

УДК 551.21

ВАЖЕЕВСКАЯ А. А., ЛИТАСОВ Н. Е., КОЖЕМЯКА Н. Н.,
ПАМПУРА В. Д., АНТИПИН В. С., ПЕРЕПЕЛОВ А. Б.

**ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА
ГАМЧЕНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ
В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)**

CHARACTERISTIC FEATURES IN THE EVOLUTION OF BULK COMPOSITION OF VOLCANIC ROCKS FROM THE GAMCHENSKAYA VOLCANO-TECTONIC STRUCTURE IN THE QUATERNARY (EAST KAMCHATKA), by Vazheevskaya A. A., Litasov N. E., Kozhemyaka N. N., Pamputra V. D., Antipin V. S., and Perepelov A. B. Quaternary cycle of volcanism was intensely manifested in the Gamchenskaya volcano-tectonic structure and during this cycle three stages were identified associated with the supply of independent primary melts of various genesis to the surface. Here large volumes of effusives of gabbro-anorthositic type which compose volcanic edifices have been found. We believe that these rocks originated from secondary melting of eclogitized basalts of the lower parts of the crust which submerged to the peridotitic mantle. Apart from differences in primary melts, the composition of volcanic rocks of the Gamchenskaya structure was essentially affected by processes of differentiation and melt mixing at various levels.

(Received December 11, 1985)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Гамченская вулканотектоническая структура представляет собой линейный аккумулятивно-тектонический свод северо-восточного простирания размерами 25×65 км, образовавшийся в течение четвертичного цикла вулканизма. Она является частью более крупной субольцевой Кроноцко-Гамченской структуры, расположенной на северном замыкании Восточного вулканического пояса Камчатки (рис. 1) и сформированной в результате проявления трех самостоятельных циклов вулканизма: нижнеплиоценового (N_2^1), верхнеплиоценового (N_2^3) и четвертичного ($Q_1 - Q_4$) [18, 6]. В заключительную стадию верхнеплиоценового цикла на восточном (хр. Железнодорожный) и западном (хр. Тумрок) обрамлении Гамченской структуры развиваются протяженные ряды вулканических построек, в то время как в центральной части заложился крупный грабенообразный прогиб шириной 30—35 км на юге и 15—20 км на севере, в пределах которого в плейстоцене сформировался гамченский ряд вулканов. Структура грабена характеризуется блоковым строением с различной амплитудой погружения блоков, максимальной в центральной части. В отдельных блоках развивались самостоятельные вулканические центры.

В четвертичное время Гамченский грабен явился ареной мощного проявления вулканизма с большим разнообразием типов вулканических построек и чрезвычайно сложным составом продуктов извержений различного генезиса. В плейстоцене и голоцене здесь насчитывается около 20 крупных вулканов разных типов размером от 6×8 до 15×24 км в диаметре. Основная масса вулканитов сосредоточена в вулканических центрах длительного развития. Четвертичный цикл вулканизма нами под-

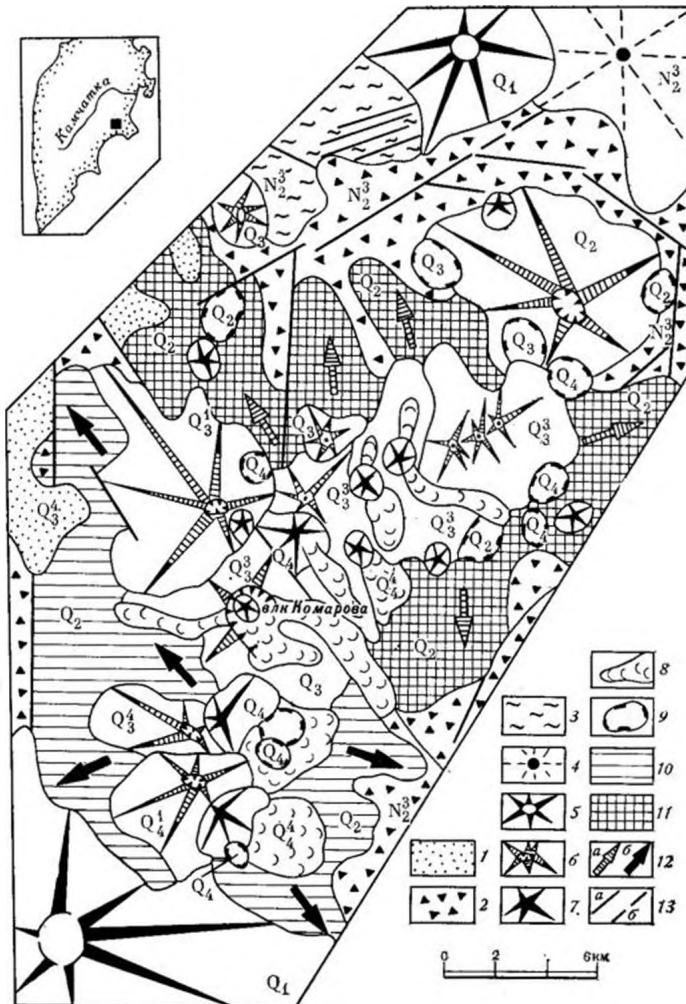


Рис. 1. Геолого-геоморфологическая карта Гамченской вулканотектонической структуры. 1 — ледниковые комплексы второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_1^4); 2 — переотложенные вулканогенно-осадочные образования плиоценового возраста (N_2^3); 3 — игнимбритовые покровы (N_2^3); 4 — верхнеплиоценовые стратовулканы (N_2^3); 5 — нижнечетвертичные щитообразные вулканы (Q_1); 6 — существенно лавовые стратовулканы (Q_2-Q_3); 7 — шлаковые конусы и лавовые вулканы голоценового возраста ($Q_1^4-Q_4^4$); 8 — современные и позднеголоценовые лавовые потоки (Q_4^4); 9 — экструзивные образования (Q_2-Q_4); 10 — лавовые платообразные останцы вулкана Мениера (Q_2); 11 — лавовые платообразные останцы вулкана Богдановича (Q_2); 12 — направление лавовых потоков вулканов: а — Богдановича, б — Мениера; 13 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые

разделяется на три этапа, связанных с активизацией вулканической деятельности: 1) нижнеплейстоценовый базальтовый этап вулканизма; 2) среднеплейстоценовый, характеризующийся проявлением лейкократовых базальтов и андезитобазальтов, ассоциирующих с андезитами и андезитодиабазами, и 3) верхнеплейстоцен — голоценовый этап. Первые два этапа характеризуются заложением крупных центров вулканизма в Гамченском хребте. Для третьего этапа новая активизация вулканизма выразилась преимущественно в усилении активности уже существующих вулканических центров и формировании на их склонах новых вулканических построек в смешении расплавов.

Нижнеплейстоценовый этап вулканизма

В течении нижнего плейстоцена образуются два крупных щитообразных вулкана: Шмидта и Шпиль, ограничивающих гамченский ряд вулканов с юга и севера (см. рис. 1).

Постройка вулкана Шмидта сложена главным образом базальтами, содержащими во вкрапленниках плагиоклаз и оливин. Размер наиболее крупных кристаллов достигает 1 мм и более. Ядра плагиоклаза состоят из битовнита № 85—87¹. В базальтах с низким содержанием SiO_2 (47,4%) плагиоклаз слабо зонален, края имеют состав битовнита № 75—82. Микролиты образуют последовательный ряд, в котором содержание аортитовой составляющей постепенно меняется от 70 до 50% в наиболее мелких (~20 мк) кристаллах. В менее основных разновидностях базальтов ($\text{SiO}_2 \sim 50\%$) присутствуют две генерации вкрапленников плагиоклаза: крупные (более 1 мм) зональные кристаллы первой генерации меняют состав от № 87 в ядрах до лабрадора № 51 в краевых зонах. Состав его мелких (~0,2 мм) вкрапленников второй генерации приближается к составу микролитов, центральные их части сложены лабрадором № 56—58, края андезином № 48—50. Состав микролитов варьирует от лабрадора № 56 до андезина № 45. Вкрапленники оливина размерами до 1 мм и более сильно зональны. Наиболее магнезиальные ядра содержат 24% фаялитовой составляющей, а наиболее железистые края состоят из гортонолита и содержат 54% фаялитовой молекулы. Пироксен присутствует только в основной массе, составы микролитов образуют последовательный ряд от магнезиального пижонита ($\text{Wo} = 7$, $\text{En} = 60$, $\text{Fs} = 33\%$) через субкальциевый авгит до авгита ($\text{Wo} = 37$, $\text{En} = 41$, $\text{Fs} = 22\%$). В основной массе кроме пироксена и плагиоклаза встречаются титаномагнетит, ильменит и некоторое количество кислого стекла.

В северной части постройки вулкана Шмидта присутствуют лейкохроматовые базальты и андезитобазальты, характеризующиеся совершенно иным парагенезисом минералов. В породе резко преобладает плагиоклаз, как во вкрапленниках, так и в основной массе. Вкрапленники плагиоклаза почти незональны. Наиболее крупные кристаллы имеют состав битовнита № 80, состав более мелких близок к составу микролитов (лабрадор № 61—64, вторая генерация плагиоклаза). Среди плагиоклазов второй генерации встречаются также и зональные кристаллы, состав которых варьирует незначительно от лабрадора № 64 до № 55. Микролиты довольно однотипны (№ 55—58). Цветной минерал представлен исключительно ортопироксеном, переходящим в краевых зонах в пижонит. Состав ядер вкрапленников однообразен и отвечает гиперстену ($\text{Wo} = 4$, $\text{En} = 63$, $\text{Fs} = 33\%$), постепенно к краям увеличивается содержание кальция и железа, краевые зоны состоят из пижонита ($\text{Wo} = 10$, $\text{En} = 49$, $\text{Fs} = 41\%$). Состав микролитов варьирует от пижонита, близкого по соотношению компонентов к краевым зонам вкрапленников, до субкальциевого ферроавгита ($\text{Wo} = 25$, $\text{En} = 34$, $\text{Fs} = 41\%$). В основной массе кроме плагиоклаза и пироксена присутствуют титаномагнетит и стекло кислого состава.

Базальты вулкана Шпиль в отличие от лав вулкана Шмидта содержат во вкрапленниках кроме плагиоклаза и оливина клинопироксен. Вкрапленники плагиоклаза имеют размеры более 1 мм, состоят из основных ядер битовнит-аортита (№ 87—90) с постепенным уменьшением к периферии содержания аортитовой составляющей (№ 56—58%), в отдельных случаях до андезина № 43. Составы микролитов соответствуют краевым зонам вкрапленников. Крупные (более 1 мм) кристаллы оли-

¹ Все использованные в работе составы минералов определены на трехканальном рентгеновском микроанализаторе «Камбакс»; аналитики Г. П. Пономарев, В. В. Ананьев, Т. М. Философова, В. М. Чубаров.

Таблица 1

Состав базальтов нижне- и верхнеплейстоценовых вулканов Гамченской структуры

Окислы	Нижнеплейстоценовые базальты						Верхнеплейстоценовые базальты					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49,93	47,84	51,90	50,74	49,88	48,91	50,35	49,52	49,29	50,72	47,84	48,56
TiO ₂	1,04	1,12	0,86	1,38	1,04	0,86	0,96	1,0	0,77	0,86	0,80	0,68
Al ₂ O ₃	18,35	16,30	19,74	17,08	18,16	15,85	18,08	17,90	17,54	17,49	16,38	19,92
Fe ₂ O ₃	4,28	2,27	2,01	2,04	4,11	3,03	7,31	5,43	3,86	5,89	1,46	3,30
FeO	6,11	7,75	7,23	8,33	6,27	6,82	2,87	4,59	6,21	4,28	8,68	6,06
MnO	0,18	0,20	0,17	0,21	0,18	0,16	0,19	0,13	0,19	0,21	0,15	0,17
MgO	5,74	9,47	4,88	4,83	5,58	9,07	5,83	6,30	7,92	6,48	11,02	6,32
CaO	10,36	11,32	9,96	8,28	10,02	10,45	10,47	9,38	10,09	9,58	9,77	11,23
Na ₂ O	2,57	1,90	2,41	3,40	2,66	2,04	2,76	2,62	2,25	2,23	2,29	2,41
K ₂ O	0,62	0,86	0,24	1,02	0,59	0,69	0,20	0,91	0,63	0,74	0,66	0,48
H ₂ O ⁻	—	0,50	0,03	0,92	—	—	—	1,22	—	0,32	0,80	0,40
H ₂ O ⁺	—	0,22	0,64	0,43	—	—	—	0,64	—	0,69	—	0,11
P ₂ O ₅	—	0,12	Сл.	0,15	—	0,17	0,15	0,25	—	0,26	0,17	0,11
п. п. п.	—	0,63	—	—	—	0,17	0,45	—	—	—	—	—
Сумма	99,18	99,87	100,07	99,41	99,49	98,28	99,71	99,90	99,75	99,75	99,94	99,75

Примечание. 1—Средний состав базальта вулкана Шмидта (35 анализов); 2—высокомагнезиальный базальт, северо-западный склон вулкана Шмидта, коллекция Н. Е. Литасова; 3—низкокалиевый высокоглиноземистый толеит, северный склон вулкана Шмидта, коллекция Н. Н. Кожемяки; 4—известково-щелочный базальт, северо-западный склон вулкана Шмидта, коллекция Н. Е. Литасова; 5—средний состав базальта вулкана Шпиль (37 анализов); 6—высокомагнезиальный базальт, северный склон вулкана Шпиль, коллекция В. С. Зубкова; 7—низкокалиевый высокоглиноземистый толеит, северный склон вулкана Шпиль, коллекция В. С. Зубкова; 8—известково-щелочный базальт, юго-восточный склон вулкана Шпиль, коллекция Н. Е. Литасова; 9—средний состав верхнеплейстоценовых базальтов: ареальная зона, кальдеры вулкана Комарова (9 анализов); 10—известково-щелочный базальт ареальной зоны на восточном склоне вулкана Шмидта, коллекция Н. Е. Литасова; 11—высокомагнезиальный базальт, дайка, южный склон кальдеры вулкана Комарова, коллекция А. А. Важесевской; 12—низкокалиевый высокоглиноземистый толеит, южный склон кальдеры вулкана Комарова, коллекция А. А. Важесевской.

вина в центральной части содержат 23—24% фаялитовой молекулы, зональны, в краевых частях железистость увеличивается до 66% фаялитовой составляющей. Порфировые выделения пироксена представлены двумя разностями: авгитом с составом ядер $Wo=43$, $En=43$, $Fs=14\%$ и пижонитом ($Wo=8$, $En=58$, $Fs=34\%$). Кристаллы зональны, составы авгитов к краевым участкам меняются в сторону увеличения железистости и уменьшения кальциевости, а пижонитов — увеличения волластонитовой составляющей, достигая в итоге некоторого промежуточного состава, общего для обоих пироксенов ($Wo=25$, $En=41$, $Fs=34\%$). В микролитах преобладает пижонит, несколько более железистый по сравнению с ядрами вкрапленников, кроме того, присутствуют все промежуточные по составу разности, характерные для краевых зон. В основной массе также отмечается титаномагнетит, кварц и кислое стекло.

Средние химические составы базальтов вулканов Шпиль и Шмидта (табл. 1) сходны между собой и представлены промежуточным типом между низкокалиевым толеитом и известково-щелочным базальтом. Несмотря на полную идентичность средних значений, вариации составов базальтов в пределах вулканических построек весьма существенны: от высокомагнезиальных разностей ($MgO=11\%$, $Al_2O_3=16\%$) до высокоглиноземистых лейкорратовых базальтов ($Al_2O_3=25\%$ при $SiO_2=51\%$). Значительны также изменения их щелочности — от низкокалиевых толеитов ($K_2O=0,24\%$) до известково-щелочных базальтов с повышенной щелочностью ($K_2O=1$, $Na_2O=3,4\%$). Наиболее глиноземистые разности вулкана Шмидта приурочены к северной части постройки.

Таблица 2

Габбро-анортозиты и их эффузивные аналоги в Гамченской структуре

Окислы	Пробы лав							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,52	51,84	53,38	55,02	54,02	53,3	53,70	53,58
TiO ₂	0,54	0,73	0,60	0,66	0,76	1,1	0,72	0,85
Al ₂ O ₃	25,69	22,72	24,01	21,72	21,42	19,2	22,65	23,49
Fe ₂ O ₃	1,51	2,19	1,59	2,16	2,20	2,8	1,26	1,73
FeO	3,70	5,09	4,45	4,27	4,67	4,9	4,17	2,91
MnO	0,10	0,15	0,11	0,12	0,15	0,1	0,07	0,06
MgO	1,99	3,62	2,19	2,44	3,14	3,1	2,22	2,61
CaO	10,90	9,63	10,13	9,13	9,08	7,7	10,20	9,83
Na ₂ O	2,81	3,14	2,94	3,15	3,09	4,0	3,81	4,24
K ₂ O	0,66	0,48	0,66	1,20	0,84	2,2	1,20	0,70
H ₂ O ⁻	0,00	0,06	0,00	0,07	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,79	0,36	0,10	0,33	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,18	0,14	—	—	—	—
Сумма	100,36	100,16	100,34	100,41	99,37	98,40	99,50	100,00

Примечание. 1—Лейкократовый базальт, северный склон вулкана Шмидта, коллекция Н. Н. Кожемяки; 2—лейкократовый базальт, западный склон вулкана Меннера, коллекция Н. Н. Кожемяки; 3—лейкократовый андезитобазальт, северный склон вулкана Шмидта, коллекция Н. Н. Кожемяки; 4—лейкократовый андезитобазальт, западный склон вулкана Меннера, коллекция Н. Н. Кожемяки; 5—лейкократовый андезитобазальт вулкана Меннера (среднее из 12 анализов); 6—магматиофировый андезитобазальт Ключевской группы вулканов, средний состав [10]; 7—габбро-анортозит, Адирондакский массив, средний состав [8]; 8—габбро-анортозиты серии Морин, средний состав [8].

Среднеплейстоценовый этап вулканизма

В среднеплейстоценовое время вулканизм был сконцентрирован в центральной части структуры, где заложился ряд крупных щитообразных вулканов, слившиеся основания которых образуют плато. Это базальт — андезитобазальтовый вулкан Меннера, андезитовый вулкан Богдановича и андезитовый — андезитодациотовый вулкан Пийла. За пределами Гамченского хребта среднеплейстоценовый этап вулканизма проявился в относительно поднятом хр. Тумрок, где сформировался ряд слабо дифференцированных вулканов базальтового — андезитобазальтового (вулкан Иульт) и андезитобазальтового — андезитового состава (вулканы Конради, Крохина).

Вулкан Пийла сохранился в виде самостоятельной постройки, это типичный стратовулкан, расположенный в относительно поднятом блоке пород. Вулканы Меннера и Богдановича существенно лавовые, их постройки в значительной степени перекрыты более молодыми образованиями. Все три вулкана приурочены к глубинному разлому северо-восточного направления, который контролирует также более поздние вулканические проявления. Вулканы Меннера и Богдановича образуют основание двух длительно развивающихся вулканических центров такого же названия, в пределах которых в дальнейшем преимущественно был сосредоточен верхнеплейстоценовый и голоценовый вулканизм.

Вулкан Меннера сложен лейкократовыми базальтами и андезитобазальтами. Лейкократовые базальты состоят из большого количества крупных (1—2 мм) вкрапленников плагиоклаза и еще более крупных (до 3 мм) относительно более редких вкрапленников пижонита. Кристаллы плагиоклаза в центральной части сложены аортитом № 91, в то время как краевые зоны — андезином № 47. Цветной минерал во вкрапленниках — пижонит, имеющий состав *Wo* — 8, *En* — 56, *Fs* — 36%, кристаллы почти незональны. Состав микролитов или аналогичен составу вкрапленников или отличается повышенным содержанием кальция и

железа. Наиболее кальциевые микролиты представлены субкальциевым авгитом ($Wo = 21$, $En = 45$, $Fs = 34\%$). Лейкократовые андезитобазальты содержат во вкраплениках плагиоклаз размерами от 300 мк до 1–2 мм, по составу это битовнит № 72–85, с прямой и обратной зональностью. Кислые краевые каймы и микролиты плагиоклаза размерами более 10 мк отсутствуют. Кроме плагиоклаза отмечаются крупные, до 3–4 мм, кристаллы ортопироксена ($Wo = 3$, $En = 66$, $Fs = 31\%$), отороченные узкой каймой пижонита ($Wo = 12$, $En = 47$, $Fs = 41\%$). Состав микролитов пироксена размерами 15–150 мк лежит в интервале приведенных значений. Химические составы лейкократовых базальтов и андезитобазальтов вулкана Меннера представлены в табл. 2. Андезитобазальты в постройке вулкана преобладают, в среднем состав пород может быть охарактеризован как андезитобазальтовый. Лейкократовые базальты и андезитобазальты вулкана Меннера, также как и аналогичные разности вулкана Шмидта, сходны по своему составу с габбро-анортозитами других районов земного шара [8] (см. табл. 2) и отличаются от них лишь меньшими содержаниями щелочей.

Вулкан Богдановича сложен целиком двупироксеновыми андезитами (SiO_2 от 58 до 63%). Во вкраплениках резко преобладает плагиоклаз, размеры его достигают нескольких миллиметров. Центральные части кристаллов состоят из битовнита № 73, края — из андезина № 49. Микролиты плагиоклаза имеют более кислый состав (№ 39–40). Вкрапленники пироксена небольших размеров, незональны, представлены авгитом ($Wo = 42$, $En = 40$, $Fs = 18\%$) и гиперстеном ($Wo = 3$, $En = 60$, $Fs = 37\%$). Основная масса сложена почти исключительно плагиоклазом с включениями рудного минерала, представленного титаномагнетитом и магнетитом. В магнетите в виде прожилков присутствует ильменит (структура распада). Нераскристаллизованное стекло не обнаружено.

Постройка вулкана Пийпа сложена породами андезит — андезитодацитового состава ($SiO_2 \sim 63\%$) с крупными (несколько миллиметров) вкраплениками плагиоклаза, среди которых выделяются две генерации: битовнит № 81–84, в красных зонах переходящий в лабрадор № 61–66, и лабрадор № 65–68. Крупные кристаллы плагиоклаза содержат включения ангита и гиперстена размерами до 100 мк, в которых в свою очередь наблюдаются включения стекла. Микролиты плагиоклаза имеют состав № 39–43. Вкрапленники пироксена представлены двумя модификациями: почти незональным авгитом, имеющим состав $Wo = 43$, $En = 41$, $Fs = 16\%$ и слабо зональным гиперстеном. Последний более распространен и обладает более крупными размерами. Наблюдается обратная зональность в изменении состава ортопироксена: ядра состоят из более железистой разности ($Wo = 3$, $En = 62$, $Fs = 35\%$), а краевые каймы сложены бронзитом ($Wo = 2$, $En = 71$, $Fs = 27\%$). Подобный тренд изменения в микролитах не прослеживается: наряду с авгитом и гиперстеном, по составу идентичными ядрам вкрапленников, в микролитах наблюдается постепенный ряд переходных составов от пижонита до субкальциевого авгита. В основной массе кроме перечисленных минералов присутствует титаномагнетит. Таким образом, в составе пород вулкана Пийпа могут быть отмечены две аномальные особенности: присутствие основного плагиоклаза, неравновесного в лаве с таким содержанием кремнезема, и увеличение магнезиальности краевых кайм ортопироксена. Породы андезитодацитового состава в постройке вулкана Пийпа преобладают, в небольшом количестве встречаются также и более кислые разности, до риолитов ($SiO_2 = 70\%$). Экструзии, расположенные на склоне вулкана, обычно имеют менее кислый состав, среди них чаще встречаются андезиты.

Обращает на себя внимание сходство состава основных породообразующих минералов среднеплейстоценовых вулканов гамченского ряда (Меннера, Богдановича, Пийпа). Для сравнения мы использовали сквоз-

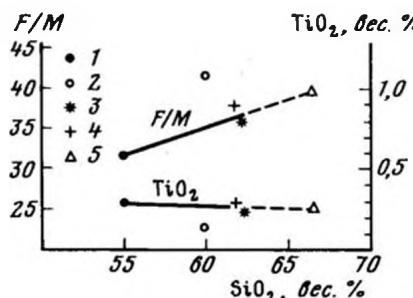


Рис. 2

Рис. 2. F/M отношение и содержание TiO_2 в ядрах вкрапленников ортопироксенов среднеплейстоценовых вулканов (среднее значение для вулкана). Вулканы: 1 — Мениера, 2 — Конради, 3 — Пийпа, 4 — Богдановича; 5 — экструзивный купол Лысый (Q_4)

Рис. 3. Составы плагиоклазов (ядра кристаллов, краевые и промежуточные зоны) среднеплейстоценовых вулканов. Условные обозначения см. рис. 2

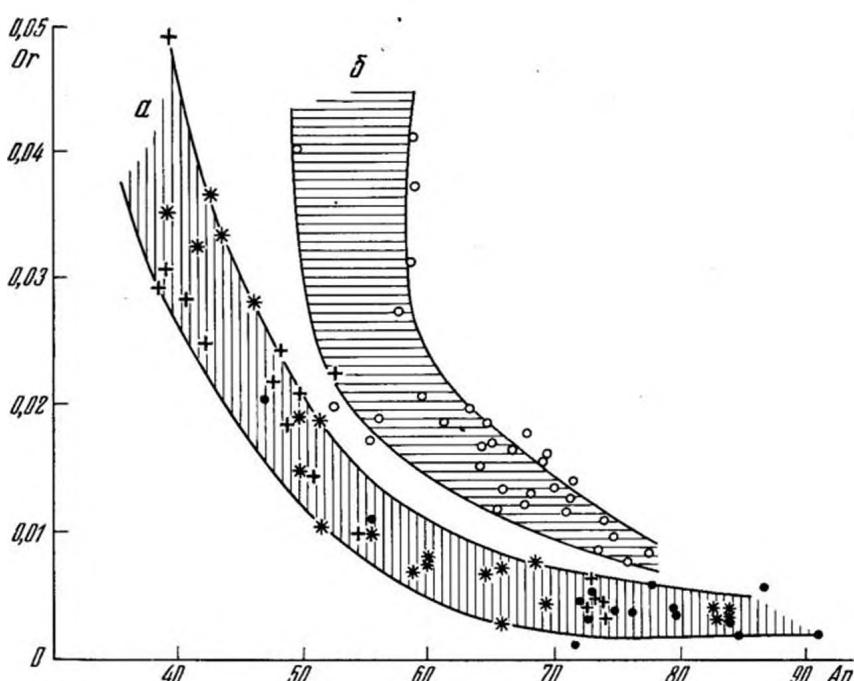


Рис. 3

ные минералы, присутствующие в породах всех трех вулканов: ортопироксен и плагиоклаз. Были подсчитаны средние значения $F/M = Fe/(Fe + Mg + Mn)$, ат. в. и содержания TiO_2 в ядрах ортопироксенов среднеплейстоценовых вулканов (рис. 2). Сюда же для сравнения мы нанесли более кислые разности экструзии голоценового возраста, относящейся к центру Богдановича. С увеличением содержания кремнезема в породе в ядрах ортопироксена закономерно увеличивается количество железа и уменьшается TiO_2 . При этом ортопироксены одновозрастных пород Тумрокского хребта (вулкан Конради) имеют состав, резко отличный от ортопироксенов гамченских вулканов. Сходную картину мы наблюдаем при сравнении составов плагиоклаза и, в частности, содержания в них ортоклазовой составляющей (рис. 3). Плагиоклазы вулканов Гамченского хребта образуют единый ряд, резко отличаясь от содержания в них ортоклазового минала от лав хр. Тумрок. Составы минералов находятся в соответствии с химизмом пород, так как в целом породы хр. Тумрок имеют более высокие содержания K_2O . Интересна идентичность состава ядер плагиоклаза (битовнит-анортит) в базальтах вулкана Мениера и андезитодиабазах вулкана Пийпа (см. рис. 3), что наводит

на мысль о его реликтовой природе в кислых лавах. Сходство состава минералов гамченских среднеплейстоценовых вулканов позволяет говорить о родстве их расплавов.

Верхнеплейстоцен-голоценовый этап вулканизма

В верхнеплейстоценовое и голоценовое время в пределах Гамченского хребта отмечается усиление тектонической активности, сопровождающееся поступлением с глубины новой порции мантийных выплавок и излиянием на поверхность базальтов. Вспышка базальтового вулканизма в этот период отмечается в том или ином объеме для всей Камчатки, формируются как ареальные зоны, так и вулканы центрального типа [2]. Для Гамченской вулканотектонической структуры проявление базальтового вулканизма, не считая долгоживущих вулканических центров, выразилось в развитии ареальной зоны на восточном склоне вулкана Шмидта (здесь насчитывается около 30 шлаковых и лавовых конусов с потоками и без них), а также небольшой кальдерной постройкой вулкана Комарова, расположенной между двумя вулканическими центрами длительного развития — Менниера и Богдановича.

Базальты этого этапа относятся в основном к известково-щелочной серии (см. табл. 1), хотя среди них встречаются как высокомагнезиальные, так и низкокалиевые разности. Во вкрапленниках плагиоклаз двух генераций: битовнит-анортитового состава (№ 88—90), краевые зоны зональных кристаллов которого состоят из лабрадора № 64—72 и лабрадора № 74 (вторая генерация) с краевыми зонами состава № 58. Среди вкрапленников цветных минералов преобладает оливин, ядра которого содержат 15—25%, а более железистые края ~40% фаялитовой молекулы. Вкрапленники пироксена представлены в основном авгитом, реже гиперстеном (рис. 4), в микролитах присутствует пижонит. По сравнению с нижнеплейстоценовыми базальтами верхнеплейстоценовые отличаются более высоким содержанием MgO , что выражается в повышенной магнезиальности пироксенов (см. рис. 4) и оливинов. В оливинах, кроме того, в среднем содержится больше хрома. Плагиоклазы характеризуются более высоким содержанием ортоклазовой составляющей (рис. 5) при данном содержании анортита.

Вспышка базальтового вулканизма в верхнеплейстоценовое время отразилась на эволюции центров Менниера и Богдановича. На щитообразной постройке вулкана Менниера формируется серия базальт — андезитобазальтовых стратовулканов: Северный Гамчен (Q_4^1), Южный Гамчен (Q_4^1), вулкан Молодой (Q_4^1) и вулкан Бараний (Q_4^1). С последним связано излияние протяженного лавового потока в восточном направлении, почти полностью перекрывшего здесь склон вулкана Менниера (см. рис. 1). Внедрение базальтового расплава в существенно андезитобазальтовый очаг вулкана Менниера привело к увеличению основности расплава. Вулкан Северный Гамчен сложен в основном базальтами. Присутствуют вкрапленники двух незональных плагиоклазов: анортита № 91 и битовнита № 80, что является признаком смешения расплавов. Микролиты имеют состав лабрадора № 56—58. Ядра вкрапленников пироксена представлены ромбической модификацией, по составу это гиперстен ($Wo = 3, En = 67, Fs = 30\%$), отдельные кристаллы в краевых зонах переходят в бронзит ($Wo = 3, En = 70, Fs = 27\%$), иногда оторачиваются каймой из авгита ($Wo = 35, En = 40, Fs = 25\%$). Микролиты чаще всего имеют состав пижонита, иногда субкальциевого авгита и авгита. В небольших количествах в базальтах встречается оливин — хризолит, содержащий 30—38% фаялитовой составляющей.

В дальнейшем состав эфузивов центра Менниера постепенно дифференцировался до андезитобазальтов (вулканы Бараний, Молодой), в заключительную стадию на восточных склонах вулканического массива

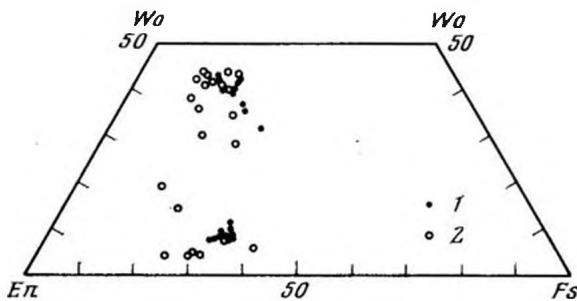


Рис. 4. Составы пироксенов (ядра вкрапленников) в базальтах Гамченской структуры. 1 — нижнеплейстоценовые вулканы, 2 — верхнеплейстоценовые базальты (ареальная зона, вулкан Комарова)

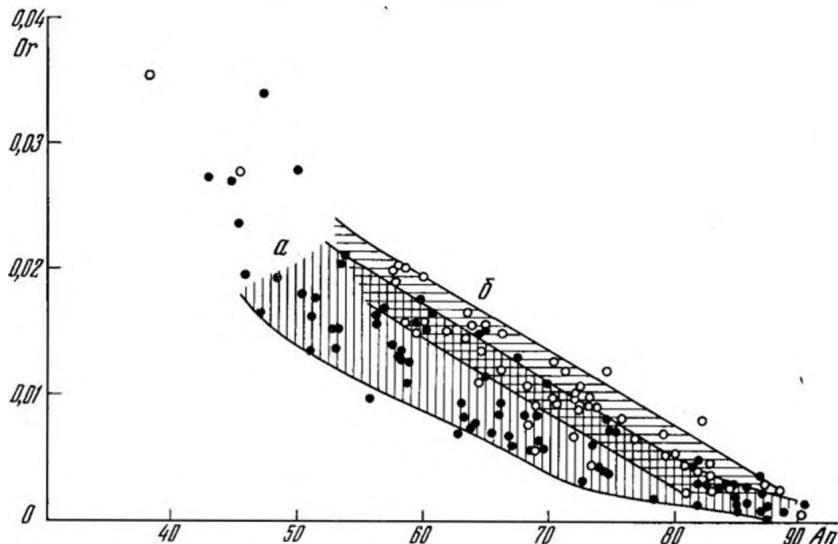


Рис. 5. Составы плагиоклазов нижне- и верхнеплейстоценовых базальтов
Условные обозначения см. в подписях к рис. 4

образовались три экструзивных купола андезитобазальтового и андезитового состава. При этом сохраняются специфические особенности пород центра — во вкрапленниках отсутствует авгит (лишь в самых молодых экструзиях появляются его единичные кристаллы), красные зоны и мицролиты сложены пижонитом.

Активизировалась вулканическая деятельность также в пределах вулканического центра Богдановича, на склонах его щитообразной андезитовой постройки в верхнем плейстоцене возникает серия стратовулканов андезитобазальтового состава: Сторож (Q_3^1), Сосед (Q_3^3), Богачевский (Q_3^3), лавовый купол Гора Острыя (Q_3^3), а также ряд экструзий андезитового состава на границе с вулканом Пийпа. В голоцене между верхнеплейстоценовыми вулканами, в одном ряду с ними, образуются стратовулканы андезитового состава: Высокий (Q_4^1), Гаврилова (Q_4^1), Капачинского (Q_4^1), а по периметру центра возникает серия экструзий, дифференцированных от андезитов до риолитов.

Андезитобазальты верхнеплейстоценовых вулканов центра Богдановича характеризуются довольно разнообразным минеральным составом как по набору минералов, так и по вариациям в пределах минеральной группы. В ядрах вкрапленников совместно присутствуют плагиоклазы двух генераций: аортит № 92 и лабрадор № 52. Содержание ортоклазовой составляющей в плагиоклазе колеблется в широком интервале.

Вкрапленники оливина содержат от 15 до 30% фаялитовой составляющей. Среди пироксенов отмечается авгит, диопсид, гиперстен и бронзит. Почти все перечисленные составы пироксенов могут быть встречены в одном зональном кристалле: ядро состоит из диопсида ($Wo - 46$, $En - 46$, $Fs - 8\%$), промежуточные зоны сложены авгитом ($Wo - 44$, $En - 41$, $Fs - 15\%$), а края — гиперстеном ($Wo - 3$, $En - 66$, $Fs - 31\%$). Вкрапленники ортопироксенов имеют состав бронзита ($Wo - 3$, $En - 71$, $Fs - 26\%$) или гиперстена ($Wo - 3$, $En - 66$, $Fs - 31\%$), к периферии кристалла железистая составляющая может увеличиваться или уменьшаться. В основной массе развиты пижонит, гиперстен и авгит. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, магнетитом и ильменитом, содержит кварц. Формирование на андезитовом основании более основных андезитобазальтовых вулканов, для которых характерны неоднородность состава минералов и их незакономерные изменения в ходе кристаллизации (различные тренды эволюции краевых зон и микролитов), в сочетании со вспышкой базальтового вулканизма на территории в этот период позволяет говорить о смешении расплавов в периферическом очаге под вулканами.

Голоценовые вулканы центра Богдановича и их потоки сложены двупироксеновыми андезитами. Во вкрапленниках плагиоклаз, состоящий в ядрах из битовнита № 80, постепенно сменяется к краевым зонам лабрадором № 54. Состав микролитов соответствует краевым зонам вкрапленников. Пироксены представлены авгитом ($Wo - 41$, $En - 41$, $Fs - 18\%$) и гиперстеном ($Wo - 3$, $En - 65$, $Fs - 32\%$). Кристаллы почти не зональны, в микролитах отмечается слабая тенденция к уменьшению железистой составляющей. В экструзивных куполах можно наблюдать постепенную смену состава от андезитов в нижней части разреза через андезитодактизы к обсидианам риолитового состава (купола Обсидиановый, Лысый и др.).

Эволюция вещества и причины разнообразия пород

Как показало проведенное исследование, состав вулканитов Гамченской структуры разнообразен и различается на отдельных этапах плейстоценового цикла. В целом вещественная эволюция структуры представляется нам следующим образом: на начальном этапе плейстоценового цикла в пределах формирующегося Гамченского грабена отмечается вспышка базальтового вулканизма, которая не захватывает центральную часть грабена. Состав изверженных базальтов неоднороден и обнаруживает значительные колебания по ряду петрогенных элементов (MgO , Al_2O_3 , щелочи). В среднеплейстоценовое время в центральной части грабена заложились три вулканических центра, сложенных своеобразными породами. Это лейкократовые базальты и андезитобазальты (эффузивные аналоги габбро-анортозитов) и ассоциирующие с ними андезиты и андезитодактизы. По минеральному и химическому составу все породные группы обнаруживают несомненное сходство и существенно отличаются от одновозрастных вулканитов тумрокского ряда. Верхнеплейстоцен — голоценовый этап характеризуется новой вспышкой базальтового вулканизма, наложившейся на среднеплейстоценовые вулканические центры (Меннера, Богдановича).

Все вышеизложенное свидетельствует о сложности процессов формирования эффузивов Гамченской структуры в четвертичное время, состав которых обусловлен многими факторами. Это различный генезис исходных расплавов, процессы смешения их на разных уровнях, а также дифференциация вещества в пределах отдельных вулканических центров. Отличие состава эффузивов среднеплейстоценового этапа от нижне- и верхнеплейстоценовых обусловлено их неодинаковым генезисом. Некоторые изменения в составе базальтов третьего этапа по сравнению с пер-

вым (увеличение их магнезиальности, уменьшение общей щелочности и содержания TiO_2 (см. табл. 1), на наш взгляд, характеризуют, по-видимому, состав последовательных мантийных выплавок из одного очага и связаны с прогрессивным истощением мантии в ходе эволюции вулканизма легкоплавким компонентом [1]. Что же касается вулканитов среднеплейстоценового этапа (лейкократовых базальтов и андезитобазальтов, андезитов и андезитодактилов), генезис их проблематичен.

Эффузивы с высоким содержанием Al_2O_3 отмечались для Камчатки ранее [10]; в пределах ключевой группы вулканов в качестве эффузивных аналогов анортозитов были описаны мегаплагиофиевые лавы. Однако встреченные нами в Гамченском ряду вулканов [5] гиперстено- или гиперстен-пижонитовые базальты и андезитобазальты с содержанием Al_2O_3 до 25% описываются впервые. За пределами Гамченского хребта подобные породы на Камчатке не отмечались. Если проводить аналогию с габбро-анортозитами других районов земного шара (см. табл. 2), то необходимо признать, что породы именно такого состава являются эффузивными аналогами габбро-анортозитов. Кроме сходства химического состава тех и других, отмечается их идентичность по минеральному составу. Как и габбро-анортозиты, лейкократовые базальт-андезитобазальты Гамченского хребта сложены плагиоклазом и в небольшом количестве ортопироксеном, переходящим в пижонит. Наблюдается аналогия и в парагенезисе: габбро-анортозиты и анортозиты встречаются в ассоциации с породами кислого состава [8], и на примере среднеплейстоценовых вулканов Гамченского ряда мы также видим параллельное развитие лейкократовых базальт-андезитобазальтов вулкана Меннера и андезитов-андезитодактилов вулканов Богданова

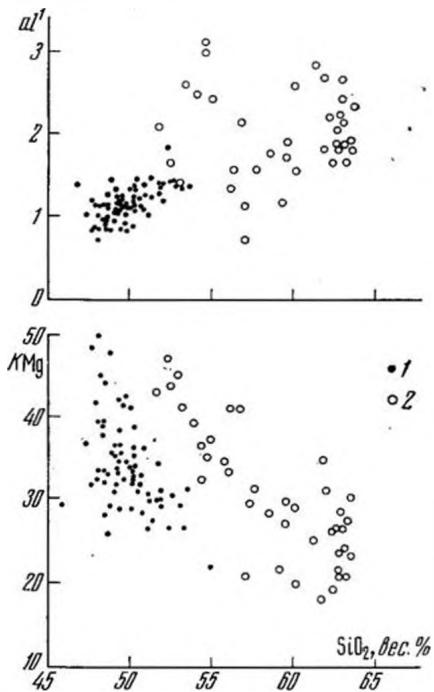


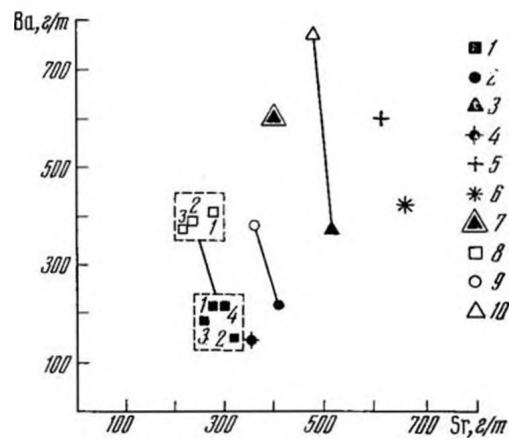
Рис. 6. Вариации коэффициента глиноzemистости $al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ и коэффициента магнезиальности $kMg = MgO \cdot 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3)$ в зависимости от SiO_2 в нижне- и среднеплейстоценовых эффузивах Гамченской структуры. Вулканы: 1 — нижнеплейстоценовые; 2 — среднеплейстоценовые

вича и Пийпа. Выше уже указывалось на сходство состава минералов среднеплейстоценовых вулканов Гамченского ряда, как ортопироксенов (см. рис. 2), так и плагиоклазов (см. рис. 3), и резкое их отличие от одновозрастных эффузивов Тумрокского хребта. Такое сходство состава минералов свидетельствует о генетической общности пород среднеплейстоценовых вулканов. Иными словами, генезис лейкократовых базальтов (эффективных аналогов габбро-анортозитов) тесно связан с образованием андезитов и андезитодактилов, ассоциирующих с ними.

Петрохимическое сравнение их с эффузивами нижнеплейстоценового этапа (рис. 6) показывает, что породы лейкократового ряда не могут быть получены из базальтов первого этапа путем дифференциации, так как при одинаковом содержании кремнезема они обнаруживают существенные различия по ряду петрохимических характеристик (коэффициент глиноzemистости al' и коэффициент магнезиальности kMg). Об этом же свидетельствует и эволюция этих характеристик в зависимости от возра-

стания кремнезема. Так например, если допустить первичную кристаллизацию с последующим удалением некоторого количества кристаллов плахиоклаза, то остаточный расплав при этом должен был бы обедняться Al_2O_3 . Между тем мы наблюдаем возрастание глиноzemистости (al' , рис. 6) в более кислых разностях. При кристаллизации и удалении из расплава оливина и пироксена расплав должен был бы обогатиться железом, в то время как в нашем примере среднеплейстоценовые эфузивы по сравнению с нижнеплейстоценовыми имеют более высокие отношения магния к железу (см. рис. 6). Характер изменения kMg исключает также и аккумуляцию некоторого количества кристаллов плахиоклаза, которые могли быть привнесены из других участков очага, закристаллизовавшихся ранее, так как в этом случае kMg не должен был бы измениться.

Рис. 7. Средние содержания Ва и Sr в четвертичных лавах Гамченских вулканов (ограничены штриховой линией) и других серий пород Камчатки [15]. Гамченская структура: 1 — базальты, 2 — андезиты (1 — нижнеплейстоценовые, 2 — среднеплейстоценовые, 3 — верхнеплейстоценовые, 4 — голоценовые); визокалиевая серия Восточной и Южной Камчатки: 2 — базальты, 9 — андезиты; известково-щелочная серия Восточной и Южной Камчатки: 3 — базальты, 10 — андезиты; 4 — низкокалиевые базальты Курильской дуги; субщелочные базальты; 5 — среднее по Камчатке, 6 — Южная Камчатка; 7 — известково-щелочные базальты (среднее по Камчатке)



Очевидно также, что при объяснении генезиса среднеплейстоценовых вулканитов нужно исключить процессы ассилияции кислой коры, так как полученные значения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для вулканитов гамченского ряда в проанализированных восьми образцах² находятся в пределах 0,7032—0,7040. Об этом же свидетельствует содержание Ва и Sr в эфузивах плейстоценового цикла (рис. 7). На рисунке видно, что породы гамченских центров обеднены крупноионными лиофильными элементами, в особенности стронцием. Очевидно, что источник плавления должен быть еще более обеднен этими элементами. Обращает на себя внимание также и то, что магмы, сформировавшие вулканиты среднеплейстоценового этапа, были относительно «сухими». Об этом свидетельствуют отсутствие амфибола в кислых и средних разностях и низкие содержания H_2O^+ , составляющие в среднем для вулкана Меннира 0,34%, для вулкана Богдановича — 0,39%.

Все вышеизложенное позволяет заключить, что лейкократовые базальты и андезиты среднеплейстоценового этапа в качестве источника питания имели самостоятельные исходные расплавы глубинного происхождения. В процессе образования расплавов среднеплейстоценовых вулканических центров большую роль играли, по-видимому, мантийные флюиды с аномально высокими содержаниями бора [14] и лития; это привело к резкому обогащению пород этими элементами. Так, в лейкократовых базальтах вулкана Меннира содержание лития колеблется от 40 до 100 г/т, бора от 30 до 70 г/т. Максимальные содержания бора связаны со средними и кислыми породами центра Богдановича: в кислых разностях они достигают 295 г/т, что представляет собой геохимическую аномалию бора для вулканических центров Курило-Камчатского региона [14].

² Породы проанализированы в Институте геохимии СО АН СССР, аналитики Г. П. Сандимирова, Ю. А. Пахольченко, 1985 г.

Кроме различия состава исходных расплавов другим фактором, в значительной мере определившим облик эфузивов, явилось смешение расплавов разного состава на различных уровнях, обусловившее возникновение пород промежуточного типа, широко развитых в пределах Гамченской структуры. Появление некоторого количества лейкократовых базальтов отмечается на заключительной стадии формирования вулкана Шмидта (северный борт постройки и экструзии на его северном склоне). Таким образом, в формировании нижнеплейстоценовых вулканических построек принимали участие два расплава различного генезиса, смешение которых привело к образованию промежуточных разностей. Этим, по-видимому, и объясняется большая неоднородность состава вулканических построек вулканов Шмидта и Шпиль, среди которых отмечаются базальты разных типов. Пример этих вулканов не является единственным для Камчатки. Существенные вариации составов базальта отмечались ранее, как для ряда вулканов центрального типа [4, 12], так и для близлежащих конусов ареальной зоны [3, 16, 17] и даже для одного извержения [7]. Подробное изучение Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. дало возможность сделать вывод о самостоятельности расплавов, исходных для базальтов Северного и Южного прорывов, и об образовании пород промежуточного состава вследствие смешения этих исходных расплавов [7].

Процессы смешения расплавов, но уже, по-видимому, на уровне коры в периферических очагах широко проявились в верхнеплейстоценовое время в пределах вулканических центров Меннера и Богдановича. В это время отмечается новая вспышка базальтового вулканизма на Камчатке, которая проявилась в Гамченском хребте в виде ареальной зоны и сформировала кальдерную постройку вулкана Комарова между центрами Меннера и Богдановича. Внедрившиеся в периферические очаги дополнительные порции базальтов привели к активизации вулканизма в центрах Меннера и Богдановича, в результате чего образовалась серия стратовулканов с более основным составом продуктов. На смешение расплавов указывает и ряд описанных выше петрографических особенностей верхнеплейстоценовых вулканитов: появление двух незональных плагиоклазов различного состава, разнонаправленное изменение состава краевых зон цветных минералов и т. д.

Смешение расплавов наложило на процессы дифференциации, усложнив картину изменения состава вулканических центров, в эволюции которых отмечается общая тенденция к возрастанию кислотности пород, выразившаяся в проявлении в заключительную стадию вулканизма андезитов в базальт-андезитобазальтовом центре Меннера и риолитов в андезитовом центре Богдановича. В некоторых экструзивных образованиях (Ледниковом, Обсидиановом, Лысом), непосредственно в разрезе наблюдается постепенная смена состава от андезитов в нижних частях до риолитов — в верхних. Такое направленное изменение состава связано с дифференциацией расплава как в периферическом коровом очаге, так и в подводящем канале, которая в крайнем выражении привела к образованию ультракислых разностей.

Вопросы генезиса расплавов габбро-анортозитового состава (лейкократовых базальтов)

Породы габбро-анортозитового состава мало распространены на Земле и преимущественно связаны с самыми ранними этапами ее развития [13], в том числе и с тем периодом, когда кислая кора континентального типа отсутствовала или только начинала формироваться. Исходя из этого, а также основываясь на наших данных о низком изотопном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, при рассмотрении вопроса о генезисе расплавов габбро-

аортозитового типа мы исключили гипотезу палингенного плавления кислой коры.

В настоящее время экспериментально установлена возможность образования аортозитовых магм на различных глубинах. Так, выплавки, близкие по составу к аортозитам, были получены из мантийного перидотита в водоносных условиях при добавлении 15 кбар и температуре 1050—1100° [11]. Эти результаты находятся в противоречии с имеющимися у нас данными о «сухом» характере высокоплагиоклазовых магм.

Т. Х. Грином предложена модель, тесно связывающая образование аортозитов с происхождением пород известково-щелочной серии [9]. В соответствии с этой моделью при повторном плавлении базальтов, трансформированных в блоки кварцевых эклогитов и погруженных на глубины ~100 км, в сухих условиях состав наиболее низкоплавкой фракции должен соответствовать андезиту. При фракционной кристаллизации андезитовых магм по мере их подъема к поверхности в условиях давлений, отвечающих глубоким частям коры, могут образовываться расплавы кислого состава. В этом случае кристаллический остаток будет соответствовать габбро-аортозиту. Т. Х. Грин не исключает также возможности образования аортозитов вследствие частичного плавления в нижней коре, состав которой близок к андезиту [8, 9].

Вышеизложенная модель удовлетворительно объясняет ассоциацию лейкократовых базальтов вулкана Меннера с андезитами и андезито-дацитами вулканов Богдановича и Пийпа. Однако, как нами отмечалось выше, в кислых и средних лавах этих вулканов содержится плагиоклаз битовнит-аортитового состава, рассматриваемый нами как реликтовый. Такого же состава плагиоклаз присутствует и в эфузивах центра Меннера (см. рис. 3). Основной характер (битовнит-аортит) не позволяет рассматривать его ни в качестве первой кристаллизующейся фазы андезитового расплава, ни в качестве рестита после плавления андезитов. Кроме того, в соответствии с предлагаемыми схемами аортозиты никогда не существовали в виде жидких магм и, следовательно, не должны иметь эфузивные эквиваленты [8]. Последнее утверждение не соответствует имеющимся у нас данным, так как эфузивный характер лейкократовых расплавов не оставляет сомнений.

В работе Н. Ф. Шинкарева и В. В. Иванникова [19] приводятся данные С. Кларка, Дж. Шерера и Д. Нейфилла [1962] по изучению фазовых взаимоотношений в системе диопсид—Са-молекула Чермака — кремнезем при давлении 20 кбар, получившие в дальнейшем подтверждение в работе Р. А. Уиба [20]. Согласно этим данным, аортозитоподобные магмы могут быть получены при частичном плавлении безоливиновых толеитов при давлении 15—22 кбар. Следует отметить, что в указанном интервале давлений составам базальтов отвечает минеральная ассоциация эклогитов. Таким образом, как в модели, предложенной Т. Х. Грином, так и согласно точке зрения Р. А. Уиба, аортозитоподобные магмы могут образовываться из эклогита, погруженного на уровня больших давлений. Синтезируя обе гипотезы, мы пришли к следующей модели возникновения пород лейкократового ряда: при погружении эклогитовых блоков в перидотитовую верхнюю мантию из эклогитизированных базальтов выплавляются магмы; как андезитовые, так и имеющие состав лейкократовых базальтов и андезитобазальтов. На составы выплавок кроме давления оказывает влияние также степень плавления [9].

Наличие погружающегося эклогитового блока для Гамченской структуры и его ориентировочные размеры устанавливаются при рассмотрении размещения нижнеплейстоценовых базальтовых вулканов (см. рис. 1). Два нижнеплейстоценовых вулкана (Шпиль и Шмидта) приурочены к системе разломов северо-восточного направления и расположены

в грабене такого же простирания. Расстояние между вулканами 50 км, в промежутке между ними в нижнем плейстоцене вулканизм не проявился, несмотря на то, что этот участок грабена является наиболее погруженным и раздроблен на ряд более мелких блоков. Можно предположить, что на пути базальтового расплава существовала преграда, препятствующая поступлению его на поверхность. Такой преградой в свете вышеизложенного, по-видимому, явился плавящийся блок эклогитов. Длина блока, таким образом, должна составлять примерно 50 км (расстояние между вулканами Шпиль и Шмидта). Ширина его, по-видимому, отвечает ширине грабена (около 20 км). Вероятно, что формирование самого грабена связано с отрывом нижней эклогитизированной базальтовой коры и ее погружением вследствие большего удельного веса в перidotитовуюmantию.

Начало плавления эклогитов относится к нижнему плейстоцену, чем и объясняется присутствие лейкократовых базальтов в северной части постройки вулкана Шмидта на границе с вулканом Меннера. В верхнеплейстоценовое время погружающийся блок эклогитов, по-видимому, перестал существовать как блок, о чем свидетельствуют новые внедрения мантийных базальтов на месте его предположительного нахождения (вулкан Комарова). Выплавки лейкократового состава излились на поверхность в среднем плейстоцене, сформировав вулканические постройки и периферические очаги в коре.

Выводы

1. В Гамченской вулканотектонической структуре широко проявился четвертичный цикл вулканизма, в течение которого выделяются три этапа, каждый из которых связан с поступлением на поверхность самостоятельных исходных расплавов различного генезиса.

2. В пределах Гамченской структуры впервые для Камчатки выявлены в больших объемах гиперстеновые и гиперстен-пижонитовые лейкократовые базальты и андезитобазальты, содержащие до 25% Al_2O_3 , и являющиеся эфузивными аналогами габбро-анортозитов. Предполагается, что эти породы образованы путем вторичного плавления блока эклогитизированных базальтов нижних частей коры, погружающегося в перidotитовуюmantию.

3. На состав вулканитов Гамченской структуры кроме различия исходных расплавов существенно повлияли процессы дифференциации и смешения расплавов на разных уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И. М., Клушин И. Т. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. Важеевская А. А. К вопросу об ареальном вулканизме Камчатки//Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 66—68.
3. Важеевская А. А. Два типа базальтов на Камчатке//Бюл. вулканол. станции. 1976. № 52. С. 127—134.
4. Важеевская А. А. К вопросу о петрохимической зональности четвертичных эфузивов Камчатки//Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 16—24.
5. Важеевская А. А., Литасов Н. Е., Кожемяка Н. Н. Габбро-анортозиты вулканических центров Гамченской структуры//Вулканические центры, их строение, петрология и полезные ископаемые. Вып. 2. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 151—153.
6. Важеевская А. А., Пампура В. Д., Кожемяка Н. Н. и др. Петро-геохимическая эволюция четвертичного вулканизма Гамченской структуры (Восточная Камчатка)// Вулканические центры, их строение, петрология и полезные ископаемые: Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 153—155.
7. Волынец О. Н., Флерова Г. Б., Андреев В. Н. и др. Петро-геохимические особенности пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса//Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 86—106.

8. Грин Т. Х. Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов//Происхождение главных серий изверженных пород на данных экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 250—284.
9. Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда//Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118—132.
10. Ермаков В. А. Мегаплагиофирировые лавы Камчатки — вероятный аналог анортозитовых пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 56—72.
11. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 122 с.
12. Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав//Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 325—333.
13. Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков//Геотектоника. 1975. № 6. С. 3—14.
14. Пампуря В. Д., Антипин В. С., Перепелов А. Б. и др. Геохимическая аномалия бора в четвертичных эфузивах Гамчейской вулканической структуры (Восточная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 4. С. 962—966.
15. Пополитов Э. И., Волынец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.
16. Сирин А. Н., Тимербаева К. М. О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на Камчатке//Вулканализм, гидротермы и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 147—150.
17. Успенский В. С., Шапиро М. Н. Позднечетвертичный ареальный вулканализм хребта Кумроч (Восточная Камчатка)//Вулканология и сейсмология. 1984, № 3. С. 57—67.
18. Шанцер А. Е., Краевая Т. С. Формационные ряды наземного вулканического пояса (на примере позднего кайнозоя Камчатки). М.: Наука, 1980. 162 с.
19. Шинкарев Н. Ф., Иванников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 271 с.
20. Wiebe R. A. Anorthositic magmas and the origin of proterozoic massifs//Nature. 1980. V. 286. № 5773. P. 564—567.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
11.XII.1985