

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ
БАЗАЛЬТОИДОВ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ*Л.Л. Петухова, В.С. Приходько, В.М. Чубаров***Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*** Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Представлены результаты сравнительного изучения минералогии позднекайнозойских щелочных базальтоидов из вулканических построек, образующих протяженные пояса в пределах Западного и Восточного Сихотэ-Алиня. Установлено, что существуют различия в наборе минеральных парагенезисов вкрапленников и основной массы между вулканитами этих поясов, а также различия в химических составах слагающих их минералов. Рассмотрены условия кристаллизации щелочных базальтоидов. Показано, что в Восточном поясе кристаллизация щелочнобазальтоидных расплавов началась вблизи границы коры и верхней мантии, а в Западном поясе кристаллизация расплавов происходила на сравнительно небольших глубинах. Высказано предположение, что геодинамический режим недр был основным фактором, контролирующим ход кристаллизации магматических жидкостей в пределах позднекайнозойских базальтоидных поясов.

Ключевые слова: щелочные базальтоиды, базальтоидные пояса, минеральные парагенезисы, состав минералов, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Протяженные линейные ареалы распространения позднекайнозойских базальтоидов вдоль Западного и Восточного Сихотэ-Алиня (здесь и далее называемые Восточным и Западным поясами), являясь крупными геологическими структурами Дальнего Востока России, контролируются разломами глубокого заложения, приуроченными к границам крупных литоферных блоков. Эти вулканические зоны сформированы, главным образом, толеитовыми и щелочными базальтоидами, находящимися в различных соотношениях в каждом из них. В Восточном поясе (ВП) преимущественным распространением пользуются толеитовые базальты, образующие обширные поля (Бикинское, Нельминское и Совгаванское), тогда как Западный пояс (ЗП) объединяет разрозненные базальтоидные покровы, имеющие гораздо меньшие площади и объемы излившихся лав [5]. Такая ситуация могла быть следствием многих причин, в том числе и геодинамических обстановок формирования рассматриваемых базальтоидных поясов, обусловивших разные механизмы подъема расплавов к дневной поверхности. Предметом исследований данной статьи является рассмотрение условий кристаллизации щелочных базальтоидов на основе сравнительного ана-

лиза их минеральных парагенезисов и особенностей химических составов слагающих их минералов.

В составе позднекайнозойского Восточного базальтоидного пояса были изучены достаточно удаленные друг от друга постройки базанитов и трахибазальтов, развитые на площади Совгаванского поля (вулканы Санку и Курган). Объектами для исследования в пределах Западного пояса послужили Болоньский, Иннокентьевский и Дурминский вулканы, сложенные тефритовыми лейцититами и трахибазальтами. Необходимо отметить, что данные породы петрохимически близки между собой, различаясь, главным образом, устойчиво повышенным содержанием оксида магния в вулканитах ЗП, а также набором и составом слагающих их минералов. Подробные геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристики базальтоидов из вышеперечисленных вулканических построек даны в ряде публикаций [2–4, 6, 7]. В таблице 1 приведены минеральные парагенезисы исследуемых эффузивов. В вулканах ВП (Курган и Санку) присутствуют ассоциации мегакристаллов (клинопироксены, алюмосиликаты и другие минералы [2]), вкрапленников (оливины, клинопироксены, алюмосиликаты) и основной массы (тот же набор минералов, что и во вкрапленниках). Минеральные парагенезисы базальтоидов вулкани-

Таблица 1. Минеральные парагенезисы щелочных базальтоидов Западного (ЗП) и Восточного (ВП) поясов.

Минералы		Пироксены			Оливин		Полевые шпаты			Лейцит		Нефелин	
		МК	ВК	ОМ	ВК	ОМ	МК	ВК	ОМ	ВК	ОМ	ВК	ОМ
ЗП	Болоньский вулкан			+	+	+			+	+	+		+
	Иннокентьевский вулкан		+	+	+	+			+				
	Дурминский вулкан		+	+	+	+			+				+
ВП	вул. Санку	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+
	вул. Курган	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		

Примечание. МК – мегакристаллы, ВК – крапленники, ОМ – основная масса.

ческих построек ЗП состоят из спорадически встречающихся мегакристаллов клинопироксенов и полевого шпата, вкрапленников (оливины, клинопироксены, в породах Болоньского вулкана – лейцит) и микролитов основной массы (оливины, клинопироксены, алюмосиликаты и др.) (табл. 1).

МЕТОДИКА

При написании статьи использовались химические анализы минералов вулканитов, выполненные на микроанализаторе "Camebax" N 244 (Институт вулканологии ДВО РАН, аналитик Чубаров В.М.). Рабочее напряжение составляло 20 кВ и ток 40 нА с использованием Ка-линии для всех элементов. Для сравнения использованы эталоны природных и синтезированных образцов известного состава: на Са – голубой диопсид (ИГиГ СО РАН); Si, Al, K, Na – санидин (ИГиГ СО РАН); Mn – родонит (ДВГИ ДВО РАН); Cr – хромит Щ-849-б (ДВГИ ДВО РАН); Fe, Mg – оливин Щ-845-е (ДВГИ ДВО РАН); Ni – NiFeO₄-синтетический. В образцах вулканитов вырезались небольшие участки ("кернашки"), которые в приполированном виде использовались для изучения.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ

Составы минералов рассматриваемых базальтоидов, обнаруживая определенные региональные различия, типичны для вулканитов континентальной щелочно-базальтоидной формации.

Оливины из эффузивов различаются по составу, как между поясами, так и внутри них. В таблице 2 приведены химические составы оливинов из изученных базальтоидов, дающие представление об общей выборке. В целом, более магнезиальными являются вкрапленники оливинов из вулканитов ЗП. Крупные зерна оливина (до 4 мм), как правило, отчетливо зональны. Для них характерна прямая зональность, когда относительно магнезиальное ядро окружено тонкой железистой оторочкой, достигающей 20–50 мк, часто по составу соответствующей оливинам микролитов основной массы. Ядерные зоны оливинов из вулка-

нитов ЗП отвечают Fo₈₈₋₇₆ (наиболее магнезиальные в базальтоидах Болоньского вулкана, наименее – Дурминского), а ВП – Fo₈₀₋₇₀. Количество FeO в оливинах микролитов в базальтоидах ЗП существенно выше, чем во вкрапленниках, и находится в пределах 30–36%, тогда как для ВП практически отсутствует разница в составах оливинов вкрапленников и основной массы (рис. 1а,б). Содержание оксида железа в общей выборке оливинов из базальтоидов ЗП имеет отчетливо бимодальное распределение (рис. 1б), а в породах ВП – одномодальное (рис. 1а). Сравнение двух диаграмм показывает, что интервал значений содер-

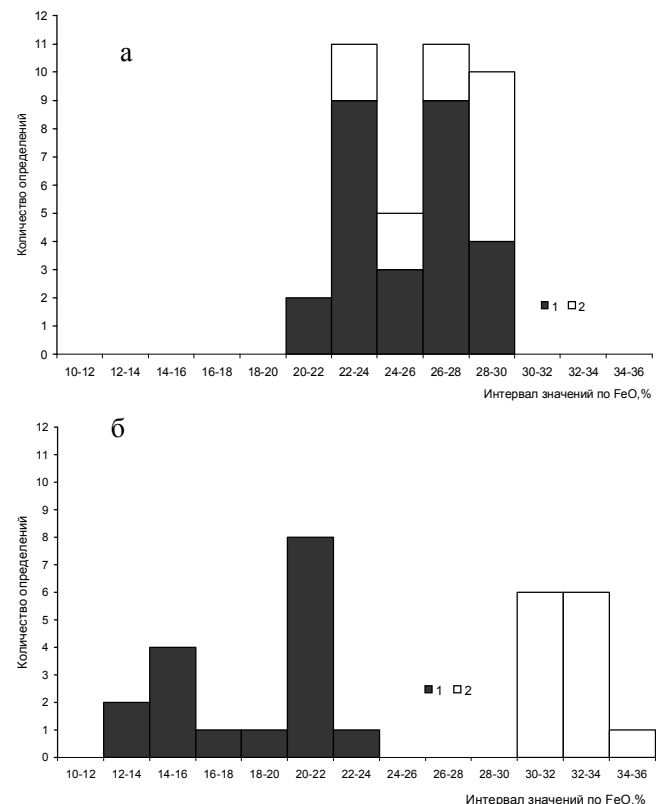


Рис. 1. Гистограммы распределения FeO в оливинах ВП (а) и ЗП (б).

1 – вкрапленники, 2 – основная масса.

Таблица 2. Химические составы оливинов щелочных базальтоидов Западного и Восточного поясов, мас. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	37,15	38,99	38,9	38,38	37,34	36,95	37,25	37,3	37,18	36,22
FeO	23,89	22,43	22,93	23,43	23,49	28,22	27,07	27,81	26,95	25,58
MnO	0,41	0,32	0,4	0,4	0,48	0,43	0,42	0,44	0,45	0,54
MgO	38,32	38,79	36,81	37,31	38,82	34,19	34,9	33,97	34,33	35,55
CaO	0,26	0,17	0,21	0,22	0,25	0,31	0,23	0,24	0,24	0,18
Sum	100,08	100,72	99,29	99,77	100,48	100,21	99,97	99,86	99,31	98,15
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	36,65	37,1	37,7	36,68	38,31	37,87	37,04	36,74	36,91	36,74
FeO	27,92	28,77	26,04	26,77	21,33	20,42	28,96	28,58	28,1	28,58
MnO	0,18	0,23	0,34	0,45	0,2	0,34	0,44	0,48	0,33	0,48
MgO	33,14	32,49	36,18	33,85	40,76	41,34	32,8	31,88	33,56	31,88
CaO	0,12	0,12	0,2	0,25	0,08	0,18	0,25	0,22	0,26	0,22
Sum	98,07	98,81	100,54	98,15	100,7	100,19	99,6	98,08	99,39	98,08
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	36,56	36,59	38,56	38,93	36,27	36,14	36,75	35,83	40,68	40,06
FeO	24,45	24,61	23,17	23,67	29,14	28,04	28,15	27,6	12,38	15,97
MnO	0,47	0,35	0,45	0,51	0,32	0,43	0,39	0,41	0,19	0,28
MgO	36,51	37,3	23,17	37,41	31,66	33,76	31,45	34,47	45,63	42,73
CaO	0,22	0,15	0,24	0,25	0,2	0,19	0,18	0,23	0,18	0,34
Sum	98,3	99,06	99,53	100,87	98,44	99,38	98,11	99,25	99,06	99,39
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	40,08	39,5	39,08	39,15	38,96	41,52	39,15	39,79	37,47	36,16
FeO	16	17,05	21,74	20,45	22,48	14,64	18,4	31,62	31,93	32,25
MnO	0,29	0	0	0	0,1	0,09	0,17	0,68	0,24	0,46
MgO	43,24	41,98	39,09	39,62	37,96	42,88	41,54	26,85	28,03	31,24
CaO	0,36	0,14	0,19	0,13	0,29	0,25	0,26	0,68	0,48	0,38
Sum	99,97	98,96	100,11	99,37	99,78	100,44	99,41	99,5	98,28	100,5

Примечание. Восточный пояс: 1–5 – вкрапленники, вул. Курган; 6–16 – вкрапленники, вул. Санку; 17–22 – основная масса, вул. Санку; 23–28 – основная масса, вул. Курган. Западный пояс: 29–31 вкрапленники, вул. Болоньский; 32–34 – вкрапленники, вул. Дурминский; 35–37 – вкрапленники, вул. Иннокентьевский; 38 – основная масса, вул. Болоньский; 39–40 – основная масса, вул. Иннокентьевский.

жаний FeO, характерный для оливинов из эффузивов ВП, практически вписывается в "свободное" пространство между значениями железистости оливинов вкрапленников и основной массы вулканитов ЗП.

Различное поведение главных компонентов (MgO и FeO) оливинов в щелочных базальтоидах двух поясов сказалось на особенностях распределения второстепенных элементов. Количество MnO в оливинах базальтоидов ВП составляет 0,18–0,54 %, а в оливинах из вулканитов ЗП – 0,00–0,68 %. Содержание CaO в оливинах эффузивов ВП находится в интервале 0,12–0,32 %, тогда как для оливинов ЗП размах колебаний CaO существенно выше – 0,12–0,52 %. Обращает на себя внимание наличие достаточно четкой положительной корреляции между содержаниями оксидов кальция, марганца и железа в оливинах ЗП и ее отсутствие в оливинах ВП. Оливины основной массы в вулканитах ЗП характеризуются более высокими концентрациями CaO по отношению к оливинам микролитов базальтоидов ВП. Распределение оксида Ca в оливинах ЗП подчиняется из-

вестной эмпирической зависимости, связывающей содержание этого компонента в оливине с глубиной кристаллизации: низкокальциевые ядра вкрапленников и высококальциевые краевые части зональных феннокристаллов и микролиты основной массы.

Изученные мегакристаллы клинопироксенов из базальтов ВП представлены крупными (до нескольких см) одиночными кристаллами. Эти минералы отличается высокая химическая гомогенность и небольшой размах содержаний основных петрогенных компонентов ($f_{20-29}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{44-49} \text{En}_{38-43} \text{Fs}_{10-16}$). Их составы соответствуют салит-авгитам (табл. 3).

Составы остальных групп клинопироксенов (табл. 3) из базальтоидов ВП соответствуют составу салитов и имеют следующие значения главных компонентов: $f_{17-28}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{41-52} \text{En}_{36-48} \text{Fs}_{10-14}$ – для вкрапленников и $f_{22-30}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{45-53} \text{En}_{34-44} \text{Fs}_{10-19}$ – для микролитов основной массы. Вкрапленники пироксенов из вулканитов ЗП представлены диопсидами ($f_{9-15}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{40-50} \text{En}_{45-53} \text{Fs}_{4-11}$), а микролиты – диопсид-салитами ($f_{13-34}^{\text{Wo}} \text{Wo}_{42-49} \text{En}_{34-51} \text{Fs}_{7,5-18}$). Установлены региональные (межпоясные)

Таблица 3. Химические составы клинопироксенов щелочных базальтоидов Западного и Восточного поясов, мас. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,32	46,42	46,65	46,60	47,34	47,61	46,6	49,67	49,76	46,19
TiO ₂	2,28	2,24	2,20	2,30	2,22	2,03	2,23	1,29	1,00	2,87
Al ₂ O ₃	9,62	9,51	9,73	9,820	8,10	5,99	9,76	4,11	4,80	8,02
FeO	8,45	8,15	8,43	7,92	6,95	5,89	8,35	7,79	6,36	8,03
MgO	11,89	12,21	11,94	12,14	13,81	13,31	12,06	12,89	15,24	11,64
CaO	19,42	19,47	17,97	18,50	19,88	22,10	19,43	21,81	20,37	22,37
Na ₂ O	1,29	1,26	1,33	1,50	0,91	0,89	1,08	0,85	0,54	0,75
Sum	99,32	99,28	98,29	98,85	99,26	98,30	99,53	98,47	98,26	99,87
Woll	45,63	45,47	43,66	44,50	44,65	48,88	45,47	47,76	43,77	49,90
En	38,87	39,67	40,56	40,93	43,16	40,96	39,27	38,98	45,56	36,12
Fs	15,50	14,86	15,99	14,87	12,19	10,17	15,25	13,27	10,67	13,98

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	47,84	49,47	47,58	48,38	48,83	47,14	45,85	47,50	48,70	46,53
TiO ₂	1,83	2,14	2,45	1,86	1,98	2,26	2,98	2,28	1,99	2,42
Al ₂ O ₃	4,85	4,92	6,12	6,87	4,99	6,05	8,45	6,36	5,86	7,98
FeO	7,34	6,87	7,04	6,46	7,08	7,52	7,50	7,30	6,85	7,35
MgO	13,15	12,97	12,34	12,33	13,33	12,48	11,22	12,52	12,43	11,94
CaO	22,46	23,29	23,24	23,12	22,86	22,74	22,95	23,36	22,70	23,33
Na ₂ O	0,66	0,88	0,85	0,81	0,31	0,45	0,74	0,52	0,88	0,61
Sum	98,16	100,55	99,64	99,90	99,42	98,64	99,69	99,86	99,41	100,27
Woll	41,84	49,87	50,63	52,02	48,71	49,46	51,67	50,26	50,06	51,07
En	44,28	38,64	37,40	37,86	39,52	37,77	35,15	37,48	38,14	36,37
Fs	13,89	11,48	11,97	11,13	11,77	12,77	13,18	12,26	11,79	12,56

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	51,37	50,55	48,50	44,02	46,42	47,31	46,63	47,34	49,14	47,48
TiO ₂	1,37	1,00	1,87	3,96	3,15	2,64	2,73	2,97	1,86	2,64
Al ₂ O ₃	3,91	5,16	4,99	6,10	5,28	4,87	5,68	5,58	6,17	5,01
FeO	6,06	6,36	7,57	11,00	9,55	9,46	8,80	9,00	7,91	9,14
MgO	13,53	15,28	12,95	11,10	11,92	11,80	11,64	12,39	13,84	11,95
CaO	22,05	20,36	22,61	21,22	21,46	21,88	22,20	21,40	21,11	21,77
Na ₂ O	1,02	0,54	0,52	0,95	0,73	0,85	0,56	0,49	0,31	0,74
Sum	99,56	99,55	99,01	98,34	98,50	98,84	98,25	99,24	100,52	98,73
Woll	48,35	45,42	48,58	46,89	47,17	47,90	49,04	46,86	45,36	49,62
En	41,28	42,99	38,72	34,13	36,45	35,94	35,78	37,75	41,38	37,89
Fs	10,37	11,59	12,70	18,97	16,38	16,16	15,17	15,38	13,27	12,50

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	48,48	48,36	46,63	43,73	43,72	49	48,41	48,84	42,8	43,61
TiO ₂	1,72	2,83	3,62	4,09	4,35	2,14	2,20	2,12	3,91	3,90
Al ₂ O ₃	5,93	5,71	6,10	8,14	9,32	4,90	5,57	5,34	9,49	9,11
FeO	7,03	9,14	9,30	9,03	8,14	6,97	7,42	7,69	8,13	8,73
MgO	13,19	12,22	11,47	11,79	10,92	12,28	13,02	13,04	11,10	10,10
CaO	21,66	21,88	21,83	20,69	21,77	22,45	22,75	22,74	23,20	22,29
Na ₂ O	0,50	0,63	0,96	0,70	0,76	0,85	0,41	0,55	0,50	0,82
Sum	98,38	100,80	99,92	98,3	99,06	98,60	99,79	100,32	99,14	98,55
Woll	47,55	48,46	46,87	50,26	46,84	49,91	48,76	48,50	51,57	51,65
En	36,95	35,43	37,16	35,08	39,69	37,99	38,83	38,70	34,33	32,56
Fs	15,50	16,11	15,97	14,67	13,47	12,10	12,41	12,80	14,10	15,79

Таблица 3. (Продолжение).

	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	47,39	51,86	52,59	52,27	46,63	43,71	47,63	45,39	43,92	44,88
TiO ₂	2,42	0,38	0,94	0,89	2,53	3,47	2,03	2,52	3,58	3,05
Al ₂ O ₃	10,21	1,20	1,63	2,11	5,76	7,77	4,63	6,21	8,04	7,05
FeO	7,37	5,02	6,45	6,00	8,09	8,13	7,31	8,02	8,45	7,37
MgO	12,05	16,40	13,01	14,30	11,44	10,72	12,24	11,36	10,12	11,43
CaO	19,00	21,15	22,18	20,91	22,77	22,65	23,24	23,04	22,71	22,93
Na ₂ O	1,47	0,50	0,71	0,95	0,42	0,60	0,38	0,44	0,50	0,43
Sum	100,10	97,17	97,59	98,03	97,85	97,17	97,61	97,19	97,59	97,41
Woll	45,76	44,17	48,94	45,97	45,68	46,84	45,22	46,15	47,86	46,28
En	40,38	47,65	39,95	43,74	44,43	42,92	46,11	44,06	41,29	44,66
Fs	13,86	8,18	11,11	10,30	9,89	10,24	8,67	9,79	10,85	9,06

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO ₂	44,97	48,27	49,85	51,48	50,77	51,92	47,75	46,21	46,79	43,86
TiO ₂	2,91	2,35	1,96	1,75	1,62	1,64	2,32	2,98	2,69	3,71
Al ₂ O ₃	6,98	5,92	4,10	3,23	4,68	3,03	5,52	6,24	5,48	7,57
FeO	7,52	7,71	6,82	6,61	6,59	6,46	8,45	9,94	9,36	10,26
MgO	11,86	11,67	13,23	13,56	12,78	13,76	12,74	11,71	12,38	10,98
CaO	23	22,13	22,00	22,14	20,95	22,01	21,51	22,10	21,79	22,01
Na ₂ O	0,13	0,56	0,84	0,79	1,04	0,71	0,10	2,40	1,91	0,69
Sum	97,95	98,65	98,86	99,63	98,55	99,57	99,07	101,57	100,41	99,11
Woll	50,69	49,86	42,50	47,96	47,75	47,64	46,93	47,89	47,04	48,59
En	36,67	36,58	49,48	40,87	40,53	41,44	38,68	35,30	37,19	33,73
Fs	12,94	13,56	8,03	11,18	11,72	10,91	14,39	16,81	15,77	17,68

Примечание. Восточный пояс: 1–7 – мегакристаллы, вул. Курган; 8–11 – вкрапленники, вул. Санку, 12–23 – вкрапленники, вул. Курган; 24–33 – основная масса, вул. Санку, 34–41 – основная масса, вул. Курган. Западный пояс: 42 – вкрапленники, вул. Иннокентьевский; 43–44 – вкрапленники, вул. Дурминский; 45–51 – основная масса, вул. Болоньски; 52–57 основная масса, вул. Дурминский; 58–60 – основная масса, вул. Иннокентьевский.

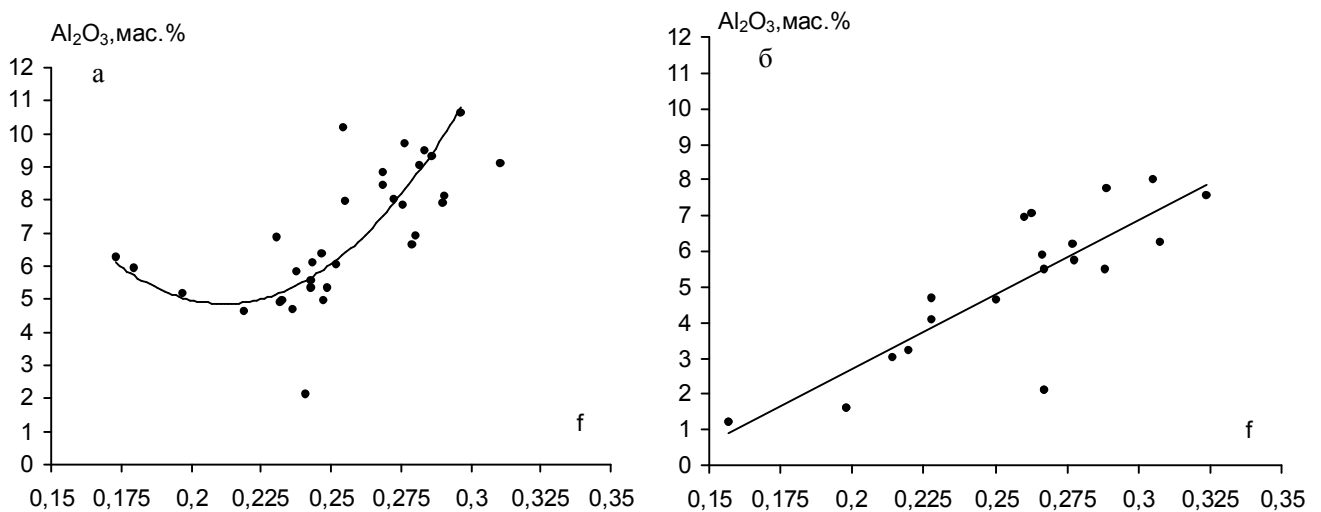


Рис. 2. Зависимость содержаний Al₂O₃ (мас.%) от железистости (f) в клинопироксенах ВП (вул. Курган) (а), и ЗП (б).

различия в составах пироксенов–вкрапленников: в минералах ЗП существенно выше содержание оксида кремнезема и ниже – оксидов алюминия и титана. Химические составы микролитов клинопироксенов базальтоидов обоих поясов близки между собой.

В крупных зернах клинопироксенов вулканитов ЗП и ВП часто наблюдается слабая химическая зональность, проявляющаяся в возрастании к краям зерен содержаний TiO₂, Al₂O₃ и FeO при почти неизменном содержании CaO. Рисунки 2 и 3 иллюстрируют характер вариаций содержаний Al₂O₃ и TiO₂ в зависи-

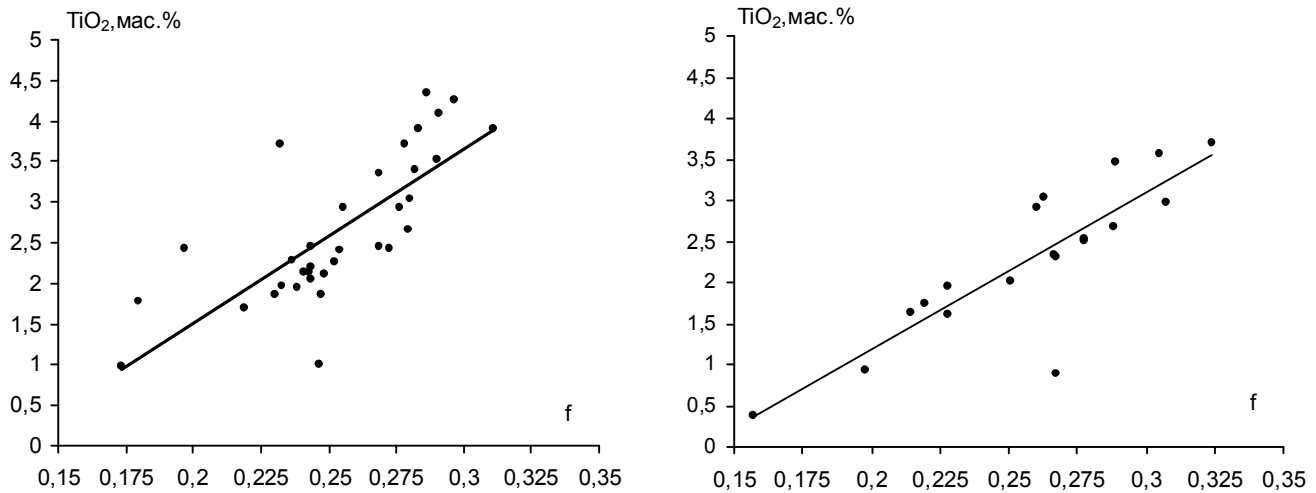


Рис. 3. Зависимость содержаний TiO_2 (мас.%) от железистости (f) в клинопироксенах ВП (вул. Курган) (а) и ЗП (б).

мости от железистости (f) клинопироксенов. Наблюдается устойчивая положительная линейная зависимость между названными оксидами в минералах вулканитов ЗП: с возрастанием их железистости происходит увеличение содержаний Al_2O_3 и TiO_2 (рис. 2б, рис. 3б.) Между содержаниями TiO_2 и железистостью пироксенов из пород ВП также существует положительная корреляция (рис. 3а), тогда как для Al_2O_3 и железистости установлен более сложный характер взаимосвязи. Вначале, по мере возрастания железистости клинопироксенов происходит уменьшение содержания алюминия, затем, начиная с уровня железистости порядка 0,225, наблюдается его увеличение (рис. 2а). На рисунке 2а и 3а представлены данные о составах клинопироксенов только вулканической постройки Курган. Аналогичная картина распределения TiO_2 и Al_2O_3 в зависимости от железистости минералов наблюдается и для вулканитов второй постройки ВП (вулкан Санку). Такая зависимость, вероятно, обусловлена параллельной кристаллизацией клинопироксенов и алюминийсодержащих минералов (полевых шпатов).

Химические составы представительной выборки алюмосиликатов показаны в таблице 4. Мегакристаллы полевых шпатов являются отдельные индивиды анортоклаза и плагиоклазов (An_{25-45}), а также их сростки (рис. 4а). Эти минералы, как и мегакристы клинопироксенов, отличает высокая химическая однородность. Вкрапленниками алюмосиликатов в базальтоидах ВП являются плагиоклазы с широким спектром вариаций составов (An_{25-70}) (рис. 4б), а также лейцит и анортоклаз, в основной массе к ним добавляется еще и нефелин (рис. 4в). Плагиоклазы вкрапленников и основной массы вулканитов ВП

имеют близкий состав. Алюмосиликаты основной массы базальтов ЗП представлены плагиоклазами (An_{30-55}), нередко с повышенными содержаниями K_2O (до 2,6 %), нефелином и лейцитом (рис. 4г). Региональные различия заключаются в следующем: а) среди вкрапленников вулканитов ЗП отсутствуют полевые шпаты, б) среди микролитов базальтоидов ЗП нет непрерывного перехода от плагиоклазов к К–Na полевым шпатам (последние в них отсутствуют).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнительный анализ минералогических особенностей позднекайнозойских щелочных базальтоидов Восточного и Западного поясов показал определенные различия между ними на уровне минеральных парагенезисов и составов минералов. В каждом из них существовала своя схема кристаллизации магматических жидкостей, давших начало этим породам. Попытаемся выяснить возможные причины таких различий.

Обратимся к имеющимся данным. В щелочных базальтоидах ЗП спорадически встречаются представители мегакристовой ассоциации (клинопироксены, полевые шпаты и др.), вкрапленники представлены оливинами и пироксенами. Наблюдается существенная разница в составах вкрапленников и микролитов оливина, установлены положительные линейные зависимости между содержаниями FeO и CaO в оливинах, Al_2O_3 , TiO_2 и FeO в клинопироксенах. Анализ минеральных парагенезисов этих вулканитов показывает, что кристаллизационная дифференциация происходила с возрастанием содержания кремнезема в расплаве, что свойственно базальтоидным системам в условиях низких давлений. Кри-

Таблица 4. Химические составы алюмосиликатов щелочных базальтоидов Западного и Восточного поясов, мас. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	65,94	60,01	64,04	64,35	64,35	60,95	66,59	68,29	64,36	52,51	51,66	56,34	51,43	63,16
Al ₂ O ₃	17,8	23,76	20,01	21,06	21,06	25,14	18,28	17,7	20,43	30,82	31,62	23,59	30,56	22,44
Fe ₂ O ₃	0,94	0,4	0,21	0,3	0,3	0,18	0,63	1,05	0,16	0,42	0,59	0,48	0,58	0,22
CaO	0	5,25	0,99	1,05	1,05	6,03	0	0	1,02	12,71	12,84	0,1	12,41	3,27
Na ₂ O	5,39	7,42	5,89	4,94	4,94	6,79	4,79	3,56	5,82	3,98	3,49	0,05	4,64	6,56
K ₂ O	8,94	1,23	7,01	6,83	6,83	1,08	9,15	9	6,92	0,15	0,36	20,04	0,25	2,97
Sum	99,04	98,15	98,19	98,55	98,55	100,19	99,44	99,62	98,72	100,71	100,69	100,66	99,94	98,65
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	60,26	55,96	57,15	58,01	55,16	64,35	55,81	53,78	55,27	57,88	63,33	58,34	56,79	54,45
Al ₂ O ₃	23,84	23,3	23,73	24,36	28,02	21,06	22,49	28,24	28,66	24,06	20,69	25,34	27,3	27,62
Fe ₂ O ₃	0,2	0,53	0,42	0,36	0,51	0,3	0,74	0,64	0,73	0,23	0,12	0,55	0,2	0,42
CaO	4,77	0	0	0	9,78	1,05	1,67	10,71	10,68	0	1,21	6,6	9,14	9,95
Na ₂ O	7,06	0	0,04	0,02	4,89	4,94	0,06	5,05	4,56	0,05	6,21	7,63	5,75	5,89
K ₂ O	2,13	20,79	16,93	16,54	0,46	6,83	16,85	0,38	0,39	17,08	7,39	1,05	0,61	0,36
Sum	98,33	100,72	98,38	99,37	98,81	98,55	98,12	98,81	100,29	99,34	98,95	99,89	99,94	98,87
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	53,1	56,67	52,3	64,14	63,32	48,53	46,41	54,9	55,98	56,42	54,12	57,41	59,53	60,64
Al ₂ O ₃	29,39	23,95	30,73	21,18	20,58	33,4	30,99	22,87	23,35	27,9	28,61	23,51	25,31	23,64
Fe ₂ O ₃	0,94	0,4	0,73	0,48	0,43	0,67	0,6	1,71	0,47	0,56	0,52	0,49	0,57	0,6
CaO	12,05	0	11,99	1,64	1,67	1	1,84	0,11	0,19	9,91	11,36	0,02	7,29	4,49
Na ₂ O	4,07	0,03	4,67	6,02	4,1	12,77	15,91	0,19	0,08	5,37	5,07	0,04	4,8	8,64
K ₂ O	0,14	17,4	0,28	6,08	7,98	3,09	3,55	19,7	19,92	0,38	0,33	17,4	1,34	1,83
Sum	99,87	98,53	100,84	99,81	98,08	99,47	99,31	99,71	100	100,64	100,01	98,91	98,88	100,13
	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	50,59	62,93	64,78	55,56	49,7	50,82	62,55	56,67	56,25	56,72	60,58	57,96	51,67	58,81
Al ₂ O ₃	29,77	21,05	23,59	23,29	30,92	30,94	23,81	23,65	23,88	24,32	25,08	26,17	30,22	24,46
Fe ₂ O ₃	0,59	0,38	0,5	0,92	0,55	0,85	0,47	0,34	0,42	0,48	0,45	0,35	0,62	0,39
CaO	0,31	2,48	3,16	0,1	12,9	13,13	4,65	0	0	1,23	6,15	7,46	12,88	0,06
Na ₂ O	14,47	7,01	5,64	0,04	3,77	4,17	6,11	0,03	0,02	0,52	6,05	6,51	4,27	0,1
K ₂ O	2,37	5,62	2,69	18,4	0,21	0,24	1,56	18,96	20,21	16,9	1,17	0,79	0,28	15,29
Sum	98,25	99,69	100,59	98,54	98,27	100,21	99,32	99,73	100,85	100,28	99,5	99,24	99,96	99,12
	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
SiO ₂	56,81	60,11	55,37	54,72	55,31	55,02	57,8	51,24	63,19	51,98	60,27	54,06	53,69	63,38
Al ₂ O ₃	23,59	26,07	26,8	23,19	23,13	22,91	26,03	30,35	22,52	28,95	23,88	28,46	29,48	22,24
Fe ₂ O ₃	0,43	0,5	0,62	0,3	0,28	0,38	0,41	0,57	0,3	0,77	0,49	0,52	0,55	0,56
CaO	0,02	7,09	8,71	0,03	0,11	0,03	6,57	0,08	3,35	11,57	6,06	10,27	11,29	3,45
Na ₂ O	0,26	6,19	6,01	0,03	0,01	0,11	6,43	15,01	6,74	5,01	7,23	4,97	4,45	7,18
K ₂ O	20,42	0,7	0,41	22,16	22,01	22,29	0,62	1,77	2,1	0,15	0,95	0,31	0,26	2,6
Sum	101,55	100,82	98,06	100,47	100,99	100,92	98,14	99,12	98,33	98,53	99,2	98,69	99,88	99,59
	72													

Примечание. Восточный пояс: 1–4 – мегакристаллы, вул. Санку; 5–9 – мегакристаллы, вул. Курган; 10–13 – вкрапленники, вул. Курган; 14–28 – вкрапленники, вул. Санку; 29–45 – основная масса, вул. Санку; 46–61 – основная масса, вул. Курган. Западный пояс: 62–65 – основная масса, вул. Болонский; 66–67 – основная масса, вул. Иннокентьевский; 68–72 – основная масса, вул. Дурминский.

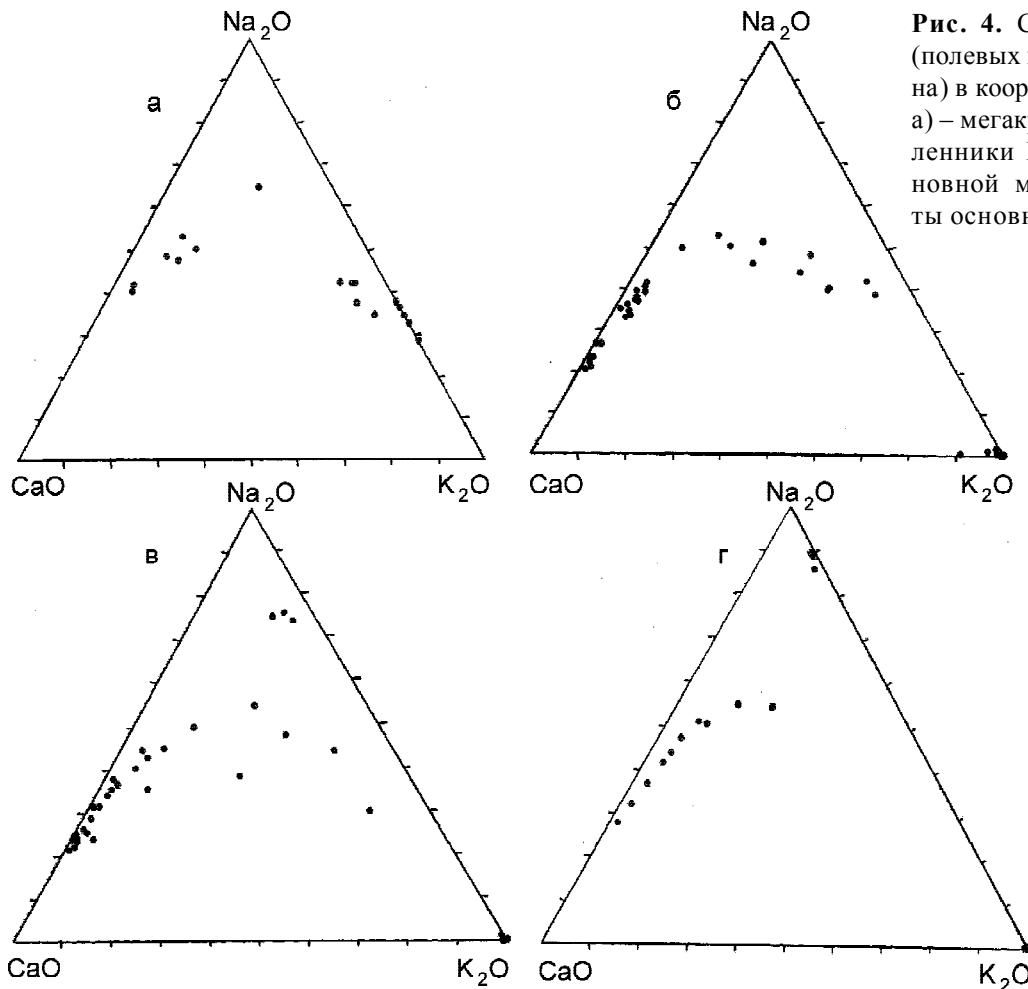


Рис. 4. Состав алюмосиликатов (полевых шпатов, лейцита, нефелина) в координатах CaO-Na₂O- K₂O: а) – мегакристаллы, ВП, б) – вкрапленники ВП, в) – микролиты основной массы, ВП, г) – микролиты основной массы, ЗП.

сталлизация расплавов началась с выделения на ликвидусе оливина и клинопироксена (Дурминская и Иннокентьевская постройки) или, помимо выше-названных минералов, еще и лейцита (Болоньский вулкан), в зависимости от состава исходной жидкости. В результате непрерывного охлаждения магматической жидкости наряду с выделением оливинов и клинопироксенов происходила кристаллизация алюмосиликатов, вплоть до полного ее затвердевания.

Существенно иная картина наблюдается в базальтоидах Восточного пояса. В них установлено широкое развитие мегакристаллов (клинопироксены, алюмосиликаты), среди вкрапленников появляются полевые шпаты. Составы вкрапленников и микролитов оливина близки между собой. Соотношение $Al_2O_3 - FeO$ в клинопироксенах указывает на практически одновременное начало кристаллизации вкрапленников клинопироксена и алюмосиликатов.

Изученные мегакристаллы клинопироксенов и полевых шпатов из базальтоидов ВП, как и из других щелочнобазальтоидных построек юга Дальнего

Востока России, по составу отвечают минералам высокобарической мегакристовой ассоциации щелочных пород [1, 2, 4], поэтому можно предположить, что формирование минеральных парагенезисов этих вулканитов начиналось в условиях верхней мантии или нижних частях коры с совместной кристаллизации этих минералов. Появлению на ликвидусе клинопироксенов и полевых шпатов должны были способствовать высокие содержания в расплаве воды и углекислоты, существенно снижающих ликвидусную температуру. В мегакристаллах клинопироксенов, шпинелей и полевых шпатов из позднекайнозойских щелочных базальтоидов юга Дальнего Востока России установлено широкое развитие первичных (сжиженная углекислота) и первично-вторичных (водно-углекислотная смесь) флюидных включений [1, 4], что свидетельствует о высокой флюидонасыщенности базальтоидных расплавов. Согласно результатам криометрических исследований, кристаллизация клинопироксенов и полевых шпатов происходила при высоком давлении флюида (около 11 кбар).

Высокобарическая кристаллизация клинопироксенов и полевых шпатов способствовала непрерывному выделению из базальтоидных расплавов при подъеме к поверхности оливинов, клинопироксенов и алюмосиликатов. Достаточно железистый характер оливинов-вкрапленников вероятно связан с возрастанием в расплавах содержания железа по отношению к магнезию за счет более ранней кристаллизации авгита.

ВЫВОДЫ

Формирование крупных химически однородных кристаллов клинопироксенов и полевых шпатов (мегакристовая ассоциация щелочных базальтоидов), по-видимому, возможно лишь в условиях застоя или медленного просачивания магматической жидкости, чему мог способствовать имевший место в этих участках земных недр режим сжатия.

Проведенные исследования показали, что в пределах Восточного пояса на границе верхней мантии и коры произошла длительная задержка продвижения магматической жидкости, что привело к высокобарической кристаллизации щелочнобазальтоидных расплавов.

И наоборот, в пределах Западного пояса при подъеме магматической жидкости доминировал режим растяжения, благодаря чему происходило ее до-

статочно быстрое просачивание, не способствующее глубинной дифференциации.

Таким образом, геодинамический режим недр в пределах рассматриваемых вулканических поясов был основным фактором, контролирующим ход кристаллизации щелочнобазальтоидных расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н.В., Приходько В.С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм. // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 3. С. 708–711.
2. Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, 1992. 157 с.
3. Петухова Л.Л. Особенности минералогии кайнозойских ксенолитсодержащих базальтоидов юга Дальнего Востока России // Структура и эволюция Востока Азии: 2-е Косыгинские чтения. Хабаровск, 1999. С. 264–275.
4. Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В. Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985. 152 с.
5. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.
6. Шилов В.Н. Сравнительная характеристика неоген-четвертичного вулканизма о-ва Сахалин и Восточного Сихотэ-Алиня: характеристика позднекайнозойского вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Вулканология и сейсмология. 1995. № 5. С. 17–27.
7. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 165 с.

Поступила в редакцию 1 сентября 2002 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

L.L. Petukhova, V.S. Prihodko, V.M. Chubarov

Comparative mineralogy of Late Cenozoic alkali basaltoids, Western and Eastern Sikhote-Alin

The paper offers the results of the comparative study of mineralogy of Late Cenozoic alkali basaltoids from volcanic structures forming extended belts within the Western and Eastern Sikhote-Alin. Differences have been recognized in the mineral parageneses of impregnations and groundmass between the volcanics of these belts, and also distinctions in the chemical compositions of the minerals composing them. Crystallization conditions for alkali basaltoids are considered. It is shown that crystallization of alkali basaltoid melts in the Eastern belt began near the crust-upper mantle boundary; and in the Western belt, melt crystallization occurred at relatively small depths. It is presumed that the geodynamic regime of the Earth's interior was the main factor governing the course of crystallization of magmatic liquids within the Late Cenozoic basaltoid belts.