формационного ряда предостроводужных палеозон характерны турбидитно-гемипелагические флишоидные формации с горизонтами апопепловых метасоматитов, которые сформировались субсинхронно с вулканическими комплексами.

Наиболее типично флишоидные комплексы преддуговых палеозон представлены в восточной части п-ова Шмидта. Формирование вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса отнесено к раннеостроводужному этапу развития геодинамической пары островная дуга-желоб. Основу разрезов флишоидного комплекса составляют пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней и аргиллитов или песчаников с алевролитами. Наблюдается чередование пород трех рангов: тонкое (1-2 мм), среднее (3-5 мм) и толстое (10-25 мм). Песчаники в ритмичных пачках мелкозернистые, часто с параллельной слоистостью. Пачки мощностью от 1-7 до 20-30 м сочетаются с горизонтами средне-мелкозернистых песчаников мощностью от 0,35 до 2,5 м, реже до 4,0 м, как массивных, так и слоистых, в том числе градационнослоистых. Характерны многослой турбидитов АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели. В разрезе многократно повторяются прослой измененных тонких кристалло-витрокластических туфов или апопепловых метасоматитов мощностью от 5-10 см до 2,5-3,0 м. Они чаще всего имеют линзовидную форму.

Апопепловые метасоматиты внешнего склона приматериковой Тайгоносской дуги изучены в разрезах верхнеюрско-валанжинских отложений мялекасынской свиты п-ова Мамет (обр. 193/87) и р. Таловки Пенжинского хребта (обр. 319/90). Для минеральных ассоциаций этих пород характерно сочетание кварца с гейландитом, хлоритом и гидрослюдой, реже смектитом и корренситоподобным минералом (табл. 1).

Апопепловые метасоматиты приокеанической дуги ранней стадии развития установлены в сеноман-туронских отложениях п-ова Шмидта на Сахалине и в маастрихт-палеоценовых флишоидных комплексах о-ва Карагинский Восточной Камчатки (обр. 516/89, 517/89) (см. табл. 1). Для этих пород характерны ассоциации кварца с альбитом, хлоритом и гидрослюдой. Минеральные ассоциации апопепловых метасоматитов, представлены в отложениях преддуговой палеозоны поздней стадии развития приокеанической дуги, судя по кампан-палеоценовым отложениям хребта Северный Кумроч, состоят преимущественно из кварца с ломонитом или анальцитом в зависимости от глубины залегания на внешнем островодужном склоне (табл. 2, 3).

Детально разрезы вулканогенно-осадочных комплексов развитой островной дуги изучались в тектонических блоках мощностью 250-300 м в нижнем течении ручья Кумроч, где они представлены ритмичным, от тонкого до крупного, переслаиванием измененных пепловых кристалло-витрокластических туфов (8-20 см), туффитов (3-5 см) и туфоалевропелитовых ритмитов (1-5 см). Текстуры слоистые: горизонтальные, косые, волнистые, линзовидные, градационные и конволюнтные. Характерны многослой тефротурбидитов. Текстурные особенности апопепловых метасоматитов (потокосые, градационные, конволюнтные) рельефно выступают благодаря цеолитизации пепловых частиц (рис. 1). Строение и состав комплекса в этих разрезах свидетельствуют о неспокойной склоновой обстановке седиментации на удалении от субаральных вулканических центров, по-видимому, в депрессионной зоне, где происходило сгуживание материала подводных автокинетических потоков с формированием линз (1,5x3,0 м) измененного пепла. Массированное поступление кристалло- и витрокласти-

**Таблица 1.** Химический и минеральный составы изменённых пелловых туфов.

Компоненты	1	2	3	4
	193/87	319/90	516/89	517/89
SiO <sub>2</sub>	60,02	59,30	78,22	71,25
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,27	0,19	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,12	13,76	6,24	11,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,01	3,57	2,47	2,78
FeO	1,25	0,29	1,23	1,59
MnO	0,20	0,07	0,18	0,17
MgO	2,16	1,17	2,07	2,70
CaO	2,81	5,32	0,49	0,35
Na <sub>2</sub> O	1,96	1,12	0,67	0,78
K <sub>2</sub> O	0,75	0,56	2,97	1,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,12	0,08	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,88	9,28	3,41	4,41
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,02	5,10	1,24	1,52
CO <sub>2</sub>	0,11	0,00	0,00	0,00
C	0,20	0,12	0,26	0,35
Сумма	99,78	100,05	99,72	99,88
Минералы*	Кварц, гейландит, аналь цим, коренситоподобный минерал, хлорит	Гейландит, кварц, хлорит, гидрослюда	Кварц, альбит, гидро- слюда, хлорит	Кварц, альбит, гидро- слюда, хлорит

Примечания: Местонахождение: 1-3 - Камчатка: 1 - п-ов Мамет, 2 - река Таловка, Пенжинский хребет, 3, 4 - о-в Карагинский. Анализы выполнены в химической лаборатории Химико-аналитического центра РАН с использованием спектроанализатора JY-48 и методов "мокрой" химии. \* - по данным рентгеноструктурного анализа, минералы перечислены в порядке убывания их роли в составе минеральной ассоциации.

**Таблица 2.** Минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов преддуговых палеозон

Минералы	ПМ	ПО		
		Р	П(II)	П(III)
Кварц	++	++	++	++
Альбит	-	++	-	-
Ломонтит	-	-	++	-
Анальцит	+	-	-	++
Гейландит	++	-	-	+
Хлорит	+	+	+	+
Коренситоподобный минерал	+	-	-	-
Смектит	-	+	+	+
Гидрослюда	-	+	-	+
Селадонит	-	-	+	-
Пренит	-	-	+	-

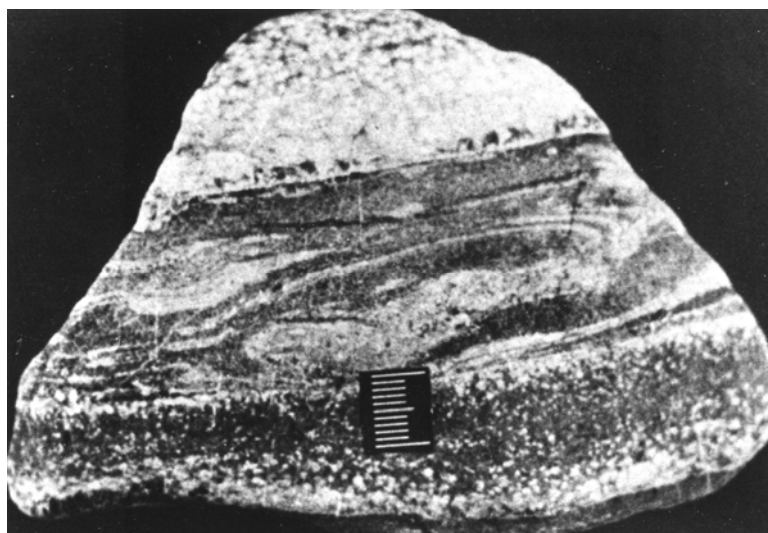
Примечание. ПМ, ПО - типы вулканических дуг [Белый, 1974]: ПМ - приматериковая (п-ов Тайгонос, п-ов Мамет, р.Таловка Пенжинского хребта), ПО - приокеанические (Восточный Сахалин, Северный Кумроч, о-в Карагинский); Р, П - стадии развития дуг: Р - ранняя, примитивная (Восточный Сахалин, о-в Карагинский), П - поздняя развитая (Северный Кумроч). Минералы: ++ главные, + второстепенные, - отсутствуют. II, III - комплексы: (II) - расчленённого рельефа с турбидитно-оползневыми и турбидитно-гемипелагическими отложениями (III) - относительно глубоководный с турбидитно-гемипелагическими и кремнистыми отложениями.

**Таблица 3.** Химический состав минералов апопелловых метасоматитов %мас.

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61,43	66,91	53,00	56,69	42,75	59,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,98	18,98	22,28	22,78	20,09	5,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,06	0,04	0,00	4,27	14,59
MgO	1,12	0,09	0,00	0,00	0,00	8,35
CaO	5,03	0,41	12,22	0,65	26,02	0,16
Na <sub>2</sub> O	0,12	11,88	0,00	11,12	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,27	0,13	0,04	0,00	0,00	9,08
Сумма	83,74	98,46	87,58	91,24	93,14	97,33
Ионы	72(0)	8(0)	48(0)	96(0)	11(0)	
Si	28,06	2,98	16,07	32,90	3,05	4,00
Al	8,06	1,00	7,94	15,66	1,69	0,43
Fe <sup>2+</sup>	0,27	0,00	0,00	0,00	0,23	0,73
Mg	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84
Ca	2,47	0,02	3,85	0,42	1,99	0,01
Na	0,11	1,03	0,00	12,57	0,00	0,00
K	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77
Si/Al	3,48	2,98	2,02	2,10	1,80	93

Примечание. Минералы: 1 - гейландит, 2 - альбит, 3 - ломонтит, 4 - анальцим, 5 - пренит, 6 – селадонит. Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитик Б.И.Воронин (ГИН РАН). Точность анализов ±(2-3) мас.% к сумме окислов. Содержание TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не превышает 0,05 мас. %; SrO и BaO отсутствуют.

ческого пепла могло быть обеспечено, в том числе, и за счет подводных направленных вулканических взрывов, сопровождаемых выделением большого количества флюидов. По-видимому, флюиды могли стимулировать раннее постэксплозивное преобразование пепла в морском бассейне. Тектурные особенности пород не противоречат представлениям об участии в седиментационных процессах уже цеолитизированных пепловых сегрегации (см. рис. 1). Темноцветные минералы в цеолитовых сегрегациях сохраняются совершенно неизменными, выступают как пойкилобласты и представлены магнетитом, клинопироксенами и роговыми обманками. Последние часто встречаются в виде зерен с опацитовыми каймами. Содержание темноцветных кристаллокластов в сегрегации достигает 25%.



**Рис. 1.** Снимок текстуры апопеллового метасоматита. Светлое – сегрегации ломонтита.

Как текстурные особенности рассмотренных выше пород, так и специфика их структуры и состава показывают, что пепловые сегрегации, возникшие в результате слипания пепловых частиц, возможно, после подводной эксплозии, в автокинетических потоках вели себя как единый самостоятельный пластичный литокласт, включающий большое количество

кристаллокластов темноцветных минералов. Надо признать, что удерживание зерен темноцветных минералов и образование с участием пепловых сегрегаций в качестве обломочных фрагментов специфических потоковых, градационных и конволлюнтных текстур было возможным благодаря формированию кремнисто-цеолитового (ломонтитового) каркаса в ранний постэксплозивный этап. Продолжающаяся динамическая кристаллизация ломонтита при перемещении пирокластического потока, защищенного от резкого остывания зонами закалки, могла усиливать сцепление пепловых частиц и тем самым способствовать формированию крупных (1,5x3,0 м) линзовидных слоев пепла.

В диагенезе за счет флюидов, экранированных от рассеивания в пирокластическом потоке зонами закалки, продолжалось формирование цеолитовых сегрегаций с частичной перекристаллизацией ранее сформированных агрегатов и образованием краевых радиальных структур. Ломонтитовый каркас, в свою очередь, полностью экранировал изменение темноцветных минералов в то время, как во вмещающей алевролитовой массе изолированные пепловые частицы этих минералов подверглись стадийным (клинопироксены раньше роговых обманок) изменениям. При этом во вмещающей матрице шло образование смектита, селадонита, пренита, халцедона и кварца. Формирование кальциевого цеолита (ломонтита) можно предполагать в условиях низкого парциального давления углекислоты во флюиде ( $X_{CO_2} = 0,03$ ;  $P_{фл} = 2$  кбара), что, в свою очередь, зависело от смещения состава флюидов в сторону солевого по сравнению с водно-углекислым [Плюснина, 1983]. Подвижное поведение кальция наряду с алюминием подтверждается образованием пренита, что свидетельствует о высокой интенсивности метасоматических процессов в диагенезе. Что касается источников пеплового материала, то его поступление в какой-то мере можно связать с эксплозиями, предшествующими или совпадающими с формированием экструзивных тел диорит-порфириров. Это утверждение основано на данных об основном (лабрадор-битовнит) составе кристаллокластов плагиоклазов в сочетании со значительной ролью в составе пирокластике пепловых частиц опациitized роговых обманок, которые характерны только для диорит-порфириров.

Смена состава цеолитов в апопепловых метасоматитах происходит в сторону минерала, формирование которого можно ожидать в условиях большого флюидного давления (от ломонтита к анальциму) [Kim, Burley, 1980]. Изменение солевого состава флюидов (кальциевого на натриевый), возможно, связано с процессами формирования спилитов. Образование анальцима, а не альбита, в присутствии кварца зависело, по всей видимости, от высокоглиноземистого состава исходного пеплового материала, что подтверждается наличием кристаллокластитов основных плагиоклазов (лабрадор-битовнит).

Таким образом наиболее выразительно различие состава преддуговых вулканогенно-осадочных флюидных комплексов прослеживается по минеральным ассоциациям измененных пепловых кристалло-витрокластических туфов из ритмично построенных турбидитно-гемипелагических толщ, сформированных на разных по глубинности уровнях от мелководных до относительно глубоководных внешнего островодужного склона. Главный породообразующий минерал апопепловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги - альбита, с высокоглиноземистыми вулканитами развитой энсиматической дуги - высокоглиноземистых цеолитов: ломонтита и анальцима (см. табл. 2, 3).

### Список литературы

**Белый В.Ф.** К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника, 1974. № 4. С. 85-101.

**Плюснина Л.П.** Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 158 с.

**Kim K. T., Burley B.J.** A further studies of analcime solid solutions in the system  $NaAlSi_3O_8$  -  $NaAlSiO_4$  -  $H_2O$  with particular note of analcime phase transformation // Mineral. Mag. 1980. Vol. 43. № 7/8. P. 1035-1045.