

УДК 551.21

## ОТЛОЖЕНИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СОБЫТИЙ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ 30 МАРТА 1956 г. (КАМЧАТКА): ОТЛОЖЕНИЯ НАПРАВЛЕННОГО ВЗРЫВА

© 2000 г. А. Б. Белоусов, М. Г. Белоусова

*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006*

Поступила в редакцию 26.05.98 г.

Представлены результаты детального изучения пирокластических отложений направленного взрыва вулкана Безымянный 30.03.1956 г. (состав, стратиграфия, гранулометрия, механическое и термическое воздействия). Показано, что направленный взрыв был результатом эксплозивного разрушения магматического тела, внедрившегося в постройку вулкана на докульминационной стадии извержения. Материал, выброшенный взрывом, распространился вдоль восточного подножия вулкана в виде пирокластической волны (турбулентный поток горячей смеси газа и пирокластики). Скорость потока превышала 60 м/с (на расстоянии 10 км от вулкана), эффективная температура ~300°C. Специфика изученных отложений позволила выделить их в отдельный тип пирокластических волн – “пирокластические волны направленного взрыва”.

В работе [2] дано краткое описание хода вулкана Безымянный, истории изучения его отложений, приведен сводный разрез продуктов извержения и детально описаны отложения обломочной лавины (“агломерат направленного взрыва” [6]). Показано, что отложения обломочной лавины образовались в результате крупномасштабного обвала-оползня части постройки вулкана, который был первым событием пароксизма 30.03.1956 г. За обрушением последовал катастрофический направленный взрыв и изверглись пирокластические потоки.

Особенностью направленного взрыва, последовавшего за обрушением, было то, что выброшенный материал в виде “палящей тучи”, распространился вдоль широкого сектора восточного подножия вулкана, повалив лес на площади ~500 км<sup>2</sup>. Отложения направленного взрыва до настоящего времени оставались почти не изученными. Краткие описания под названием “песок направленного взрыва” приведены в работах [3, 6].

Интерес к направленным взрывам возобновился после извержения вулкана Сент-Хеленс 18.05.1980 г., последовательность событий и отложения которого проявили большое сходство с извержением вулкана Безымянный 30.03.1956 г. [3, 4]. Несмотря на большое число работ по отложениям направленного взрыва вулкана Сент-Хеленс, механизм их образования, транспортировки и отложения до сих пор дискутируется. Это связано с тем, что они проявили черты как пирокластической волны, так и пирокластического потока [16–18].

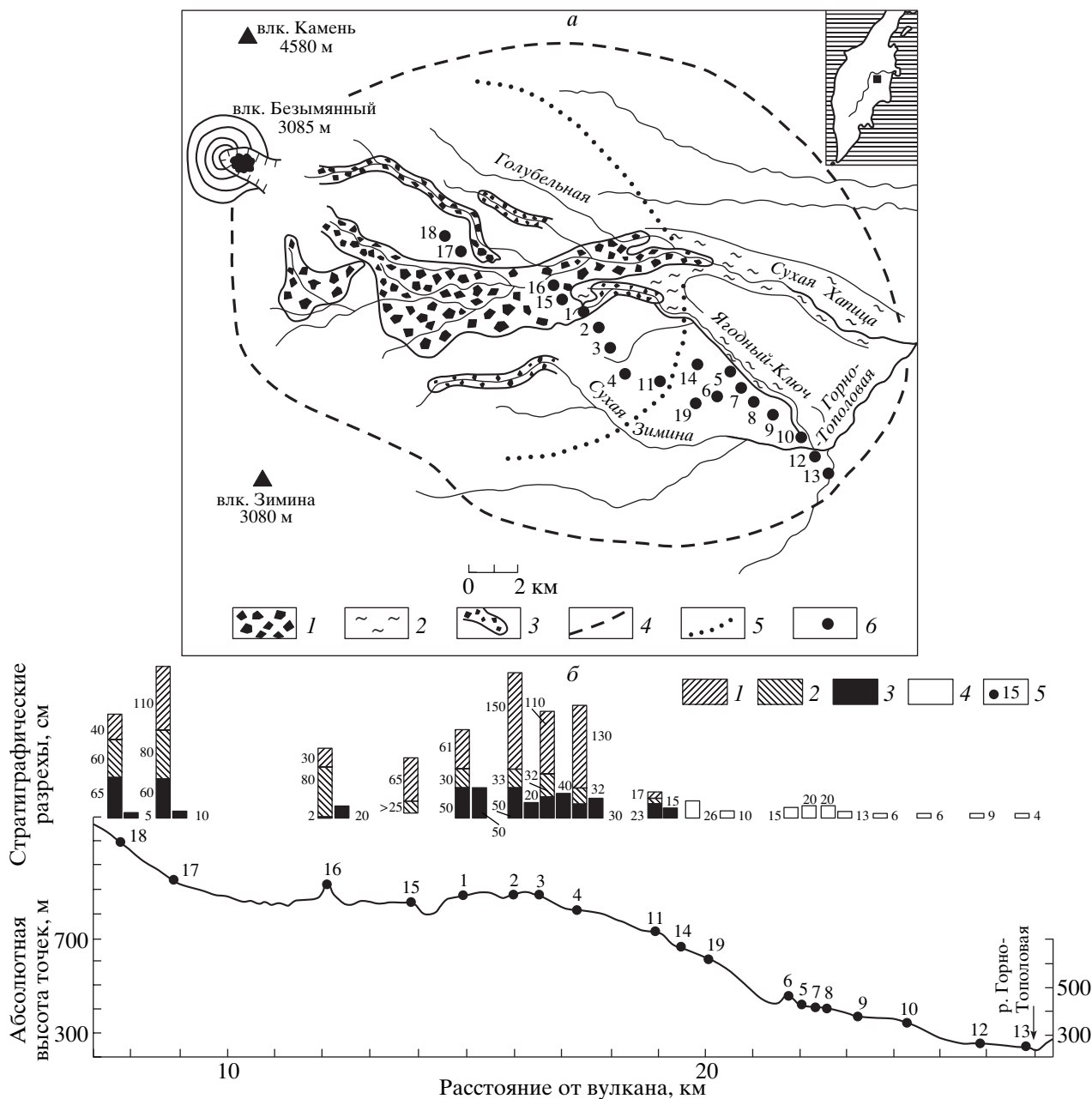
Предлагаемая работа посвящена отложениям направленного взрыва вулкана Безымянный

30.03.1956 г. (“песок направленного взрыва”) [6, 14]. Цель работы – выяснение механизма образования, транспортировки и отложения пирокластики направленного взрыва на основе детального изучения ее литологических характеристик.

**Отложения направленного взрыва** вулкана Безымянный детально изучены в 19 точках вдоль радиального профиля, который проходит примерно по оси области, охваченной направленным взрывом (рис. 1). Начало профиля расположено в 8 км от вулкана на абсолютной отметке 1100 м. Конец профиля удален на 27 км от вулкана и имеет отметку 250 м. Большая часть профиля проходит по широкому, пологому водоразделу между реками Сухая Зимина и ручьем Ягодный Ключ, где отложения 30.03.1956 г. сохранились в наилучшей степени.

Отложения взрыва характеризуются быстрыми случайными вариациями гранулометрического состава и мощности. Для детального изучения выбирали плоские и горизонтальные участки, где локальные неровности рельефа не оказывали существенного влияния на процесс отложения.

Дополнительно отложения изучены в 27 точках на остальной площади. Все основные закономерности, выявляемые для профиля, справедливы для большей части площади распространения отложений. Исключение составляет самое близкое подножие вулкана (<7 км), где отложения или вообще отсутствуют (на хребтиках восточных отрогов вулкана), или образуют очень мощные, грубые, часто глыбовые накопления (на плоских, горизонтальных участках хребтов и в западинах рельефа). Здесь отложения быстро от обнаруже-



**Рис. 1.** Схема (а) распространения отложений направленного взрыва вулкана Безымянный 30 марта 1956 г.: 1 – отложения обломочной лавины, 2 – отложения грязевых потоков, 3 – крупные скопления материала направленного взрыва в изолированных долинах (“пирокластические потоки направленного взрыва”), 4 – граница распространения отложений направленного взрыва, 5 – граница ближней и дальней зон в отложениях, направленного взрыва, 6 – точки детального изучения отложений. б – Рельеф местности и разрезы отложений вдоль профиля; для точек ближней зоны показано по два разреза – внутри “пятен” и между “пятнами” (пояснения см. в тексте): 1 – слой С; 2 – слой В; 3 – слой А; 4 – отложения дальней зоны; 5 – номер обнажения.

ния к обнажению меняют свои характеристики, что затрудняет выделение слоев, характерных для остальной площади.

Идентификация отложений направленного взрыва в поле не вызывали затруднений, так как они обладают характерным обликом, специфическим вещественным и гранулометрическим со-

ставом и слагают, как правило, самую верхнюю часть разрезов. В пределах профиля отложения залегают либо на почве, либо на пеплах докуминационной стадии извержения. На отложениях взрыва в ближней зоне иногда залегают маломощные, часто переотложенные пеплы последних извержений вулканов Ключевской группы

или тонкий слой дернины. В дальней зоне отложения взрыва повсеместно покрыты дерниной.

**Распределение отложений по площади.** В результате направленного взрыва обширная территория восточного подножия вулкана Безымянный оказалась покрытой относительно маломощным (обычно несколько десятков сантиметров) полого-волнистым покровом рыхлого пирокластического материала. Этот покров не сплошной. На крутых склонах (круче 21–24°) отложения отсутствуют, а в глубоких долинах иногда образуют скопления мощностью до нескольких десятков метров. Характер отложений в долинах существенно отличается от отложений на плоских возвышенностях. Граница области распространения отложений выделена Г.С. Горшковым [5] и зартирована Г.С. Горшковым и Г.Е. Богоявленской [6] вскоре после извержения (рис. 1, а).

Область распространения отложений имеет форму, близкую к эллипсу, вытянутому от вулкана на восток–юго-восток в направлении общего понижения рельефа местности. Угол, образованный расходящимися от вулкана границами области распространения отложений, составляет 120–130°. Размеры области, покрытой отложениями: вдоль оси взрыва – 29 км, поперек – 19 км; площадь 500 км<sup>2</sup>.

**Состав отложений.** Обломки пород, из которых состоят отложения направленного взрыва, уверенно делятся на три группы. Первая группа – плотные, с редкими мелкими порами, темно-серые с голубоватым оттенком роговообманковые андезиты. Форма обломков изометричная, угловатая, с округленными ребрами. Крупные обломки часто растрескиваются и рассыпаются по характерным зигзагообразным трещинам остывания. Вторая группа – мелкопористые, пемзовидные, светло-серые роговообманковые андезиты. Обломки округлены в большей степени, чем обломки первой группы. В третью группу входят все остальные обломки, не вошедшие в первую и вторую группы. Они представлены самыми разнообразными (по составу, цвету, пористости, степени изменения и т.д.) породами.

Данные химических анализов (табл. 1) и изучение шлифов показывают, что обломки первой и второй групп – одна и та же порода, находящаяся в разной степени вспененности; они представляют ювенильный материал направленного взрыва.

Этот вывод подтверждают находки вулканических бомб типа “хлебной корки”. Их внешняя оболочка сложена плотными андезитами первой группы, а внутренняя часть – пористыми андезитами второй группы. Данные измерений плотности ювенильных обломков, любезно предоставленные Р. Хоблиттом, подтверждают бимодальный характер распределения. Плотность ювенильного материала лежит в пределах 1.4–2.7 г/см<sup>3</sup>, образуя два максимума (1.8–1.9 и 2.3–2.4 г/см<sup>3</sup>). Третья

**Таблица 1.** Данные химических анализов ювенильных андезитов из отложений направленного взрыва (%)

Элемент	Пористые	Плотные
SiO <sub>2</sub>	57.92	58.96
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.39	18.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.90	2.37
FeO	4.20	4.42
MnO	0.15	0.15
MgO	2.84	2.55
CaO	7.37	6.97
Na <sub>2</sub> O	3.51	3.51
K <sub>2</sub> O	1.39	1.44
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.02	0.12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.43	0.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.19
Сумма	100.01	99.92

Примечание. Образцы плотных и пористых ювенильных андезитов из отложений направленного взрыва отобраны в точке 3 (рис. 1). Анализы выполнены в лаборатории Института вулканологии ДВО РАН. Аналитик Г.П.Новоселецкая.

группа содержит преимущественно обломки пород старой постройки вулкана Безымянный и представляет резургентный материал направленного взрыва. Некоторая часть обломков третьей группы является, по-видимому, захваченным материалом подножия вулкана Зимина. Эти обломки в самостоятельную группу не выделяли. В табл. 2 и на рис. 2 представлены результаты подсчета процентного содержания обломков каждой группы. Подсчет выполняли под биноклем, в основном, для фракции 5–2.5 мм. В случаях мелкозернистых отложений дальней зоны иногда использовали фракцию 2.5–1 мм. Подсчет проводили в случайной выборке из 100 обломков. Изучено 72 образца (не только вдоль профиля). В отложениях взрыва преобладают обломки плотных ювенильных андезитов (40–72, в среднем 55%). Вторая по численности группа – обломки пористых ювенильных андезитов (13–45, в среднем 20%). Таким образом, в отложениях взрыва преобладает ювенильный материал (70–95, среднее 84%). Резургентный материал составляет 5–30% (среднее 16%). Подсчеты, выполненные в поле, показали, что приведенные выше соотношения между группами в целом сохраняются и для более крупных обломков.

**Мощность и объем отложений.** Здесь изложены результаты измерений полной мощности отложений направленного взрыва. Мощности отдельных слоев приведены в соответствующих разделах.

**Таблица 2.** Процентное содержание обломков ювенильного и резургентного материала в отложениях направленного взрыва

Отложения	Плотные ювенильные	Пористые ювенильные	Плотные и пористые	Резургентные обломки	Количество образцов
Слой А	64(72)	24(27)	88	12	15
Слой В	53(66)	27(34)	80	20	16
Слой С	52(63)	31(37)	83	17	17
Среднее для ближней зоны	56(67)	27(33)	83	17	48
Дальняя зона	52(61)	33(39)	85	15	11
Пирокластические потоки направленного взрыва	53(64)	30(36)	83	17	9
Среднее для всех образцов	55(65)	29(35)	84	16	72

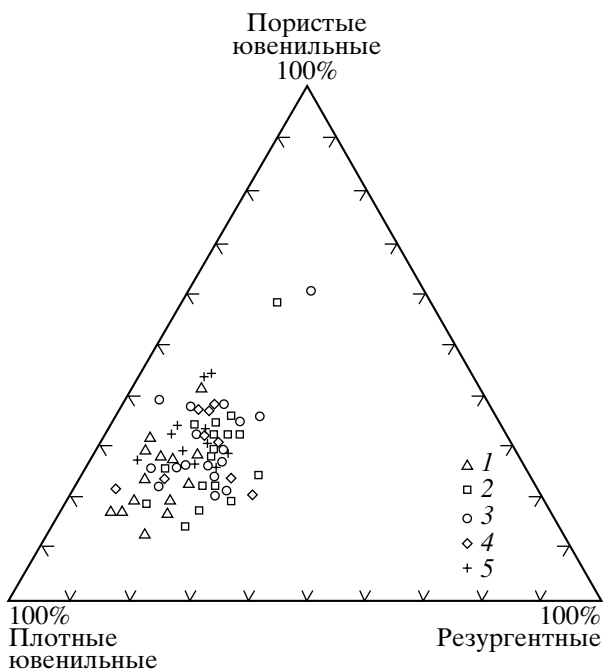
Примечание. Цифры в скобках – процентное содержание пористых и плотных ювенильных обломков в пересчете на 100% ювенильного материала.

Мощность отложений направленного взрыва испытывает быстрые локальные изменения. Особенно значительные колебания мощности (от нескольких сантиметров до первых метров) наблюдаются в ближней зоне (до 19 км от вулкана). На ровных плоских участках изменения мощности связаны с плавным (наклоны в несколько градусов) изменением положения верхней поверхности отложений. Участки повышенной мощности в плане имеют разнообразную форму, с харак-

терным размером десятки–сотни метров. Расстояние между ними также составляет десятки – сотни метров. Наблюдения показывают, что эта изменчивость первичная, т.е. образовалась в момент отложения, а не является результатом последующей эрозии или переотложения. Для ближней зоны мощность отложений имеет тенденцию, как правило, увеличиваться в понижениях рельефа. Возрастание мощности в понижениях рельефа может быть двух типов: а) в плавных понижениях местности, широких пологих депрессиях мощность отложений имеет “тенденцию” к увеличению, т.е. в понижениях участки повышенной мощности можно встретить чаще, чем на соседних возвышенностях; увеличение полной мощности отложений происходит здесь за счет увеличения мощности слоев А и С (см. далее); б) в речных долинах с крутыми бортами отложения не только увеличивают мощность (часто до нескольких десятков метров), но и существенно меняют свой характер.

В дальней зоне локальные вариации мощности покрова отложений направленного взрыва значительно меньше (в пределах нескольких сантиметров) и не имеют явной зависимости от рельефа.

Результаты измерения полной мощности покрова отложений направленного взрыва вдоль профиля представлены на рис. 3. Мощность измеряли на участках, не затронутых эрозией. На каждом участке можно выделить минимальную и максимальную мощности. Поведение минимальной и максимальной мощности с удалением от вулкана различно. Минимальная мощность существенно не меняется с удалением от вулкана и составляет обычно 5–40 см. Наибольших значений (20–40 см) минимальная мощность достигает на расстоянии 13–16 км от вулкана. Максимальная мощность отложений взрыва в целом уменьшается с удалением от вулкана – от >2.5 м (8 км) до <4 см (27 км). До расстояния 18 км от вулкана



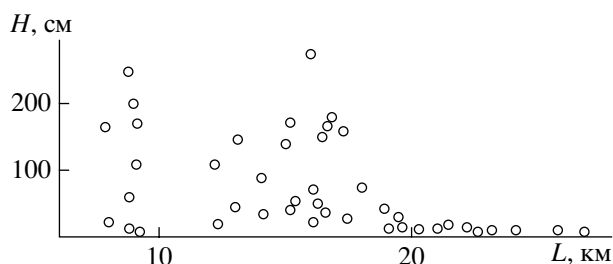
**Рис. 2.** Процентное соотношение обломков разных групп (пористых ювенильных, плотных ювенильных и резургентных) в отложениях направленного взрыва: 1 – слой А; 2 – слой В; 3 – слой С; 4 – отложения дальней зоны; 5 – отложения “пирокластических потоков направленного взрыва”.

она убывает незначительно, затем следует резкое уменьшение максимальной мощности с 1–1.5 м до <30 см. После 19 км снова следует постепенное уменьшение максимальной мощности. Район перегиба значений максимальной мощности отмечает важную границу с отложениях направленного взрыва. Кроме мощности здесь происходит резкая смена многих характеристик отложений. Далее область ближе к вулкану от этой границы названа ближней зоной, а область дальше этой границы – дальней зоной.

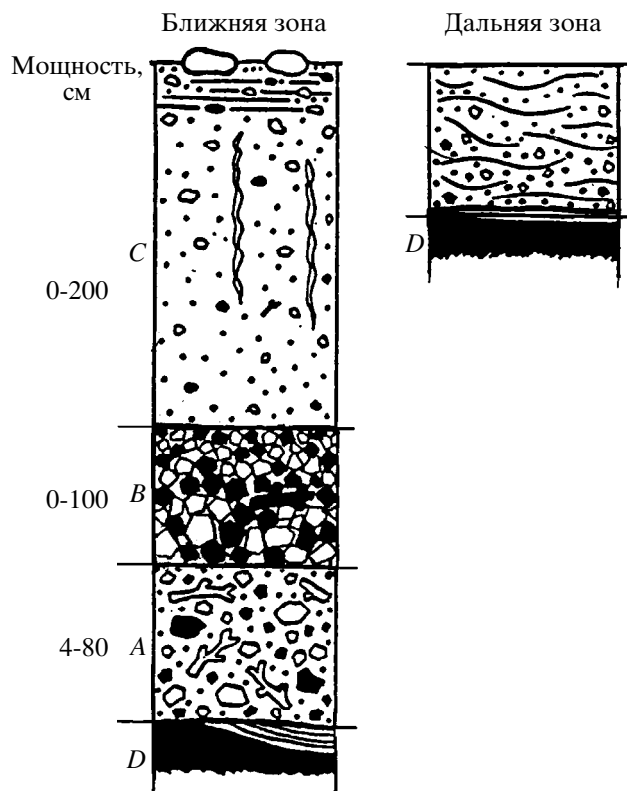
Резкие колебания мощности сильно затрудняют определение объема отложений. Имеющиеся данные позволяют дать оценку в 0.2–0.4 км<sup>3</sup>.

**Стратиграфия в ближней зоне.** В пределах ближней зоны в отложениях взрыва выделено три слоя (от подошвы к кровле): *A*, *B* и *C* (рис. 1, б, 4 и 5). Площадь распространения каждого из этих слоев последовательно уменьшается от *A* к *C*. Слой *A* покрывает фактически всю площадь ближней зоны, за исключением глубоких долин и крутых склонов. Средний слой *B* залегает в виде отдельных пятен (или очень пологих насыпей) неправильной (в плане) формы на поверхности слоя *A*. Характерный размер пятен – десятки – сотни метров. Верхний слой *C* залегает пятнами равной или меньшей площади на поверхности слоя *B*. Области ближней зоны, где распространен только слой *A*, соответствуют, как правило, точкам минимальной мощности на графике полной мощности отложений направленного взрыва, а области, где распространены все три слоя, – точкам максимальной мощности (рис. 3). Встречаются пятна, где присутствуют только слои *A* и *B*, а слой *C* отсутствует. Распределение по площади пятен со сломи *B* и *C*, по-видимому, близко к случайному. По визуальным оценкам площадь, занятая пятнами, увеличивается с приближением к вулкану. Описанное пятнистое залегание слоев *B* и *C* на поверхности слоя *A* – важная характеристика стратиграфии ближней зоны. Наблюдения показывают, что оно образовалось в процессе отложения, а не в результате последующей эрозии или переотложения.

**Слой *A*.** В пределах профиля слой *A* залегает или на поверхности почвы (часто), или на пеплах докульминационной стадии извержения (редко). Характер нижнего контакта слоя *A* показывает, что до начала процесса отложения переносившее пирокластику облако направленного взрыва интенсивно эродировало подстилающую поверхность. Мощность слоя *A* испытывает как локальные колебания, так и изменения, связанные с удалением от вулкана (рис. 6). Если рассматривать только мощности на ровных плоских участках, то максимальной мощности (40–60 см) слой *A* достигает на расстоянии 15–17 км от вулкана, однако в узких оврагах его мощность может превышать 2 м.

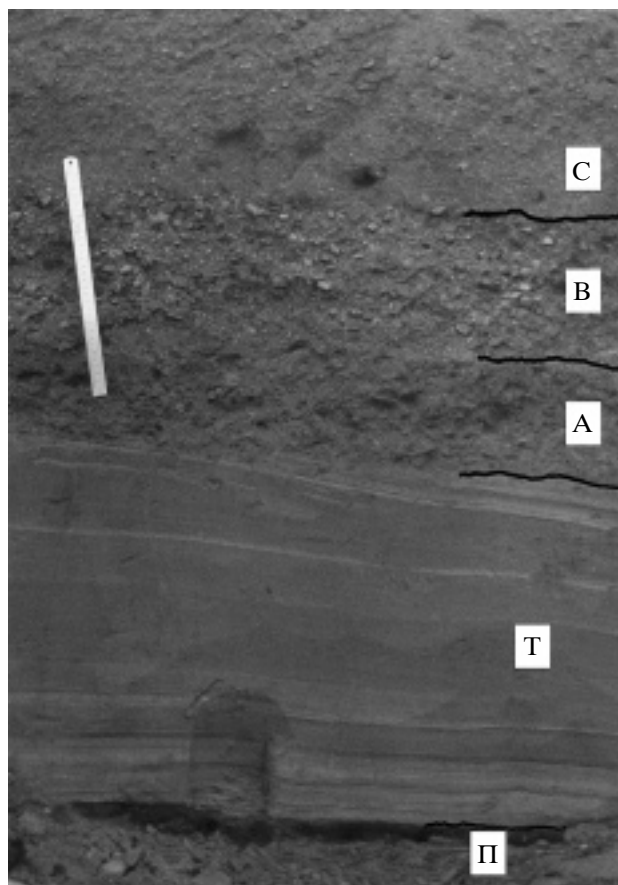


**Рис. 3.** Вариации полной мощности *H* отложений направленного взрыва с расстоянием от вулкана *L* вдоль профиля. Исключены значения мощности в глубоких речных долинах.



**Рис. 4.** Сводный стратиграфический разрез отложений направленного взрыва вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. *D* – докульминационный пепел, почва до 1956 г. *A*, *B*, *C* – отдельные слои и отложения направленного взрыва (пояснения см. в тексте).

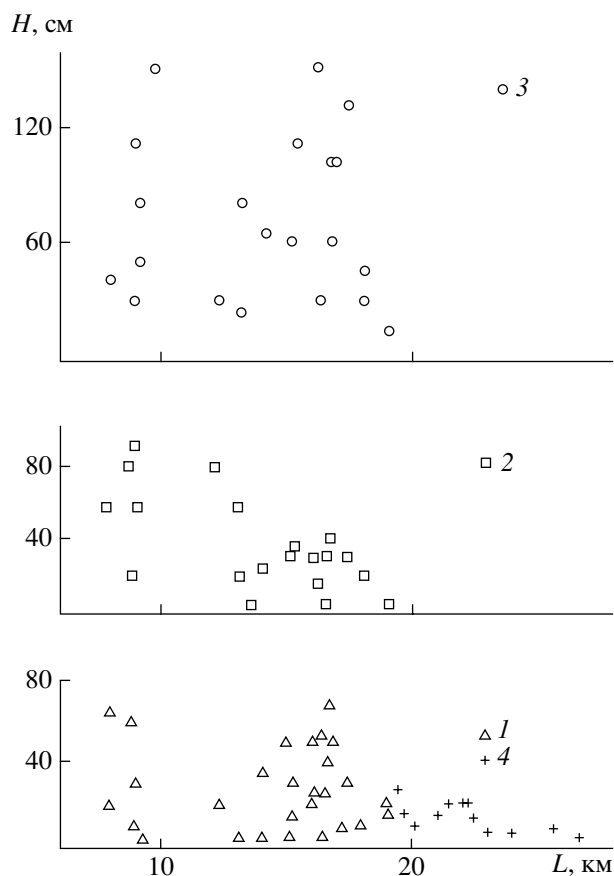
Вблизи вулкана, на расстоянии 8–9 км мощность слоя *A* уменьшается до 5–20 см. В понижениях рельефа мощность возрастает до 60–70 см. На границе ближней и дальней зон его мощность также уменьшается до 20–30 см. Слой *A* сложен песчано-древяной смесью с небольшим количеством тонкого материала (рис. 4). Отличительная черта этого слоя – равномерно рассеянная примесь почвы (захваченной за счет эрозии подстилающей поверхности), которая придает всему слою ко-



**Рис. 5.** Разрез отложений направленного взрыва в ближней зоне. Район точки 17 на рис. 1, а. П – почва, Т – пеплы докульминационной стадии извержения; А, В, С – отдельные слои в отложениях направленного взрыва.

ричневатого-серый, землистый цвет. В некоторых местах, в основном ближе к вулкану, слой А имеет желтоватый оттенок за счет примеси материала пеплов докульминационной стадии извержения. Слой А не имеет внутренней стратификации. В редких случаях нижняя часть слоя может быть более мелкозернистой. Ориентировка удлиненных обломков в слое хаотическая. По составу слой А выделяется пониженным содержанием резургентного материала – в среднем 12% (табл. 2, рис. 2). Среди ювенильного материала повышено содержание плотных андезитов (в среднем 64%) и понижено – пористых (в среднем 24%). В состав слоя входят довольно многочисленные растительные остатки. В основном, это небольшие обломки тонких веточек, однако в случаях, когда отложения имеют большую мощность, это могут быть крупные ветви кустарника. Растительные остатки в слое А, как правило, не обуглены.

Слой В залегает с резким контактом на поверхности слоя А. Мощность слоя В от обнажения к обнажению колеблется от нескольких до нескольких десятков сантиметров. Эти изменения



**Рис. 6.** Вариации мощностей  $H$  отдельных слоев отложений направленного взрыва с удалением от вулкана  $L$  вдоль профиля: 1 – слой А; 2 – слой В; 3 – слой С; 4 – отложения дальней зоны.

не имеют какой-либо заметной связи с рельефом подстилающей поверхности, как это происходит в случае слоя А. Максимальная мощность слоя В уменьшается с удалением от вулкана (рис. 6). В начале профиля максимальная мощность достигает 1 м, а на границе ближней и дальней зон – не превышает 30 см. Слой В сложен смесью дресвы и крупнозернистого песка. Очень низкое содержание тонкой фракции является наиболее характерной чертой слоя В и придает ему своеобразный “промытый” облик с большим количеством пустого пространства между зернами. Это делает слой В наиболее рыхлым среди остальных слоев отложений направленного взрыва. Общий цвет слоя темно-серый, с голубоватым оттенком. Слой В может проявлять градиционную слоистость разных типов, однако наиболее распространена нормальная градиционная слоистость. Удлиненные обломки в слое часто ориентированы субпараллельно земной поверхности. Слой В обогащен резургентным материалом – в среднем 20% (табл. 2, рис. 2). Среди ювенильного материала доля плотных андезитов ниже, а пористых выше,

чем в слое *A*, и примерно соответствует (в пересчете на 100% ювенильного материала) среднему содержанию для отложений взрыва в целом. Растительные остатки в слое встречаются редко и, как правило, обуглены.

Слой *C* залегает с резким контактом на поверхности слоя *B*. В редких случаях контакт может быть постепенным. Слой *C* сложен дресвяно-песчаным материалом с большим количеством тонкой фракции (рис. 4). Цвет слоя светло-серый, с характерным розовым оттенком, интенсивность которого обычно возрастает к кровле слоя. Мощность слоя *C* испытывает наиболее резкую среди всех слоев локальную изменчивость: от 0 до >1.5–2 м. Полевые наблюдения показывают, что максимальной мощности (до 2 м и более) слой *C* достигает в понижениях рельефа. На ровных, плоских участках максимальная мощность обычно 60–120 см. Результаты измерений (рис. 6) не выявили зависимости мощности слоя *C* от расстояния. Большая часть слоя не имеет внутренней стратификации, и только в верхней части (20–50 см) иногда появляется тонкая (3–10 мм) параллельная слоистость, которая хорошо видна на сухой поверхности. Слоистость связана с чередованием слоев с разным гранулометрическим составом и подчеркнута более крупными обломками, длинная ось которых часто субпараллельна слоистости. В неслоистой части слоя ориентировка обломков хаотическая. Размер отдельных более крупных обломков часто возрастает в направлении к кровле, но может быть и обратная зависимость. Контакт слоистой и массивной частей слоя постепенный. Соотношение ювенильного и резургентного материала в слое *C* соответствует среднему соотношению для всей ближней зоны и составляет 83 и 17% соответственно (табл. 2, рис. 2). Для ювенильного материала слоя *C* характерно повышенное содержание пористых андезитов (среднее 52%) и пониженное содержание – плотных (среднее 31%). Обломки древесины в слое очень редки и всегда обуглены. В слое *C* в отличие от других слоев иногда наблюдаются тонкие вертикальные трубки дегазации без следов изменения пород. Слой *C* слагает самую верхнюю часть разреза взрывных отложений ближней зоны. Для поверхности слоя *C* характерна концентрация крупных обломков ювенильных андезитов. Среди них встречаются редкие отдельные глыбы диаметром от 30 см до 2 м. Эти обломки заметно крупнее обломков внутри слоев *A*, *B* и *C*. В тех местах, где слой *C* отсутствует, концентрации крупных обломков на поверхности отложений не наблюдается.

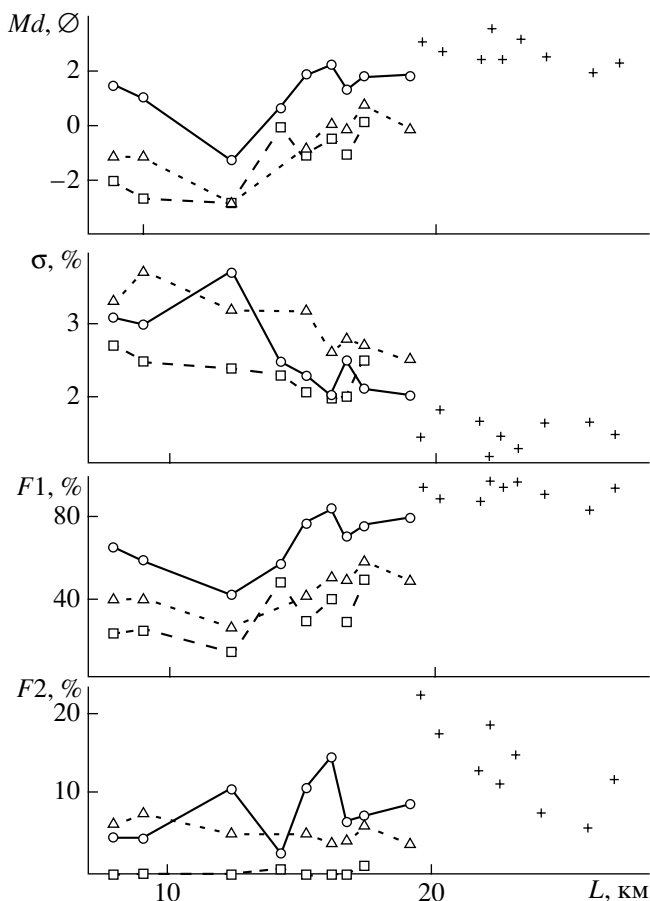
С приближением к 19 км профиля, участки (“пятна”), где присутствуют слои *B* и *C* становятся редкими и затем пропадают. В слое *A* уменьшается примесь почвы, и он постепенно замещается отложениями дальней зоны.

Нарушения описанной выше стратиграфической последовательности встречаются редко. На границе с дальней зоной не всегда удается однозначно выделить отдельные слои, так как они могут иметь нехарактерный облик и постепенные контакты. Часть нарушений стратиграфической последовательности (очень редкая) связана с повторением некоторых слоев, например, *A–B–A–B–C*.

**Отложения в долинах.** В крупных долинах ближней зоны характер отложений существенно отличается от отложений, залегающих на водоразделах. Выделяются два типа долинных отложений: 1) в долинах, начинающихся непосредственно на восточных склонах вулкана; 2) в долинах, расположенных в пределах ближней зоны, но отделенных от вулкана топографическими барьерами.

В долинах, начинающихся на склонах вулкана, отложения взрыва залегают на отложениях обломочной лавины, образование которой предваряло направленный взрыв. Они образуют слой переменной мощности – от десятков сантиметров до первых метров. Выше отложения взрыва перекрыты пирокластическими потоками, которые изверглись в конце пароксизма 30 марта 1956 г. Контакт обломочной лавины и отложений взрыва резкий и очень неровный, с амплитудой в несколько метров. Иногда материал взрыва образует “кластические дайки” мощностью несколько десятков сантиметров, которые внедряются на несколько метров вниз в отложениях обломочной лавины. Отложения взрыва здесь быстро меняют свой облик от места к месту. В целом, они представлены очень грубым дресвяно-глыбовым материалом. Количество тонкой фракции, как правило, незначительно. Крупные обломки заметно округлены. В некоторых случаях отложения могут состоять из обломков дресвяной размерности, но они всегда грубее отложений на соседних водоразделах. Отложения лишены внутренней стратификации. Ориентировка обломков хаотическая. Растительные остатки отсутствуют. Отложения в этих долинах состоят из обломков тех же групп (плотные и пористые ювенильные и разнообразные резургентные), что и отложения на водоразделах. По визуальным оценкам их отличает повышенное содержание резургентного материала, по-видимому, за счет подмешивания материала из обломочной лавины. Процентное содержание по группам подсчитано для одного образца, отобранного из кластической дайки (38; 37 и 25% соответственно).

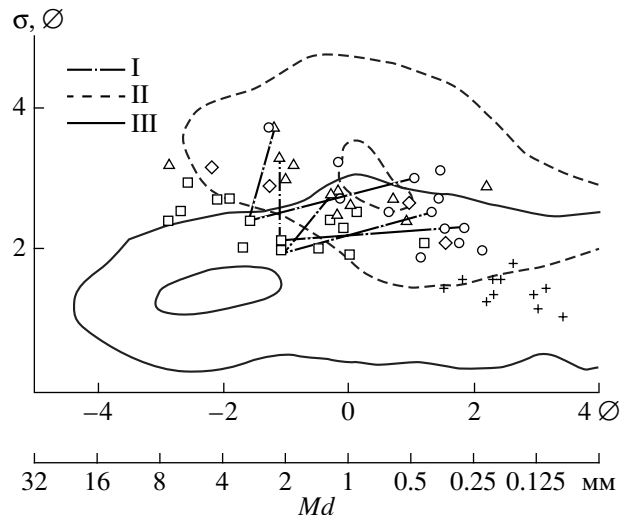
Материал лавины представлен в этой фации отложений взрыва не только отдельными рассеянными обломками, но и округленными включениями (блоками) сильно раздробленных пород постройки вулкана Безымянный. Размер включений – от десятков сантиметров до первых метров.



**Рис. 7.** Вариации гранулометрических характеристик отложений направленного взрыва с удалением от вулкана вдоль профиля;  $Md$  – медианный диаметр;  $\sigma$  – коэффициент сортировки;  $F1$  – содержание фракции  $<1$  мм;  $F2$  – содержание фракции  $<1/16$  мм. Обозначения, как на рис. 6.

Характер нижнего контакта, грубый состав и высокое содержание резургентного материала позволяют предположить, что эти отложения выпали вблизи вулкана на двигавшуюся обломочную лавину и были перемещены с ней на некоторое расстояние. Часть материала, возможно, перемещалась по поверхности обломочной лавины, подобно пирокластическому потоку. В двух обнажениях, на расстоянии  $>10$  км от вулкана, отложения направленного взрыва были встречены также под отложениями обломочной лавины. Помимо этого, обломки ювенильного андезита (как плотного, так и пористого) встречаются в материале смешанной фации отложений обломочной лавины [2]. Это, вероятно, связано с тем, что на расстоянии  $\sim 10$  км от вулкана облако направленного взрыва догнало обломочную лавину, и их отложение происходило совместно.

В узких и глубоких долинах, отделенных от вулкана топографическими барьерами, отложения направленного взрыва иногда образуют скоп-



**Рис. 8.** Соотношение между сортировкой  $\sigma$  и медианным диаметром  $Md$  для отложений направленного взрыва; линиями 1 соединены примеры, когда все три слоя ближней зоны направленного взрыва опробованы из одного обнаружения; 2 – область пирокластических потоков, 3 – область тефры [19] (внутренние контуры соответствуют максимальной плотности точек). Обозначения, как на рис. 2.

ления мощностью до нескольких десятков метров. Эти образования в работе [3] получили название “пирокластические потоки направленного взрыва”. Далее приведено описание наиболее крупного потока, который сформировался в верхьях реки Сухая Зими́на. Поток вложен в узкую V-образную долину. Первоначально он имел плоскую верхнюю поверхность, которая к настоящему времени сохранилась только фрагментарно. Поток подстилается аллювием р. Сухая Зими́на или, в местах прилегания к бортам долины, слоем почвы. Максимальная мощность потока достигает 50 м. Гранулометрические характеристики материала потока близки к характеристикам отложений направленного взрыва ближней зоны (рис. 7 и 8). Процентное содержание обломков разных групп колеблется в широких пределах (рис. 2), а в среднем – близко соответствует отложениям направленного взрыва в целом (табл. 2). В потоке встречаются интенсивно обугленные растительные остатки (обычно обломки ветвей кустарника). Специфическая черта потока – присутствие округленных включений обугленной почвы размером 1–50 см. Трубки дегазации фактически отсутствуют, что показывает слабую газонасыщенность потока. В потоке выделяется несколько слоев (порций) мощностью по 1–5 м. В нижних слоях, наиболее мощных, сконцентрировано большое количество крупных глыб, преимущественно резургентного материала. Размер обломков как резургентного, так и ювенильного материала достигает 20–50 см, иногда  $>1$  м. Неко-



торые валуны ювенильных андезитов имеют поверхность “хлебной корки”.

Представляется, что основным механизмом в накоплении материала потока было стекание материала направленного взрыва с крутых бортов долины. Измерения, выполненные в нескольких местах, показали, что материал взрыва не удерживался на склонах круче 22–24°. Процесс стекания происходил не непрерывно, а порциями, по мере накопления материала на склонах долины. Отсутствие ряда структурных особенностей, которые возникают в обычных пирокластических потоках в процессе течения (бортовые валы; концентрация крупных обломков в верхней части потока и др.) свидетельствует о том, что после стекания в долину существенного перемещения материала вниз по долине не происходило. Низкая подвижность потока связана с тем, что большая часть газа была потеряна при отложении пирокластиков на склоны долины.

Кроме крупного потока направленного взрыва в р. Сухая Зимина, не большие потоки этого типа образовались в верховьях ручья Ягодный Ключ, реки Голубельная и в мелких долинах ее притоков.

*Стратиграфия дальней зоны.* В дальней зоне отложения направленного взрыва залегают в виде сплошного покрова, мощность которого не испытывает резких локальных колебаний. С удалением от вулкана она постепенно убывает от 26 до <4 см (рис. 6). Отложения дальней зоны сложены серым мелко-среднезернистым песком, в котором рассеяны более крупные обломки древесной размерности (рис. 4). Нижняя часть слоя обычно сложена более крупнозернистым материалом. Отчетливая тонкая внутренняя волнистая слоистость в отложениях дальней зоны встречена только в одном обнажении. Вероятно, в других местах она была уничтожена процессами заморозания-оттаивания, биотурбации и т.д. Содержание резургентного материала в отложениях несколько меньше (среднее 15%), чем в среднем по отложениям взрыва. Среди ювенильного материала заметно повышено содержание пористых обломков – в среднем 33% (табл. 2). Растительные остатки в отложениях дальней зоны не обуглены. Их количество определить трудно, так как в настоящее время отложения пронизаны корнями современной растительности. В целом, можно заключить, что первоначально растительных остатков было немного.

Отложения дальней зоны не удается полностью определить как продолжение какого-либо из слоев ближней зоны. Пространственно в отложениях дальней зоны переходит слой А, однако по гранулометрическим характеристикам и по соотношению обломков разных групп отложения дальней зоны наиболее близки к слою С.

**Гранулометрия.** Изучен гранулометрический состав 72 образцов из отложений направленного взрыва (из них 36 вдоль профиля). Образцы отбирали отдельно из каждого слоя в виде вертикальной колонки через всю мощность слоя. Вес образцов для ситового анализа составлял 1–8 кг (в зависимости от максимального размера обломков в слое). Несмотря на это, для случаев наиболее грубозернистых отложений вблизи вулкана полученные гранулометрические характеристики немного искажены за счет недооценки содержания крупных обломков.

Все изученные гранулометрические характеристики (табл. 3, рис. 7–9) испытывают как случайные локальные колебания, особенно значительные в ближней зоне, так и постепенные закономерные изменения, связанные с удалением от вулкана. При локальных колебаниях гранулометрические характеристики слоев А, В и С меняются независимо, случайным образом и могут иметь разную направленность. Общая направленность изменений гранулометрического состава с удалением от вулкана одинакова для всех слоев ближней зоны и меняется с переходом к отложениям дальней зоны. Медианный диаметр отложений направленного взрыва лежит в пределах от –2.9 до +2.1 Ø для ближней зоны, и от +0.9 до +3.4 Ø – для дальней зоны (рис. 7 и 8). Если рассматривать соотношение медианных диаметров слоев А, В и С в отдельном обнажении, то в большинстве случаев наибольший медианный диаметр имеет слой В. Слой С имеет наименьший медианный диаметр, а для слоя А характерны промежуточные значения, но более близкие слою В, чем к С. По мере удаления от вулкана медианные диаметры каждого слоя в пределах ближней зоны имеют тенденцию постепенно уменьшаться. С переходом к отложениям дальней зоны медианный диаметр сначала резко уменьшается, а затем начинает постепенно увеличиваться к концу профиля.

Коэффициент сортировки Инмана (для отложений в целом) лежит в пределах от 1.1 до 3.7 Ø. Среди слоев ближней зоны наилучшей сортировкой обладает слой А. Слой В сортирован в наибольшей степени. Слой С имеет промежуточные значения между слоями А и В. С удалением от вулкана сортировка слоев ближней зоны постепенно улучшается, а в дальней зоне остается примерно на одном уровне.

На графике сортировка – медианный диаметр отложения направленного взрыва занимают область, промежуточную между полями отложений тефры и пирокластических потоков, что в целом характерно для отложений пирокластических волн. Области, занятые отдельными слоями, четко обособлены (рис. 8).

В каждой точке ближней зоны наименьшее процентное содержание фракции тоньше 1 мм

**Таблица 3.** Гранулометрические характеристики отложений направленного взрыва

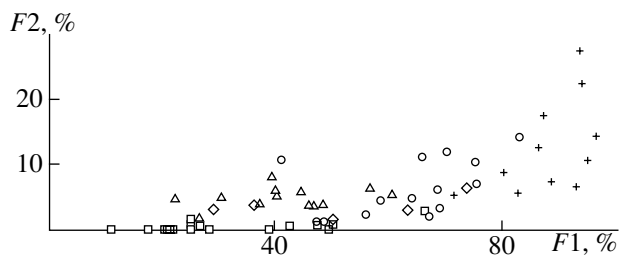
Параметр	Слой			Дальняя зона	Пирокластические потоки <i>НВ</i>
	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>		
Медианный диаметр	-0.5 (13) {-2.9-2.2}	-1.1 (18) {-2.9-1.2}	1.1 (19) {-1.3-2.2}	2.1 (16) {-1.1-3.4}	-0.2 (5) {-2.2-1.6}
Коэффициент сортировки	3.0 (13) {2.4-3.7}	2.3 (18) {1.9-2.9}	2.6 (19) {1.9-3.7}	1.6 (16) {1.1-2.2}	2.6 (5) {2.1-3.1}
<i>F1</i> (<1 мм), %	41.7 (13) {22.8-60.7}	33.1 (18) {11.4-66.8}	64.2 (19) {40.9-83.2}	76.7 (16) {30.0-98.0}	50.9 (5) {36.6-70.4}
<i>F2</i> (<1/16 мм), %	4.8 (13) {1.7-7.7}	0.5 (18) {0.1-1.3}	6.8 (19) {1.4-14.3}	11.5 (16) {1.6-27.1}	3.6 (5) {1.7-6.4}
Гравий (2-64)	46.5 (13) {25.6-69.5}	49.6 (18) {20.5-74.0}	24.6 (19) {7.0-52.0}	8.0 (16) {1.0-52.0}	29.0 (5) {5.9-52.5}
Песок (1/16-2 мм), %	48.7 (13) {25.7-69.4}	49.8 (18) {25.9-76.7}	68.4 (19) {37.4-81.3}	80.5 (16) {46.2-92.0}	67.5 (5) {44.5-87.7}
Максимальный размер обломков в слое, см	6.5 (6) {3.2-11.0}	5.8 (8) {3.8-5.7}	5.0 (9) {2.1-8.6}	1.6 (11) {0.6-4.8}	-
Максимальный размер обломков на поверхности, см	-	-	15.8 (9) {8.6-21.8}	-	-

Примечание. Медианный диаметр и коэффициент сортировки (коэффициенты Инмана) – в  $\phi$ -единицах. Количество изученных образцов – в круглых скобках, максимальные и минимальные значения – в фигурных скобках.

(*F1*) свойственно слою *B*. Максимальные значения *F1* свойственны слою *C*. Для слоя *A* характерны промежуточные значения, но более близкие слою *B*. С удалением от вулкана величина *F1* в пределах ближней зоны постепенно увеличивается. С переходом к дальней зоне сначала происходит резкое увеличение, а потом очень медленное уменьшение *F1* (рис. 7).

Процентное содержание фракции тоньше 1/16 мм (*F2*) в слоях *A* и *B* ближней зоны не испытывает закономерных изменений с удалением от вулкана (рис. 7). Некоторое увеличение *F2* можно предположить только для слоя *C*, которому свойственны максимальные значения *F2*. Минимальное содержание *F2* свойственно слою *B*, а

для слоя *A* характерны промежуточные содержания *F2*. В начале профиля (8–9 км от вулкана) в двух точках содержание *F2* в слое *A* больше, чем в слое *C*. Это, по-видимому, связано с тем, что вблизи вулкана в слое *A* присутствует обильная примесь тонких пеплов докульминационной стадии извержения, эродированных из подстилающих отложений. С переходом к дальней зоне происходит резкое увеличение содержания *F2*, а потом быстрое его уменьшение к концу профиля (рис. 7). На графике соотношений *F1* и *F2* отложения направленного взрыва занимают область ниже области, характерной для пирокластических потоков (рис. 9). Это показывает, что из облака направленного взрыва происходил значительный вынос тонкой фракции, которая уносила вверх в составе конвективного облака.



**Рис. 9.** Соотношение *F1* (фракция <1 мм) и *F2* (фракция <1/16 мм) в отложениях направленного взрыва. Обозначения, как на рис. 2.

Дополнительно к ситовому анализу вдоль профиля для каждого слоя проведено измерение максимального размера обломков ювенильных андезитов. Максимальный размер определяли как среднее арифметическое из результатов измерений длиной оси 10 наиболее крупных обломков ювенильных андезитов (как плотных, так и пористых), извлеченных из обнажения площадью ~0.5 м<sup>2</sup>. Результаты представлены на рис. 10, а. Среди слоев ближней зоны наибольший размер обломков характерен в большинстве случаев для слоя *A*. Слой *B* имеет промежуточные, а слой *C* –

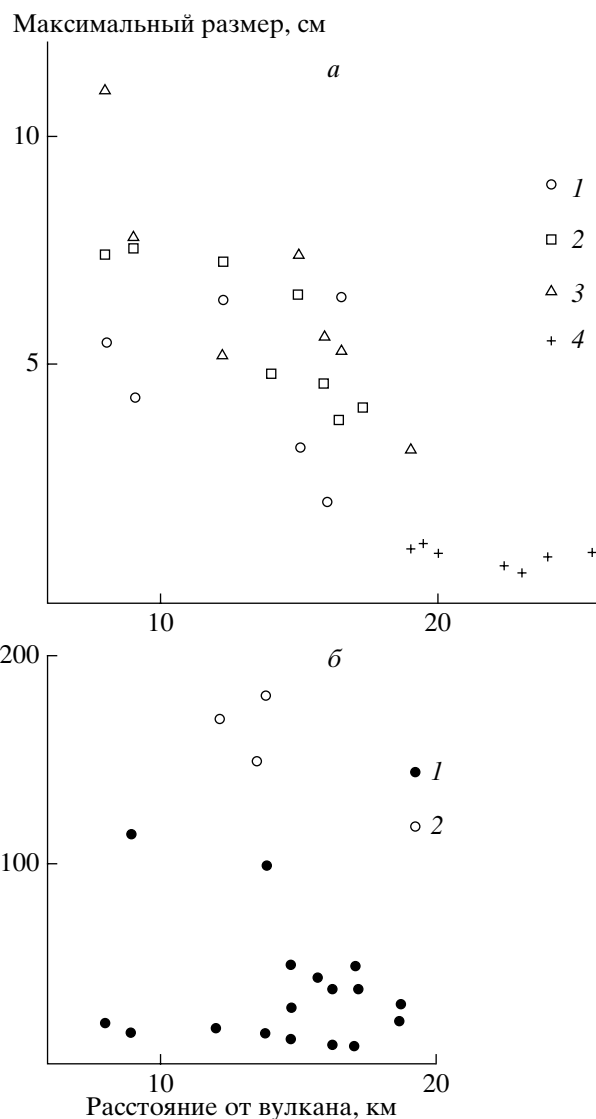
наименьшие размеры обломков. С удалением от вулкана максимальный размер обломков в каждом слое уменьшается. При переходе к отложениям дальней зоны максимальный размер обломков резко уменьшается, а потом остается на одном уровне.

Максимальный размер ювенильных обломков на поверхности слоя *C*, которые значительно крупнее, чем внутри слоя, определяли по методике описанной выше, но обломки собирали с площади ~100 м<sup>2</sup>. С удалением от вулкана размер обломков на поверхности слоя *C* уменьшается быстрее, чем внутри слоев *A*, *B* и *C* (рис. 10, *б*). На поверхности слоя *C* иногда встречаются отдельные очень крупные глыбы. Их размер также убывает с расстоянием от вулкана (рис. 10, *б*).

**Воздействие направленного взрыва.** Облако, состоящее из смеси газа и пирокластики, образовавшееся в результате направленного взрыва, в процессе распространения оказывало механическое и термическое воздействие на растительный и почвенный покров. Анализ этого воздействия в сопоставлении с другими данными позволяет восстановить некоторые характеристики этого явления.

Область, охваченная взрывом, пересекает три высотных пояса растительности: горной тундры (1700–900 м); кустарников, преимущественно ольховый стланник (900–700 м); березовых лесов (700–250 м). В поясе горной тундры и кустарников (до 20 км профиля) большинство растений сломано и унесено. Небольшое количество сохранившегося кустарника повалено вдоль направления распространения облака направленного взрыва. Характер повреждений их поверхности свидетельствует о длительном эродирующем воздействии облака. На границе леса (20-й км профиля) деревья, диаметр которых иногда превышал 40 см, повалены или сломаны на высоте ~1–1.5 м. Все деревья погибли. На расстоянии >22 км часть поваленных деревьев осталась живой и впоследствии продолжила свой рост. Направление, в котором повалены деревья, в некоторых случаях существенно отличается от направления строго “от вулкана”. Это связано с тем, что крупные неровности рельефа местности оказывали влияние на направление распространения облака направленного взрыва. В некоторых случаях это, вероятно, приводило к расщеплению фронта облака на несколько языков, которые затем перекрывались, что вызвало повторение ряда слоев в отложениях (см. раздел “Стратиграфия ближней зоны”). С удалением от вулкана средняя высота, на которой сломаны деревья, постепенно возрастает. В районе последней точки профиля у большинства деревьев часто сломаны только верхушки и сохранились некоторые толстые ветви.

Характер подошвы взрывных отложений в ближней зоне показывает, что газо-пирокластическое



**Рис. 10.** Вариации (*a*) максимального размера ювенильных обломков (среднее из 10 наибольших обломков) в отложениях направленного взрыва с удалением от вулкана вдоль профиля (обозначения, как на рис. 2), *б* – вариации максимального диаметра отдельных наиболее крупных ювенильных обломков (1), найденный на поверхности слоя *C*, с удалением от вулкана вдоль профиля; 2 – anomalно высокие значения в местах, где изменения выполнены на отложениях обломочной лавины.

облако перед отложением интенсивно эродировало подстилающую поверхность. На большей части площади ближней зоны покров докульминационных пеплов мощностью >1 м оказался полностью содран и сохранился под отложениями взрыва только в виде отдельных линз в понижениях рельефа. Эродированный с подстилающей поверхности материал (докульминационные пеплы и почва) вошел в состав слоя *A*. В дальней зоне (дальше 21 км) подошва отложе-

ний не несет явных следов эрозии. Возможно, что здесь эродирующей способности было недостаточно для уничтожения снегового покрова мощностью ~2 м. Залегание отложений взрыва в дальней зоне на поверхности снега описано в работе [5]. Смена типов растительности затрудняет сопоставление интенсивности воздействия облака направленного взрыва на разных расстояниях от вулкана. Общий вывод, который можно сделать: облако, транспортировавшее пирокластику, обладало большой разрушительной силой и эродировало подстилающую поверхность. Его воздействие носило длительный характер и ослабевало с удалением от вулкана. Скорость распространения облака направленного взрыва была >60 м/с на расстоянии 10 км от вулкана, так как здесь оно обогнало обломочную лавину, двигавшуюся с этой скоростью [2].

Большая часть отложений взрыва в ближней зоне (слои *B* и *C*) имела температуру, достаточную для обугливания заключенных в них растительных остатков. Степень обугливания свидетельствует о том, что температура отложений возрастала от слоя *A* (необугленные) к слою *C* (интенсивно обугленные). Так как степень обугливания меняется скачком с переходом от слоя к слою, то такое распределение температуры – не результат охлаждающего влияния подошвы, а отражение распределения температур в момент отложения. Повышение температуры слоев от *A* к *C*, по-видимому, также прямо не связано с возрастанием содержания пористых ювенильных обломков. Во-первых, слой *A* в нескольких случаях содержит процент пористых обломков выше, чем слой *C* в сочетании с необугленными растительными остатками. Во-вторых, слой *A* содержит максимальный процент обломков плотного ювенильного андезита, которые также имели высокую температуру. Необугленные растительные остатки в слое *A* свидетельствуют о том, что он отложен из наиболее низкотемпературной части облака направленного взрыва: наиболее вероятно, из его фронтальной части (головы), где происходило интенсивное подмешивание воздуха, а также эрозия снегового покрова и подстилающей поверхности.

Несмотря на обугливание растительных остатков в отложениях ближней зоны, деревья и кустарники, оставшиеся стоять, не были обуглены на всей площади, поврежденной взрывом растительности. В некоторых местах, где ветви сохранившегося кустарника проходят через отложения, они обуглены только там где соприкасаются со слоями *B* и *C*. Описанный характер термического воздействия может быть объяснен тем, что во время распространения в облаке не было температурного равновесия между относительно горячими обломками и относительно холодным (за счет расширения и подмешивания воздуха) газом.

Обломки непрерывно отдавали тепло окружающему их газу, и за счет этого температура внутри обломков была выше, чем температура их поверхности. Эффективная температура облака направленного взрыва была ниже температуры, необходимой для обугливания древесины за время его воздействия. Вероятно, эффективная температура облака в ближней зоне составляла ~300°C. Отложения ближней зоны могли обугливать заключенную в них древесину только после выпадения, из-за более длительного воздействия и дополнительного постепенного прогрева за счет высокой температуры по внутренним частям крупных обломков.

Отложения дальней зоны имели температуру, недостаточную для обугливания растительных остатков. Согласно Г.П. Горшкову [5], вдоль границы поваленного леса шла узкая полоса, где лес был только высушен взрывом.

**Интерпретация.** В основу интерпретации положен вывод, основанный на полевых наблюдениях, что все слои ближней зоны и пирокластика дальней зоны были отложены в результате однократного прохождения облака направленного взрыва. Об этом свидетельствует совпадение областей распространения слоев в ближней зоне, наблюдаемые иногда постепенные контакты между слоями, постепенный переход отложений ближней зоны в отложения дальней зоны, близкие соотношения ювенильного и резургентного материала в слоях и др.

*Образование пирокластической волны.* Преимущественно ювенильный состав, присутствие бомб типа “хлебной корки” и высокая температура пирокластики в момент отложения позволяют сделать вывод о том, что направленный взрыв 30 марта 1956 г. имел магматическое происхождение. Гидротермальная система вулкана не играла заметной роли в эксплозивном процессе. “Зарядом” направленного взрыва служил купол андезитового состава, который сформировался в кратере в ходе докульминационной стадии извержения. Часть этого купола существовала в виде интрузии (“криптокупола”) в восточную часть постройки вулкана. Так как основу отложений составляет плотная разновидность ювенильного андезита, то большая часть купола и криптокупола к 30.03.1956 г. находилась в затвердевшем состоянии. Ядро указанной близкоповерхностной интрузии было еще пластично. При взрыве этот расплав дал пористую составляющую ювенильного андезита и образовал бомбы типа “хлебной корки”. Направленный взрыв был спровоцирован обрушением восточного склона вулкана, которое резко сняло давление с магматической системы вулкана. Процесс эксплозивного разрушения купола и приктокупола, вероятно, происходил

по механизму волны дробления, предложенному в работах [1, 7] для эксплозий вулканского типа.

В результате взрыва в атмосферу выброшено большое количество газа и пирокластики. Эффективная плотность образовавшегося облака оказалось тяжелее воздуха, и оно растеклось по восточному подножию вулкана. Асимметричность (направленность) распространения облака связана, во-первых, с направленностью эксплозии, во-вторых, с морфологией вулканической постройки в момент взрыва. Эти два фактора в свою очередь определялись предварявшим взрыв обрушением восточного склона вулканической постройки.

Непосредственно рядом с вулканом под действием гравитации облако взрыва расслоилось на нижний, относительно грубозернистый поток обломков, которые были слишком тяжелыми, чтобы поддерживаться во взвешенном состоянии силами турбулентности, и на верхний, относительно мелкозернистый турбулентный поток. Нижний поток распространился вдоль долин по-верх и вместе с обломочной лавиной, образование которой предваряло направленный взрыв; он образовал фацию отложений взрыва в долинах, которые начинаются непосредственно на восточных склонах вулкана. Верхний поток преодолел борта речных долин и распространился вдоль широкого сектора восточного подножья вулкана. Залегание его отложений как в понижениях, так и на возвышенностях рельефа, а также тот факт, что в нем происходила интенсивная сортировка материала по размеру и плотности, позволяют классифицировать его как пирокластическую волну. Далее рассмотрен процесс отложения только в этой волне, которая будет называться “пирокластическая волна направленного взрыва” из-за особенностей ее происхождения и специфики отложений.

*Механизм транспортировки и отложения пирокластики в волне направленного взрыва.* Стратиграфия отложений ближней и дальней зон существенно различна. Это предполагает резкую смену параметров пирокластической волны и механизма седиментации в районе 18–19 км от вулкана.

**Ближняя зона.** Пирокластическая волна направленного взрыва (подобно другим типам пирокластических волн [13]) представляла собой разновидность седиментационных гравитационных потоков, где частицы пирокластики поддерживались в газе во взвешенном состоянии силами внутренней турбулентности, образуя суспензию. Под действием силы тяжести концентрация частиц в пирокластической волне возрастала в направлении к основанию. При этом предпочтение отдавалось более крупным и плотным частицам. Соответственно, верхняя часть потока обогащалась пористыми частицами и тонкой фракцией.

Процессу выноса в верхнюю часть потока пористых частиц и тонкой фракции также способствовал газ, покидающий поток. При этом часть тонкой фракции вместе с газом выносилась вверх и конвективное облако и покидала поток, что нашло свое отражение на графике  $F1-F2$  (рис. 9). Почти полное отсутствие внутренней стратификации в слоях *A*, *B* и *C* указывает на то, что обломочный материал выпадал из суспензии быстро и откладывался без стадии перекачивания и сальтации. Устойчивые литологические различия и резкие контакты между слоями – свидетельство того, что отложение каждого слоя протекало при своих особых условиях. Из характера распределения слоев по площади следует, что слой *A* откладывался повсеместно и непрерывно (сплошной покров), а условия для отложения слоев *B* и *C* возникли эпизодически (залегание пятнами). Так как нет случаев залегания слоя *C* непосредственно на слое *A*, то условия для отложения слоя *B* и *C* возникали эпизодически (залегание пятнами). Так как нет случаев залегания слоя *C* непосредственно на слое *A*, то условия для отложения слоя *B* всегда возникали как переходные к условиям для отложения слоя *C*. Тот факт, что гранулометрия и мощности слоев *B* и *C* резко меняются от пятна к пятну (иногда на расстоянии нескольких метров), свидетельствует о том, что параметры среды, в которой происходило отложение слоев, испытывали быструю площадную изменчивость.

Характеристики слоя *A* (наиболее крупные обломки, наихудшая сортировка, максимальное содержание плотной разности ювенильного материала и хаотическая ориентировка частиц) свидетельствуют о том, что его отложение происходило очень быстро в условиях высокоэнергичной турбулентной среды. Большое количество необугленных растительных остатков, примесь почвы или пеплов докультиминационной стадии извержения позволяют предположить, что слой *A* был отложен из фронтальной части (головы) пирокластической волны. За головной частью следовала собственно пирокластическая волна. Процесс отложения здесь возникал эпизодически, протекал быстро и начинался только тогда, когда концентрация частиц в основании волны достигала такого уровня, что начинала подавлять турбулентность (гравитационная трансформация [10]). Первым на поверхность слоя *A* откладывался слой *B*. В начальный период через взвесь пирокластики в газ падали только относительно крупные и преимущественно плотные частицы. При этом длинная ось многих из них оказывалась параллельной земной поверхности. По мере подавления турбулентности начиналось выпадение все более мелких частиц, что определили часто наблюдаемую нормальную градиционную слоистость слоя *B*. Процесс отложения слоя *C* начинался при полном подавлении турбу-

лентности в основании волны и протекал очень быстро и лавинообразно. При этом захватывалось большое количество газа, который впоследствии выделялся из слоя *C*, образуя трубки дегазации. В турбулентном потоке только незначительная часть наиболее крупных обломков транспортировалась у его основания перекачиванием и сальтацией. Когда высокая концентрация частиц подавляла турбулентность, создавались условия для выталкивания крупных валунов вверх, к границе ламинарного и турбулентного слоев, что приводило к их склонению на поверхности слоя *C*. Сходное явление хорошо известно для пирокластических потоков [13].

Таким образом, в ближней зоне в пирокластической волне происходило постоянное обогащение нижней части более плотными и крупными обломками, и действовал механизм, периодически, порциями, удаляющий их из волны. При этом верхняя часть пирокластической волны, лучше сортированная и обогащенная мелкими и пористыми обломками, продолжала двигаться дальше, пока в ней снова не повторялся описанный выше процесс.

Дальняя зона. С приближением к 19-му км профиля в пирокластической волне уменьшилась концентрация частиц и их медианный диаметр, улучшилась сортировка, возросло содержание пористых обломков ювенильного андезита. Вероятно, уменьшение концентрации частиц ниже некоторого порогового значения привело к скачкообразному изменению механизма течения и процесса седиментации в дальней зоне. Пирокластическая волна захватила большое количество воздуха, сильно расширилась, остыла и потеряла (или сильно снизила) эродирующую способность. Процесс седиментации в дальней зоне был, по-видимому, сходен с широко распространенным в менее энергичных пирокластических волнах, когда выпадение частиц из сильно разбавленной суспензии происходит постепенно “зерно за зерном”. До окончательной остановки частицы некоторое время продолжают транспортироваться вдоль земной поверхности перекачиванием и сальтацией, формируя тонкую косую и волнистую слоистость.

**Выводы.** 1. Направленный взрыв вулкана Безымянный 30.03.1956 г. имел магматический характер и был спровоцирован крупномасштабным обрушением вулканической постройки. Причиной взрыва стало резкое уменьшение литостатического давления на купол и криптокупол, который внедрились в постройку вулкана на докульминационной стадии извержения.

2. В результате направленного взрыва образовалась пирокластическая волна – высокоскоростной (>60 м/с) турбулентный поток горячей (300°C) смеси газа и ювенильной пирокластике,

распространявшийся независимо от рельефа местности.

3. Отложения направленного взрыва обладает ярко выраженными особенностями, которые позволяют выделять их среди других типов пирокластических отложений.

Отложения направленного взрыва 30 марта 1956 г. в ближней зоне существенно отличаются от большинства известных отложений пирокластических волн. Особенно характерно полное отсутствие в отложениях внутренней волнистой и косой слоистости, которая считается важным диагностическим признаком пирокластических волн. Отдельные слои отложений ближней зоны имеют большее сходство с тефрой (слой *B*), с пирокластическими потоками (слой *C*) или вообще не имеют аналогов (слой *A*). Несмотря на это, многие факты свидетельствуют о том, что эти отложения были оставлены высокоэнергетичным турбулентным потоком горячей смеси газа и пирокластике, способным распространяться по пересеченной местности и в процессе отложения сортировать обломочный материал по размеру и плотности, т.е. тем природным явлением, которое в общепринятой генетической классификации пирокластических отложений определяется как пирокластическая волна [13].

Очень близкими к описанным, являются отложения пирокластической волны вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. [9, 11, 12, 15–18], извержение которого во многих деталях сходно с извержением вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. Необычность отложений в обоих случаях, по-видимому, связана со спецификой образования – из мощного направленного взрыва, спровоцированного обрушением части вулканической постройки. Образовавшаяся при это пирокластическая волна получает такой набор параметров (объем, концентрацию и гранулометрический состав частиц, их температуру и т.д.), при которых процесс отложения материалов становится качественно отличным от более широко распространенного в менее энергичных типах пирокластических волн. Относительно резкий переход отложений ближней зоны в отложения дальней зоны (которые сходны с “типичными” отложениями пирокластических волн), свидетельствует о наличии у пирокластических волн некоторого порогового значения параметров (вероятно, преимущественно концентрации и температуры), которые определяют смену механизма седиментации и, следовательно, облика образующихся отложений.

Повышенная плотность многих обломков в отложениях связана с особым состоянием материала, подвергшегося эксплозивному разрушению: частично или полностью раскристаллизованного, сильно вязкого расплава, слагавшегося внутрикратерный купол и/или криптокупол.

Особый характер образования и специфика отложений этих пирокластических волн позволяет выделить их в самостоятельный тип – пирокластические волны направленного взрыва (directed blast pyroclastic surge).

Авторы признательны Г.Е. Богоявленской, Ю.Б. Слезину, О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцеву, В.Ю. Кирьянову, М.А. Алидибирову и др. за консультацию при написании этой работы.

Исследования выполнены при поддержке Международного научного фонда и Правительства России (грант RMF300).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алидибиров М.А. Модель высвобождения энергии при вулканических взрывах вулканического типа // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 50–58.
2. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Отложения и последовательность событий извержения вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. (Камчатка): отложения обломочной лавины // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 25–40.
3. Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 3–26.
4. Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Максимов А.П. Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 168–200.
5. Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение) // Бюлл. Вулканол. станции. 1957. № 26. С. 19–72.
6. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). М.: Наука, 1965. 170 с.
7. Alidibirov M.A. Model for viscous magma fragmentation during volcanic blasts // Bull. Volcanol. 1994. V. 56. P. 459–466.
8. Belousov A.B. Pyroclastic deposits of March 30, 1956 directed blast at Bezymianny volcano // Bull. Volcanol. 1996. V. 57. P. 649–662.
9. Druit T.H. Emplacement of the May 1980 lateral blast deposit ENE of Mount St. Helens, Washington // Bull. Volcanol. 1992. V. 54. P. 554–573.
10. Fisher R.V. Flow transformations in sediment gravity flows // Geology. 1983. V. 11. P. 273–274.
11. Fisher R.V. Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief: The 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington // Geol. Soc. Amer. Bull. 1990. V. 102. P. 1038–1054.
12. Fisher R.V., Glicken H., Hoblitt R.P. May 18, Mount St. Helens deposits in South Goldwater Creek, Washington // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 10267–10283.
13. Fisher R.V., Schmincke H.U. Pyroclastic rocks Berlin; Heidelberg; N.Y.; Tokyo: Springer-Verlag, 1984. 472 p.
14. Gorshkov G.S. Directed volcanic blasts // Bull. Volcanol. 1963. № 26. P. 83–88.
15. Hoblitt R.V., Harmon R. Bimodal Density Distribution of Cryptodome Dacite from the 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington // Bull. Volcanol. 1993. V. 55. P. 421–438.
16. Hoblitt R.V., Miller C.D., Vallance J.W. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1981. V. 1250. P. 401–419.
17. Moore J.G., Sisson T.W. Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1981. V. 1250. P. 421–438.
18. Waite R.B., Jr. Devastating pyroclastic density flow and attendant air fall of May 18 – Stratigraphy and sedimentology of deposits // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1981. V. 1250. P. 439–458.
19. Walker G.P.L. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits // J. Geol. 1971. V. 79. P. 696–714.

## Deposits and Sequence of Eruptive Events at Bezymianny Volcano on 30 March 1956. Directed Blast Deposits

A. B. Belousov, M. G. Belousova

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

The results of detailed study of pyroclastic deposits produced by directed blast cloud of Bezymianny volcano on 30 March, 1956 (composition, stratigraphy, granulometry, mechanical and thermal influence) are presented. Directed blast cloud was a pyroclastic surge (turbulent flow of a gas-pyroclastic mixture) formed as a result of explosive destruction of magma body intruded into volcanic edifice during the preclimactic stage of the eruption. The velocity of the surge exceeded 60 m/s at the distance 10 km from the volcano. Effective temperature was approximately 300°C. The peculiarities of studied deposits allow them to be separated into a special type – directed blast pyroclastic surge.