

УДК 551.21

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КАТАСТРОФЫ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕНА НА КАМЧАТКЕ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ. ЧАСТЬ 1. ТИПЫ И КЛАССЫ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ – ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КАТАСТРОФИЗМА

© 2016 г. Л. И. Базанова, И. В. Мелекесцев, В. В. Пономарева, О. В. Дирксен, В. Г. Дирксен

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,
e-mail: bazli@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 15.06.2015 г.

Сформулированы и приведены авторские определения терминов: катастрофическое вулканическое извержение (КИ), катастрофическое суперизвержение (КСИ), разноранговые и разнотипные эпизоды и этапы вулканического катастрофизма (ВК). Все извержения разделены на 3 класса по объему и весу выброшенного и перемещенного (ювенильного и резургентного) материала, независимо от его химического состава: I класс – $\geq 0.5 \text{ км}^3$; II – $> 5 \text{ км}^3$ и III, суперизвержения, – $> 50 \text{ км}^3$. Охарактеризованы типы и разновидности КИ и КСИ, большинство которых – главные компоненты выделенных эпизодов и этапов ВК. Рассмотрены, в первую очередь, катастрофические события XIX–XXI веков не только Курило–Камчатского региона, но и других вулканических областей. Эти детально изученные современными методами извержения могут служить приближенными моделями для реконструкций подобных событий в прошлом, особенно в части их динамики, продуктивности и катастрофических последствий.

DOI: 10.7868/S0203030616030020

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы закономерностей проявления вулканизма во времени и пространстве, в том числе и вулканического катастрофизма – одни из важнейших в вулканологии. Эти проблемы относятся к приоритетным для лаборатории динамической вулканологии ИВиС ДВО РАН, сотрудниками которой было собрано для их успешного решения большое количество нового фактического материала. Особенно для позднего плейстоцена – голоцена (последних 50–60 тыс. лет). Выбор такого временного интервала первоначально определялся возможностями ^{14}C метода датирования и проведением с 60-х годов XX в. комплексных исследований молодого вулканизма на Камчатке и Курильских островах с коллегами из Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН, где этот метод уже применялся. Благодаря этим совместным усилиям, удалось определить возраст многих действующих и потенциально активных вулканов Камчатки и Курильских островов [Мелекесцев и др., 1990; Брайцева и др., 1994; и др.], датировать все голоценовые и самые молодые плейстоценовые кальдеры [Брайцева, Мелекесцев, 1989; Braitseva et al., 1995; Ponomareva et al., 2004; и др.], голоценовые субкальдерные извержения [Мелекесцев и др., 1996]. В работе [Gusev et al., 2003] предпринята попытка выявить закономерности

хронологического распределения катастрофических извержений за последние 10 тыс. лет, а в [Мелекесцев и др., 1988, 1998, 2003a; Ponomareva et al., 2007a; Пономарева и др., 2010] описаны фазы усиления катастрофической вулканической деятельности для разных временных интервалов позднего плейстоцена – голоцена. Оказалось, что именно 50–60 тыс. лет назад (л.н.) произошла резкая активизация вулканических процессов в Курило–Камчатской области, связанная с массовой региональной инъекцией базальтовой магмы и началом нового, самого молодого пока, вулканического мегацикла [Камчатка ..., 1974; и др.].

Однако обобщающей работы, в которой были бы освещены закономерности проявления вулканического катастрофизма во времени и пространстве для последних 50–60 тыс. лет всей Курило–Камчатской области до настоящего времени не появилось. Чтобы в какой-то мере восполнить возникший пробел, и была подготовлена эта статья. Главная ее цель – характеристика выделенных, описанных и датированных авторами разноранговых и разнотипных вулканических катастроф, которые были приурочены к различным по возрасту и длительности эпизодам и этапам вулканического катастрофизма на Камчатке и Курильских островах, произошедших там за последние 50 тыс. лет. Первая часть статьи включает

терминологический раздел, в котором сформулированы авторские определения терминов: катастрофическое вулканическое извержение (КИ), катастрофическое суперизвержение (КСИ), эпизоды и этапы вулканического катастрофизма (ВК). Далее приводится краткая характеристика наиболее широко представленных в позднем плейстоцене — голоцене разделенных на три класса типов и разновидностей катастрофических извержений.

АВТОРСКАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Использованные в статье термины и понятия: катастрофическое вулканическое извержение, классы катастрофических извержений, разноранговые и разнотипные эпизоды и этапы вулканического катастрофизма, либо не имеют однозначных определений, либо в таком качестве не применяются. Поэтому стало необходимым подобные терминологические определения четко сформулировать в авторской версии.

Принято индивидуальными катастрофическими вулканическими извержениями всех типов считать, если они в 10 (или более) раз по суммарному объему и весу выброшенного и перемещенного (ювенильного и резургентного) материала превышают средние по силе извержения Курило-Камчатской вулканической области. В нашем случае, минимальный объем для КИ равен 0.5 км^3 , а вес — $0.6 \times 10^9 \text{ т}$.

По этим же параметрам проведено и разделение КИ на 3 класса. К I классу отнесены КИ с объемом продуктов $0.5\text{--}5.0 \text{ км}^3$ и весом $\geq (0.6\text{--}6.0) \times 10^9 \text{ т}$, II классу — $5\text{--}50 \text{ км}^3$ и $\geq (6\text{--}60) \times 10^9 \text{ т}$, III классу (суперизвержения) — $>50 \text{ км}^3$ и $\geq 60 \times 10^9 \text{ т}$. При оценке веса продуктов использованы минимальные значения плотности ($\rho = 1.2 \text{ г/см}^3$), характерные для слабо уплотненных отложений пирокластических потоков и тефры. У игнимбритов и лав разного состава и плотности ($\rho = 1.8\text{--}2.4 \text{ г/см}^3$) вес при одинаковых объемах может быть в 1.5–2 раза больше.

Что касается разноранговых и разнотипных эпизодов и этапов вулканического катастрофизма (ВК), то их выделение основывалось на трех обязательных критериях.

1. Им должна принадлежать ведущая (или значительная) роль при воздействии на природную среду в локальном и региональном масштабах, заметная — в глобальном.

2. Необходимость наличия в каждом эпизоде и этапе ВК, как минимум, нескольких (3 и более) индивидуальных КИ.

3. По суммарному объему и весу изверженного и перемещенного материала в ходе всех извержений, произошедших в течение эпизодов и этапов ВК, последние должны в 3–5 раз превышать сходные по

длительности соседние (предыдущий и последующий) временные интервалы с меньшей вулканической продуктивностью.

По своей продолжительности и размеру территорий, подвергшихся воздействию вулканических катастроф, эпизоды и этапы ВК разделены на локальные, субрегиональные и региональные, кратковременные и длительные. Правда, разрешающая способность использованной нами методики часто не позволяла точно установить их временные границы.

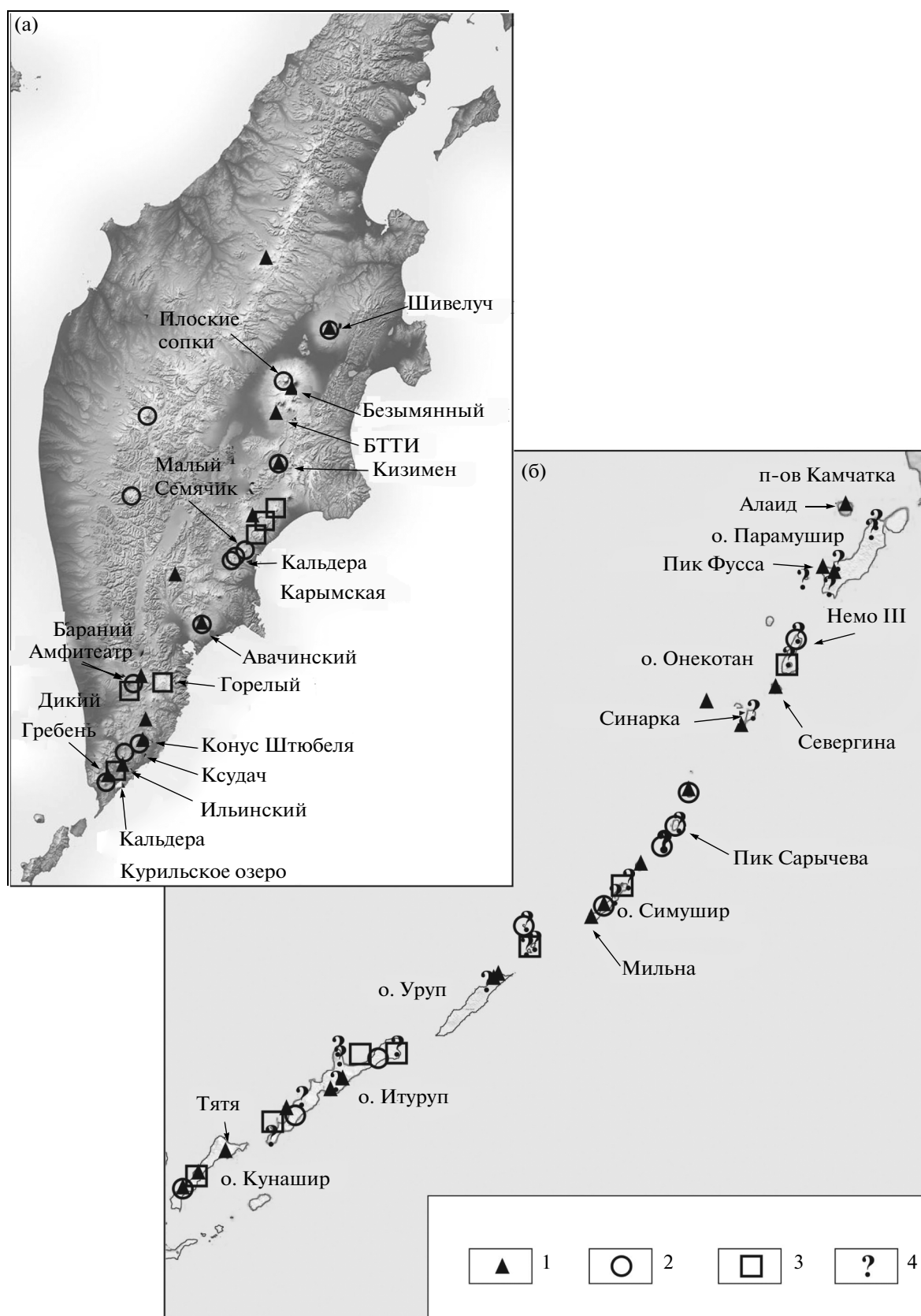
Локальность определялась приуроченностью ВК к одному из четырех, выделенных на Камчатке, молодых вулканических районов [Камчатка ..., 1974]. На Курильских островах аналоги последних по размерам — крупнейшие острова Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир длиной 100–202 км и группы более мелких островов в пределах 100–200-километровых отрезков островной дуги. Масштабам субрегиональных эпизодов и этапов ВК соответствовали Камчатка или Курильские острова по отдельности, региональных эпизодов и этапов ВК — вся Курило-Камчатская вулканическая область.

Продолжительность локальных эпизодов ВК — от первых десятков лет до 100–200 лет, субрегиональных и региональных — до 500–1000 лет, крупнейших региональных этапов ВК — предположительно до 10–15 тыс. лет.

Эпизоды и этапы ВК следует отличать, во-первых, от эпизодов и этапов повышенной вулканической активности, когда количество извергавшихся вулканов заметно больше, чем обычно, но катастрофические извержения отсутствуют. Во-вторых, от комплексных локальных и региональных природных катастроф, когда вулканическая деятельность играет значительную, но не главную роль, и не происходят катастрофические извержения. Например, от общекамчатской природной катастрофы 1737–1742 гг. [Мелекесцев, 2005б], когда извергалось много вулканов, но катастрофических извержений не было.

ХАРАКТЕРНЫЕ ПРИМЕРЫ ТИПОВ И РАЗНОВИДНОСТЕЙ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

В настоящее время катастрофические вулканические извержения всех типов — наиболее изученные объекты вулканического катастрофизма на Камчатке и Курильских островах (рисунок). Особенно это относится более чем к 40 датированным КИ голоцена и современности, которым посвящено множество публикаций. Поэтому мы выборочно остановимся лишь на краткой характеристике наиболее типичных КИ разных классов.



Распределение центров позднеплейстоценовых и голоценовых катастрофических извержений на Камчатке (а) и Курильских островах (б).

1–3 – классы катастрофических извержений: 1 – I; 2 – II; 3 – III; 4 – нет данных. Приведены названия эруптивных центров, упомянутых в тексте статьи.

Катастрофические извержения I класса

Наиболее многочисленны КИ I класса с объемом выброшенного и перемещенного материала $0.5\text{--}5.0\text{ км}^3$ и весом $\geq(0.6\text{--}6.0) \times 10^9\text{ т}$ (табл. 1, 2). Только в XX в. и начале XXI их было шесть: пять на Камчатке и одно на Курилах, с интервалами между ними, для всей Курило-Камчатской области, от 11 до 35 лет. Правда, следует отметить, что за предыдущие 250 лет извержение такого класса случилось лишь единожды на Камчатке (Молодой Шивелуч, 1854 г.), а на Курильских островах их вообще не выявлено в этом временном интервале.

Пять КИ произошли на разнотипных многоактивных вулканах центрального типа, а БТТИ 1975–1976 гг. — в пределах выделенной Б.И. Пийпом [Пийп, 1956] Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов. Причем каждое из них обладало своей спецификой. Наибольшим представителем отличались разновидности многокомпонентных КИ типа направленного взрыва (обвальное-взрывные отложения + тефра + отложения пирокластических потоков). Они имели место на камчатских вулканах Северной группы: Безымянный (1955–1956 гг.), Молодой Шивелуч (1964 г.) и на Курилах (вулкан Севергина, о. Харимкотан, 1933 г.). Их общая особенность — кардинальное разрушение своих построек в ходе извержений и формирование гигантских обвальное-взрывных и обвальных обломочных лавин. Характерно также неодинаковое соотношение долей ювенильных и резургентных продуктов. БТТИ 1975–1976 гг. — трехцентровое (новообразованная кальдера гавайского типа на вершине вулкана Плоский Толбачик, Северный и Южный прорывы), explosивно-эффузивное. КИ вулкана Кизимен — многокомпонентное (тефра, лава, взрывные отложения, отложения ювенильных пирокластических и раскаленных обломочных лавин), explosивно-эффузивное. КИ конуса Штюбеля (КШТ) в 1907 г. на Южной Камчатке — explosивное.

Нами установлено, что произошедшие в XX — начале XXI вв. КИ, детально и всесторонне изученные вулканологами, по своим характеристикам и параметрам близки к большинству КИ I класса всего рассматриваемого 50–60-тысячелетнего периода. Поэтому приведенные здесь их краткие описания одновременно будут, во-первых, служить примерами описаний для прошлых событий такого рода, и, во-вторых, помогут понять, каковы были их роль и последствия в разных эпизодах и этапах ВК позднего плейстоцена — голоцена на Камчатке и Курильских островах.

Конус Штюбеля, 1907 г. Извержение конуса Штюбеля в марте 1907 г. (КШТ₃) было чисто explosивным, наиболее простым по механизму и доступным для понимания. Изверженные продукты представлены тефрой. Вблизи от эруптив-

ного центра горизонт тефры имел двучленное строение. В нижней его части преобладали фрагменты андезибазальтов (резургентный материал) КШТ, в верхней — ювенильной пемзы дацитового состава [Macías, Sheridan, 1995; Braitseva et al., 1997]. Ось пеплопада была направлена преимущественно на СВ, а выпадение тефры наблюдалось в секторе от г. Охотск (1200 км к СВ от КШТ) до пос. Оссора (900 км к СВ от КШТ). Впервые рассчитана нагрузка от выпавшей тефры на подстилающую поверхность в г. Петропавловск-Камчатский, в 150 км к СВ от источника ($\sim 25\text{ кг/м}^2$ при мощности свежеснеговой за 6 часов тефры 3.5–4.0 см) [Карпинский, 1908]. Высота верхней кромки эруптивного облака составляла 10–22 км [Bursik et al., 1993]. Мощная тефра ($>1\text{ м}$ в 20–25 км к СВ от КШТ и до 8–9 м вблизи эруптивного центра) полностью уничтожила растительность. Погребенная древесина испытала химическое “обугливание”.

По своим параметрам (объем — $1.5\text{--}2.0\text{ км}^3$, вес — $(1.5\text{--}2.0) \times 10^9\text{ т}$ изверженных продуктов, высота эруптивной тучи — до 22 км, площадь зоны пеплопада — $>400\text{ тыс. км}^2$) извержение конуса Штюбеля — крупнейшее в Курило-Камчатской области начала XX века и третье в мире после explosивных извержений Санта-Мария 1902 г. и Катмаи-Новарупта 1912 г. В прошлом подобные по типу и близкие к ним извержения происходили на вулканах: Молодой Шивелуч, Малый Семячик, Карымский, Авачинский, Горелый и др. (Камчатка); Алайд, Пик Фусса, Пик Сарычева, Тяга и др. (Курильские острова). Распределение КИ I класса (по оценке И.В. Мелекесцева) на Курильских вулканах показано на рисунке (б). Из-за их слабой изученности и недостатка данных о возрасте и параметрах сведения об этих событиях в таблицах отсутствуют.

Вулкан Безымянный, 1955–1956 гг. Самое первое из катастрофических и наиболее сложных для понимания извержений, изученных советскими вулканологами, — пароксизмальное событие кульминационной фазы активности вулкана Безымянный 1955–1956 гг. Извержение оказалось и весьма неожиданным, поскольку Безымянный относился к действующим вулканам условно (только из-за своей хорошей сохранности), а на памяти людей не извергался. Несмотря на то, что подобное событие произошло впервые на Камчатке, оно было изучено намного лучше других аналогичных, а описание его хода, геолого-геоморфологических последствий, воздействия на объекты природной среды (гидросеть, снежный покров и др.), атмосферных эффектов стало классическим для КИ типа направленного взрыва (НВ), впервые выделенных Г.С. Горшковым [Горшков, 1957; Горшков, Богоявленская, 1965]. В нашем понимании — КИ I класса типа НВ. В настоящей статье сценарий извержения вулкана Безымянный 1955–1956 гг.

Таблица 1. Катастрофические извержения вулканов Камчатки в позднем плейстоцене–голоцене

Вулкан	Индекс извержения	Средний ^{14}C возраст (или календарный, для исторических извержений)	Объем изверженных продуктов, км ³ /Класс КИ	Состав изверженных пород
Шивелуч	Ш ₁₉₆₄	AD 1964	0.6–0.8/I	Андезит
	Ш ₁₈₅₄	AD 1854	~1/I	Андезит
	Ш ₁	250	≥2/I	Андезит
	Ш ₂	950	2.5/I	Андезит
	Ш ₃	1400	≥2/I	Андезит
	Ш ₁₄₅₀	1450	≥2/I	Андезит
	Ш ₅	2550	~1/I	Андезит
	Ш ₂₈₀₀	2800	≥1/I	Андезит
	Шсп	3600	~1/I	Базальт
	Ш	3750	≥1/I	Андезит
	Шдв	4100	≥2/I	Андезит
	Ш ₄₇₀₀	4700	≥2/I	Андезит
	Ш ₄₈₀₀	4800	≥2/I	Андезит
	Ш ₅₆₀₀	5600	≥1/I	Андезит
	Ш ₆₈₅₀	6850	1.2/I	Андезит
	Ш	7900	≥1/I	Андезит
	Ш	8100	≥2/I	Андезит
	Ш	8200	≥1/I	Андезит
	Ш	8300	≥2/I	Андезит
	Ш	~9200	4–5/I	Андезит
	Ш	~10000	>10/II	Андезит
	Ш	~30000	>30/II	Андезит
Терпуки	—	2800	0.7/I	Базальт
Массив	PL2	9000	10–12/II	Андезибазальт
Плоских сопок	PL1	10 100	0.5/I	Андезибазальт–андезит
	—	8600	7–8/II	Андезибазальт
	—	Поздний плейстоцен	25–30/II	Андезибазальт
Безымянный	Б ₁₉₅₆	AD 1956	1.8–2/I	Андезит
БТТИ	—	AD 1975–1976	~1/I	Базальт
Плоский Толбачик	—	1500	Н.д./II*	Базальт
	—	10–11 тыс л.н.	>9/II	Базальт
Кизимен	—	AD 2011–2013	>0.5/I	Андезит
	КЗ	7550	5/II	Дацит
Тауншиц	—	7700	3/I	Дацит
Хангар	ХГ	6850	14–16/II	Дацит – риодацит
Заварицкого	ЗВР	2800	0.8/I	Базальт

Таблица 1. Окончание

Вулкан	Индекс извержения	Средний ^{14}C возраст (или календарный, для исторических извержений)	Объем изверженных продуктов, км ³ /Класс КИ	Состав изверженных пород
Авачинский	II AB ₃	3300	>1.2/I	Андезибазальт
	II AB ₁ (AB ₁)	3500	≥3.6/I	Андезибазальт
	I AB 24 (AB ₂)	4000	≥0.6/I	Андезит, андезибазальт
	I AB 20 (AB ₃)	4500	≥1.1/I	Андезит
	I AB 12 (AB ₄)	5500	≥1.3/I	Андезит
	I AB 2	7150	≥8–10/II	Андезит
	—	~30000	16–20/II	Андезит
Кратер Чаша	ОПтр	4600	0.9–1/I	Риолит
Бараний амфитеатр	ОП	1500	9–10/II	Риолит
Ходуткинский кратер	ХД	2500	1–1.5/I	Риодацит
Конус	КШТ ₃	AD 1907	1.5–2/I	Андезибазальт — дацит
Штюбеля	КШТ ₁	950	0.8–1/I	Андезибазальт — дацит
Ильинский	ЖЛТ	4850	1.2–1.4/I	Андезибазальт — дацит
Дикий гребень	ДГ III	1600	4–5/I	Риодацит
Камбальный	—	6300	5–10/II	Базальт

Примечание. Таблица составлена по данным [Ponomareva et al., 2007a] с добавлениями из работ [Ponomareva et al., 2006, 2013; Большое ..., 1984; и др.]. Н.д. — нет данных. AD — годы н.э.

приводится в трактовке И.В. Мелекесцева [Мелекесцев, 2004], которая в главных своих чертах опирается на таковую Г.С. Горшкова. Изменения коснулись лишь некоторых цифровых параметров извержения.

Начало двухциклового КИ вулкана Безымянный — 22 октября 1955 г., когда стартовала вулкано-плинианская фаза извержения, предварявшаяся землетрясениями. Радиус пеплопадов достигал 300 км. В пос. Ключи (42 км к ССВ от кратера) выпало 2–5 см пепла (16.128 кг/м²). Далее последовала фаза слабой эксплозивной активности, которая сопровождала внедрение и рост экструзивного криптокупола внутри возникшего кратера. Произошел общий подъем юго-восточной части вулкана примерно на 100 м, а крутизна склонов конуса увеличилась [Горшков, 1957]. По [Мелекесцев, 2004] непосредственно перед началом кульминационной фазы вулканическая постройка была насыщена значительным (не менее 0.2–0.3 км³) объемом внедрившейся свежей, еще не остывшей магмы и испытала сильную деформацию. Поэтому достаточно было, по-видимому, произойти сильному сейсмическому толчку 30 марта 1956 г., чтобы весь юго-восточный сектор вулкана стал разваливаться и смещаться в ВЮВ направлении.

Вызванный быстрым развалом постройки значительный (на 200–250 бар) сброс литостатического давления должен был привести к мгновенному “вскипанию” поднявшейся сюда магмы, резкому увеличению ее объема и интенсивной дегазации [Мелекесцев, 2004]. Появление расширяющейся, обладавшей огромным запасом тепловой энергии газовзвеси, нагруженной продолжающимися дробиться за счет автоэксплозий фрагментами магмы, создало благоприятные предпосылки для дальнейшего разрушения вулканического сооружения, мощнейшего взрыва, выброса пород постройки (отдельные блоки размером до 4–5 м в поперечнике — на расстояние до 15–16 км от эруптивного центра).

Вслед за этим, практически субодновременно, из жерла на дне образовавшегося кратера начался интенсивный — (360–720) × 10³ т/с — вынос ювенильной обильно насыщенной газом андезитовой пирокластики, которая пошла на формирование пирокластических потоков и тefры. Массовое выпадение пирокластики на расстоянии 15–20 км от кратера приводило к возникновению бескорневых пирокластических потоков длиной до 4–5 км, отделенных от их главного поля гребнем с относительной высотой до 150 м. Катастрофичными были интенсивность выпадения пепла вдоль осевой зоны пеплопада (24.5 кг/м² за 3.5 часа в пос. Ключи).

Таблица 2. Катастрофические кальдерообразующие извержения Камчатки и Курильских островов в позднем плейстоцене–голоцене

Наименование кальдеры, индекс извержения	Возраст и метод датирования	Размер (диаметр) кальдеры, км	Объем изверженных продуктов, км ³ /Максимальный класс КИ	Состав изверженных пород
Ичинская III	Поздний плейстоцен (стратиграфия)	5 × 3	Н.д./II*	Н.д.
Хангар II	38–40 тыс. лет (¹⁴ C)	8	Н.д./II*	Н.д.
Крашенинникова	35–38 тыс. лет (¹⁴ C)	12 × 10	70/III	Дациит
Узон-Гейзерная	39 тыс. лет (¹⁴ C)	18 × 9	150/III	Андезит
Большой Семячик II	Поздний плейстоцен (стратиграфия)	10	42**/III	Андезидацит
Малый Семячик	20 тыс. лет (¹⁴ C)	7	Н.д./II*	Андезит
Карымская, КРМ	7889 ± 67 лет (¹⁴ C)	5	13–16/II	Риодацит
Академии Наук	28–48 тыс. лет (Трековый метод)	5	Н.д./II*	Дациит
Горелый II	33–34 тыс. лет (¹⁴ C)	12 × 9	120/III	Дациит
Опала	39–40 тыс. лет (¹⁴ C)	15.5 × 13.5	250*/III	Риолит
Ксудач V, КС ₁	1806 ± 16 лет (¹⁴ C)	6 × 3	18–19/II	Риолит
Ксудач IV, КС ₂	6007 ± 38 лет (¹⁴ C)	Н.д.	7–8/II	Андезит
Ксудач, КС ₃	6130 ± 37 лет (¹⁴ C)	Н.д.	0.5–1/I	Риодацит – андезит
Ксудач III, КС ₄	8826 ± 40 лет (¹⁴ C)	Н.д.	1.5–2/I	Андезит
Ксудач I	Поздний плейстоцен (морфология)	7 × 9	Н.д./II*	Дациит
Ксудач II	Поздний плейстоцен (морфология)	7 × 7	Н.д./II*	Дациит
Призрак I	Поздний плейстоцен (морфология)	6	Н.д./II*	Н.д.
Призрак II	Поздний плейстоцен (морфология)	Н.д.	Н.д./II*	Н.д.
Курильское озеро, КО	7666 ± 19 лет (¹⁴ C)	7	140–170/III	Риолит – андезибазальт
Немо II, о-в Онекотан	Поздний плейстоцен (морфология)	6 × 6	Н.д./II*	Андезидацит
Немо III, о-в Онекотан	24.5 тыс. лет (¹⁴ C)	5.5 × 4	Н.д./II*	Андезидацит
Тао–Русыр, о-в Онекотан	7500 лет (¹⁴ C)	8 × 7.5	60/III	Андезит
Матуа, о-в Матуа	Поздний плейстоцен (морфология)	4 × 5	Н.д./II*	Андезит
Расшуа, о-в Расшуа	Поздний плейстоцен (морфология)	5 × 5	Н.д./II*	Н.д.
Ушишир, о-ва Ушишир	Поздний плейстоцен (морфология)	8 × 6	Н.д./II*	Н.д.
Броутона, о-в Симушир	Поздний плейстоцен (морфология)	7.5 × 7	60/III	Дациит
Заварицкого I, о-в Симушир	Поздний плейстоцен (морфология)	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Заварицкого II, о-в Симушир		Н.д.	Н.д.	Дациит
Заварицкого III, о-в Симушир		6 × 6	8–10/II	Дациит

Таблица 2. Окончание

Наименование кальдеры, индекс извержения	Возраст и метод датирования	Размер (диаметр) кальдеры, км	Объем изверженных продуктов, км ³ /Максимальный класс КИ	Состав изверженных пород
Заварицкого IV, о-в Симушир	Голоцен* (морфология)	4 × 5	Н.д./II*	Дациит
Броутона, о-в Броутона	Поздний плейстоцен (морфология)	7 × 5	Н.д./II*	Риодацит
Броутона, о-в Броутона	Поздний плейстоцен (морфология)	15 × 9	Н.д./II*	Риодацит
Горшкова, о-ва Черные Братья	40–50 тыс. лет (¹⁴ C)	14 × 11	150/III	Дациит
Медвежья, о-в Итуруп	Поздний плейстоцен (морфология)	10 × 9.5	Н.д./III*	Андезидацит
Цирк, о-в Итуруп	Поздний плейстоцен (морфология)	6.5 × 5	Н.д./II*	Н.д.
Простор, о-в Итуруп	38.5 тыс. лет (¹⁴ C)	18 × 12	Н.д./III*	Дациит
Урбич, о-в Итуруп	Поздний плейстоцен (морфология)	6.5 × 5.5	Н.д./II*	Н.д.
Львиная пасть, о-в Итуруп	9.4 тыс. лет (¹⁴ C)	9 × 6.5	170/III	Дациит
Менделеева, о-в Кунашир	39 тыс. лет (¹⁴ C)	8.6 × 6	60/III	Дациит
Головнина, о-в Кунашир	41 тыс. лет (¹⁴ C)	5 × 4	15/II	Андезидацит

Примечание. Таблица составлена по данным [Горшков, 1967; Braitseva et al., 1995; Леонов, Гриб, 2004; Мелекесцев, 2005a; Ponomareva et al., 2007a; и др.]. Н.д. — нет данных. * — оценка И.В. Мелекесцева. ** — объем невулканической породы.

чи в 42 км от источника и 22.3 кг/м² за 3 часа на южном подножии вулкана Шивелуч — в 80 км) и атмосферные эффекты — очень сильная электризация воздуха и непроницаемая тьма в течение 3–4 часов. Воздушные волны от пароксизмальной фазы КИ через двое суток достигли Англии [Гущенко, 1979].

Грязевой поток (лахар) в ходе извержения был самым катастрофичным на Камчатке за последние 300 лет. Его длина достигала 80–85 км. В состав лахаровой толщи вошли продукты всех фаций КИ, отложения сухих рек подножий вулканов, аллювий р. Большая Хапица, содранные, собранные в складки горизонты торфяных залежей [Краева, 1977]. Отдельные его языки дошли до р. Камчатка, а высота фронта лахара в нижнем течении р. Большая Хапица превышала 15 м. В осевой части лахара непроходимые леса были полностью уничтожены, стволы деревьев и кустарников срезаны почти на уровне земной поверхности и унесены. Только в р. Камчатка влилось 15 млн м³ очень грязной воды, из-за чего в пос. Усть-Камчатск вода была мутной в течение двух недель [Горшков, Богоявленская, 1965]. Характеристика процессов и вулканических образований извержения 1955–1956 гг. представлена в таблице 3.

КИ предвлялось и сопровождалось землетрясениями с максимальной энергией до 2×10^{12} дж. И.В. Мелекесцевым предполагается, что именно это КИ послужило причиной появления побоч-

ных прорывов Вернадского и Крыжановского 27 июля–2 августа 1956 г. в результате изменения напряжений в постройке вулкана Ключевской.

Всего в ходе КИ 1955–1956 гг. вулкана Безымянный за 160 суток было выброшено и перемещено вулканическими и ассоциировавшимися с ними невулканическими процессами ~3.25 км³ ювенильного и резургентного материала весом ~ 5.7×10^9 т. По объему на долю ювенильных продуктов приходилось ~49%, а по весу — ~44%. По этим параметрам, интенсивности выноса ювенильного вещества в пароксизмальную фазу, суммарной площади пирокластических потоков, максимальной абсолютной высоте эруптивной тучи оно остается самым мощным в мире в 1900–2014 годах среди КИ типа направленного взрыва.

Вулкан Шивелуч, 1964 г. Особенности извержения 12 ноября 1964 г. вулкана Молодой Шивелуч и три разных подхода к обоснованию его причины, динамики и происхождения гигантской грубообломочной лавины подробно изложены в работах [Токарев, 1967; Горшков, Дубик, 1969; Белоусов, Белоусова, 1995; Belousov, 1995; Фирстов, 1996; Ponomareva et al., 1998; Мелекесцев и др., 2003б; и др.]. В отличие от КИ Безымянного 1955–1956 гг. оно непосредственно не предвлялось и не продолжалось более слабой вулканической деятельностью. Но главная его отличающая особенность [Мелекес-

Таблица 3. Характеристика образований КИ I класса вулкана Безымянный 22.10.1955–30.03.1956 гг.

Главные события	Длитель- ность события	Тип отложений, условия их зале- гания, возник- шие формы рельефа	Характер отложений		Темпера- тура в момент отложе- ния, °С	Мощность	Пло- щадь, км ²	Объем, км ³ , ювен резург	Вес, ×10 ⁹ т ювен резург
			литология	вещественный состав					
Допароксизмальная стадия									
Сильная вулка- ническая ак- тивность, за- вершившаяся формировани- ем вершинного кратера диамет- ром 0.7–0.8 км	Эруптивные тучи высотой 5–12 км, пеп- лопады разной интенсивно- сти в радиусе до 300 км	Тефра на кровле ППЧ	Грубый и тонкий пепел	Ювенильный и ре- зургентный мате- риал, отвечающий по составу андезиту	≤100	<1 мм–2 м	>20 000	~0.30 ~0.05	0.45 0.08
Слабая экспло- зивная актив- ность, сопро- вождавшая рост эксплозив- ного купола	Эруптивные облака высотой до 3.5–4 км	Тефра на кровле ППЧ	Тонкий пепел	Ювенильный мате- риал, отвечающий по составу андезиту	≤100	<1 мм–1 см	?	0.0015 0	0.002 0
Пароксизмальная фаза									
Направленный взрыв, образование кратера размером 1.4 × 2.8 км	10–20 с	Песок направ- ленного взрыва, облегающий различные формы рельефа	Разноразмер- ный песок с дресвой и мел- ким щебнем	Преобладание пород постройки вулкана; ювенильный мате- риал до 10–15%	~100	70–1 см	500	0.10–0.15 0.85–0.90	~0.22 1.7–1.8
		Агломерат на- правленного взрыва, слагаю- щий холмистый рельеф, незави- симо от топогра- фии подстилаю- щей поверхности	Крупноглыбо- вый агломерат с песчано-алев- ритовым запол- нителем	Преобладание пород постройки вулкана; ювенильный мате- риал до 10–15%	<100	10–30 м	60		

Таблица 3. Окончание

Главные события	Длительность события	Тип отложений, условия их залегания, возникшие формы рельефа	Характер отложений		Температура в момент отложения, °С	Мощность	Площадь, км ²	Объем, км ³ , ювен резург	Вес, ×10 ⁹ т ювен резург
			литология	вещественный состав					
Плинианская деятельность	Эруптивная туча высотой от 35 до 45 км	Тефра на кровле ППЧ	Грубый и тонкий пепел	Ювенильный материал (до 75%), отвечающий по составу рогово-обманково-пироксеновым андезитам + резургентный материал	<100	От 10–15 см до <1 м	>20000	$\frac{0.30-0.38}{0.10-0.13}$	$\frac{0.48-0.60}{0.12-0.15}$
Формирование пирокластических потоков (ПП)	Десятки минут	Отложения ПП, заполняющие понижения, формирование пирокластических равнин	Песчано-алевритовый материал с обломками ювенильных пористых андезитов и примесью угловатых обломков пород постройки вулкана	Ювенильный материал (до 80%) – роговообманковые андезиты	500–600	До 30–40 м	40	$\frac{0.64}{0.16}$	$\frac{1.12}{0.28}$
Гигантский лахар	Лахаровая равнина	Лахаровые отложения	Крупноглыбовый агломерат с захваченной древесной органикой и торфом, заполнитель – песчано-алевритовый	Обломочный материал с подстилающей поверхностью, породы постройки, ювенильный материал 5–10%	<100	1–5 м	200–300	$\frac{\sim 0.05}{\sim 0.45}$	$\frac{0.1}{0.9}$
Сумма									$\frac{\sim 1.46}{\sim 1.65}$ $\frac{\sim 2.43}{\sim 3.15}$

Примечание. Таблица составлена по данным из работ [Горшков, 1957; Горшков, Богоявленская, 1965; Мелекесцев, 2004] с дополнениями авторов. ППЧ – почвенно-пирокластический чехол; ювен – ювенильный материал; резург – резургентный материал.

цев и др., 2003б] — два эпизода катастрофических событий с формированием двух типов лавин — обвальной и эксплозивно-обвальной, случившихся за очень короткое время (~1 час). Второй эпизод (комбинация обвала и взрыва) сменился массовым выбросом ювенильной пирокластики с исключительно высокой интенсивностью (0.9×10^9 т за 20 минут, т.е. 750 тыс. т/с). В составе тефры и отложений пирокластических потоков ювенильная компонента составляла не менее 70–80%. Ее вес — $(0.9–1.0) \times 10^9$ т.

По общему объему ($2.6–2.8 \text{ км}^3$) и весу ($\sim 5 \times 10^9$ т) изверженного и перемещенного материала, суммарному геолого-геоморфологическому эффекту (кардинальное разрушение постройки вулкана с образованием сдвоенного кратера размером 2.3×4.0 км и площадью 5.2 км^2 , возникновение гигантской, около 100 км^2 , обломочной лавины) извержение 12 ноября 1964 г. было одним из крупнейших за последние 350–400 лет. Однако это не относится к его ювенильным продуктам, которые по объему ($\sim 0.65 \text{ км}^3$) и весу уступают таковым извержения вулкана Безымянный 1955–1956 гг. (см. табл. 3). По [Горшков, Дубик, 1969; Ponomareva et al., 1998; и др.] подавляющая часть материала обломочных лавин — породы разрушенных экзотризовных куполов и их агломератовых мантий.

Рассмотренные разновидности КИ направленного типа были характерны и для более ранних этапов голоцена и позднего плейстоцена. Наиболее часто они происходили на вулкане Молодой Шивелуч: 13 датированных событий за 6000 лет в интервале от 1430 г. до 4530 г. до н.э. [Ponomareva et al., 1998, 2007b]. Подобные КИ послужили природными моделями для еще более мощных позднплейстоценовых извержений на вулканах Авачинский и Старый Шивелуч [Мелекесцев и др., 1991б; Ponomareva et al., 2006] (см. табл. 1). Третья разновидность КИ типа НВ — извержение островного вулкана Севергина в 1933 г. [Горшков, 1967; и др.], сопровождавшееся возникновением сильного цунами, является примером для аналогичных событий на многих вулканах (Алайд, Пик Фусса, Синарка, Мильна и др.) Курильской дуги (см. рис.).

БТТИ 1975–1976 гг. было столь же объемным, как и КИ вулканов Безымянный 1955–1956 гг. и Молодой Шивелуч 1964 г., но резко превосходило их по ювенильности (>95%) продуктов. Оно было всесторонне изучено, что нашло отражение в десятках публикаций. Поэтому мы остановимся здесь на его характеристике только в самых общих чертах, как одним из типичных составных элементов разноранговых вулканических катастроф и объекте для реконструкции подобных событий прошлого.

Извержение предвлялось и сопровождалось большим количеством сейсмических событий, и было предсказано. Оно началось 6 июля 1975 г. с

эксплозивной фазы активности Северного прорыва (СП), который действовал 72 дня до 15 сентября [Большое ..., 1984]. Возникли 3 крупных, 4 малых шлаковых конуса и лавовых котла, излились 15 лавовых потоков, частично перекрывших друг друга и сформировавших лавовое поле площадью 8.86 км^2 . Выпавшая тефра мощностью до 10–12 м у подножия конусов образовала шлаковую равнину площадью около 400 км^2 , где вся растительность была полностью уничтожена. Сильный пеплопад (мощность тефры 20 см) отмечен и на Кроноцком полуострове в 160 км к ЮВ от СП [Большое ..., 1984].

Суммарный объем пирокластики (тефра + шлаки конусов) — $\sim 1 \text{ км}^3$ [Брайцева и др., 1984], а ее вес — 1.15×10^9 т при $\rho = 1.1–1.5 \text{ г/см}^3$, что намного больше соответствующих значений для лав — 0.223 км^3 и 0.49×10^9 т (при $\rho = 2.2 \text{ г/см}^3$). Лавы СП соответствовали по химизму магнезиальным базальтам умеренной щелочности. Заключительная стадия деятельности СП (11–15 сентября) знаменательна излияниями лав промежуточного состава, переходных к субщелочным глиноземистым базальтам Южного прорыва (ЮП) [Волынец и др., 1976; Флеров и др., 1984].

Полностью пионерными были результаты наблюдений по динамике и длительности формирования первой (и единственной пока) современной провальной кальдеры гавайского типа на вершине вулкана Плоский Толбачик [Двигало и др., 1980]. Выяснилось, что она по размерам и объему увеличивалась эпизодически и в течение примерно одного года достигла размеров 1604×1180 м, глубины 380 м, объема 0.338 км^3 . За следующий 1976 год ее параметры изменились незначительно. Все это необходимо иметь в виду и при реконструкции более старых кальдер гавайского типа как на самом Плоском Толбачике, так и на вулканическом массиве Плоских сопков в Ключевской группе вулканов.

Южный прорыв, начавший действовать 18 сентября 1975 г., кардинально отличался по всем параметрам от СП. Эксплозивно-эффузивные извержения продолжались непрерывно почти 1 год и 3 месяца [Федотов и др., 1984]. Доминировали лавовые излияния, сформировавшие лавовый покров площадью 35.87 км^2 , средней мощностью лав 27 м, и объемом 0.968 км^3 . Объем шлакового конуса высотой 165 м — 0.012 км^3 . Немного было и тефры. Суммарный объем изверженных продуктов — 0.984 км^3 , вес — 2.173×10^9 т. При расчетах объемный вес лавы был принят равным 2.2 г/см^3 , мелкой пирокластики — 1.1 г/см^3 . Типичные породы ЮП — мегаплагиофировые субщелочные глиноземистые базальты.

Следует отметить, что результаты наблюдений вулканических процессов в ходе БТТИ 1975–1976 гг.,

их воздействие на природную среду, оценки объемов разных фаций вулканических образований, длительность возникновения вулканических форм рельефа уже были использованы для реконструкции событий, которые происходили на Толбачинском долу в течение последних 2000 лет [Брайцева и др., 1984], на вулкане Плоский Толбачик и вулканическом массиве Плоских Сопок в раннем голоцене и позднем плейстоцене, и будут применяться нами при характеристике разноранговых эпизодов и этапов вулканического катастрофизма.

Извержение в Кизимен 2010–2013 гг. — еще один тип эксплозивно-эффузивных КИ, но не базальтовых, а андезитовых. Оно началось после более чем 200-летнего периода относительного покоя [Мелекесцев и др., 1992] и полугодовой сильной и интенсивной сейсмичности [Сенюков и др., 2011]. Землетрясения без перерыва продолжались и в ходе извержения.

Выброс андезитовой (с преобладанием ювенильной) пирокластики и излияние (точнее выдавливание) андезитовой вязкой лавы происходили дискретно из вершинного кратера. Часть пирокластики извергалась в виде тефры, а часть шла на формирование многочисленных ювенильных пирокластических лавин (термин И.В. Мелекесцева, использованный в [Двига́ло и др., 2013; Мельников и др., 2011]). При обрушении стенок кратера и лавовых пробок возникали обломочные лавины, в том числе раскаленные. Разрушению подвергались также крупные и высокие (до 40–50 м) бортовые валы и фронт (отн. высотой до 150–200 м) движущегося каплевидного лавового потока. Все эти типы обломочных лавин сформировали в нижней части склонов вулкана и у его подножия многопорционный комплекс отложений наклонных равнин.

Тефра выпадала в радиусе до 310 км к ССЗ и 550 км к ЮЗ от эруптивного центра. Площадь пеплопада — ~100 тыс км², а объем тефры — 0.05–0.10 км³. Только тонкого пепла в атмосферу, согласно анализу инфразвукового сигнала, сопровождавшего эксплозивное событие 31 декабря 2010 г., попало около 0.004 км³ [Фирстов, Махмудов, 2011], а площадь эруптивного облака за первые 8 часов достигла 49 тыс. км², эруптивное облако 12 декабря имело площадь ~29 тыс. км². По [Мельников и др., 2011] возникшие в марте–октябре 2011 г. эруптивные облака содержали до 700 тыс. т SO₂. Лавовый поток к 11.12.2011 г. достиг длины 3052 м, ширины вблизи жерла — 320 м, в средней части — до 882 м, вблизи фронта — до 1270 м. Его площадь была равна 2.163 км², а объем — 0.195 км³ [Двига́ло и др., 2013].

В результате извержения в окрестностях вулкана существенное воздействие испытывали практически все компоненты природной среды: рельеф, растительность, животный мир, объекты гидросферы (реки, ручьи, озера). Некоторые озе-

ра исчезли, но появились новые подпрудные. Долины рек и ручьев были изменены и частично погребены при прохождении лахаров. Объем лахаровых отложений составил 0.025–0.030 км³.

Даже еще не окончившись, это извержение вулкана Кизимен оказалось самым крупным в 2000–2014 гг. в Курило-Камчатской области. Извержено и перемещено >0.5 км³ ювенильного и резургентного материала весом >1 × 10⁹ т. По своим параметрам, геолого-геоморфологическому эффекту, воздействию на природную среду оно может служить моделью для аналогичных событий на вулканах Ильинский, Дикий Гребень и др.

Катастрофические извержения II класса

Современных КИ II класса с объемом изверженного и перемещенного материала >5 км³ и весом >6 × 10⁹ т на Камчатке не было. Самое молодое из них субкальдерное извержение Бараний Амфитеатр произошло около 600 г. н.э., а самое молодое кальдерообразующее КС₁ — около 240 г. н.э. [Брайцева и др., 1995; Мелекесцев и др., 1996] (см. рисунков, табл. 1, 2). Их реконструкция осуществлена только по данным геолого-геоморфологических исследований. Однако в настоящей статье для более полной характеристики КИ II класса, включая и степень их катастрофизма, привлечены и материалы наблюдений за их современными аналогами, поскольку многие параметры прошлых извержений геологическими методами определить невозможно. Применительно к субкальдерным КИ — это Пинатубо, 1991 г. (Филиппины), кальдерообразующим — Кракатау, 1883 г. (Индонезия).

Вулкан Пинатубо, 1991 г. Оказалось, что наибольшее количество полезной информации для камчатских субкальдерных извержений можно извлечь из результатов наиболее детальных пока исследований всеми доступными современными геолого-вулканологическими, геофизическими и спутниковыми методами субкальдерного (по И.В. Мелекесцеву и др. [1996]) КИ 1991 г. вулкана Пинатубо [Fire ..., 1996]. Тем более, что последнее по своей предыстории, структурной позиции эруптивного центра, размерам и способу образования кратера, набору фаций пирокластики, ее объему, наличию “обязательного” экструзивного купола на дне кратера, возникшего в заключительную фазу извержения, практически аналогичное камчатским. Полученные там данные имели для нас два важных последствия. Во-первых, они, в целом, подтвердили правильность наших представлений и выводов по реконструкции событий такого рода [Мелекесцев и др., 1996]. Во-вторых, они предоставили много новых материалов, которых мы ранее никак получить не могли. Прежде всего, это коснулось проблемы длительности и особенностей подготовки подобных из-

вержений, а также закономерностей изменения динамики выноса пирокластики во времени.

Выяснилось, что несмотря на резко выросшие масштабы изверженных продуктов для КИ II класса, по сравнению с рассмотренными выше КИ I класса, длительность непосредственной подготовки и самих этих извержений по-прежнему очень короткая и того же порядка, что и у КИ I класса. Практически не изменилась и интенсивность выноса вещества в течение их пароксизмальной фазы. Большой объем изверженных продуктов — результат просто большей длительности последней. Характерно также, что рост интенсивности выноса пирокластики происходит очень быстро, а потом еще более резко падает. Так, на вулкане Пинатубо первые фреатические взрывы с выбросом резургентной тефры начались 2 апреля 1991 г., а уже 15 июня наблюдалась пароксизмальная фаза извержения с высотой эруптивного облака до 35 км, когда было выброшено от 3.4 до 4.4 км³ тефры и 5–6 км³ материала, пошедшего на формирование пирокластических потоков, а также возник кратер диаметром 2.5 км. И это всего за 3–5 часов. Для сравнения: за предшествующие 75 суток в ходе нескольких эксплозивных эпизодов извержено чуть более 0.2 км³ тефры, а за последующие 42 дня — около 0.2 км³ преимущественно тонкой тефры [Fire ..., 1996]. Фации пирокластики с заметной долей резургентного материала наблюдались в радиусе до 10–11 км от эруптивного центра. По спутниковым данным площадь зоны пеплопада достигала 4 млн км². В июле–октябре 1992 г. на дне кратера вырос андезитовый экструзивный купол объемом 0.004 км³ (размер основания 0.35 × 0.45 км, высота 150 м).

Очень интересные результаты были получены при измерениях вулканической постройки Пинатубо до и после извержения 1991 г. Установлено, что высота вулкана уменьшилась с 1785 м (бывшая вершина) до 1485 м — высшая точка бровки возникшего кратера с объемом полости 1.62 км³. Объем уничтоженной части постройки можно оценить в 1.9–2.0 км³, соответственно должен был уменьшиться и ее общий объем. Но этого не случилось: объем постройки за счет аккумуляции выброшенного материала и вулcano-тектонического поднятия увеличился на 12.05 км³ [Fire ..., 1996].

Выброс огромного количества рыхлой пирокластики и тропические ливни создали благоприятные предпосылки для возникновения катастрофических лахаров в ходе извержения, катастрофической эрозии и катастрофических селей в последующие годы. По данным повторных геодезических измерений за первые 2 месяца после извержения за счет плоскостного смыва и селевой деятельности было перемещено 0.8 км³ выброшенной пирокластики, к концу второго года —

1.4 км³, а третьего — 1.9 км³. То же, вероятно, было характерно и для выброшенной пирокластики камчатских извержений, но с меньшей интенсивностью эрозии.

Одним из важных элементов катастрофизма КИ 1991 г. был вынос огромных количеств вулканических газов, особенно в пароксизмальную фазу: 491 × 10⁶ т Н₂О, 17 × 10⁶ т SO₂, 42 × 10⁶ CO₂, 3 × 10⁶ Cl. Вместе с тонкой тефрой они явились причиной массового образования аэрозоль в верхних слоях тропосферы и в стратосфере, повышенной облачности и наблюдавшегося небольшого (–0.4°C) кратковременного (1992–1993 гг.) глобального похолодания климата [Fire ..., 1996].

Вулкан Кракатау, 1883 г. Эксплозивные кальдерообразующие КИ II класса происходили в позднем плейстоцене — голоцене на Камчатке и Курильских островах более 20 раз (см. табл. 2), но современных не было. Ассоциирующиеся с ними кальдеры и пирокластические покровы выражены в рельефе, хорошо сохранились и достаточно просто реконструируются, в том числе, по аэрофотоснимкам и космическим изображениям. Однако тефра позднеплейстоценовых КИ на островной суше и на Камчатке почти повсеместно размыта, а в почвенно-пирокластических чехлах представлены лишь надежно датированные ¹⁴C методом горизонты тефры голоценовых событий. Подошвы пемзовых и игнимбритовых позднеплейстоценовых покровов, где обычно концентрируется обугленная органика и древесные угли, необходимые для ¹⁴C датирования, как правило, не вскрыты. Поэтому для всех выявленных голоценовых КИ II класса возраст определен, а для позднеплейстоценовых — только для некоторых.

Наиболее полна реконструкция событий геологическими методами для КИ, сформировавших кальдеры Карымская [Брайцева, Мелекесцев, 1989; Мелекесцев и др., 1998] ~7900 ¹⁴C л.н. (~6640 г. до н.э.) и Ксудач V ~240 г. [Брайцева и др., 1995; Мелекесцев и др., 1995] — на Камчатке и Немо III — 24500 ± 740 ¹⁴C л.н. (~30 тыс календарных л.н.) [Мелекесцев и др., 1997] на Курилах (см. рисунок, табл. 2). В ходе каждого из перечисленных КИ было выброшено и перемещено соответственно (14–18) × 10⁹ т (13–16 км³), (18–19) × 10⁹ т (18–19 км³) и (12–14) × 10⁹ т (9–11 км³) пирокластики. Более или менее точно измерены площади связанных с КИ пирокластических покровов, оценены площади зон пеплопадов по изопакхите 1 см. Определены составы ювенильных продуктов, выявлена их эволюция в ходе извержений. Восстановлена динамика последних. По способу и механизму образования ассоциирующиеся с ними кальдеры отнесены к типу Кракатау. Но, как и в случае с субкальдерными КИ, из-за грубости использованной геологической методики многие другие параметры и особенности проявления таких из-

вержений остались неизвестными. Поэтому для получения более целостной и реалистичной характеристики подобных событий пришлось снова воспользоваться результатами наблюдений их современного, по нашему мнению, аналога — КИ вулкана Кракатау 1883 г. [Simkin, Fiske, 1983; Verbeek, 1885; и др.].

Установлено, что КИ 1883 г. предшествовал с 1681 г. период покоя, а непосредственная его подготовка длилась с 20 мая, когда начались первые и сразу сильные (высота выбросов до 12 км) извержения, чуть больше 3 месяцев. Количество активных эруптивных центров увеличилось до трех. 26 августа высота газово-пепловой колонны достигла 27 км, а 27 августа — 70–80 км [Гущенко, 1979]. Прохот от взрывов был слышен на расстоянии до 5000 км. Дацитовый по составу пепел выпал на площади 3.8 млн км²; только на 827 тыс. км² его объем достиг 18 км³ [Verbeek, 1885]. По оценке в [Self, Rampino, 1981] объем изверженной пирокластики КИ 1883 г. — 18–21 км³, в пересчете на плотную породу — 9–10 км³; 12 км³ отложений пирокластических потоков и 8.5 км³ тефры.

Воздушная волна от взрыва несколько раз обошла земной шар, а выброшенные в тропосферу и стратосферу вулканический пепел и аэрозоли, по данным W.J. Humphreys, вызвали в 1884–1886 гг. глобальное понижение температуры на 1–2°C [Макдональд, 1975]. Другие атмосферные явления от КИ вулкана Кракатау 1883 г. сохранялись более 5 лет. Попадание в море огромных объемов взрывных отложений привело к возникновению гигантских цунами с высотой волн до 40 м.

После кульминационной фазы извержения выяснилось [Verbeek, 1885], что 2/3 о. Кракатау пропало: два вулканических конуса исчезли, а третий (Раката) был срезан наполовину. На месте многоцентрового вулканического о. Кракатау образовалась кальдера обрушения округлой формы диаметром ~7 км и площадью ~38 км². Первичная площадь о. Кракатау сразу после обрушения уменьшилась (с 33.536 до 10.865 км²), а затем за счет аккумуляции пирокластики увеличилась до 15.332 км². Площадь островов за пределами кальдеры по этой же причине выросла: о. Верлатен — с 3.716 км² до 11.810 км², а о. Ланг — с 2.897 до 3.203 км². Измеренная 16–18 октября глубина моря в возникшей кальдере достигала 300 м. Однако глубина кровли опущенного фундамента была явно больше — минимум на 100–200 м, если судить по мощности (до 50–100 м) аккумулятивной пирокластики на островах вокруг кальдеры. Деформации дна кальдеры продолжались и в последующие десятилетия. В 1927 г. в центре кальдеры начал расти вулкан Анак—Кракатау, действующий до настоящего времени.

Естественно, КИ Кракатау 1883 г. не может быть полноценным эталоном для всех Курило-Камчатских КИ II класса, разных по местонахождению (острова—вулканы, камчатская суша), структурной приуроченности, объему и весу выброшенного и перемещенного материала. Однако оно показывает, что происходит вблизи и на удалении от эруптивных центров в ходе таких извержений, каковы их геолого-геоморфологический эффект и интенсивность воздействия на различные компоненты природной среды. Особенно это важно для КИ островов Курильской гряды, где точно определяется только размер кальдер, редко — их возраст, а все остальное предполагается. От возникших пирокластических покровов на суше остаются лишь небольшие фрагменты, а более 90% тефры выпадает в море. Причем в настоящее время тефра изучается практически только в глубоководных осадках на удалении 200–300 км и более от эруптивных центров, а не в пределах шельфовой зоны вблизи кальдер.

Региональные зоны шлаковых конусов Ключевской группы вулканов. Еще один тип КИ (преимущественно эффузивный) II класса с образованием крупных кальдер гавайского типа был характерен для региональных зон шлаковых конусов Ключевской группы вулканов. По сравнению с БТТИ 1975–1976 гг. они имели два принципиально важных отличия. Во-первых, связанные с ними кальдеры гавайского типа заполнялись и даже переполнялись лавами большой (>1 км) мощности. Во-вторых, извергавшиеся ювенильные продукты во всех центрах имели одинаковый состав. Из-за кальдерного заполнения намного больше был и общий объем изверженного материала.

На Толбачинском долу КИ этого типа произошло на границе позднего плейстоцена и голоцена предположительно (11–10 тыс. л.н.) в начале формирования Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов [Брайцева и др., 1984]. Оно было многоцентровым, трещинным. Эруптивные центры на трещинах располагались к СВ и ЮЮЗ от вулкана Плоский Толбачик. В ходе извержения существенно пирокластический стратовулкан Плоский Толбачик был разрушен: вершина свалилась на СВ (сейчас это гора Поворотная), а большая привершинная часть провалилась внутрь постройки из-за оттока магмы. Это привело к образованию на вулкане кальдеры гавайского типа размером 2.8 × 3.4 км и площадью по бровке уступа 6.8 км², которая была заполнена глиноземистой базальтовой лавой. Кровля лав имела вид пологого свода, вершина которого поднималась над краями кальдеры на 150–200 м. По оценке И.В. Мелекесцева, объем лавового заполнения составил 5–6 км³. Точный объем лавы, излившейся на склонах Плоского Толбачика, не определен. Предполагается только, по аналогии с БТТИ 1975–1976 гг., что он был не ме-

нее 2–3 км³. Пирокластика в значительных объемах не выбрасывалась, крупные шлаковые конусы не возникали.

Еще более мощные КИ этого типа происходили в начале голоцена и в позднем плейстоцене на вулканическом массиве Плоских сопок. Там возникли две кальдеры гавайского типа (см. табл. 1). Более ранняя имела диаметр 6 км и площадь по бровке уступа 28 км², поздняя – соответственно 4 км и ~13 км². По оценке И.В. Мелекесцева, объем кальдерного заполнения в первом случае был порядка 25–30 км³, во втором – 7–8 км³. Трещинные зоны с эруптивными центрами располагались по обе стороны от кальдер. В позднем плейстоцене и голоцене кальдеры были и остаются крупными ледоемами, дававшими начало протяженным долинным ледникам, в позднем плейстоцене – ледникам с сильно расширенными концами [Камчатка ..., 1974; Ponomareva et al., 2013].

Катастрофические извержения III класса

Включенные в III класс суперизвержения были в позднем плейстоцене – голоцене на Камчатке и Курильских островах самыми мощными и главными компонентами эпизодов и этапов ВК, хотя и случались намного реже, чем КИ I и II классов. В голоцене их было всего только 3, а в позднем плейстоцене – более 10 (см. табл. 2). Все они – эксплозивные кальдерообразующие, приуроченные, за редким исключением, не к индивидуальным вулканам, а к вулканическим узлам (см. рисунок). То же было характерно и для других молодых вулканических областей.

Вулкан Тамбора, 1815 г. На Камчатке суперизвержений непосредственно на вулканах не происходило, а на Курилах их было 2 или 3: Львиная Пасть I и II? (о. Итуруп), Тао-Русыр (о. Онекотан) [Мелекесцев, 2005а; Мелекесцев и др., 1998]. Современной моделью для них может служить суперизвержение вулкана Тамбора 1815 г. (о. Сумбава, Индонезия). Первые признаки начинающегося извержения – струи пара и фреатические взрывы на вершине вулкана Тамбора (абс. высота ~4000 м), считавшегося потухшим, были отмечены в июле 1812 г. Позднее вулканическая активность усилилась, а кульминация извержения наступила 10 апреля 1815 г., когда газово-пепловая колонна достигла высоты 75–80 км [Гущенко, 1979]. Интенсивные пеплопады наблюдались на расстоянии свыше 1100 км, а сильный грохот взрывов – в 1800 км от вулкана. Возникший гигантский вихрь разносил обломки пород размером 15–20 см в радиусе до 40 км от эруптивного центра. На о. Ломбок (в 150–200 км от источника) мощность пепла достигала 60 см. Выпавший пепел уничтожил тропическую растительность и сельскохозяйственные плантации.

По новейшей оценке [Self et al., 2004], объем выброшенной тефры – 101.3 км³, объем материала пирокластических потоков на суше и в море – более 11.4 км³. Их общий вес – 81.2×10^9 т. Интенсивность выноса вещества – 9.1×10^9 т/с. Изверженные продукты по составу отвечали трахиандезитам [Gertisser et al., 2011]. Пароксизмальная активность продолжалась менее 3.5 часов. Предполагается [Self et al., 2004], что в атмосферу в ходе извержения попало, по расчетам, порядка $(108–118) \times 10^6$ т сернокислых аэрозолей (75% H₂SO₄ + 25% H₂O), что в три раза больше, чем при КИ Пинатубо 1991 г. [McCormick et al., 1995]. Рухнувшее в море огромное количество взрывного материала привело к возникновению цунами. После извержения высота вулкана уменьшилась с 4000 м до 2851 м, на его вершине возникла округлая кальдера размером 7.2 × 6.3 км, измеренной глубиной 700 м и площадью ~36 км². По оценке И.В. Мелекесцева, объем полости кальдеры – ~19 км³, а предполагаемый объем уничтоженной вершинной части вулкана – ~23 км³.

По мнению всех исследователей, занимавшихся изучением проблемы влияния вулканических процессов на глобальный климат Земли, суперизвержение вулкана Тамбора 1815 г. – единственное из извержений XIX–XX веков, которое бесспорно способствовало понижению глобальной температуры земной атмосферы на 1.5–2.0 °С в течение 1816–1818 гг. [Stothers, 1984]. С ним были связаны и самые сильные и разнообразные атмосферные эффекты.

Кальдера Тао-Русыр, 6400 г. до н.э. Сходные параметры и местоположение имеют и Курильские кальдеры этого подтипа. Кальдера Тао-Русыр, размером 7.8 × 7.0 км, площадью по бровке уступа 42 км² и предполагаемым объемом первичной полости 30 км³, возникла около 7500 л.н. (~6400 г. до н.э.) в результате эксплозивного суперизвержения, разрушившего вершинную часть одноименного базальтового существенно лавового стратовулкана. Объем уничтоженной вершины вулкана составил ~9 км³ [Мелекесцев, 2005а; Мелекесцев и др., 1998]. Было выброшено 50–60 км³ ювенильного и резургентного материала (тефра, взрывные отложения, отложения пирокластических потоков) общим весом $(100–120) \times 10^9$ т. Состав ювенильной пирокластики андезитовый [Горшков, 1967]. То же произошло (дважды?) и на базальтовом существенно лавовом вулкане Львиная Пасть. Молодая (~9400–9500 л.н., ~10300 календарных лет) кальдера имеет размер по бровке уступа 9.0 × 6.5 км и площадь 51 км², а на уровне моря соответственно 8 × 6 км и 39 км². Объем первичной полости кальдеры, возникшей предположительно в результате двух извержений (более раннее – ~40 тыс. л.н.), оценивается в 70 км³, а объем выброшенного материала – в 170 км³ [Мелекесцев,

2005a]. Состав ювенильной пемзовой пироклаستي-ки дацитовый [Горшков, 1967].

По нашему мнению, рассмотренные суперизвержения Курильских островов по степени катастрофизма, воздействию на природную среду в локальном, региональном и глобальном масштабе были, в общих чертах, сходны и с суперизвержением Тамбора 1815 г. Но имелись и существенные различия, поскольку они происходили в разных широтных зонах и разных физико-географических обстановках.

Кальдера Курильского озера. Детально изученное нами [Мелекесцев и др., 1998; Ponomareva et al., 2004; Дирксен В., Дирксен О., 2004] эксплозивное кальдерообразующее суперизвержение КО (Курильское озеро), современных аналогов на Камчатке, Курильских островах и в других молодых вулканических областях не имеет. Поэтому все полученные по нему данные — результат геолого-геоморфологических и палеовулканологических исследований, проведенных не только в окрестностях эруптивного центра, но и за пределами Курило-Камчатской вулканической области.

Это суперизвержение произошло ~ 7600 ^{14}C л.н. (~ 6450 лет до н.э.). Образовалась гигантская кальдера Курильского озера общей площадью по бровке ограничивающего уступа ~ 152 км². Суммарный объем изверженного материала — 140–170 км³. При среднем объемном весе риодацитовый пемзы вместе с заполнителем 1.1–1.2 г/см³ вес пирокластики должен быть порядка 180×10^9 т. Судя по объему выброшенной пирокластики, в пересчете на плотную породу с $\rho = 2.3\text{--}2.4$ г/см³, первичный объем полости кальдеры составлял 70–80 км³.

Проведенное нами детальное картирование показало, что в северном направлении пемзовые пирокластические потоки распространялись на расстояние до 35–40 км от края кальдеры, достигая юго-западного подножия вулканического массива Ксудач. О гигантской силе извержения свидетельствует и то, что в направлении главной оси пеплопада мощность захороненного и уплотненного горизонта тефры в торфянике района Эликчанских озер и оз. Черное в Магаданской области (1200–1300 км к северо-западу от эруптивного центра) все еще равна 3 см [Мелекесцев и др., 1991a], а на о. Онекотан, в 300 км к юго-западу от него — 8–10 см. Поэтому не исключено, что тефра этого извержения, разнесенная высотными стратосферными потоками, могла выпадать на территории умеренных и высоких широт всего Северного полушария к северу от 50° с.ш. [Брайцева и др., 1997]. О траектории и скорости перемещения такого эруптивного облака, нагруженного пеплом и аэрозолями, можно, вероятно, судить по результатам слежения за движением современных эруптивных облаков

крупнейших извержений камчатских вулканов (см. выше).

Извержение КО несомненно было экологической катастрофой для Камчатки вследствие распространения больших объемов тефры над полуостровом. Мощные пемзы покрыли площадь 5000–6000 км² на самом юге Камчатки, что привело к полному опустошению этой территории и практически полному уничтожению растительности (при мощности пирокластики более 70–100 см) [Пономарева и др., 2010]. Палинологические исследования показали, что изменение характера растительности в результате извержения КО сопоставимо со сменами растительности, вызванными климатическими изменениями на глобальном уровне [Дирксен В., Дирксен О., 2004].

По объему и весу пирокластики описываемое извержение превышает упомянутое выше извержение Кракатау в 1883 г. минимум в 7–8 раз, что позволяет поставить его в один ряд с крупнейшими эксплозивными извержениями земного шара не только исторического времени, но и голоцена в целом. По своему климатическому эффекту оно, по-видимому, превосходило самое мощное катастрофическое извержение XIX–XX в. — суперизвержение вулкана Тамбора 1815 г. Суперизвержение КО было главным компонентом раннеголоценового эпизода катастрофизма Курило-Камчатского региона.

КРАТКОЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной статье, основанной на максимальном применении принципа актуализма, нами, впервые для Камчатской и Курильской островных дуг, предпринята попытка охарактеризовать особенности проявления вулканической деятельности и ассоциирующихся с ней других процессов, а также разнотипные и разноранговые этапы и эпизоды вулканического катастрофизма в позднем плейстоцене — голоцене (последние 50–60 тыс. лет). Использовались результаты наблюдений КИ вулканов XIX–XXI веков не только в исследуемом регионе, но и в других вулканических областях, если подобных событий в это время на Камчатке и Курильских островах не было или они детально не изучались. Именно на таких примерах и проведено разделение на классы большинства КИ — главных компонентов эпизодов и этапов вулканического катастрофизма. Современные аналоги необходимы из-за “усеченности” информации об извержениях, которую можно получить, пользуясь лишь геологическими методами. Нельзя, например, точно определить длительность извержений, площадь зон пеплопадов, интенсивность выноса вещества, реальные масштабы связанного с ними регионального и глобального катастрофизма, ряд других параметров и характеристик. Однако из-за отсутствия исторического аналога в качестве при-

родной модели для эксплозивных кальдерообразующих суперизвержений, приуроченных к крупным вулканическим узлам, пришлось взять раннеголоценовое (~6450 г. до н.э.) извержение КО, связанное с образованием кальдеры Курильского озера на Южной Камчатке, которое нами было наиболее подробно исследовано [Мелекесцев и др., 1998; Ponomareva et al., 2004; Дирксен В., Дирксен О., 2004].

Качественные и количественные характеристики извержений и катастрофических событий в целом давались в соответствии с созданной авторами терминологией. Сформулированы и использовались термины (и терминологические понятия): катастрофическое вулканическое извержение (КИ), катастрофическое суперизвержение (КСИ), разноранговые и разнотипные эпизоды и этапы вулканического катастрофизма (ВК). Извержения были разделены на три класса по объему и весу изверженного и перемещенного материала, независимо от его химического состава, физического облика, способа аккумуляции и перетолжения: I класс — $0.5\text{--}5.0\text{ км}^3$, вес $\geq (0.6\text{--}6.0) \times 10^9\text{ т}$, II — $5\text{--}50\text{ км}^3$, вес $\geq (6\text{--}60) \times 10^9\text{ т}$ и III, суперизвержения, — $>50\text{ км}^3$, вес $>60 \times 10^9\text{ т}$. Представляется, что подобное разделение достаточно объективно и удобно как для оценки геолого-геоморфологического эффекта воздействия на природную среду и климат в разных масштабах, временных срезах и интервалах, так и энергетике КИ. Для последней наиболее важный параметр — вес ювенильных продуктов, каждый грамм которых выносит с глубин 300–500 кал тепловой энергии [Поляк, Мелекесцев, 1981]. На долю последней приходится >95% общей энергии извержений [Горшков, Богоявленская, 1965; и др.]. Поэтому весовая доля ювенильного вещества нами, по возможности, тоже указывается. Охарактеризованы типы и разновидности КИ и КСИ, большинство которых — главные компоненты выделенных эпизодов и этапов ВК.

По сути дела, все эти характеристики и описания — синтез представлений авторов по КИ разных типов и классов, полученных разными исследователями при помощи геолого-геоморфологических, палеовулканологических, тефрохронологических методов, а также современных вулканологических наблюдений, геодезических и геофизических измерений.

К сожалению, ограниченный размер настоящей публикации не позволяет остановиться в ней на особенностях самих разноранговых эпизодов и этапов вулканического катастрофизма. Этому планируется полностью посвятить вторую часть статьи, где будут рассмотрены структура и закономерности проявления выделенных нами эпизодов и этапов ВК во времени и пространстве.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 12–05–00630, № 15–05–05505).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Извержение вулкана Шивелуч в 1964 г. (Камчатка) — плининское извержение, предварявшееся крупномасштабным обрушением постройки // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4/5. С. 116–126.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка) / Отв. ред. Федотов С.А. М.: Наука, 1984. 637 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Флеров Г.Б. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984. С. 177–223.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Вулкан Карымский: история формирования, динамика активности и долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 14–31.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило–Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5–32.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Кирьянов В.Ю. Последнее кальдерообразующее извержение на Камчатке (вулкан Ксудач) 1700–1800 $^{14}\text{С}$ лет назад // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 30–49.
- Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. Геохронология крупнейших эксплозивных извержений Камчатки в голоцене и их отражение в Гренландском ледниковом щите // ДАН. 1997. Т. 352. № 4. С. 516–518.
- Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 г. // Докл. АН СССР. 1976. Т. 28. № 6. С. 1419–1422.
- Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение) // Бюл. вулканол. станции. 1957. № 26. С. 19–72.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги / Отв. ред. Рудич К.Н. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). М.: Наука, 1965. 171 с.
- Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч // Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 3–37.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов Мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 476 с.
- Двигало В.Н., Селезнев Б.В., Магуськин М.А. Новые результаты обработки материалов аэрофотосъемки Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1980. № 3. С. 90–93.
- Двигало В.Н., Мелекесцев И.В., Шевченко А.В., Свирид И.Ю. Извержение 2010–2012 гг. вулкана Кизимен — самое продуктивное (по данным дистанционных наблюдений) на Камчатке в начале XXI века. Часть 1. Этап 11.11.2010–11.12.2011 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 6. С. 3–21.
- Дирксен В.Г., Дирксен О.В. Реконструкция восстановления растительности после катастрофического извержения Курильское озеро–Ильинская 7600 $^{14}\text{С}$ л.н.

- на Южной Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2004. № 3. С. 57–85.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
- Карпинский А.П. Заметка о вулканическом пепле, выпавшем 15–16 марта 1907 г. в Петропавловске (Камчатка) // Изв. Академии Наук. Серия IV. 1908. Полутом 1. № 5. С. 15–19.
- Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 128 с.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
- Макдональд Г.А. Вулканы. М.: Мир, 1975. 430 с.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена – начале голоцена // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 175–179.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарёва В.В., Сулержицкий Л.Д. Возраст и динамика формирования действующих вулканов Курило-Камчатской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 17–31.
- Мелекесцев И.В., Глушкова О.Ю., Кирьянов В.Ю. и др. Происхождение и возраст магаданских вулканических пеплов // Докл. АН СССР. 1991а. Т. 317. № 5. С. 1187–1192.
- Мелекесцев И.В., Литасова С.Н., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и масштабе катастрофических извержений типа направленного взрыва вулкана Авачинский (Камчатка) в позднем плейстоцене // Вулканология и сейсмология. 1991б. № 2. С. 3–11.
- Мелекесцев И.В., Пономарёва В.В., Вольнец О.Н. Вулкан Кизимен (Камчатка) – будущий Сент-Хеленс? // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 3–32.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические кальдерообразующие извержения вулкана Ксудач в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4/5. С. 28–53.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И. и др. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский “маар”, Бараний амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 3–24.
- Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Антонов А.Ю. Кальдера Немо III (о-в Онекотан, Северные Курилы): строение, ^{14}C возраст, динамика кальдерообразующего извержения, эволюция ювенильных продуктов // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 32–51.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарёва В.В., Сулержицкий Л.Д. “Век” вулканических катастроф в раннем голоцене Курило-Камчатской области // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 146–152.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. и др. Эндогенные катастрофы в голоцене на Камчатке и Курильских островах // ДАН. 2003а. Т. 389. № 5. С. 662–665.
- Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирсанова Т.П. и др. 300 лет жизни Камчатских вулканов: Молодой Шивелуч (анализ динамики и последствий эруптивной активности в XVII–XX веках). Часть I. 1650–1964 гг. // Вулканология и сейсмология. 2003б. № 5. С. 3–19.
- Мелекесцев И.В. О взрывном происхождении обломочной лавины пароксизмальной фазы катастрофического извержения вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С. 9–23.
- Мелекесцев И.В. Новейший ($\text{N}_2^2\text{--Q}_4$) наземный и подводный вулканизм Курильской островной дуги // Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Лаверов Н.П. М.: Наука, 2005а. С. 233–335.
- Мелекесцев И.В. Природная катастрофа 1737–1742 гг. на Камчатке как модель будущих региональных катастроф на островных дугах Северо-Западной Пацифики // Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Лаверов Н.П. М.: Наука, 2005б. С. 553–568.
- Мельников Д.В., Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Извержение 2010–2011 гг. камчатского вулкана Кизимен: динамика эруптивной активности и геолого-геоморфологический эффект (на основе данных дистанционного зондирования) // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 87–101.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1956. Вып. 11. 311 с.
- Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. Продуктивность вулканических аппаратов // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 22–37.
- Пономарева В.В., Мелекесцев И.В., Базанова Л.И. и др. Вулканические катастрофы на Камчатке в среднем плейстоцене–голоцене // Экстремальные природные явления и катастрофы / Отв. ред. Глико А.О. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 219–238.
- Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дроздина С.Я. Сейсмичность вулкана Кизимен // Тр. третьей научно-технической конференции “Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России”. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 144–148.
- Токарев П.И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники // Физика Земли. 1967. № 9. С. 84–92.
- Федотов С.А., Мархинин Е.К., Слезин Ю.Б., Цюрупа А.И. Южный прорыв // Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984. С. 84–142.
- Фирстов П.П. Реконструкция динамики катастрофического извержения вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. на основании данных о волновых возмущениях в атмосфере и вулканическом дрожании // Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С. 48–63.
- Фирстов П.П., Махмудов Е.Р. Оценка количества пепла, выбрасываемого в атмосферу при сильных эксплозивных извержениях андезитовых вулканов на основании волновых возмущений в атмосфере // Тр. третьей научно-технической конференции “Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России”. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 159–163.
- Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Будников В.А., Цюрупа А.И. Петрология продуктов извержения // Большое тре-

- щинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984. С. 223–284.
- Belousov A.B.* The Shiveluch volcanic eruption of 12 November 1964 – explosive eruption provoked by failure of the edifice // *J. Vol. Geoth. Res.* 1995. V. 55. № 1/4. P. 357–365.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D.* The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // *Bull. Volcanol.* 1995. V. 57/6. P. 383–402.
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al.* Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // *Quaternary Research.* 1997. V. 47. P. 125–139.
- Bursik K.M., Melekestsev I.V., Braitseva O.A.* Most recent deposits of Ksudach volcano, Kamchatka, Russia // *Geoph. Res. Letters.* 1993. V. 20. P. 1815–1818.
- Fire and Mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines / Ed. Newall Ch.G., Punongbayan R.S. 1996. 1126 p.
- Gertisser R., Self S., Thomas L.E. et al.* Processes and timescales of magma genesis and differentiation leading to the great Tambora eruption in 1815 // *J. Petrology.* 2011. V. 53. Issue 2. P. 271–297.
- Gusev A.A., Ponomareva V.V., Braitseva O.A. et al.* Great explosive eruptions on Kamchatka during the last 10,000 years: self-similar irregularity of the output of volcanic products // *J. Geoph. Res.* 2003. V. 108. № B2. 2126. doi:10.1029/2001JB000312
- Macias J.L., Sheridan M.F.* Products of the 1907 eruption of Shtyubel' Volcano, Ksudach Caldera, Kamchatka, Russia // *GSA Bulletin.* 1995. V. 107. № 8. P. 969–986.
- McCormik M.P., Thomason L.W., Trepte C.R.* Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption // *Nature.* 1995. 373. P. 399–404.
- Ponomareva V.V., Pevzner M.M., Melekestsev I.V.* Large debris avalanches and associated eruptions in the Holocene eruptive history of Shiveluch Volcano, Kamchatka, Russia // *Bull. Volcanol.* 1998. V. 59. P. 490–505.
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al.* The 7600 (^{14}C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russian: stratigraphy and field relation and field relationships // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2004. V. 136. P. 199–222.
- Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V.* Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene–Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. V. 158. P. 117–138.
- Ponomareva V.V., Churikova T.G., Melekestsev I.V. et al.* Late Pleistocene–Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific region // “Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs”. Geophysical Monograph Series / Eds Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. 2007a. V. 172. P. 165–198.
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Pevzner M.M. et al.* Holocene eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka Peninsula // “Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs”. Geophysical Monograph Series / Eds Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. 2007b. V. 172. P. 263–282.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al.* Early Holocene M~6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // *International Journal of Earth Sciences.* 2013. V. 102. № 6. P. 1673–1699.
- Self S., Rampino M.R.* The 1883 eruption of Krakatau // *Nature.* 1981. V. 292. P. 699–704.
- Self S., Gertisser R., Thordarson T. et al.* Magma volume, volatile emissions, and stratospheric aerosols from the 1815 eruption of Tambora // *Geoph. Res. Letters.* 2004. V. 31. L20608. doi:10.1029/2004GL020925
- Simkin T., Fiske S.* Krakatau 1883. The volcanic eruption and its effects. Washington, D.C. 1983. 464 p.
- Stothers R.B.* The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath // *Science.* 1984. V. 224. № 4654. P. 1191–1198.
- Verbeek R.D.M.* *Krakatau.* Batavia. 1885. 495 p.