

УДК 551.21

© 1996 г. МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В., БРАЙЦЕВА О. А., БАЗАНОВА Л. И.,
ПОНОМАРЕВА В. В., СУЛЕРЖИЦКИЙ Л. Д.

ОСОБЫЙ ТИП КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ — ГОЛОЦЕНОВЫЕ СУБКАЛЬДЕРНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ХАНГАР, ХОДУТКИНСКИЙ «МААР», БАРАНИЙ АМФИТЕАТР (КАМЧАТКА)

Катастрофические эксплозивные извержения Хангар (~7000 ¹⁴С-л. н.), Ходуткинский «маар» (~2800 ¹⁴С-л. н.), Бараний Амфитеатр (~1500 ¹⁴С-л. н.) выделены в особый тип субкальдерных извержений. По динамике, объему (1,5–15 км³), облику, набору фаций и составу (от дацитов до риолитов) пирокластики они были аналогами кальдерообразующих извержений, но не сопровождалась возникновением кальдер обрушения, объем полостей которых соответствовал бы объему выброшенной пирокластики в пересчете на твердую породу — магму. Несоответствие между «кальдерным» обликом пирокластики и типом эруптивного аппарата (эксплозивным кратером) объясняется, вероятно, значительной глубиной очагов кислой магмы, «гальванизованных» при внедрении в них высокотемпературной базальтовой магмы. Субкальдерные извержения начинались с мощного выброса тефры, резко преобладавшей по объему над другими вулканическими продуктами, затем формировались пирокластические потоки, с которыми ассоциировались пирокластические волны (pyroclastic surges). Такое повторение событий в ходе извержения было неоднократным. Большеобъемные взрывные брекчии не образовывались. Зоны интенсивного пеплопада охватывали площади $n \cdot 10^4 \dots n \cdot 10^5$ км², поэтому датированные прослой тефры служат прекрасными региональными маркирующими горизонтами. Предполагается, что субкальдерные извержения влияли на климат Земли и нашли отражение в Гренландском ледниковом щите в виде синхронных кислотных пиков.

A SPECIAL TYPE OF DEVASTATING EXPLOSIVE ERUPTIONS: HOLOCENE SUBCALDERA ERUPTIONS AT KHANGAR, KHODUTKINSKIY «MAAR», AND BARANIY AMPHITHEATER IN KAMCHATKA, by Melekestsev I. V. *, Braitseva O. A. *, Bazanova L. I. *, Ponomareva V. V. * and Sulerzhitsky L. D. **. The devastating explosive eruptions at Khangar (about 7000 ¹⁴C BP), Khodutkinskiy «maar» (about 2800 ¹⁴C BP), and Baraniy Amphitheater (about 1500 ¹⁴C BP) are classified into a special type, subcaldera eruptions. They were analogues of caldera-forming eruptions by their dynamics, erupted volume (1.5–15 km³), aspect, facies family, and the composition (from dacites to rhyolites) of the pyroclastics, but were not followed by the development of collapse calderas whose cavity volumes would fit the volume of discharge pyroclastics when converted to solid rock (magma). The discrepancy between a «caldera-like» aspect of the pyroclastics and the type of erupting vent can probably be explained by the great depths of reservoirs of silicic magma which were «galvanized» when hot basaltic magma was injected into them. A subcaldera eruption usually began with a violent discharge of tephra, much greater in volume than the other volcanic products, to be followed by the formation of pyroclastic flows associated with pyroclastic surges. This sequence of events repeated itself several times during the eruption. No major explosion breccias were formed. Intensive ashfall involved areas of $n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$ km², so that dated tephra beds have been excellent regional marker horizons. Subcaldera eruptions are hypothesized to have influenced the Earth's climate and are reflected as synchronous acid peaks in the Greenland glacier shield.

(Received June 10, 1995)

* *Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia*** *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017, Russia*

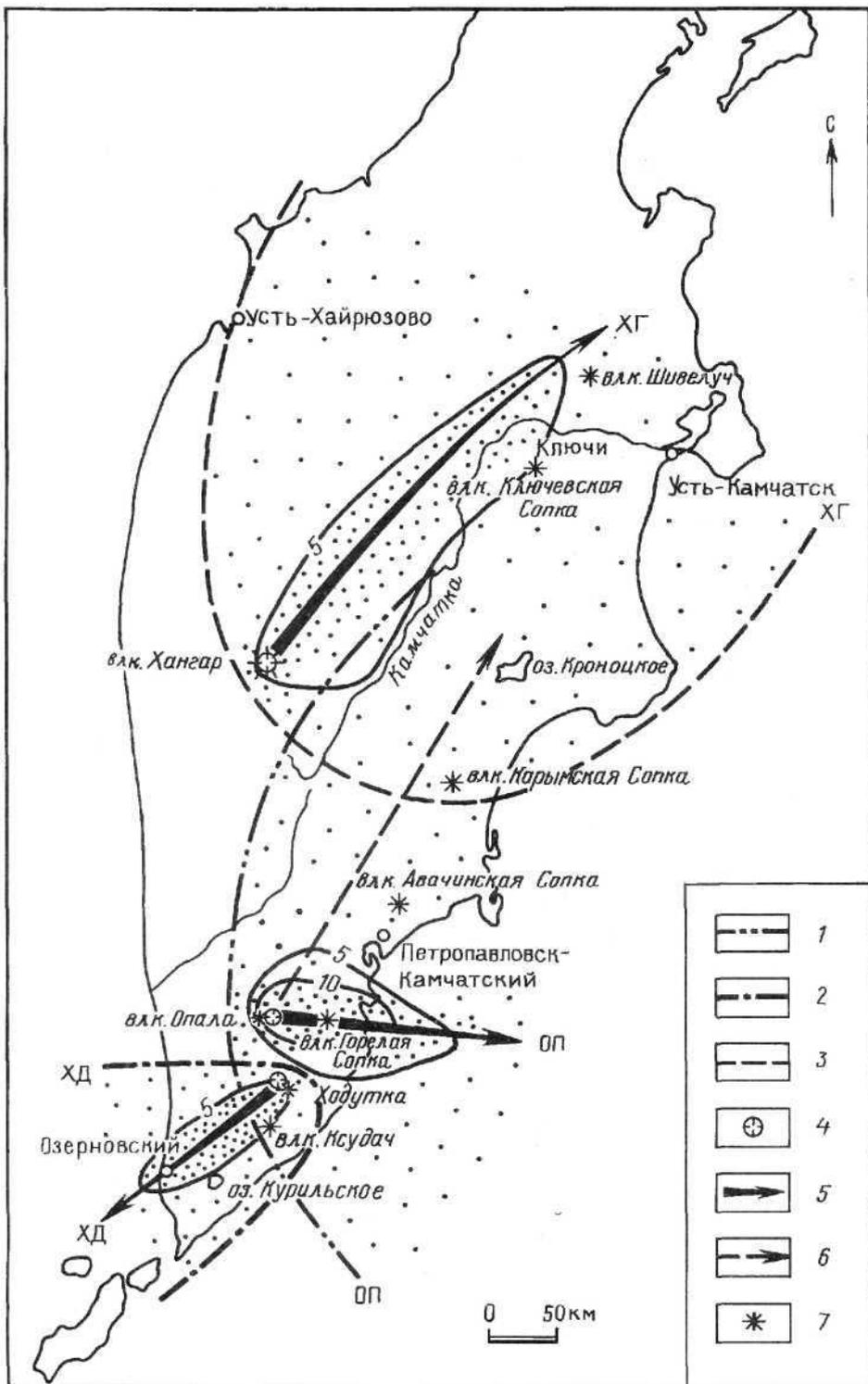


Рис. 1. Зоны интенсивных пеплопадов субкальдерных извержений: 1 — Бараний Амфитеатр (ОП); 2 — Ходуткинский «маар» (ХД); 3 — Хангар (ХГ); 4 — эруптивные центры; 5, 6 — оси пеплопадов соответственно главные и прочие; 7 — вулканы. Внутри зон пеплопадов изопахиты тefры (см)

Катастрофические субкальдерные извержения на Камчатке в голоцене

Эруптивный центр	Индекс извержения	Возраст		Состав продуктов	Минеральная ассоциация **	Отличительные особенности ***	Объем продуктов, км ³			Размер кратера ****	
		¹⁴ C	календарный *				V ₁	V ₂	V ₃		
Вулкан Опала, кратер Бараний Амфитеатр	ОП	1478 ± 18	AD550(606) 638	Риолит, риодацит	Pl + Bi + Mt	Высокое содержание К ₂ O, присутствие биотита	9—10	~0,15	~4,3	1,3 × 2 (~0,5)	
Вулкан Ходутка, кратер Ходуткинский «маар»	ХД	2805 ± 40	BC1032(965) 839	То же	Pl + OPx + + Hb + Mt	Умеренное содержание К ₂ O, присутствие роговой обманки	1—1,5	0,04— 0,05	~0,7	0,9 (0,13)	0,6 (0,03)
Вершинный кратер вулкана Хангар	ХГ	6957 ± 30	BC 5926(5769) 5711	Дацил, риодацит	Pl + Hb + + OPx + CPx + + Bi + Mt + Zr	Умеренное содержание К ₂ O, присутствие роговой обманки и биотита	12—13	2—3	5,5—6,0	2,1 × 2,8 (~1,2)	

Примечание. V₁ — объем тefры, V₂ — объем отложений пирокластических потоков, V₃ — суммарный объем ювенильного материала в пересчете на плотную породу (DRE) -магму.

* AD — годы нашей эры, BC — годы до нашей эры; в скобках — календарный возраст извержения, значения за скобками дают доверительный интервал (при 2σ), в котором могло произойти извержение.

** Минералы даны в порядке уменьшения содержания.

*** Содержание К₂O согласно классификации Gill [25].

**** Размер кратера по бровке в км, в скобках — первичный объем полости кратера в км³.

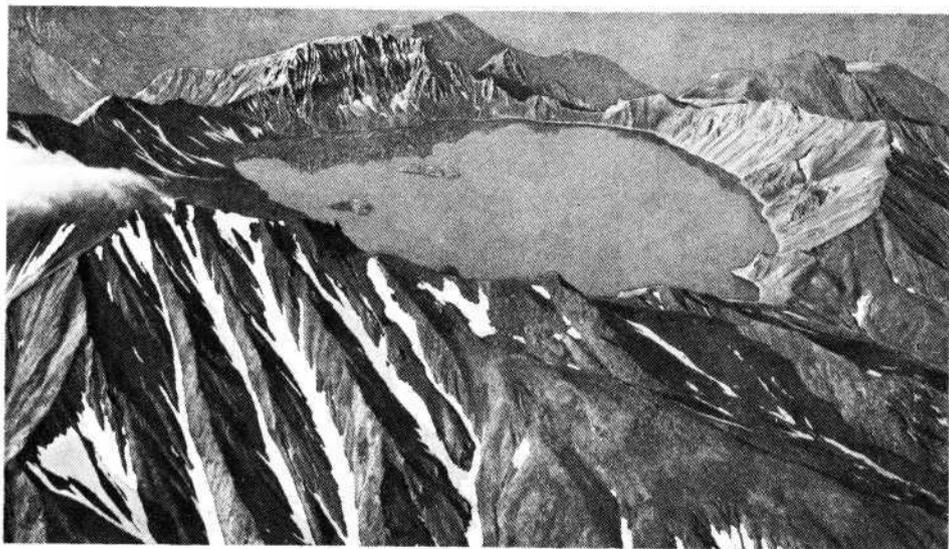


Рис. 2. Кратер вулкана Хангар (вид с северо-востока). Фрагмент фото И. Е. Далецкой

Крупнейшими катастрофическими эксплозивными извержениями на Камчатке в голоцене были кальдерообразующие. С ними связано формирование пяти кальдер: Карымской, Курильского озера — Ильинской и трех кальдер вулкана Ксудач [3, 19]. Тогда же на полуострове произошло еще несколько мощных извержений, которые большим объемом пироклаستيку, ее обликом, набором фаций и составом ювенильного материала очень напоминают кальдерообразующие извержения. Однако их эруптивные центры — не кальдеры, а крупные (0,9—2,8 км в поперечнике) кратеры без видимых признаков обрушения, причем отмечено явное несоответствие между значительным объемом ювенильной пироклаستيку и объемом образовавшегося кратера. Указанные кратеры располагаются как на вершинах вулканов, так и у их подножия. Подобные извержения выделены И. В. Мелекесцевым [15] в особый тип и названы субкальдерными.

В настоящей работе изучены три субкальдерных извержения и ассоциирующихся с ними кратера (рис. 1): 1) Бараний Амфитеатр на восток-юго-восточном подножии вулкана Опала; 2) Ходуткинский «маар» на северо-западном подножии вулкана Ходутка; 3) вершинный кратер вулкана Хангар. Они названы здесь по своим эруптивным центрам извержениями Бараний Амфитеатр на вулкане Опала (ОП), Ходуткинский «маар» (ХД), Хангар (ХГ). Для каждого извержения (табл. 1) определены возраст, характер пирокластических отложений, их состав и объем, ареал распространения тефры. Наиболее полно рассмотрены извержения Хангар и Ходуткинский «маар», менее детально — извержение Бараний Амфитеатр, поскольку часть материала по нему опубликована [15].

Извержение Хангар. Субкальдерное извержение Хангар, самое раннее из перечисленных, произошло ~7000 ¹⁴С-лет назад (л. н.). Его эруптивный центр был приурочен к вершинной части вулкана Хангар. В ходе извержения выброшено более 14—15 км³ пирокластик и возник огромный кратер (рис. 2), имеющий сейчас размер по бровке уступа 2,1 X 2,8 км и площадь 4,7 км². Первые сведения об этом извержении приведены в работе Т. Ю. Марениной [12].

Продукты извержения: материал пирокластических потоков и волн (pyroclastic surge), тефра, лава экструзивного купола.

Распространение пирокластических потоков в целом ограничено уступом кальдеры, в которой располагается вулкан Хангар (рис. 3, а); они приурочены к пониженным участкам ее днища. Отложения пирокластических потоков нивелируют рельеф, образуя пемзовые поля по периферии вулкана. Только широкая долина р. Правый Хейван служила магистралью, по которой пирокластические потоки

сортированные отложения с хаотическим распределением крупных обломков пород в песчано-алевритовом заполнителе. Ювенильные породы представлены пемзой размера лапилли и бомб двух разновидностей: серой, плотной, редко слегка волокнистой, и сахарно-белой, пористой, длиноволокнистой с шелковистым блеском, обычно с вкрапленниками плагиоклаза и биотита. Встречаются полосчатые пемзы с тонкими полосками белого и серого цвета. Резургентный материал — разнообразные эффузивы, большая часть которых принадлежит постройке вулканического массива. Часто отмечается концентрация крупных чужеродных обломков в подошве потоков или вблизи нее, где они образуют вытянутые полосы или линзы мощностью от 1,5—2 до 3—4 м. Отложения пирокластических потоков чаще рыхлые или слабоуплотненные. Местами рыхлые отложения верхней части единиц постепенно к подошве переходят в прочно консолидированные туфы. Для плотных разностей характерны формы выветривания и размыва типа «земляных пирамид». Как правило, мощность отложений I единицы — 15 ... 25 м, II единицы — 6 ... 20 м. Их максимальная суммарная мощность до 60 м.

Отложения единицы III мощностью до 10 м — рыхлый, преимущественно мелко-обломочный материал, который скорее можно связать с «песчаным потоком». Обычно это пемзовые пески с примесью гравия и мелких (до 2 см) лапилли пемзы с резко подчиненным количеством резургентного материала. Содержание фрагментов пемзы размером 2—5 см около 2%, фрагменты >=5 см единичны. Обломки резургентных пород значительно крупнее — до 10—15 см, но их немного.

Пирокластическим потокам сопутствуют отложения приземной волны (ground surge) и волны пеплового облака (ash cloud surge). Отложения приземной волны залегают в основании пирокластических потоков (рис. 3, б) и представлены как неслоистыми, так и параллельно-слоистыми разностями. Несоистые разности — довольно однородные тонко- и мелкозернистые светло-серые вулканические пески мощностью ~20 см в основании потока единицы III. Параллельно-линзовидно-слоистые отложения в основании потоков единицы I — это чередование прослоев вулканических песков, тонкого пепла и более грубых прослоев с вулканическим гравием и лапилли пемзы до 3—4 см в поперечнике. Общая мощность отложений приземной волны 60—65 см, цвет светло-серый, иногда с голубоватым оттенком.

Отложения пирокластической волны пеплового облака перекрывают пирокластические потоки, а также облекают склоны вулканических построек и прилегающие междуречные пространства за их пределами. Для этих отложений характерна тонкая параллельно-волнистая слоистость с чередованием прослоев вулканических песков разной крупности, иногда с примесью гравия; отмечаются немногочисленные линзовидные прослои грубого песка с лапилли до 2 см в диаметре. Цвет материала от розовато-серого до светло-серого, но всегда есть розовые тонкие прослои, которые хорошо выделяют в обнажениях эти отложения пирокластических волн. Мощность их в северном секторе от 0,1 до 3,5 м.

Тефра в северо-восточном секторе подножия вулкана образует чехол мощностью до 2 м. Она залегают в основании пирокластики (рис. 3,б) и хорошо статифицирована из-за чередования грубо- и мелкообломочных прослоев мощностью от нескольких до 50 см. В 5 км от кратера в разрезе преобладают горизонты пемзовых лапилли и бомб до 8—10 см в поперечнике. Пемза светло-серая, плотная, волокнистая, с шелковистым блеском, часто в ярко-желтой пылевой рубашке. В значительных количествах в прослоях присутствует резургентный материал. Горизонты грубой тефры чередуются с прослоями вулканических песков с примесью гравия и единичных лапилли до 1 см в диаметре, отмечаются также уплотненные прослои тонких пеплов.

Главная ось пеплопада ориентирована на северо-восток. Тефра постепенно уменьшает свою крупность по мере удаления от вулкана и в долине р. Камчатка (на расстоянии 220 км), в Ключевской группе вулканов и в районе вулкана Шивелуч (320 км от источника) она представлена тонким палевым пеплом. Мощность пепла в долине р. Камчатка у пос. Козыревск — 5 ... 10 см, на Толбачинском долу — в среднем 3 см, далее к северу в пределах Ключевской группы вулканов и в г. Ключи — 4 ... 5 см, в районе вулкана Шивелуч — 4 см. К северо-западу от последнего, в долине р. Озерная (500 км от

Состав пород субкальдерных извержений Камчатки

Компонента	Извержения											
	Бараний Амфитеатр				Ходуткинский «маар»				Хангар			
	1 (5040)	2 (86203)	3 (86032/6)	4 (8Б-4)	5 (8803/1)	6 (8825/4)	7 (8894/3а)	8 (86656/1)	9 (5534)	10 (5575/8)	11 (80319/4)	12 (7-89-5)
SiO ₂	74,22	73,68	69,42	74,37	71,82	72,72	63,64	69,24	66,70	68,05	66,28	70,64
TiO ₂	0,22	0,21	0,46	0,57	0,36	0,36	0,61	0,37	0,39	0,44	0,57	0,63
Al ₂ O ₃	13,75	14,43	16,48	14,09	14,85	14,08	18,05	17,50	16,45	16,22	18,25	16,04
Fe ₂ O ₃	0,97	0,14	1,82	0,01	0,69	0,70	2,88	0,00	3,95	1,25	0,35	0,79
FeO	1,04	1,04	1,65	1,84	1,90	1,80	2,89	3,45	—	2,09	4,15	1,81
MnO	0,02	0,08	0,13	0,09	0,11	0,12	0,13	0,10	0,08	0,09	0,11	0,05
MgO	0,92	0,67	0,77	0,69	0,52	1,05	2,07	0,68	1,66	1,84	1,30	0,84
CaO	1,13	1,70	2,45	1,00	2,71	2,58	3,93	2,78	3,56	3,13	3,25	2,34
Na ₂ O	4,07	4,32	3,84	3,80	4,71	4,26	4,12	3,78	4,63	4,35	3,60	3,96
K ₂ O	3,63	3,65	2,91	3,44	2,17	2,31	1,53	1,98	2,28	2,27	1,97	2,76
P ₂ O ₅	0,03	0,08	0,07	0,09	0,16	0,09	0,16	0,11	0,30	0,30	0,17	0,14

Примечание. 1 — Материал экструзивного купола; 2 — обломок из пирокластического потока; 3, 4 — тефра ОП соответственно вблизи кратера и на удалении ~250 км (район вулкана Малый Семячик); 5 — материал экструзивного купола; 6 — бомба из пирокластического потока; 7, 8 — тефра ХД соответственно на расстоянии ~30 км от кратера и на удалении ~100 км (пос. Паужетка); 9 — материал экструзивного купола (западный остров в кратерном озере); 10—12 — тефра ХГ соответственно вблизи кратера, на расстоянии ~1700 км (район вулкана Большой Семячик) и на расстоянии ~350 км (река Озерная). Состав пород в пересчете на безводный остаток. Анализ 1 взят из работы [17]; 9 — выполнен в ГЕОХИ СО АН СССР (неопубликованные данные О. Н. Вольтца, Fe дано как Fe₂O₃); 10 — предоставлен О. Н. Вольтцом. Остальные анализы выполнены в ЦХЛ Института вулканологии ДВО РАН; аналитики Н. Р. Гусакова, Л. А. Карташева, Г. П. Новоселецкая и Т. Г. Осетрова.

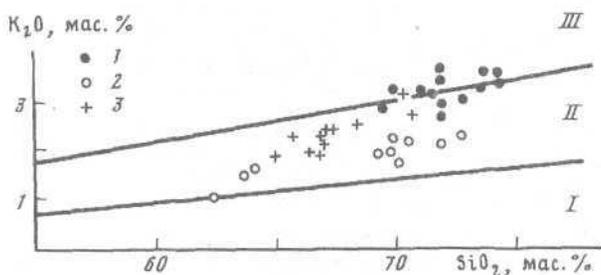


Рис. 4. Классификационная диаграмма для пород субкальдерных извержений: 1 — Бараний Амфитеатр, 2 — Ходуткинский «маар», 3 — Хангар; I — III поля соответственно низко-, умеренно- и высококальевых пород [24]

источника), мощность пепла 2 см. В Восточной вулканической зоне тонкий пепел извержения Хангар прослеживается повсеместно в нижней части разреза почвенно-пирокластического чехла, постепенно уменьшая свою мощность до 1 см на широте вулкана Карымский. Последние следы этого пепла (мощность 0,3 см) отмечены в разрезах района вулкана Жупановский. Из-за недостатка данных о мощности и распространении тефры вокруг вулкана Хангар и прилегающих территорий Срединного хребта нельзя в настоящее время составить карту изопахит для всей зоны пеплопада. Возможно лишь определить главный сектор разноса пепла и ось пеплопада (рис. 1).

Ранее, при работах в Ключевой группе вулканов [1, 4, 5], вслед за Б. И. Пийпом [16] и И. И. Гущенко [8] пепел извержения Хангар под индексом Ш₆ авторы отнесли к вулкану Шивелуч. Однако присутствие в пепле биотита [7] позволило В. В. Пономаревой высказать сомнение о связи его с этим вулканом. Последующие детальные работы на вулкане Шивелуч показали, что мощность пепла с индексом Ш₆ при неизменной крупности (тонкий пепел с примесью мелкозернистого песка) действительно не возрастает, а уменьшается по мере приближения к нему. Фиксировавшееся ранее [1] уменьшение мощности так называемого пепла Ш₆ при движении от г. Ключи в пределы Восточной Камчатки объясняется не падением его мощности по оси пеплопада, как предполагалось, по мере удаления от вулкана Шивелуч, а изменением мощности вкрест зоны пеплопада извержения Хангар. Рассматриваемой тефре авторами теперь присвоен индекс ХГ [19]. Она — прекрасный маркирующий горизонт для Северной, Центральной и Восточной Камчатки.

Состав продуктов извержения отвечает дацитам и риодацитам (табл. 2). Содержание SiO₂ в пемзовых бомбах вблизи вулкана 66,7—70%, а в тонком пепле в пределах Ключевой группы вулканов и Восточной Камчатки — 66—67%. В районе вулкана Шивелуч и на р. Озерная количество SiO₂ в тефре увеличивается до 70—70,6%, что связано с обогащением пепла здесь, на значительном удалении от вулкана, вулканическим стеклом. Все породы извержения относятся к умеренно-кальевой серии пород (рис. 4).

Главные породообразующие минералы — плагиоклаз, роговая обманка, орто- и клинопироксен, биотит, магнетит, в небольших количествах циркон. Наличие биотита — отличительный признак тефры ХГ, позволяющий безошибочно диагностировать ее среди других пеплов близкого стратиграфического положения: тефры вулкана Кизимен (КЗ) извержения 7500—7600¹⁴С-л. н. и Карымской кальдеры (КРМ) извержения 7700—7800¹⁴С-л. н., поскольку пеплы вулканов Восточной зоны лишены биотита.

Кратер, образовавшийся в результате извержения на вершине вулкана Хангар (рис. 2), — воронкообразная котловина с озером, имеющим глубину более 150 м [12]. Размер кратера 1,3 X 1,7 км на уровне зеркала озера и 2,1 X 2,8 км по бровке уступа. Обрывистые внутренние стенки кратера вокруг озера поднимаются на высоту от 25—40 м на севере и западе до 230—250 м на северо-западе и юге. Восточный борт кратера возвышается над озером на 604 м. Наибольшая глубина озера — в северной и западной его частях [12]. Объем полости кратера ~1,2 км³: выше уровня озера 0,8 км³, ниже уровня озера ~0,4 км³ (примерная оценка авторов).

Радиоуглеродные даты для пирокластических отложений
субкальдерных извержений

Дата	Номер образца	Место взятия образца	Материал для датирования
Извержение Бараний Амфитеатр (ОП)			
1490 ± 70	ГИН-1037	Вулкан Опала, Бараний Амфитеатр	Обугленная древесина пирокластического потока
1240 ± 40 *	ИВАН-400	Г. Петропавловск-Камчатский	Торф над тефрой ОП
1440 ± 100	ИВАН-189	Вулкан Карымский	Почва над тефрой ОП
1610 ± 80 *	ИВАН-322	Кальдера Узон	То же
1490 ± 80	ИВАН-316	Вулкан Крашенинникова	»
1430 ± 60	ИВАН-467	Долина р. Камчатки	Почва, вмещающая тефру ОП
1420 ± 50	ИВАН-372	Вулкан Кихпиныч	То же
1450 ± 70	ИВАН-171	Пос. Жупаново	Уголь из первобытной стоянки над тефрой ОП
1550 ± 100	ИВАН-172	То же	То же
1400 ± 50	ИВАН-317	Вулкан Крашенинникова	Почва под тефрой ОП
1500 ± 80	ИВАН-191	Вулкан Карымский	То же
1530 ± 30	ГИН-3026	Оз. Кроноцкое	»
1560 ± 90	ИВАН-328	Кальдера Узон	»
1620 ± 80 *	ИВАН-399	Г. Петропавловск-Камчатский	Торф под тефрой ОП
Извержение Ходуткинский «маар» (ХД)			
2800 ± 40	ГИН-4934	Р. Южный Ксудач	Торф под тефрой ХД
2850 ± 120	ГИН-2291	Вулкан Ходутка	То же
Извержение Хангар (ХГ)			
6740 ± 70	ИВАН-573	Г. Ключи	Почва над тефрой ХГ
7140 ± 100	ГИН-5288	Вулкан Шивелуч	Торф над тефрой ХГ
7150 ± 80	ИВАН-692	Долина р. Камчатки	То же
6850 ± 90	ИВАН-86	Пос. Козыревск	Древесина под тефрой ХГ
6910 ± 120	ГИН-3028	Вулкан Крашенинникова	Уголь под тефрой ХГ
6960 ± 80	ИВАН-319	То же	То же
6930 ± 80	ГИН-5289	Вулкан Шивелуч	Торф под тефрой ХГ
7040 ± 170	ГИН-5270	Кальдера Узон	То же
7080 ± 120	ИВАН-228	Вулкан Шивелуч	Почва под тефрой ХГ
7080 ± 170	ИВАН-688	Долина р. Камчатки	Торф под тефрой ХГ
7580 ± 90 *	ГИН-7425	Вулкан Хангар	Почва под тефрой ХГ
7660 ± 110 *	ГИН-7423	То же	То же

Примечание. В таблицу внесены значения наиболее древних вытяжек из почв и торфа, перекрывающих тефру, и наиболее молодых вытяжек из подстилающих ее почвенных горизонтов и торфа (рис. 5 и 10), поскольку они определяют возраст тефры.

* Даты, не включенные в подсчет среднего возраста извержения.

На дне кратера эксцентрично расположен экструзивный купол (куполы?), вершина которого поднимается над поверхностью воды на 18—22 м в виде трех сближенных островков разной высоты в юго-восточной части озера. Островки сложены [12] массивными дацитовыми лавами с мелкими плотными темно-красными гомеогенными включениями. Когда точно вырос экструзивный купол, установить не удалось. По аналогии с другими субкальдерными извержениями (см. далее) предполагается, что он возник на заключительной стадии описываемого извержения.

Объем пирокластики извержения Хангар сопоставим с объемом продуктов кальдерообразующих извержений. Площадь пирокластического покрова, по рассматриваемой реконструкции, не менее 47—50 км². При средней мощности отложений 40—60 м объем пирокластических потоков оценен в 2—3 км³, а вес — в ~3·10⁹ т. Объем тефры по изопакхите 1 см порядка 10 см³, вес ~10·10⁹ т. Подсчитанный объем пирокластики извержения — минимум 12—13 км³, вес — 13·10⁹ т. С учетом тефры за пределами изопакхиты 1 см ее объем и вес соответственно не менее 14—15 км³ и 15·10⁹ т.

Возраст извержения определен ¹⁴C-методом. Для углей из пирокластического потока ранее приведена [9] дата 6460+135 (МО-169) ¹⁴C-лет для образца, отобранного Т. Ю. Марениной. В последние годы при проведении тефрохронологических исследований авторами получены новые многочисленные даты для тефры этого извержения (табл. 3; рис. 5), отличные от указанной даты. Возрасты мелких углей, древесины, почв и торфа, подстилающих и перекрывающих пепел ХГ, хорошо согласуются между собой в диапазоне 6850—7080 ¹⁴C-л.н. (табл. 3). Только на самом вулкане Хангар почвы, подстилающие отложения пирокластических потоков, оказались более древними (7580 ± 90, 7660 ± 110 лет). Здесь датировались мощные и долго формировавшиеся почвенные горизонты, и полученные даты отражают, по-видимому, их средний возраст, который не определяет возраст извержения. Среднее значение ¹⁴C-возраста и калибровка его для получения календарного возраста рассчитаны (здесь и далее) по методике работы [34]. Средний возраст извержения (из 10 образцов табл. 3) 6957 ± 30 ¹⁴C-лет, календарный возраст BC 5926 (5769) 5711 лет, где в скобках наиболее вероятный возраст, а за скобками — доверительный интервал (при 2σ), в котором могло произойти извержение {BC — годы до н. э.).

Ход извержения реконструирован по последовательности отложений в сводном разрезе (см. рис. 3, б). Извержение началось с мощных выбросов тефры, за которыми последовало формирование пирокластических потоков единицы I. Почти без перерыва такое же развитие событий повторилось снова при образовании пирокластических потоков единицы II. Максимальное количество пирокластики приняли на себя северный и северо-восточный склоны вулкана. В южном направлении ее было выброшено значительно меньше, поэтому на юг пирокластические потоки почти не распространялись и только использовали долину р. Правый Хейван для выхода за пределы кальдеры. Одни порции пирокластических потоков проходили по долинам рек и ручьев, огибая возвышенные участки, другие, не будучи ограничены бортами долин, веерообразно растекались на ровных пологих участках подножия. У северо-западного края кальдеры, куда был направлен преобладающий уклон местности, происходило столкновение передовых частей потоков, двигавшихся по разным долинам и сходящихся на этом участке. Поступающие массы пирокластики от столкновения сминались, образуя поверхность с хаотическим нагромождением холмов и гряд, отличающуюся от почти ровной поверхности остального покрова. Долина р. Квахона оказалась подпруженной, что привело к образованию здесь озера. Потом озеро было спущено по мере прорезания пирокластической толщи рекой. Пирокластические потоки достигали длины 15—20 км.

С формированием пирокластических потоков были связаны пирокластические волны. Отложения приземных пирокластических волн запечатлены слоистыми пачками в основании потоков, а пирокластические волны пепловых облаков в

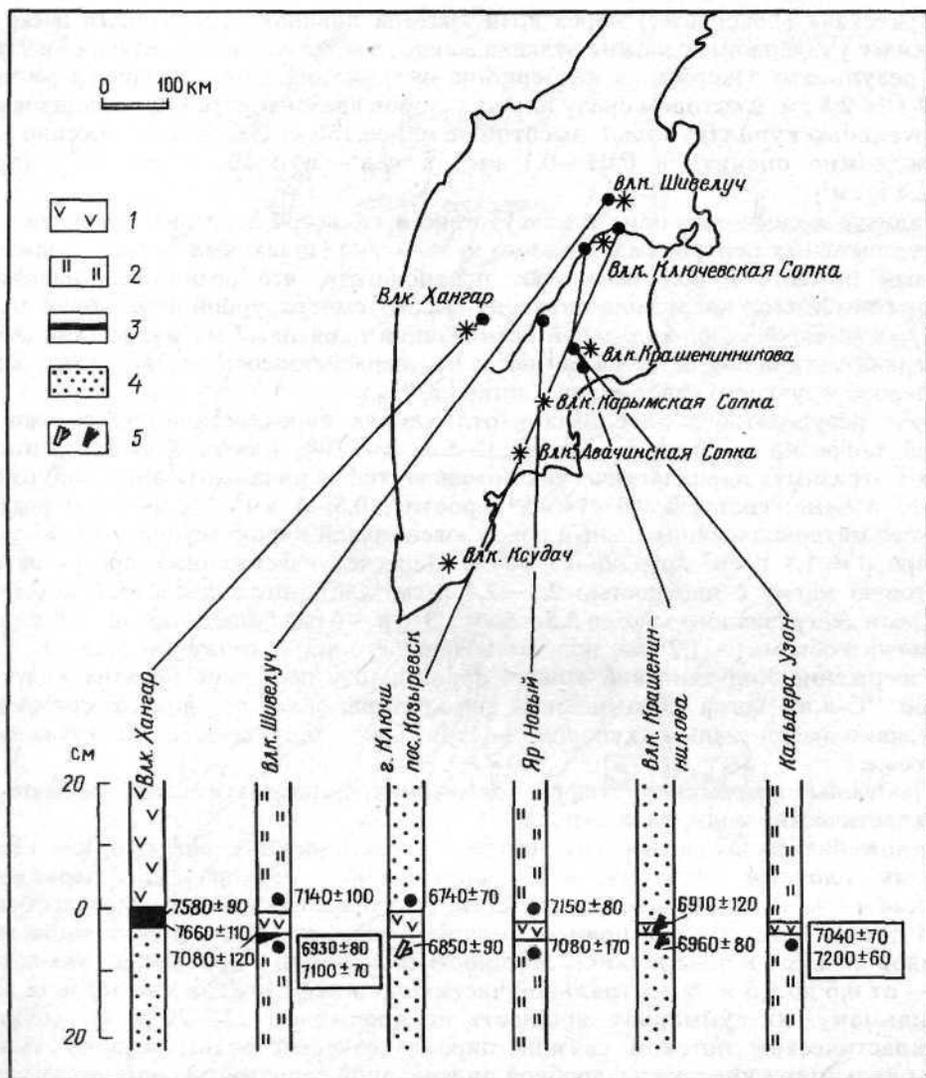


Рис. 5. Радиоуглеродные даты для отложений извержения Хангар: 1 — тephра ХГ; 2 — торф; 3 — погребенная почва; 4 — нерасчлененные отложения почвенно-пирокластического чехла; 5 — древесина и уголь

виде «палящих туч» откладывали свой материал на поверхности потоков и на прилегающих территориях.

Главная ось пеплопада была направлена на северо-восток. Вблизи вулкана выпадали пемзовые бомбы, лапиллы и грубый пепел, на удалении от него обширные площади на севере Камчатки были засыпаны тонким пеплом. В 500 км к северо-востоку от источника мощность пепла в долине р. Озерная была 2 см. Стратификация тephры начальных этапов извержения показывает, что имели место не менее 10 крупных эксплозивных выбросов. Ряд эксплозий происходил с разрушением субстрата, поэтому их отложения включают большое количество резургентных пород.

На заключительной стадии извержения, после незначительного временного перерыва, были сформированы пирокластические потоки единицы III, с которыми также были связаны пирокластические волны. Материал не выбрасывался вверх,

а «перетекал» (boiled over) через край кратера лавиной раскаленного песка и отложился у северного подножия вулкана в виде двух ветвей потока длиной 5 и 9 км.

В результате извержения на вершине вулкана образовался кратер размером 2,1 X 2,8 км, в котором сразу или некоторое время спустя вырос дацитовый экструзивный купол (купопы?) высотой не менее 150 м. Очень приблизительно его объем можно оценить в $0,05-0,1 \text{ км}^3$, а вес — в $(0,12 \dots 0,24) \cdot 10^9 \text{ т}$ (при $\rho = 2,4 \text{ г/см}^3$).

Наличие полосчатых пемз и присутствие в кальдере Хангар позднеплейстоцен-голоценовых центров базальтового вулканизма (шлаковый конус Голодык с лавовым потоком и др.) позволяют предполагать, что возможной причиной извержения Хангар послужила инъекция высокотемпературной базальтовой магмы в находившийся под кальдерой остывающий дацитовый магматический очаг. Последний должен был остаться там после позднеплейстоценового (38—40 тыс. л. н.) кальдерообразующего извержения Хангар [3, 9].

Доля резургентного материала в отложениях пирокластических потоков и грубой тефре не превышает обычно 3—5 и 10—20% (соответственно в отложениях «грязных» пирокластических потоков и тефре начальных выбросов) от их общего объема, составляя в сумме, вероятно, $0,5-1 \text{ км}^3$. За вычетом резургентного материала минимальный объем ювенильной пирокластики $\sim 14 \text{ км}^3$, а ее вес при $\rho = 1,1 \text{ г/см}^3$ порядка $15 \cdot 10^9 \text{ т}$. Пересчет изверженных продуктов на дацитовую магму с плотностью $2,3-2,4 \text{ г/см}^3$ дает объем последней вместе с породами экструзивного купола $5,5-6 \text{ км}^3$. Это в ~ 6 раз больше предполагаемого первичного объема ($\sim 1,2 \text{ км}^3$) полости возникшего при извержении кратера.

Извержение Ходуткинский «маар» произошло у подножия вулкана Ходутка ~ 2800 ¹⁴С-л.н., когда образовались два кратера, более крупный из которых с эффузивно-экструзивным куполом внутри (рис. 6,А) назван Ходуткинским «мааром».

Продукты извержения: тефра, отложения пирокластических потоков и пирокластических волн, лава купола.

Отложения пирокластических потоков представлены сероватым или серопалевым плотным песчаным и алевропелитовым материалом, содержащим лапилли и бомбы пемзы размером до 25 см. В отложениях нижнего пирокластического потока (рис. 7) есть примесь резургентного материала с обломками эффузивов до 25 см в поперечнике. Мощность отложений в краевых частях потоков — от 0,6 до 1,5 м. В центральной части подошва отложений не вскрыта, но, по-видимому, их суммарная мощность не превышает 15—20 м. С верхним пирокластическим потоком связаны пирокластические волны пепловых облаков — вулканические пески с дробной линзовидной слоистостью в нижней части.

Тефра начальных стадий извержения в одних разрезах — переслаивание горизонтов пемзовых лапилли и гравия, в других — гравий и лапилли пемзы без видимой стратификации, с пемзовыми бомбами размером до 10 см и обломками резургентных пород до 7—10 см в поперечнике. Это сближает данный слой тефры с отложениями нижнего пирокластического потока, также содержащими резургентный материал. Верхний горизонт тефры представлен в основном желтым вулканическим песком с примесью гравия и лапилли пемзы. Нижний и верхний горизонты тефры можно наблюдать лишь в разрезах, где они разделены отложениями пирокластического потока. В большинстве же случаев фиксируется один слой тефры, представленный вулканическим песком, гравием и лапилли пемзы, иногда с примесью вулканических бомб.

Ось пеплопада была направлена на юго-запад (см. рис. 6, Б). Крупность тефры быстро убывала по мере удаления от центра извержения: в 20—30 км (около вулкана Ксудач) — вулканический гравий и песок (редко с лапилли пемзы); на широте вулкана Желтовский — белый тонкий пепел с линзами, гнездами серого пемзового песка; близ озера Курильское и на западном побережье Камчатки в пос. Озерная (100 км от источника) — тонкий белый пепел. Такой же пепел мощностью 0,5—1 см обнаружен авторами в г. Северо-Курильск на о-ве Парамушир.

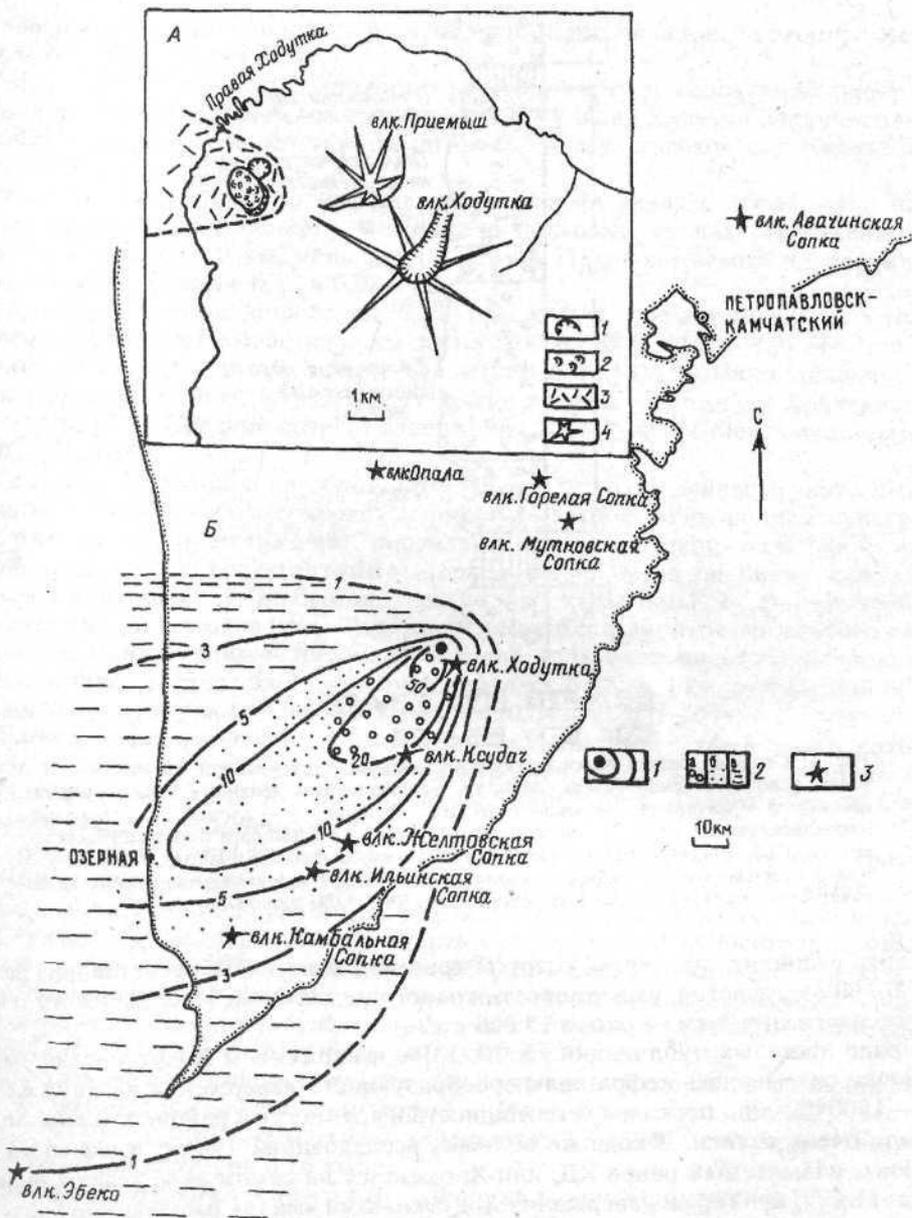


Рис. 6. Извержение Ходуткинского «маара». А — местоположение эруптивного центра и распространение пирокластических потоков: 1—3 — вулканические образования субкальдерного извержения (соответственно уступы кратеров, эффузивный купол и пирокластический поток); 4 — конусы стратовулканов (на вулкане Ходутка показан его кратер). Б — зона интенсивного пеплопада: 1 — эруптивный центр и изопахиты тefры (см); 2 — крупность тefры (а — бомбы и лапилли, б — грубый пепел, в — тонкий пепел); 3 — вулканы

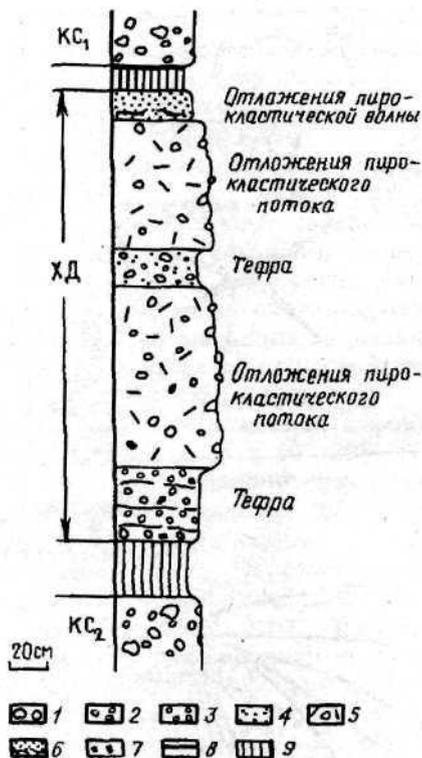


Рис. 7. Сводный разрез пирокластики извержения Ходуткинский «маар»: 1—4 — тephра (соответственно бомбы, лапилли, вулканический гравий и вулканический песок); 5 — материал пирокластических потоков; 6 — слоистые отложения пирокластических волн; 7 — резургентный материал в тephре и пирокластических потоках; 8 — погребенные почвы; 9 — супеси, слабо гумусированные; ХД — отложения извержения Ходуткинский «маар»; КС₁ и КС₂ — тephра кальдерообразующих извержений вулкана Ксудач соответственно 1700—1800 и 6000—6100 ¹⁴С-л.н.

Карта изопахит для тephры, которой присвоен индекс ХД, представлена на рис. 6, Б. В 100 км от источника мощность тонкого пепла 9 см. Площадь зоны пеплопада по изопахите 1 см — около 18 000 км².

В ряде прошлых публикаций [6, 10, 13] с извержением Ходуткинский «маар» ошибочно связывалась тephра кальдерообразующего извержения вулкана Ксудач 1700—1800 ¹⁴С-л.н., поскольку его мощность и крупность в районе вулкана Ходутка были очень велики. В ходе же полевых исследований 1986 г. выяснилось, что горизонт, называемый ранее ХД, или Х, оказался на самом деле тephрой вулкана Ксудач (КС₁) [2]. Тephра извержения Ходуткинский «маар» распространялась не к северу, а к юго-западу от вулкана Ходутка, ее возраст ~2800 ¹⁴С-лет.

Состав продуктов извержения — риолиты и риодациты (рис. 4; табл. 2). Бомбы из пирокластических потоков содержат 70,8—72,7% SiO₂, а заполнитель — 69,7% SiO₂. Состав тephры (70,4% SiO₂) вблизи Ходуткинского «маара» совпадает с таковым отложений пирокластических потоков. Аналогичный состав (69,2—70% SiO₂) имеет тонкий пепел на удалении от центра извержения (в районе вулкана Желтовский, у озера Курильское и в пос. Паужетка). В случаях, когда пепел представлен вулканическим песком (район вулкана Ксудач), он по составу дацитовый (63,6—63,8% SiO₂), так как именно фракция вулканического песка обогащена минералами и содержит меньше вулканического стекла. Лава экструзивного купола внутри кратера Ходуткинский «маар» по составу аналогична пирокластике (71,8% SiO₂).

Все продукты извержения укладываются в поле высококалийных пород (рис. 4).

Их минеральная ассоциация представлена плагиоклазом, ортопироксеном, роговой обманкой, магнетитом.

Тефра ХД — прекрасный маркирующий горизонт и возрастной репер для территории Камчатки, расположенной к югу от вулкана Ходутка. Отличительные ее особенности: риолитовый и риодацитовый состав; высокое содержание K_2O ; присутствие роговой обманки.

Кратеры извержения, соприкасающиеся своими краями, образуют в плане фигуру, напоминающую цифру 8. Диаметр большего из них (собственно Ходуткинский «маар») 0,9 км, меньшего — 0,6 км. Предполагаемый их первичный объем — соответственно 0,13 и 0,03 км³.

Возраст извержения определен ¹⁴C-методом. Для торфа и почв из-под тефры получены две хорошо согласующиеся даты: 2800 ± 40 и 2850 ± 120 лет (табл. 3). Положение образца с датой 2850 ± 120 лет в работе [10] указано ошибочно при перечерчивании графики: образец взят не над тефрой извержения Ходуткинский «маар», а под ней. Средний возраст извержения 2805 ± 40 ¹⁴C-лет, а календарный BC 1032(925)839.

Реконструкция хода извержения показывает, что оно началось сразу с выноса ювенильного материала и сопровождалось взрывами с разрушением субстрата, поскольку тефра и отложения пирокластических потоков начальной фазы извержения содержат резургентный материал. Выделяются два ритма, каждый из которых начинался с выбросов тефры, а заканчивался формированием пирокластических потоков (рис. 7). С пирокластическими потоками второго ритма связаны «палящие тучи» — пирокластические волны пепловых облаков. Длина отдельных пирокластических потоков колебалась от 1 до 4 км, суммарный объем слагавшего их материала 0,04—0,05 км³, вес (0,04 ... 0,05)·10⁹ т.

Вблизи вулкана выпадали пемзовые бомбы, лапилли и грубый пепел, которые по мере удаления от источника сменялись грубым, а еще дальше — тонким пеплом. Значительная часть пепла выпала над акваторией Тихого океана. Объем тефры и отложений пепловых облаков 1—1,5 км³.

В результате извержения сформировались два эксплозивных кратера. Меньший остался в первичном виде, в большем кратере в конце извержения вырос почти целиком заполнивший его эффузивно-экструзивный купол. Сложный генезис купола определялся тем, что часть его лав имела относительно низкую вязкость и была способна к течению. Об этом свидетельствуют характерная морфология поверхности купола, где даже имеется небольшая (диаметр ~0,2 км) спиральная «вихревая структура», а также «перелив» лав за западный-северо-западный борт кратера (рис. 6). Объем лав купола ~0,1 км³.

Состав ювенильных продуктов оставался в течение всего извержения риолитовым и риодацитовым. Их суммарный объем близок к 1,5 км³, вес — к (1,6 ... 1,7)·10⁹ т (~0,7 км³ магмы с плотностью 2,3—2,4 г/см³) при суммарном объеме полостей кратеров 0,16 км³.

Извержение Бараний Амфитеатр — одно из крупнейших эксплозивных позднеголоценовых извержений на Камчатке (рис. 8) — произошло ~1500 ¹⁴C-л.н. Объем его пирокластике ~10 км³.

Продукты извержения — преимущественно тефра, небольшие по объему отложения пирокластических потоков, лавы экструзивного купола.

В непосредственной близости от Бараньего Амфитеатра пирокластическая толща отличается большой (до 40—50 м) мощностью и сложностью строения. Чаще всего она состоит из стратифицированных пачек тефры и отложений пирокластических потоков. В долине ручья Первого обнаружено три единицы пирокластических потоков, сложенных песчано-алевритовым материалом с лапилли и бомбами пемзы, иногда с примесью резургентного материала. Мощность таких единиц 1—2 м. Площадь пирокластических потоков ~7 км² (рис. 9, а).

Тефра вблизи эруптивного центра представлена главным образом белыми легкими пемзовыми бомбами, лапилли и грубым пеплом, на удалении — грубым и тонким пеплом. Она обычно стратифицирована. У самого кратера и на неболь-

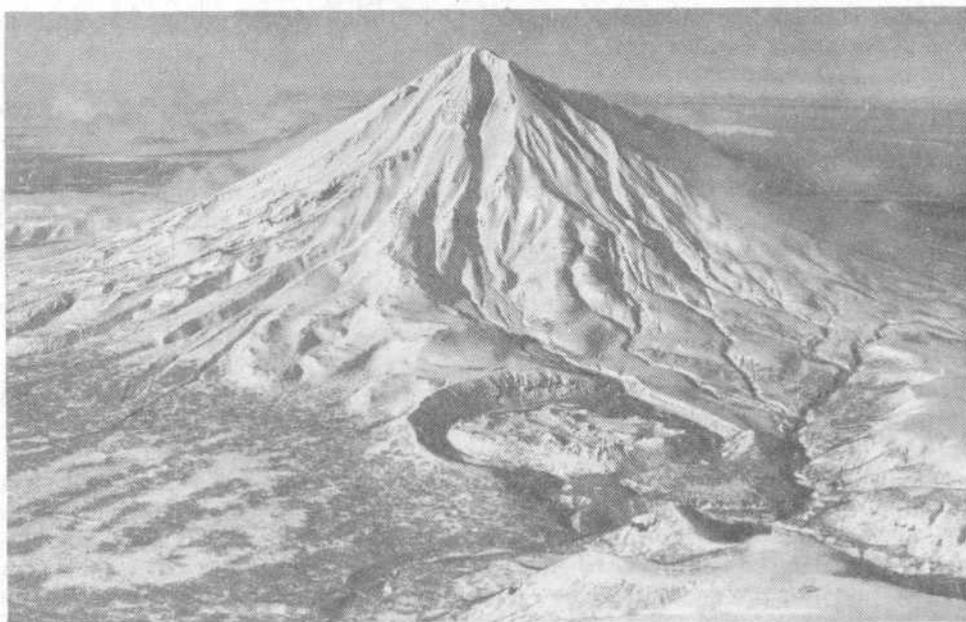


Рис. 8. Кратер Бараний Амфитеатр у подножия вулкана Опала. Вид с востока. Фото В. Н. Двигало

шом расстоянии от него пачка тефры включает от трех до девяти прослоев, различающихся по крупности и цвету материала, каждый мощностью 2—50 см. Стратификация сохраняется и вдали от кратера. В 50 км к юго-востоку, у вулкана Мутновский, тephра имеет трехчленное строение: верхние 2 см — желто-серый грубый пепел; средняя часть (2 см) — грубый пепел с мелкими лапилли до 1 см в поперечнике; нижние 2 см — грубый пепел серого цвета. Прослои тephры связаны с отдельными эксплозивными выбросами в процессе извержения. Тephре описываемого извержения присвоен индекс ОП [19].

Изопахиты тephры представлены на рис. 9, б. Ось пеплопада была направлена на восток. Мощность тephры (пемзовый песок с примесью гравия пемзы) составляет 12—15 см в районе бухты Фальшивая на побережье Тихого океана, в 75 км к востоку от Бараньего Амфитеатра. Здесь тephра погребла неолитическую стоянку, существовавшую более 1000 лет [13]. Грубый и тонкий пепел в пределах Восточной вулканической зоны Камчатки прослежен к северу на расстоянии до 300 км: мощность белого тонкого пепла 0,5—1 см в пос. Долиновка в долине р. Камчатка и в районе оз. Кроноцкое. Таковы же мощность и крупность пепла близ вулкана Ксудач — 90 км к юго-востоку от эруптивного центра. Площадь зоны пеплопада по изопахите 1 см порядка 60 тыс. км².

Состав продуктов — риодациты и риолиты (табл. 2). В тephре содержание SiO_2 от 69,7 до почти 75%. Состав заполнителя пирокластических потоков и обломков пемзы из них в целом аналогичен составу тephры (73,0—73,68% SiO_2). Риолитовый состав имеет и экструзивный купол в кратере Бараний Амфитеатр (74,22% SiO_2). Все продукты извержения относятся к породам высококаалиевой серии пород (рис. 4). По данным В. Ю. Кирьянова [11, 15], главные компоненты минерального состава тephры — вулканическое стекло, плагиоклаз, биотит, рудные минералы; в небольших количествах присутствуют пироксен и обломки пород. Особенность минерального состава тephры — высокое содержание вулканического стекла (как правило, >80%), отсутствие роговой обманки и наличие биотита. Содержание вулканического стекла возрастает до 95% при переходе к тонким фракциям, а плагиоклаза уменьшается до 6%. Вулканическое стекло представлено бесцветными частицами, почти без микролитов. Из-за резкого преобладания частиц стекла золотая дифференциация не приводила к заметному изменению состава

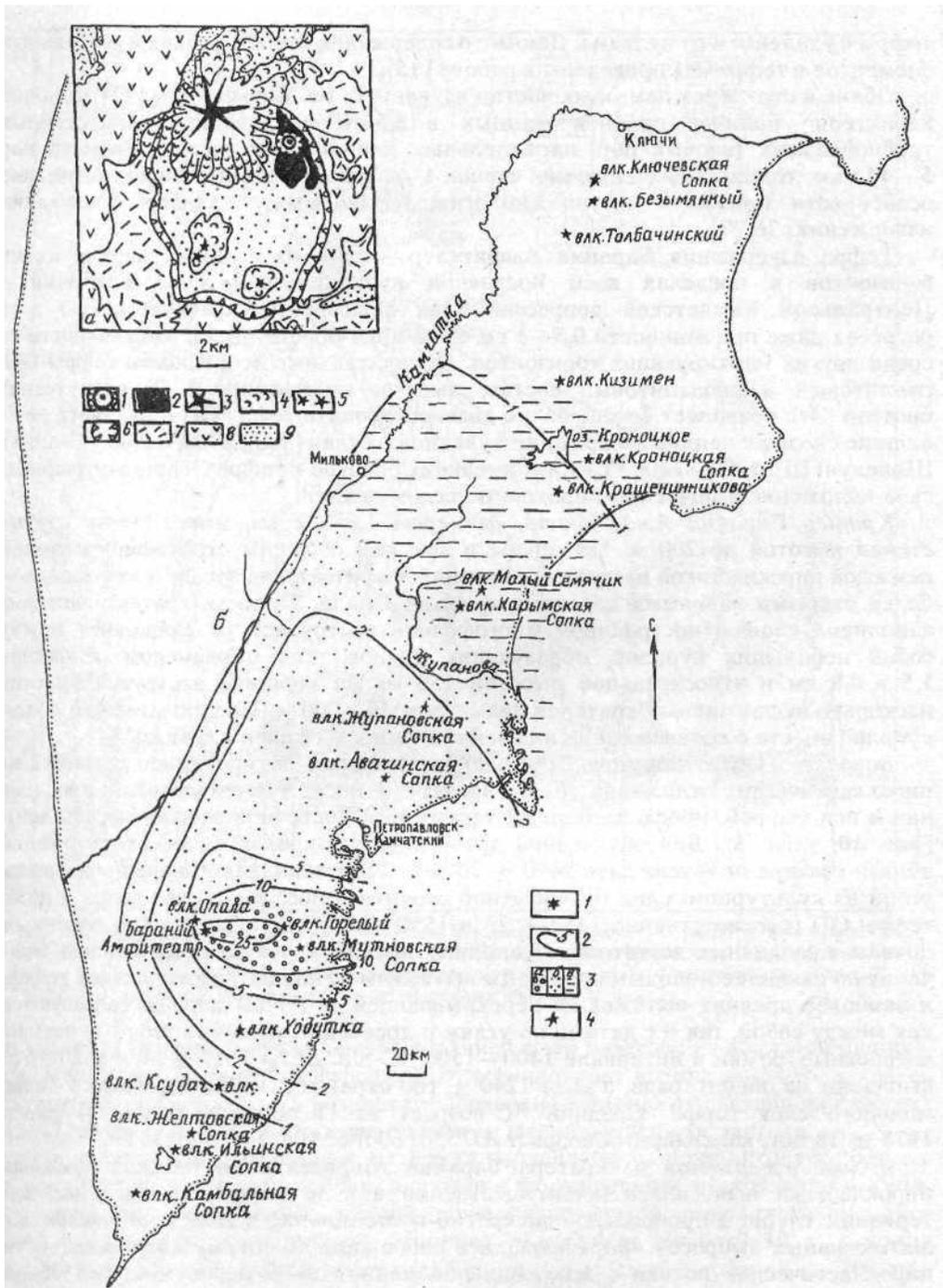


Рис. 9. Извержение Бараний Амфитеатр, а — Местоположение эруптивного центра и распространение пирокластических потоков: 1,2 — вулканические образования субкальдерного извержения (соответственно кратер Бараний Амфитеатр и пирокластические потоки); 3—9 — прочие вулканические и невулканические образования (3 — конус вулкана Опала, 4 — лавовые потоки, 5 — одноактные эруптивные центры, б — кальдера Опала, 7 — позднеплейстоценовые пирокластические потоки, 8 — фрагменты поздне-среднеплейстоценовых вулканических построек, 9 — невулканические аккумулятивные равнины разного генезиса). б — Изопахиты тефры ОП: / — кратер Бараний Амфитеатр, 2 — изопахиты (см), 3 — крупность тефры (а — бомбы и лапилли, б — грубый пепел, в — тонкий пепел); 4 — стратовулканы

тефры с удалением от вулкана. Данные о содержании малых, редких и рассеянных элементов в тефре ОП приведены в работе [15].

Облик и структура пемзовых частиц изучены В. Ю. Кирьяновым [15]. Для них характерно наличие ориентированных в одном направлении тонкостенных трубообразных газовых пор, параллельных длинной оси частиц. Диаметр пор 5—40 мкм, толщина разделяющих стенок 1—3 мкм. Подобные морфологические особенности пемзовых частиц аналогичны таковым у кальдерообразующих извержений [26,27].

Тефра извержения Бараний Амфитеатр — один из главных маркирующих горизонтов в пределах всей Восточной вулканической зоны Камчатки и Центральной Камчатской депрессии. Она фиксируется фактически во всех разрезах даже при мощности 0,5—1 см из-за ярко-белого цвета, выделяющего ее среди других маркирующих горизонтов. Отличительные особенности тефры ОП: риолитовый и риодацитовый состав, высокое содержание K_2O , присутствие биотита. Это позволяет безошибочно диагностировать тефру ОП и отличать ее от внешне сходных пеплов извержений вулканов Ксудач (KC_1 , 1700—1800 ^{14}C -л.н.) и Шивелуч ($Ш_3$, 1300—1400 ^{14}C -л.н.), имеющих близкое к тефре ОП стратиграфическое положение в почвенно-пирокластическом чехле.

Кратер Бараний Амфитеатр, размером 1,3 X 2 км, имеет очень крутые стенки высотой до 200 м. На севере и юге они сложены стратифицированной пемзой пирокластикой извержения Бараний Амфитеатр, на западе и юго-западе — более старыми лавовыми потоками вулкана Опала. Полость кратера частично заполнена сложно построенной многофазной экструзией из слившихся между собой небольших куполов, образующих единое тело с размером основания 1,5 X 0,8 км и относительной высотой 150 м. На вершине экструзии имеется несколько эксплозивных кратеров диаметром 50—200 м. Предполагаемый объем купола (вместе с необнаженной нижней его частью) оценен в 0,35 км³.

Возраст извержения определен радиоуглеродным датированием органики из пирокластических отложений вблизи кратера, а также гумусированных прослоев над и под тефрой, прослеженной на территории Восточной вулканической зоны (рис. 10; табл. 3). Для обугленной древесины из пирокластических отложений вблизи кратера получена дата 1490 ± 70 лет. С ней совпадают значения возраста углей из культурного слоя первобытной стоянки в пос. Жупаново выше и ниже тефры ОП (соответственно 1450 ± 70 и 1550 ± 120 лет). Даты по погребенным почвам в различных достаточно удаленных друг от друга разрезах сходны. Значения по наиболее молодым щелочным вытяжкам из почвы, подстилающей тефру, и наиболее древних вытяжек из перекрывающей ее почвы хорошо согласуются как между собой, так и с датами по углям и древесине, зажимая тефру в четкие возрастные рамки в интервале 1400—1500 ^{14}C -л.н. Даты 1610 ± 80 и 1620 ± 20 выпадают из общего ряда, а дата 1240 ± 100 отражает, вероятно, возраст более молодого слоя торфа. Средний ^{14}C -возраст из 11 образцов (табл. 3) равен 1478 ± 18 лет, календарный возраст AD550(606) 638(AD — годы н. э.).

В ходе извержения из кратера Бараний Амфитеатр ювенильная пемзовая пирокластика выносилась преимущественно в виде тефры. Поступление материала с глубины происходило дискретно-пульсационно в виде многочисленных эксплозивных выбросов. Формировались небольшие по объему и протяженности пирокластические потоки с максимальной длиной 3—5 км. Суммарный объем отложений потоков ~0,15 км³.

По главной оси пеплопада тефра прослежена на восток до берега океана, где ее мощность 12—15 см. В этом направлении значительная часть тефры выпала над акваторией Тихого океана. Юго-западным ветром пепловое облако было также снесено и на северо-восток, поэтому тонкий пепел обнаруживается сейчас в разрезах Восточной Камчатки на расстоянии до 300 км. Общий объем тефры 9—10 км³.

Взрывных брекчий, связанных с возникновением кратера, не установлено. Резургентный материал в небольших количествах присутствует лишь в тефре и

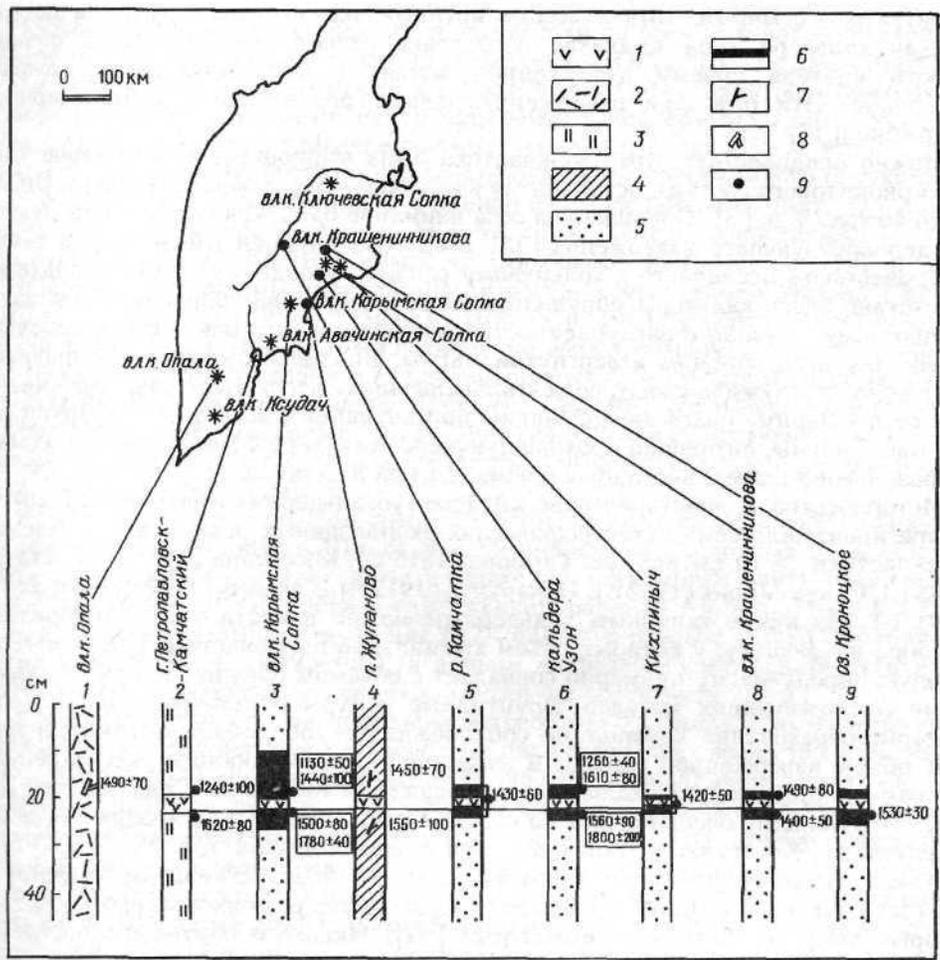


Рис. 10. Радиуглеродные даты для отложений извержения Бараний Амфитеатр: 1 — тефра ОП, 2 — отложения пирокластических потоков, 3 — торф, 4 — культурный слой первобытной стоянки, 5 — прочие отложения почвенно-пирокластического чехла, 6 — погребенные почвы, 7 — иголь, 8 — древесина, 9 — положение датированных образцов почвы

отложениях пирокластических потоков ранней фазы извержения вблизи источника. Следовательно, единого катастрофического начального взрыва не было, а кратер формировался постепенно в результате абразивно-взрывного действия на субстрат множественных порций выносимой с глубины ювенильной пирокластики.

На поверхность поставлялся материал риодацитового и риолитового состава, который в течение всего времени, включая и формирование экструзивного купола, оставался неизменным. Общий объем извергнутой пирокластики, почти целиком представленной тефрой, не менее 10 км^3 , а ее вес $\sim 10 \cdot 10^9 \text{ т}$. К концу извержения сформировался кратер размером $1,3 \times 2 \text{ км}$, глубиной $> 200 \text{ м}$ и предполагаемым объемом $\sim 0,5 \text{ км}^3$. На финальной стадии извержения в нем вырос экструзивный купол с объемом пород $\sim 0,35 \text{ км}^3$ и весом $\sim 0,8 \cdot 10^9 \text{ т}$.

Обращает на себя внимание почти девятикратная разница объемов полости кратера Бараний Амфитеатр ($0,5 \text{ км}^3$) и ювенильного (95% общего объема) изверженного материала ($\sim 4,3 \text{ км}^3$, в пересчете на риолитовую магму с плотностью $2,3 \text{ г/см}^3$). Внешний облик пирокластики, ее однородный кислый состав, набор генетических типов, строение частиц тефры, общий значительный объем изверженных ювенильных продуктов свидетельствуют о сходстве этого извержения с кальдерообразующим. Сам же эруптивный аппарат — Бараний

Амфитеатр — обычный, хотя и весьма крупный эксплозивный кратер, а не маленькая кальдера типа Кракатау вследствие резкого несоответствия объема полости кратера объему изверженной магмы и отсутствия явных следов обрушения. Эти признаки извержения делают его эталоном субкальдерного извержения [15].

Можно предполагать, что пирокластика была выброшена из магматического очага риолитового состава, оставшегося здесь после образования кальдеры Опала около 40 тыс. л. н. [3]. Обращает на себя внимание одинаковый состав продуктов кальдерообразующего извержения [17] и кратера Бараний Амфитеатр, а также приуроченность последнего к кольцевому разлому у подножия уступа кальдеры. Отсутствие здесь кальдеры обрушения после извержения Бараний Амфитеатр, по-видимому, связано с заглубленностью магматического очага и относительно малым для него объемом извергнутой магмы. Вполне возможно, что причиной извержения послужила своего рода «гальванизация» части этого еще не остывшего «дееспособного» очага кислой магмы при инъекции высокотемпературной базальтовой магмы, питающей проходящую через кальдеру Опала транзитную зону [9] базальтового ареального вулканизма Южной Камчатки.

Исторические и доисторические аналоги субкальдерных извержений. С 1815 г. в мире произошло семь катастрофических эксплозивных извержений с объемом пирокластики $\geq 10 \text{ км}^3$ каждое: Тамбора (1815 г.), Косегуина (1835 г.), Кракатау (1883 г.), Санта-Мария (1902 г.), Новарупта (1912 г.), Квицапу (1932 г.) и Пинатубо (1991 г.). Из них к типичным кальдерным можно отнести только извержения Тамбора и Кракатау, у которых объем ювенильной пирокластики в пересчете на твердую породу-магму примерно совпадает с объемом обрушения при возникновении сопутствующих кальдер. Эруптивные центры остальных — нормальные кратеры, образование которых не сопровождалось обрушением, компенсирующим объем изверженной магмы. В этом плане они — аналоги рассмотренных авторами голоценовых субкальдерных извержений Камчатки. Санта-Мария, Новарупта и Квицапу очень похожи на извержения Ходуткинский «маар» и Бараний Амфитеатр, а Косегуина и Пинатубо — на извержение Хангар.

Так, извержение 20—25 км³ дацитовый пемзы в 1902 г. на андезитобазальтовом стратовулкане Санта-Мария происходило через кратер размером всего 0,5 X 0,6 км, который тогда же возник на его склоне [32]. Никакого обрушения постройки вулкана при этом не наблюдалось. Впоследствии в кратере вырос дацитовый купол Сантьягито. Сходная ситуация отмечалась [22] при выбросе в 1932 г. 20 км³ пирокластики из кратера Квицапу у подножия вулкана Серро-Асул.

Около 30 км³ риолитовой и дацитовой пирокластики извержено [23, 28] из эруптивного центра Новарупта в 1912 г. в 10 км к западу от вершины вулкана Катмаи. Здесь сначала появилось куполовидное вздутие с поперечником основания 3 X 4 км, вершинная часть которого потом была взорвана и частично обрушена, а на ее месте возник кратер размером 1,7 X 2 км. На дне кратера в конце извержения вырос риолитовый купол Новарупта. Примерная оценка объема полости кратера (0,5—0,6 км³) в 20—25 раз меньше объема извергнутой из него магмы ($13 \pm 3 \text{ км}^3$ DRE) [23].

Большая разница объемов полостей кальдер (по-видимому, крупных кратеров) и магмы (в пересчете на плотную породу) характерна также для вулканов Косигуина (25 км³ пирокластики [35]) и Пинатубо (10—11 км³ пирокластики [36]): соответственно 2,5—3 и 10—11 км³ — у первого из них; ~1 и ~4 км³ — у второго.

Из менее крупных (~4 км³ андезитовой пирокластики) типичными признаками субкальдерных извержений обладает извержение вулкана Hudson (Чили) 12—15 августа 1991 г. [20]. Его эруптивный центр (кратер диаметром 800 м) находился у борта голоценовой кальдеры размером 10 X 7 км, как Бараний Амфитеатр у края кальдеры Опала. В начальной фазе извержения 8—10 августа произошел выброс базальтовой тefры. Это тоже может указывать на активизацию бывшего здесь очага андезитовой магмы, внедрившейся в него свежей высокотемпературной порцией базальтового вещества.

К субкальдерному типу подходят практически по всем признакам знаменитое извержение 79 г. вулкана Везувий (только тефры $8,9 \text{ км}^3$ [33]) и два извержения White River: ~ 1800 ^{14}C -л.н. (10 км^3) и ~ 1200 ^{14}C -л.н. (20 км^3 дацитово-пемзы [31]). В первом случае эруптивный центр приурочен к кратеру Молодого конуса Везувия, расположенного в кальдере с возрастом ~ 17 тыс. лет [33], во втором — это тоже кратер (или кратеры) без компенсирующего болыпеобъемного опускания.

Субкальдерные извержения и Гренландский ледниковый щит. По объему материала извержения Бараний Амфитеатр и Хангар сопоставимы с кальдерообразующими извержениями на Камчатке в голоцене [19] и намного превосходят объемы пирокластики известных извержений вулканов Ксудач (1907 г.), Безымянный (1955—1956 гг.) и Шивелуч (1964 г.): соответственно $1,5\text{--}2$; $1,8\text{--}2$ и $0,6\text{--}0,8 \text{ км}^3$ [14, 18]. С последними же вполне сравним объем пирокластики ($1\text{--}1,5 \text{ км}^3$) даже самого слабого из рассмотренных субкальдерных извержений — извержения Ходуткинский «маар». Известно [29, 30], что извержения вулканов Ксудач (1907 г.) и Безымянный (1955—1956 гг.) оказали существенное влияние на атмосферу Земли, поэтому можно полагать, что все субкальдерные извержения сыграли аналогичную роль.

В Гренландском ледниковом щите [25, 37] названные выше извержения вулканов Ксудач, Безымянный и Шивелуч дали умеренные кислотные пики [21, 37]. Следовательно, все субкальдерные извержения тоже могли найти отражение в ледовой летописи. В частности, с извержением Бараний Амфитеатр скорее всего связан очень четко выраженный пик 622—623 гг. в разрезе Crete (Центральная Гренландия) [25]. К сожалению, в данном разрезе глубина, соответствующая извержениям Ходуткинский «маар» и Хангар, не достигнута.

В записи кислотных пиков, приведенной в работе [37], субкальдерным извержениям Камчатки могут соответствовать кислотные пики следующих возрастов: извержению ОП — AD 639 (149), извержению ХД — BC 962(35), 1015(25), извержению ХГ — BC 5776(33), 5781(76) (в скобках — содержание SO_4^{2-} и ppb (частей на миллиард), отражающее величину кислотного пика). Извержению ОП отвечает достаточно крупный пик, что отражает большой объем тефры этого извержения. Величина возможных пиков извержения ХД согласуется с масштабом близкого к нему по объему извержения Шивелуча 1964 г. (пик AD 1965(29)), а извержение ХГ запечатлено по непонятной пока причине весьма скромными для него предполагаемыми пиками. Расхождение в возрасте пиков (AD 622/623 и 639), которые могли бы соответствовать извержению ОП в разных работах [25, 37], будет, вероятно, устранено при дальнейшей детализации хронологии льдонакопления в ледниковом щите.

Исследования выполнены при поддержке ГНТП 18 «Глобальные изменения природной среды и климата», Российского фонда фундаментальных исследований, Международного научного фонда и Российского правительства (грант RMG-300).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брайцева О. А., Кирьянов В. Ю., Сулерджицкий Л. Д.* Маркирующие прослои голоценовой тефры Восточной вулканической зоны Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 80—96; *Volcanology and seismology.* 1989. V. 7. № 5. P. 785—814.
2. *Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В., Кирьянов В. Ю.* Последнее кальдерообразующее извержение на Камчатке (вулкан Ксудач) 1700—1800 C^{14} -лет назад // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 30—50.
3. *Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В. и др.* Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 5—6. С. 5—33; *Volcanology and seismology.* 1995. V. 16. № 4—5. P. 341—371.
4. *Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Флеров Г. Б. и др.* Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975—76 гг. М.: Наука, 1984. С. 177—209.
5. *Брайцева О. А., Сулерджицкий Л. Д., Литасова С. Н., Гребзды Э. И.* Радиоуглеродные даты голоценовых почвенно-пирокластических чехлов Ключевской группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 110—116; *Volcanology and seismology.* 1988. V. 6. P. 317—325.

6. *Брайцева О. А., Флоренский И. В., Пономарева В. В., Литасова С. Н.* История активности вулкана Кихпинич в голоцене//Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 3—19; *Volcanology and seismology*. 1989. V. 7. № 6. P. 845—872.
7. *Гептнер А. Р., Пономарева В. В.* Применение минералогического анализа для корреляции пеплов вулкана Шивелуч//Бюл. вулканол. станций. 1979. № 56. С. 126—130.
8. *Гущенко И. И.* Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
9. Камчатка, Курильские и Командорские острова/Под ред. Лучицкого И. В. М.: Наука, 1974. 439 с.
10. *Кирсанова Т. П., Мелекесцев И. В.* О происхождении и возрасте Ходуткинских терм//Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 49—59; *Volcanology and seismology*. 1988. V. 6. P. 711—725.
11. *Кирьянов В. Ю., Соловьева Н. А.* Изменение вещественного состава вулканических пеплов в результате гравитационной эоловой дифференциации//Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 10—19; *Volcanology and seismology*. 1991. V. 12. № 4. P. 431—442.
12. *Маренина Т. Ю.* Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки//Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1959. Вып. 17. С. 3—69.
13. *Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Пономарева В. В.* Динамика активности вулканов Мутновский и Горельский в голоцене и вулканическая опасность для прилегающих районов//Вулканология и сейсмология. 1987. № 3. С. 3—18; *Volcanology and seismology*. 1990. V. 9. № 3. P. 337—362.
14. *Мелекесцев И. В., Сулержницкий Л. Д.* Вулкан Ксудач (Камчатка) за последние 10 тыс. лет//Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 28—39; *Volcanology and seismology*. 1990. V. 9. № 4. P. 537—556.
15. *Мелекесцев И. В., Фелицын С. Б., Кирьянов В. Ю.* Извержение вулкана Опала 500 г.— крупнейшее эксплозивное извержение нашей эры на Камчатке//Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С. 21—34; *Volcanology and seismology*. 1991. V. 13. № 1. P. 21—36.
16. *Пийн Б. И.* Новое эруптивное состояние вулкана Шивелуч с конца 1944 г. по май 1945 г. и некоторые замечания о геологической структуре этого вулкана и его прошлых извержениях//Бюл. вулканол. станций. 1948. № 14. С. 38—51.
17. *Шеймонович В. С., Патока М. Г.* Опала и другие голоценовые центры эксплозивных извержений Южной Камчатки//Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 92—95.
18. *Bogoyavlenskaya G. E., Braitseva O. A., Melekestsev I. V. et al.* Catastrophic eruptions of the directed blast type at Mount St. Helens, Bezymianny and Shiveluch volcanoes//J. Geodynamics. 1985. № 3. P. 189—218.
19. *Braitseva O. A., Melekestsev I. V., Ponomareva V. V. et al.* Tephra of the largest prehistoric Holocene volcanic eruptions in Kamchatka//Quaternary Internat 1992. V. 13/14. P. 177—180.
20. Bulletin of the Global volcanic network. 1991. V. 16. № 7. P. 2—6.
21. *Bursik K. M., Melekestsev I. V., Braitseva O. A.* Most recent fall deposits of Ksudach volcano, Kamchatka, Russia//Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. № 17. P. 1815—1818.
22. *Casertano L.* Chilean Continent//Catalogue of the active volcanoes of the World including solfatara fields. Pt XV. Napoly, 1965. 56 p.
23. *Fierstein J., Hildreth W.* The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska//Bull. volcanol. 1992. V. 54. № 8. P. 646—684.
24. *Gill J.* Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
25. *Hammer C. U., Clausen H. B., Dansgaard W.* Greenland ice sheet evidence of postglacial volcanism and its climatic impact//Nature. 1980. V. 288. P. 230—235.
26. *Heiken G.* Morphology and petrology of volcanic ashes//Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 82. P. 1961—1988.
27. *Heiken G., Wohletz K.* Volcanic ash. Univ. of California Press, 1985. 246 p.
28. *Hildreth E. W.* The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. V. 18. P. 1—56.
29. *Hulten E.* Eruption of a Kamchatka volcano in 1907 and its atmospheric consequences//Geol. Foren. Forhandl. 1924. V. 46. P. 407—417.
30. *Lamb H. H.* Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance//Phil. Trans. Roy. Soc. Lon. 1970. Ser. A. V. 266. P. 425—533.
31. *Lerbekmo J. F., Westgate J. A., Smith D. G. W., Denton G. H.* New data on the character and history of the White River volcanic eruption, Alaska//Quaternary studies: Wellington, Royal Society of New Zealand. 1975. P. 203—209.
32. *Rose W. I.* Santa Maria, Guatemala: bimodal sodarichcalcalic stratovolcano//J. Volcan. and Geotherm. Res. 1927. V. 33. № 1—3. P. 109—129.
33. *Sigurdsson H., Carey S., Cornell W., Pescatore T.* The eruption of Vesuvius A. D. 79//National Geographic Res. 1985. V. 1. № 3. P. 331—388.
34. *Stuiver M., Reimer P. J.* Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration programme//Radiocarbon. 1993. V. 35. P. 215—230.
35. *Williams H.* The great eruption of Coseguina, Nicaragua, in 1835, with notes on the Nicaraguan volcanic chain//Univ. Calif. Berkley Publ. Geol. Sci. 1952. V. 29. P. 21—46.
36. *Wolfe E. W.* The 1991 eruption of Mount Pinatubo, Philippines//Earthquakes and volcanoes. 1992. V. 23. № 1. P. 5—37.
37. *Zielinski G. A., Mayewski P. A., Meeker L. D. et al.* Record of volcanism since 7000 B. P. from the GISP2 Greenland Ice Core and implications for the volcano-climate system//Science. 1994. V. 264. P. 948—952.