

**ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
современных и древних
активных зон**

Ответственный редактор
академик Л.В. Таусон

(Отдельный оттиск)

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

1987

**В. С. АНТИПИН, О. Н. ВОЛЫНЕЦ, А. Б. ПЕРЕПЕЛОВ,
М. Г. ПАТОКА, В. Д. ПАМПУРА, В. С. УСПЕНСКИЙ**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ
И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОГО
И СУБЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА КАЛЬДЕРЫ УКСИЧАН
(КАМЧАТКА)**

В соответствии с новыми представлениями тектоники литосферных плит исключительное значение приобретают проблемы пространственных, возрастных и генетических соотношений магматических пород различной сериальной принадлежности, отражающих характер тектоно-магматических процессов в конкретной геодинамической обстановке.

Для островных дуг, имеющих достаточно мощную континентальную кору, типичны вулканы известково-щелочной и шшонит-латитовой серий. Их закономерное сочетание в пространстве наиболее отчетливо отражает известную поперечную зональность островных дуг — увеличение щелочности продуктов вулканизма по мере удаления от глубоководного желоба [Куно, 1970; Gill, 1970; Пополитов, Волынец, 1981]. Однако в пре-

делах отдельных вулканических центров иногда отмечается тесная пространственная и временная связь пород различных серий.

Ярким примером сочетания вулканических известково-щелочной и шоннит-латитовой серий плиоцен-четвертичного возраста является вулкан-кальдера Уксичан, расположенный в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса (Срединный хребет).

Исследователями установлено наличие среди пород вулкана Уксичан образований известково-щелочной и субщелочной серий, определены главные черты строения и геологической истории вулканизма указанной постройки [Огородов и др., 1966; Огородов и др., 1972; Стефанов, Широкий., 1980]. А в последнее время, кроме того, выявлена геохимическая специфика продуктов шоннит-латитовой серии этого центра [Пополитов, Волюнец., 1981; Волюнец и др., 1984]. Тем не менее, характер взаимоотношений продуктов различных серий, а также их геохимическая эволюция во времени и минералогические особенности до сих пор остаются невыясненными.

Анализ вещественной эволюции и специфики пород вулкана Уксичан позволяет рассмотреть некоторые петрологические аспекты островодужного магматизма, такие как генетические взаимоотношения серий и причины их совместного проявления в пределах одного вулканического центра на основе материалов новых геолого-геохимических исследований.

ГЕОЛОГО – СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ И СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА УКСИЧАН

Вулкан Уксичан в его современном виде представляет собой щитообразную постройку диаметром 50 км (рис. 1). Центральная ее часть осложнена кальдерной депрессией диаметром 12—13 км и глубиной до 900 м, имеющей округлую форму. В кальдере располагаются экструзивные купола, наиболее крупный из которых (собственно сопка Уксичан) возвышается на абсолютную высоту до 2000 м. Кромка кальдеры подчеркивается серией кулисообразно расположенных разрывных нарушений, амплитуды смещений по которым оцениваются в первые сотни метров. Дугообразные разрывные нарушения фиксируются и внутри кальдеры, однако смещения по ним не столь значительны.

Уксичанский вулканический центр расположен на пересечении северо-восточных и относительно более древних северо-западных разрывных зон. В общем структурном плане центр находится на северо-восточном окончании западной цепи вулcano-тектонических структур Камчатки 1-го порядка [Апрелков, Ежов, 1980]. Собственно размеры структуры соответствуют размерам вулкана.

В гравиметрическом поле центр вулкана выражается отчетливой изометричной областью повышенных значений силы тяжести, общие контуры которой несколько превышают диаметр современной кальдеры (до 18 км). В трансформированных полях аномалия еще более усиливается и сохраняется при осреднениях до глубин 6—8 км. При трансформированиях, отражающих наиболее поверхностные закономерности распределения масс (глубины — первые километры), аномалия, сохраняя общий контур, распадается на ряд локальных максимумов, расположенных по периферии кальдеры. В центре ее, наоборот, обособляется отчетливый локальный минимум.

В магнитном поле структура центральной части вулкана выражена менее отчетливо, хотя и отмечаются высокоинтенсивные положительные аномалии по периметру современной кальдеры.

Возрастной диапазон деятельности вулкана охватывает период с плиоцена до среднего плейстоцена. В своей истории он прошел стадии стратовулкана (плиоцен), щитового вулкана (ранний плейстоцен) и кальдеры-вулкана (средний плейстоцен). В позднем плейстоцене и голоцене

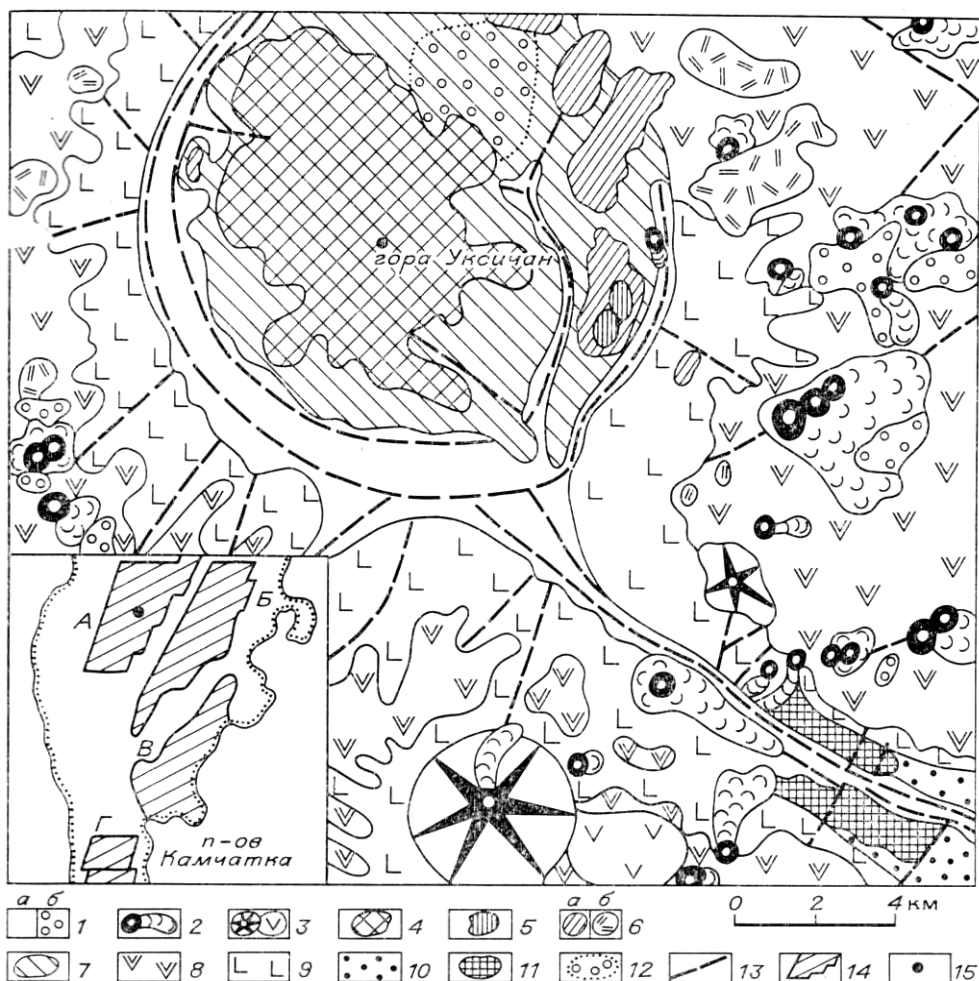


Рис. 1. Схема геологического строения кальдеры Уксичан (использованы данные [Стефанов, Широкий., 1981]).

1, 2 — голоцен: 1 — аллювиальные (а) и водно-ледниковые (б) отложения; 2 — шлаковые конусы и лавы базальтов ареального вулканизма. 3 — верхний плейстоцен, вулканические постройки и лавы андезито-базальтов, андезитов. 4—7 — средний плейстоцен, экструзии: 4 — высококальциевых дацитов и андезитов; 5 — кварцевых латитов; 6 — кварцевых трахитов (а — экструзии, б — лавы); 7 — латитов, шшонитов и высококальциевых базальтов. 8 — средний — нижний плейстоцен, лавы высококальциевых базальтов, андезито-базальтов, шшонитов, латитов, кварцевых латитов, трахитов и игнимбриты шшонитового, латитового и трахитового составов. 9 — 11 — плиоцен: 9 — базальты, андезито-базальты вулкана Уксичан; 10 — базальты, андезито-базальты, андезиты и дациты вулканического центра, расположенного восточнее вулкана; 11 — субвулканические тела базальтов, андезито-базальтов. 12 — поле измененных пород с эпитепмальным оруденением. 13 — разрывные нарушения. На врезке: 14 — вулканические зоны (А — срединного хребта, Б — Центральной Камчатской депрессии, В — Восточной Камчатки, Г — Южной Камчатки). 15 — положение кальдеры Уксичан [Пополитов, Вольнец, 1981].

постройка находилась в зоне активного базальтового ареального вулканизма.

Начало формирования вулканического сооружения следует связывать с концом плиоцена.

Извержения этого периода носили преимущественно эффузивный характер, хотя имели место и эксплозии. Продукты извержений, представленные лавами и туфами базальтов, андезитобазальтов, а к концу излияния и высококальциевых базальтов, распространялись от центра на расстояние более 20 км, формируя протяженные моноклинали. Мощность разрезов этих образований в стенках современной кальдеры достигает 750 м, а отдельных горизонтов и лавовых потоков — 3—5 м.

Эффузивы и пирокластические отложения раннего периода перекрывают комплекс контрастных по составу плиоценовых вулканитов одного из центров, расположенных восточнее.

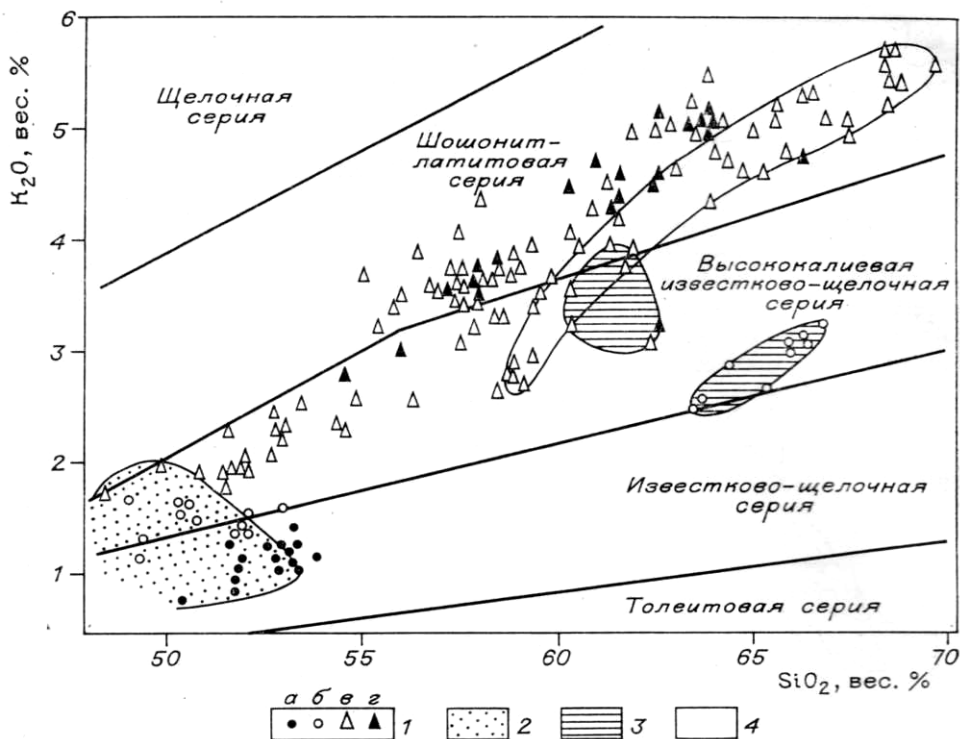


Рис. 2. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 для вулканических пород кальдеры Уксичан.

1 — точки составов (а — базальтов и андезитов-базальтов плиоцена, б — высококаалиевых базальтов плиоцена, в — лав и экструзий, г — игнимбритов четвертичного возраста); 2 — 4 — оля составов пород, в которых присутствуют вкрапленники: 2 — оливина, 3 — амфиболом и биотитом, 4 — биотитом. Границы раздела серий приведены по [Вольнец и др., 1984].

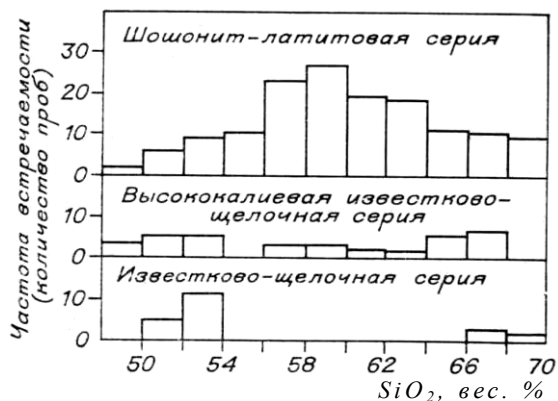
В конце периода имели место внедрения субвулканических тел и экструзий, как соответствующих по составу лавам, так и более кислых (дациты, риодациты), хотя оъем последних был относительно невелик (рис. 2).

В раннем плейстоцене, вероятно, после незначительного временного перерыва, эффузивная деятельность вулкана возобновилась. Этот период знаменуется излиянием еще более высококаалиевых базальтов и лав шошонитового и латитового составов (рис. 3), хотя так же происходили незначительные эксплозии, сформировавшие маломощные (1 — 4 м) горизонты игнимбритов латитового и реже шошонитового составов. Резко увеличиваются и мощности отдельных потоков, достигая 15 м.

В среднем плейстоцене вслед за формированием серии латитовых покровов большой мощности в результате опустошения магматической камеры вулкана по кольцевым разломам началось опускание центрального блока — заложение центральной кальдеры. С этим этапом связаны крупные игнимбритообразующие извержения, сформировавшие на обширной площади покровы игнимбритов латитового и трахитового составов, а также — излияние лав кварцевых латитов, трахитов и кварцевых трахитов. Их мощность не превышает первых десятков метров, а в сумме составляет 100 — 150 м.

Экструзивная деятельность этого периода сосредоточена в пределах кальдеры. Тела латитов, трахитов, кварцевых латитов и кварцевых трахитов распределились по периферии кальдеры вблизи кольцевых разломов, причем положение их соответствует положительным аномалиям в остаточных гравитационных полях. В центре кальдеры сформировалась крупная и относительно более поздняя экструзия высококаалиевых дацитов (см. рис. 1). В блоках между экструзивными телами иногда фиксируются фраг-

Рис. 3. Гистограмма распределения вулканических пород различной кремнекислотности. Частота встречаемости составов не соответствует объемам пород.



менты опустившихся вместе с кальдерой покровов часто измененных шошонитов и латитов раннего плейстоцена. Внедрение экструзий сопровождалось гидротермальной деятельностью, которая проявилась в северной и северо-восточной частях кальдеры и привела к формированию крупного поля измененных пород с эпипермальным оруденением.

Геологическая история вулкана и особенности геофизических полей дают основание предполагать существование крупных магматических масс под вулканической постройкой на глубине до 8 км, являющихся, по нашему мнению, основным аномалиеобразующим объектом. Положение интенсивной гравитационной аномалии непосредственно под центром вулкана дает право считать более вероятным именно это предположение, а не альтернативу существования здесь поднятого блока фундамента. Кроме того, кровля мелового фундамента в районе залегает на глубине 2—4 км, а гранитно — метаморфического слоя — на глубине не более 6 км [Балеста и др., 1977] при общей мощности консолидированной коры 28 — 30 км.

ТИПЫ ПОРОД И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Наличие среди вулкаников кальдеры Уксихан двух различающихся по щелочности серий пород, а также промежуточной между ними высококалиевой ветви известково-щелочной серии приводит к необходимости использования двойной номенклатуры для пород одинаковой кремнекислотности. В соответствии с последними петрохимическими классификациями [Классификация..., 1981; Gill, 1981] в статье принята следующая терминология (первое название для пород известково-щелочной серии, второе — для высококалиевых типов пород ИЩ и третье — для шошонит-латитовой серии): при SiO₂ < 53% — базальт и высококалиевый базальт; SiO₂ 53—57% — андезитобазальт, высококалиевый андезитобазальт, шошонит; SiO₂ 57—64% — андезит, высококалиевый андезит, латит, трахит; SiO₂ 64—70% — дацит, высококалиевый дацит, кварцевый латит, кварцевый трахит (см. рис. 2).

В плиоценовой части разреза докальдерной постройки преобладают базальты и андезито-базальты известково-щелочной серии, составляющие более 80% объема пород (см. рис. 3). Однако в верхах плиоценового разреза щелочность лав постепенно повышается; умереннокалиевые базальты сменяются высококалиевыми (рис. 4). Доля кислых пород (дацитов, риодацитов) в плиоценовой части разреза весьма невелика (не более 5%). Четвертичная часть докальдерного разреза, а также игнимбриты относятся целиком к шошонит-латитовой серии, причем игнимбриты раннего плейстоцена отвечают по составу шошонитам и латитам, а позднего — латитам и трахитам. В разрезе докальдерной постройки наряду с латитами широко развиты шошониты, тогда как более кислые (кварцевые латиты, кварцевые трахиты) и более основные породы (высококалиевые базальты) менее распространены. В составе посткальдерного комплекса вновь проявляются две серии пород: высококалиевые дациты и андезиты известково-щелочной серии слагают центральные экструзии в кальдере, тогда как экструзии периферических зон кальдеры и связанные с ними

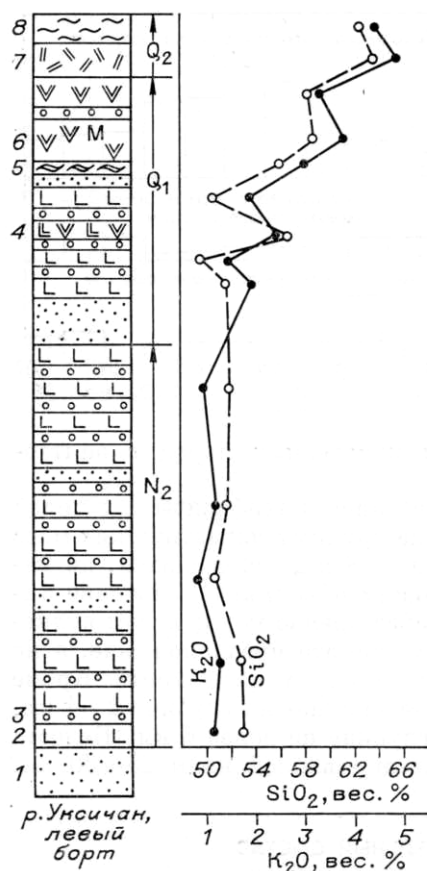


Рис. 4. Схематический геологический разрез разновозрастных вулканических образований. 1 — делювиальные отложения; 2 — лавы базальтов и высококальциевых базальтов; 3 — агглютинаты и агломератовые туфы; 4 — лавы высококальциевых андезито-базальтов; 5 — игнимбриты латитов; 6 — лавы шошонитов и латитов (M — маркирующие протяженные лавовые потоки, используемые для составления сводного разреза); 7 — лавы трахитов; 8 — игнимбриты латитов и трахитов. Мощности разреза и отдельных лавовых потоков даны вне масштаба.

лавовые потоки сложены преимущественно трахитами, кварцевыми латитами и кварцевыми трахитами.

Базальты известково-щелочной серии, равно как и высококальциевые базальты плиоцена, характеризуются оливин — ортоклинопироксен — плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников, но отличаются по структурным особенностям. Первые обычно хорошо раскристаллизованы с серийно-порфировыми долеритоподобными структурами, тогда как вторые (особенно из четвертичной части разреза) — резкопорфировые с тонкокристаллической основной массой. В андезито-базальтах и шошонитах наряду с оливином, клинопироксеном и плагиоклазом встречается также ортопироксен и титаномагнетит. Среди шошонитов отмечаются как мегаплагиофировые с крупными (до 5—8 мм) вкрапленниками плагиоклаза, так

и субафировые разности, тогда как андезито-базальты обычно имеют серийно-порфировые структуры. Вкрапленники в латитах представлены плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, титаномагнетитом, наряду с которыми в породах с $\text{SiO}_2 < 60\%$ иногда присутствует и оливин. Андезиты экструзий отличаются наличием амфиболсодержащих парагенезисов, в которых присутствуют также плагиоклаз, два пироксена, титаномагнетит, а иногда и кварц. Для латитов, как и для шошонитов, характерны как резкопорфировые, так и субафировые разности. Андезиты обычно резкопорфировые с умеренным количеством вкрапленников. Резкопорфировые структуры характерны также и для дацитов, однако количество вкрапленников в них обычно велико. Среди последних здесь наряду с плагиоклазом, амфиболом, титаномагнетитом, орто- и клинопироксеном постоянно присутствует биотит. Кварцевые латиты и кварцевые трахиты — мелкопорфировые, нередко субафировые породы с титаномагнетит-биотит-плагиоклазовыми, титаномагнетит-клинопироксен-биотит-плагиоклазовыми или двуполевошпатовыми (последние только для кварцевых трахитов) парагенезисами вкрапленников. В ряде случаев в латитах, кварцевых латитах и кварцевых трахитах наряду с титаномагнетитом присутствует и ильменит.

С помощью микрозонда «Camebax» (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР) изучен состав минералов вкрапленников и микролитов из лав шошонит-латитовой серии (табл. 1 и 2).

Полевые шпаты в породах серии широко изменяются по составу. Так, состав вкрапленников колеблется от битовнитов и лабрадоров в высококальциевых базальтах до олигоклазов, анортоклазов и санидинов в кварцевых трахитах (рис. 5, А). Вместе с тем, тройные полевые шпаты и санидины обнаруживаются наряду с плагиоклазами (андезины) среди микролитов даже в шошонитах и в высококальциевых базальтах. Вариации составов микролитов, а также наличие в кварцевых трахитах зональных вкрапленников, изменяющихся по составу от олигоклазов через анорто-

Т а б л и ц а 1

Химический состав минералов-вкрапленников из лав шошонит-латитовой серии кальдеры Уксичан, вес. %

Компонент	Порода											
	Высококалийный базальт			Шошонит					Латит (Ol + Cpx + Pl)			
	Pl*	Ol*	Cpx*	Pl	Ol	Cpx	Orx	Ti-Mt	Pl	Ol	Cpx	Ti-Mt
SiO ₂	50,56	38,20	49,32	52,45	37,96	50,70	54,23	0,07	53,75	38,69	51,71	0,63
TiO ₂	0,00	0,02	0,50	0,03	0,00	0,70	0,13	12,16	0,05	0,03	0,67	11,61
Al ₂ O ₃	30,56	0,53	3,47	31,02	0,00	3,02	0,51	4,00	29,61	0,00	2,40	3,96
Fe ₂ O ₃	—	3,70	2,08	—	—	—	—	41,70	—	—	—	40,06
FeO	1,21	23,85	8,87	0,80	26,68	9,47	16,09	38,68	0,69	25,39	8,69	35,43
MnO	0,00	0,36	0,33	0,03	0,65	0,39	0,97	0,58	0,02	0,68	0,42	0,62
MgO	0,16	31,55	13,82	0,06	35,50	14,41	25,55	2,39	0,08	33,98	14,97	3,19
CaO	12,66	0,91	20,11	13,01	0,18	19,49	1,37	0,02	11,16	0,19	19,56	0,09
Na ₂ O	3,58	0,26	0,65	3,50	0,00	0,27	0,01	0,04	4,31	0,10	0,18	0,00
K ₂ O	0,79	0,18	0,32	0,64	0,00	0,01	0,00	0,00	0,60	0,00	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,07	0,18	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,03	0,01	0,06	0,00	0,16	—	0,01	0,02	0,13
H ₂ O ⁻	0,72	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,43	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,31	99,42	100,05	101,57	100,97	98,53	98,82	99,79	100,28	99,07	98,62	95,73
<i>n</i>	4	3	3	4	2	7	2	4	3	3	5	4
An (<i>f</i>)	63,0	(32,9)	(30,2)	64,9	(30,2)	27,8	(27,3)	(90,2)	56,7	(30,0)	(25,5)	(86,3)
Ab	32,2			31,4					39,6			
Or	4,8			3,7					3,7			

Компонент	Порода										
	Латит (Cpx + Orx + Pl)					Кварцевый латит (Vi+Pl)	Кварцевый трахит (Vi + Cpx + Pl + Fsp)				
	Pl	Cpx	Orx	Ti-Mt	Ilm	Pl*	Pl	Fsp ₁	Fsp ₂	Cpx	
SiO ₂	57,25	51,28	53,82	0,05	0,07	57,15	60,36	64,01	65,29	51,16	
TiO ₂	0,05	0,68	0,30	11,71	44,57	0,00	0,06	0,10	0,08	0,36	
Al ₂ O ₃	26,85	2,03	0,81	2,47	0,13	26,22	23,80	21,30	18,98	1,03	
Fe ₂ O ₃	—	—	—	42,01	13,59	—	—	—	—	—	
FeO	0,50	8,16	15,02	38,92	35,46	1,51	0,40	0,36	0,34	7,17	
MnO	0,02	0,75	1,25	1,08	2,13	0,00	0,02	0,01	0,02	1,07	
MgO	0,03	15,20	25,68	0,95	1,45	0,28	0,01	0,01	0,00	14,63	
CaO	8,43	20,07	1,43	0,00	0,00	7,58	5,81	2,65	0,60	20,64	
Na ₂ O	5,87	0,33	0,07	0,12	0,00	6,07	7,58	8,59	5,61	0,44	
K ₂ O	0,91	0,00	0,00	0,00	0,00	1,38	1,08	2,41	8,02	0,01	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	—	0,07	0,05	0,02	0,07	—	—	—	—	0,04	
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
С у м м а	99,92	98,56	98,43	97,34	97,47	100,19	99,12	99,43	98,94	96,55	
<i>n</i>	9	5	10	1	1	1	7	2	12	4	
An (<i>f</i>)	41,9	(24,8)	(26,2)	(95,9)	(93,6)	37,5	28,0	12,6	2,9	(24,0)	
Ab	52,7					54,4	65,8	73,7	49,9		
Or	5,4					8,1	6,2	13,7	47,2		

Компонент	Порода				
	Кварцевый трахит (Bi + Crx + Pl + Fsp)			Кварцевый трахит (Bi + Pl)	
	Bi	Ti-Mt	Ilm	Bi	Ti-Mt
SiO ₂	35,28	0,00	0,05	36,44	0,04
TiO ₂	6,01	10,33	50,20	5,62	8,06
Al ₂ O ₃	12,81	0,48	—	13,55	1,59
Fe ₂ O ₃	—	47,79	0,05	—	52,11
FeO	15,95	37,10	40,65	13,31	34,36
MnO	0,76	2,80	3,28	0,30	1,50
MgO	12,95	0,27	0,41	14,58	1,79
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,83	0,02	0,11	0,74	0,02
K ₂ O	8,64	0,00	0,00	9,72	0,00
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	3,95	—	—	3,96	—
С у м м а	97,23	98,80	94,77	98,25	99,48
<i>n</i>	6	1	2	14	7
An (<i>f</i>)	(41,9)	(98,8)	(98,4)	(34,4)	(91,8)
Ab					
Or					

Примечание. Звездочкой отмечены силикатные анализы мономинеральных проб, остальные выполнены на микрозонде. Здесь и далее минералы: Pl — плагиоклаз, Ol — оливин, Crx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Ti-Mt — титаномагнетит, Ilm — ильменит, Bi — биотит, Fsp₁ — анортклаз, Fsp₂ — санидин, *n* — число анализов; прочерки — не опр.; в скобках — минеральный состав.

клазы до санидинов (см. рис. 5, А), подчеркивают, что полевые шпаты серии образуют единый непрерывный ряд от плагиоклазов до щелочных полевых шпатов.

Состав ядерных зон вкрапленников оливина в разных по кремнекислотности породах серии почти не изменяется, и железистость их (*f*) лежит в пределах 28—32%. В то же время в каждом типе пород внешние зоны вкрапленников, и особенно микролиты, более железисты, чем ядра вкрапленников: в микролитах оливина из шошонитов *f* = 45—53%, а из латитов — 49—56%.

Также слабо изменяется железистость и содержание Fs-компоненты во вкрапленниках клинопироксенов из разных по кремнекислотности типов лав (см. рис. 5, Б), хотя с ростом SiO₂ в лавах в клинопироксенах из них убывает содержание Al₂O₃ и возрастает MnO. Микролиты клинопироксена, по сравнению с вкрапленниками, обогащаются железом, но в большинстве случаев незначительно (за исключением редких микролитов из кварцевых трахитов), и в целом на тройной диаграмме En — Fs — Wo (см. рис. 5, Б) фигуративные точки клинопироксенов из пород шошонит-латитовой серии образуют единый компактный рой. Слабые вариации железистости и кальциевости клинопироксенов (известково-щелочная тенденция) в ряду разных по кремнекислотности пород и низкое (0,5—0,7%) содержание TiO₂ в клинопироксенах из высококальциевых базальтов и шошонитов являются характерными признаками многих шошонит-латитовых серий [Morrison, 1980].

Составы ортопироксенов из шошонитов и латитов практически не различаются (*f* = 26—28%, Wo = 2,4—3,2%), однако в каймах вкрапленников ортопироксенов из шошонитов иногда появляются субкальциевые авгиты (*f* = 29—31%, Wo = 18—30%), что обычно считается нетипичным для пород шошонит-латитовых серий.

**Химический состав минералов-микролитов из лав шошонит-латитовой серии кальдеры
Уксичан, вес. %**

Компо- нент	Порода												
	Шошонит						Латит (Ol + Cpx + + Pl)			Кварцевый трахит			
	Ol	Cpx	Pl	Fsp ₁	Fsp ₂	Mt	Ol	Pl	Fsp ₁	(Bi + Cpx + + Pl + Fsp)		(Bi + Pl)	
										Cpx	Fsp ₂	Cpx	Fsp ₂
SiO ₂	35,54	50,14	57,34	64,20	65,77	0,16	35,35	59,39	63,74	51,65	68,00	48,92	64,41
TiO ₂	0,05	0,88	0,07	0,27	0,37	14,61	0,08	0,11	0,19	0,65	0,04	0,96	0,08
Al ₂ O ₃	0,06	3,11	26,50	21,43	19,23	1,72	0,00	26,20	22,30	1,65	18,92	3,36	18,83
FeO	39,29	10,95	0,92	0,79	0,89	42,41	39,66	0,73	0,65	9,30	0,42	11,41	0,38
MnO	1,10	0,44	0,03	0,03	0,03	0,60	1,35	0,01	0,03	1,49	0,02	1,40	0,01
MgO	24,31	13,80	0,07	0,03	0,02	0,81	21,50	0,03	0,08	12,68	0,01	10,99	0,00
CaO	0,32	18,82	8,44	3,36	0,71	0,09	0,48	7,03	2,90	20,26	0,28	19,29	0,74
Na ₂ O	0,03	0,24	5,66	4,53	4,24	0,05	0,07	5,82	4,97	0,53	5,17	0,66	5,46
K ₂ O	0,02	0,04	1,28	5,24	9,00	0,00	0,02	1,65	4,94	0,01	8,74	0,28	7,41
Cr ₂ O ₃	0,08	0,08	0,05	0,01	0,02	0,07	0,08	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
Сумма	100,78	98,49	100,30	99,89	100,29	98,20	98,50	101,01	99,82	98,24	101,51	97,30	97,33
<i>n</i>	6	10	3	4	4	2	4	3	1	3	3	3	8
An(<i>f</i>)	(48,3)	(31,7)	42,0	19,1	3,7	96,8	(51,7)	38,7	16,3	(32,4)	1,4	(39,6)	3,8
Ab			50,4	46,6	40,1			52,9	50,6		46,7		50,8
Or			7,6	34,3	56,2			8,4	33,1		51,9		45,4

П р и м е ч а н и е. Содержание железа дано только в форме FeO, первая цифра — FeO, вторая — Fe₂O₃.

Биотиты, как уже отмечалось установлены только во вкрапленниках кварцевых латитов и трахитов. Они отличаются умеренной железистостью ($f = 33—48\%$), глиноземистостью (12,2—13,7% Al₂O₃) и несколько повышенной титанистостью (5,5—6,1% TiO₂).

Содержание TiO₂ и Al₂O₃ в титаномагнетитах постепенно убывает с ростом кремнекислотности пород, а содержание MnO возрастает: вкрапленники титаномагнетита в шошонитах содержат 11 — 14,5% TiO₂, 3,6—4,3% Al₂O₃ и 0,5—0,6% MnO; в латитах — 9—13,5% TiO₂, 2,3—4,2% Al₂O₃ и 0,7—1,0% MnO; в кварцевых трахитах — 8—13% TiO₂, 0,4—1,6% Al₂O₃ и 1,4—3,2% MnO. Степень окисленности железа, близкая в титаномагнетитах шошонитов и латитов, заметно возрастает в титаномагнетитах кварцевых трахитов.

Содержание MnO в ильменитах из кварцевых трахитов также более высокое, чем в этих минералах из латитов (3,5—5% против 1,4—1,6%), однако в отличие от титаномагнетитов в первых повышено и содержание TiO₂ (49—51% против 44—45%).

Температуры кристаллизации вкрапленников плагиоклаза, рассчитанные по геотермометру Кудо и Вейла (на основе валовых составов вкрапленников плагиоклаза и валовых составов пород), постепенно снижаются от 1180—1150°C (при $P_{H_2O} = 0,5$ кбар) в лабрадорах высококальциевых базальтов и шошонитов до 1060 ($P_{H_2O} = 0,5$ кбар) — 1020°C ($P_{H_2O} = 1$ кбар) в андезилах латитов и кварцевых латитов и 970 ($P_{H_2O} = 0,5$ кбар) — 920°C ($P_{H_2O} = 1$ кбар) в олигоклазах кварцевых трахитов. Температуры кристаллизации пироксенов в шошонитах и латитах (по двупироксеновому геотермометру Веллса) не различаются и лежат в пределах 1030—1040° С, что в общем соответствует оценкам температур

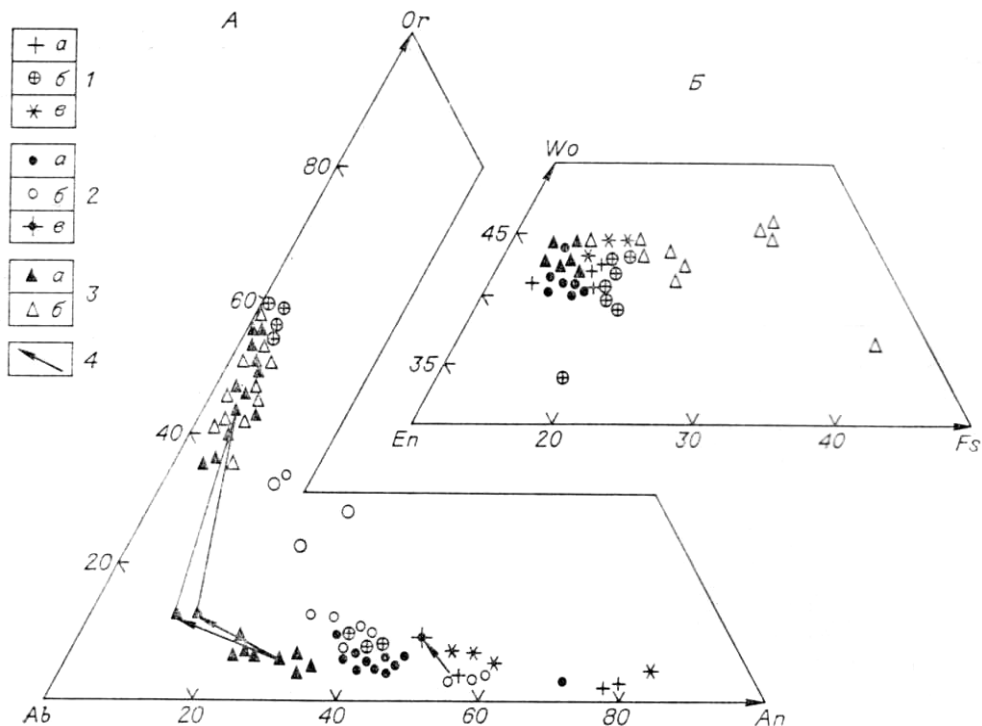


Рис. 5. Эволюция составов полевых шпатов (А) и клинопироксенов (Б) из вулканитов шошонит-латитовой серии.

1 — высококальциевые базальты и шошониты, 2 — латиты, 3 — кварцевые трахиты и кварцевые латиты (а — вкрапленники, б — микролиты, в — данные химических анализов); 4 — тренд эволюции состава ассоциирующих вкрапленников.

кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в латитах при P_{H_2O} между 0,5 и 1 кбар. Заметно более низкие оценки температур кристаллизации получены для железо-титанистых окислов латитов (930°C) и кварцевых трахитов ($720\text{--}750^\circ\text{C}$) по титаномагнетит-ильменитовому геотермометру (приведены максимальные значения температур, рассчитанные по [Powell, Powell, 1977]). Возможно, это связано с одновременностью кристаллизации вкрапленников разных минеральных видов. Парциальное давление кислорода, судя по данным титаномагнетит-ильменитового геотермометра, при кристаллизации расплавов кварцевых трахитов заметно ниже ($-\text{Lg}P_{O_2} = 16,5\text{--}17,5$), чем при кристаллизации латитовых расплавов ($-\text{Lg}P_{O_2} = 10,5\text{--}11,5$).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Каждая из рассматриваемых в статье магматических серий, известково-щелочная и шошонит-латитовая, характеризуется отчетливой геохимической спецификой главных типов вулканитов и определенной направленностью их вещественной эволюции.

Продукты начального плиоценового этапа вулканизма кальдеры Уксичан — известково-щелочные базальты и андезитобазальты — имеют наиболее низкие содержания K_2O (0,84—1,28 вес. %), Rb (4—18 г/т), Ba (200—700 г/т), Sr (500—710 г/т) и повышенные MgO (5,31—6,55 вес. %), Ni (57—91 г/т), Cr (54—133 г/т) по сравнению с породами более поздней субщелочной шошонит-латитовой серии четвертичного возраста (табл. 3, 4, см. рис. 2; рис. 6—8). В завершение плиоценового этапа вулканической деятельности формируются лавы базальтов и андезитобазальтов высококальциевой ветви известково-щелочной серии, обладающие более высокими концентрациями указанных литофильных элементов (K_2O — 1,37—1,67 вес.%; Rb — 8—23 г/т; Ba — 400—700 г/т; Sr — 760—930 г/т), а также

Средний химический состав (вес. %) вулканических пород кальдеры Уксичан

Порода	n	Компоненты											П.п.п.
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
1	10	52,08	1,00	17,39	3,44	5,54	0,16	6,06	9,22	3,12	1,08	0,38	0,34
2	7	53,34	0,95	17,25	3,05	5,65	0,16	5,64	8,82	3,06	1,23	0,39	0,28
3	11	50,72	0,98	18,03	5,06	5,06	0,17	5,06	9,59	3,08	1,62	0,30	0,56
4	10	51,93	1,00	18,27	4,34	4,75	0,17	4,12	8,97	3,35	2,02	0,37	0,50
5	5	54,87	1,00	17,51	3,63	4,88	0,17	3,65	7,43	3,72	2,42	0,41	0,08
6	4	53,15	0,90	19,47	4,07	3,07	0,15	2,40	8,61	3,24	2,38	0,57	2,02
7	2	58,08	0,95	17,68	3,09	3,84	0,16	2,22	5,86	4,27	2,87	0,52	0,24
8	5	59,35	0,78	16,87	2,83	3,34	0,13	2,82	5,24	3,81	2,89	0,29	1,44
9	1	62,53	0,74	17,32	2,59	2,19	0,13	1,41	3,90	4,85	3,08	0,33	0,52
10	10	65,53	0,49	15,92	1,90	2,17	0,08	1,81	4,04	3,89	2,91	0,15	0,79
11	1	49,11	0,97	15,15	5,89	4,31	0,18	6,83	11,06	1,91	2,39	0,58	1,62
12	2	49,19	0,88	15,47	4,69	5,24	0,18	8,10	10,75	2,67	1,84	0,32	0,74
13	10	56,08	1,10	16,62	2,64	5,30	0,16	3,03	6,30	3,99	3,54	0,53	0,52
14	30	58,46	1,03	16,78	3,26	3,97	0,16	2,29	5,15	4,13	3,66	0,53	0,36
15	8	61,06	0,81	16,71	2,83	2,57	0,13	2,06	4,35	4,07	3,89	0,30	0,89
16	6	57,65	1,07	16,65	5,93	2,15	0,16	2,42	5,13	4,11	3,53	0,58	0,54
17	18	62,59	0,98	16,58	3,12	1,88	0,16	1,29	2,95	4,51	4,78	0,31	0,38
18	3	63,15	0,93	16,24	2,31	2,62	0,13	1,08	2,64	4,50	5,19	0,30	0,61
19	8	66,11	0,77	16,20	1,82	1,62	0,12	0,80	2,11	4,60	4,92	0,19	0,42
20	7	64,99	0,67	16,34	2,09	1,18	0,12	0,75	1,99	4,57	4,80	0,15	2,19
21	5	67,42	0,62	16,06	1,50	1,21	0,11	0,51	1,52	4,85	5,45	0,10	0,45
22	7	68,53	0,59	15,64	1,83	0,78	0,09	0,37	1,68	4,82	5,55	0,11	0,50

Примечание. Здесь и в табл. 4: 1 — 3 — плиоцен: 1 — базальт, 2 — андезито-базальт, 3 — высококалийный базальт. Нижний — средний плейстоцен: лавы (4, 5, 7, 9, 12, 13, 14, 18, 19, 21), экструзии (6, 8, 10, 15, 20, 22); 4 — высококалийный базальт; 5, 6 — высококалийный андезито-базальт; 7, 8 — высококалийный андезит; 9 — высококалийный андезито-дацит; 10 — высококалийный дацит; 12 — магнезиальный высококалийный базальт; 13 — шононит; 14, 15 — латит; 18 — трахит; 19, 20 — кварцевый латит; 21, 22 — кварцевый трахит; 11 — включение в высококалийном даците; 16 — игнимбриты шононитового и латитового составов нижнего плейстоцена; 17 — игнимбриты латитового и трахитового состава среднего плейстоцена, n — количество анализов. Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР (коллекция О. Н. Волинца) и в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР (коллекция А. Б. Перепелова, В. С. Антипина).

Al₂O₃ (17,21—18,43 вес. %), V (239—260 г/т), Cu (125—175 г/т) и пониженными — MgO (4,65—5,74 вес. %), Ni (20—53 г/т), Cr (20—49 г/т) в отличие от нормальных известково-щелочных вулканитов (Al₂O₃ — 16,83—17,95 вес. %; V — 210—280 г/т; Cu — 69—124 г/т).

С переходом к четвертичному этапу вулканизма в высококалийных базальтах отмечается дальнейший закономерный рост содержаний Al₂O₃ (17,26—19,74 вес. %), K₂O (1,76—2,44 вес. %), Rb (14—32 г/т), Ba (600—800 г/т), Sr (700—920 г/т) и снижение концентраций MgO (296—4,97 вес. %), Cr (15—50 г/т), Ni (29—42 г/т). Кроме того, на этапе смены известково-щелочного вулканизма субщелочным в базальтах заметно повышаются содержания (вес. %) P₂O₅ (от 0,27—0,36 до 0,35—0,47), Fe₂O₃ (от 2,61—5,78 до 3,28—6,04) и TiO₂ (от 0,73—1,11 до 0,94—1,18).

Дальнейший ход эволюции четвертичного вулканизма кальдеры Уксичан привел к формированию широкого спектра составов пород субщелочной серии шононит — латит — кварцевый латит — трахит — кварцевый трахит и ассоциирующих с ними продуктов высококалийной известково-щелочной серии андезито-базальт — андезит — дацит как среди лавовых, так и среди экструзивных образований.

Следует отметить, что от высококалийных базальтов плиоцен-четвертичного возраста к более кремнекислым породам четвертичной шононит-латитовой серии наблюдаются единые тренды изменения уровня содержаний ряда редких и петрогенных элементов, свидетельствующие об их генетической общности. Так, от лав высококалийных базальтов к лавам шононитового и латитового составов продолжается рост концентраций TiO₂ (до 1,20 вес. %), P₂O₅ (до 0,79 вес. %), в то время как содержания Al₂O₃, Fe₂O₃ падают (см. табл. 3, рис. 6). Вместе с тем не происходит

Средние содержания редких элементов (г/т) в вулканических породах кальдеры Уксичан

Порода	n	Элемент									
		Li	Rb	Ba	Sr	Zn	Cu	V	Cr	Ni	Co
1	10	4	10	450	630	115	91	250	97	77	33
2	7	4	12	550	600	125	89	240	82	75	30
3	11	5	17	550	830	93	137	270	39	32	32
4	10	5	22	670	850	90	98	230	38	37	31
5	5	5	27	860	820	97	114	240	15	23	24
6	4	3	31	780	860	95	54	180	20	33	31
7	2	6	28	1200	730	128	23	не опр.	20	31	26
8	5	6	37	1000	560	83	46	150	41	40	29
9	1	11	48	1200	660	100	17	не опр.	20	27	23
10	10	9	40	730	460	71	38	90	32	31	22
11	1	18	71	500	550	76	144	350	80	59	39
12	2	8	28	740	690	84	112	260	300	140	43
13	10	11	53	1070	730	84	53	147	25	17	16
14	30	10	53	1270	650	104	46	163	22	17	20
15	8	8	56	1140	520	76	31	97	23	22	18
16	6	8	35	1250	600	113	44	190	20	26	25
17	18	13	61	1430	510	96	16	47	15	24	13
18	3	12	76	1400	420	91	12	50	20	24	22
19	8	18	66	1510	360	78	9	25	5	22	10
20	7	11	69	1310	330	71	12	18	9	21	10
21	5	13	70	1260	230	71	10	18	24	22	11
22	7	14	95	1370	180	57	9	25	7	14	10

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, аналитики С. И. Шигарова (Li, Rb — метод пламенной фотометрии), А. Л. Финкельштейн (Ba, Sr — рентгеноспектральный метод), О. Ф. Пройдакова (Zn, Cu, V, Cr, Ni, Co — метод атомной абсорбции). Часть анализов на Li, Rb, Ba, Sr, Zn, Cu, V, Cr, Ni, Co выполнена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, аналитики Л. Н. Смертина, Н. Якоби, Г. Н. Запорошенко (метод атомной абсорбции).

в этих породах накопления Sr, Cu и уровни их концентраций постепенно снижаются (см. табл. 4). К кварцевым трахитам продолжается рост содержания K_2O (до 5,72 вес. %), Rb (до 108 г/т), Ba (до 1700 г/т), а также Li и Na_2O (до 5,06 вес. %). Далее, от шошонитов и латитов, появляется устойчивая тенденция к падению концентраций P_2O_5 , TiO_2 и Zn (см. рис. 6, табл. 4).

Игнимбриты латитового, реже шошонитового составов, извержение которых приурочено к моменту образования больших объемов лав латитов, отличаются от последних высокими уровнями содержаний Fe_2O_3 (до 7,28 вес. %) и относительно пониженными Rb (соответственно 34—65 и 32—42 г/т).

Лавы до составов, соответствующих трахитам и кварцевым латитам, наследуют тенденции к повышению содержаний литофильных редких элементов — K, Rb, Ba и понижению Sr, Zn, Cu, V, Co, Cr, Ni. Игнимбриты следующего на этой стадии более мощного извержения так же, как и предыдущие, обладают повышенными содержаниями Fe_2O_3 и отвечают по составу латитам и трахитам. Появление в кварцевых латитах и кварцевых трахитах биотита соответствует этапу резкого понижения в породах количеств TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , а также Sr (см. табл. 3, 4, рис. 6, 7), содержания которых достигают в кварцевых латитах и кварцевых трахитах уровней соответственно: 0,51; 14,91; 0,03 вес. % и 130 г/т.

Характерными геохимическими чертами среди пород высококальциевой извергово-щелочной и шошонит-латитовой серий обладают их экстремные разновидности, проявившиеся в ходе вулканической деятельности в центральной части вулкана-кальдеры. Высококальциевые андезитобазальты экструзий относительно своих лавовых аналогов имеют низкие концентрации TiO_2 (соответственно 0,89—0,91 против 0,93—1,13 вес. %), MgO (1,82—2,72 против 3,03—4,30 вес. %), Na_2O (3,05—3,39 против 3,38—4,10 вес. %), Cu (42—65 против 88—142 г/т), V (180 против 220—300 г/т)

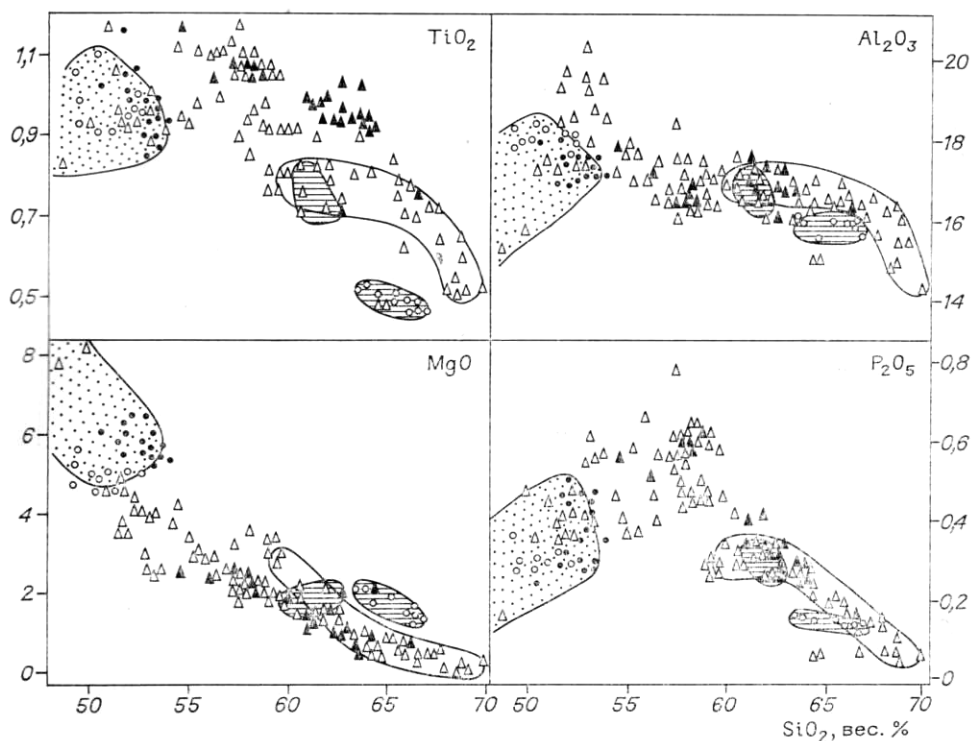


Рис. 6. Диаграмма изменения содержаний (вес.%) породообразующих компонентов в зависимости от кремнекислотности вулканических пород кальдеры Уксичан. Усл. обозн. см. на рис. 2.

и повышенные — Al_2O_3 (18,83—20,34 против 17,15—17,85 вес. %), CaO (8,23—9,06 против 6,56—7,82), P_2O_5 (0,55—0,61 против 0,36—0,46 вес. %), а также являются более водосодержащими.

Несколько иначе отличаются от своих лавовых разновидностей высококалиевые андезиты экструзий. В них наряду с более низкими концентрациями TiO_2 (соответственно 0,71—0,83 против 0,90—0,99), содержания MgO (2,86—3,47 против 2,04—2,40), Rb (29—44 против 27—29 г/т), Cu (52—59 против 12—32), Cr (34—68 против 20), Ni (40—48 против 28—33), Co (30—32 против 25—27 г/т) существенно выше, а Na_2O (3,51—4,08 против 4,12—4,42), P_2O_5 (0,27—0,30 против 0,49—0,54 вес. %), Ba (900—1000 против 1200 г/т), Sr (540—560 и 690—770), Zn (67—83 и 114—142 г/т) — ниже. В качестве одного из минералов-вкрапленников в экструзивных андезитах появляется Bi . В редких случаях появления в андезитах экструзий амфибола (Amf) еще более снижаются концентрации TiO_2 (до 0,71 вес. %), MgO (до 1,47), CaO (до 3,60), а также Cu (до 10 г/т), Cr (до 20 г/т), Ni (до 25 г/т), Co (до 20 г/т).

Экструзивные аналоги латитов так же, как и андезиты экструзий, характеризуются пониженными содержаниями TiO_2 , MgO , P_2O_5 , Sr , Zn по отношению к лавам. Сходные закономерности обнаруживаются при сравнении лав и экструзивных разновидностей кварцевых латитов и кварцевых трахитов. Для этих экструзивных образований отмечается понижение концентраций TiO_2 , P_2O_5 , Ba , Sr .

Крупная экструзия высококалиевых дацитов, расположенная в центральной части кальдеры, завершила вулканическую деятельность, связанную с образованием шошонит-латитовой серии. В отличие от вулканических шошонит-латитов ряда сходной кремнекислотности высококалиевые дациты отличаются высокими содержаниями MgO (1,42—2,33 вес.%), CaO (3,53—4,74 вес.%), Cu (32—44 г/т), V (до 120 г/т), а также Cr , Ni , Co . Вместе с тем они имеют относительно низкие концентрации Al_2O_3 (15,50—

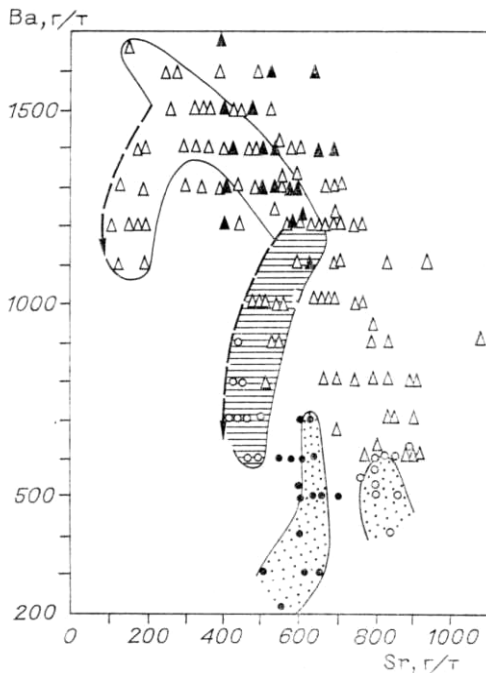


Рис. 7. Диаграмма содержаний Ва и Sr в вулканических породах кальдеры Уксичан.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Стрелками указано возможное направление изменения содержаний Ва и Sr при кристаллизационной дифференциации.

их изотопные характеристики показывают постоянство величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для различных по кремнекислотности типов пород (табл. 5). Сравнение этих данных (рис. 9) с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для аналогичных вулканических пород шшонит-латитовой и известково-щелочной серий островодужных обстановок и зон субдукции (Курило-Камчатский регион, Япония, Фиджи, Новая Зеландия, Андийский регион) позволяет сделать следующие выводы.

Среди пород шшонит-латитовой серии островных дуг различного типа и зон субдукции вулканические породы кальдеры Уксичан характеризуются наиболее низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и в то же время близкими к изотопным отношениям в высококальциевых и известково-щелочных вулканиках Курило-Камчатской дуги.

Величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и их близость к среднему значению отношения в базальтах океанических островов $0,7037 \pm 0,0001$ [Фор, Пауэлл, 1974] указывают, скорее всего, на мантийный источник первичных расплавов, изотопно гомогенизированных.

Т а б л и ц а 5

Изотопный состав стронция в вулканических породах шшонит-латитовой серии кальдеры Уксичан

Номер образца	Порода	SiO ₂	K	Sr	Rb	Rb/Sr ⁸⁷	Sr ⁸⁶ /Sr _{норм}
		вес. %		г/г			
6522	Базальт высококальциевый	50,72	1,80	800	27	0,0034	0,70320 ± 5
6600	Латит	58,02	3,43	700	65	0,093	0,70323 ± 5
6595	Игнимбриг латитового состава	61,70	3,56	700	59	0,084	0,70332 ± 5
6638	Кварцевый трахит	68,64	4,42	200	77	0,38	0,70339 ± 5

Примечание. Изотопные анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР на масс-спектрометре МИ-1320 (1984 г.). Результаты измерений нормированы по стандарту SrCO₃ Eimer and Amend $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70800$. Среднее нормированное значение для этого стандарта — $0,70808 \pm 2$.

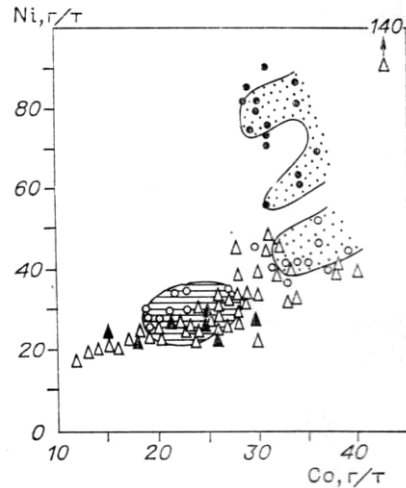


Рис. 8. Диаграмма содержаний Ni и Co в вулканических породах кальдеры Уксичан.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

16,15 вес. %), P₂O₅ (0,14 — 0,16 вес. %). Такая характеристика наиболее сближает их с латитами экструзий.

В отличие от существенных вариаций редкоэлементного состава сравниваемых серий вулканических пород кальдеры Уксичан

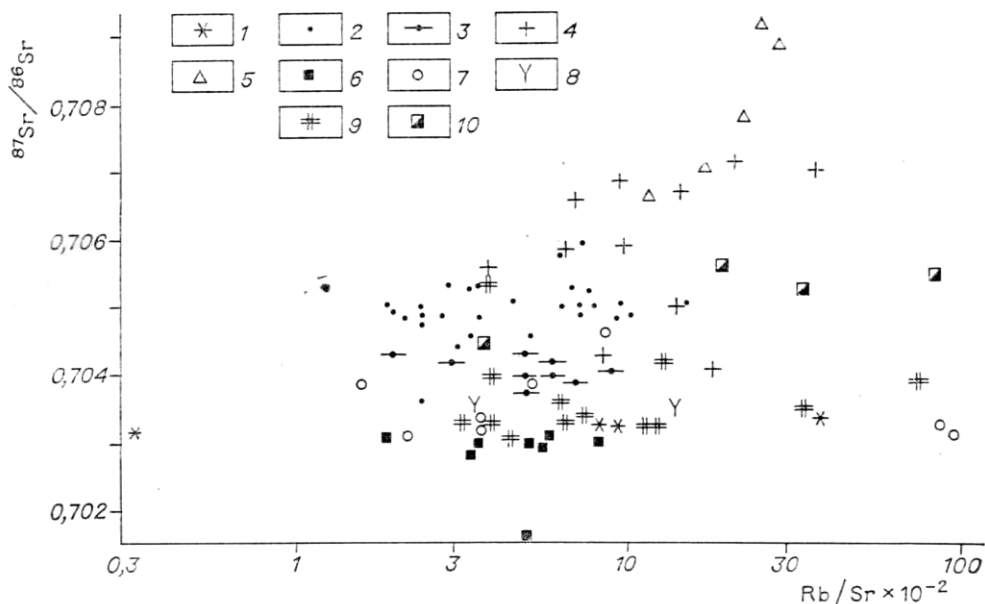


Рис. 9. График $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — Rb/Sr для вулканитов шошонит-латитовой и известково-щелочной серии островных дуг.

1 — кальдера Уксичан; 2 — щелочные базальты, Юго-Западная Япония [Kurasawa, 1984]; 3 — известково-щелочные и шошонит-латитовые вулканиты о. Вити-Леву, Фиджи [Gill, 1970]; 4 — шошонит-латитовая серия, Чили [Klerkx et al., 1977]; 5 — шошонит-латитовая серия, Северная Аргентина, Боливия [Klerkx et al., 1977]; 6 — высококальциевые известково-щелочные породы, Курильские острова [Авдейко и др., 1985]; 7, 8 — известково-щелочные вулканиты (данные авторов): 7 — Восточная Камчатка, Гамчен, 8 — Южная Камчатка, Паужетский центр; 9, 10 — известково-щелочные вулканиты: 9 — Камчатка [Хедж, Горшков, 1977], 10 — Новая Зеландия [Cole, 1980].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

С учетом того, что объемы изверженного материала известково-щелочной и субщелочной серий приблизительно сопоставимы, а также на основании отчетливо выраженных геохимических различий сравниваемых серий пород представляется невозможным формирование всех разновидностей вулканитов длительно эволюционирующей Уксичанской структуры из единой исходной магмы путем кристаллизационной магматической дифференциации. Характер геохимической эволюции вулканизма свидетельствует о том, что плиоценовые известково-щелочные породы представлены преимущественно недифференцированными лавами базальтового и реже андезито-базальтового состава, тогда как продукты плиоцен-четвертичной шошонит-латитовой серии образуют независимый от последних дифференцированный ряд пород от высококальциевых базальтов и шошонитов до кварцевых трахитов.

Образование расплавов двух различных магматических серий кальдеры Уксичан на одном и том же уровне глубинности в верхней мантии, и тем более из единого очага, также не согласуется с фактическими данными. В случае увеличения степени частичного плавления мантийного субстрата первичные расплавы должны последовательно обогащаться Ni, Mg, Sr и обедняться Ti, P [Jagannetham, Boyd, 1973; Пополитов, Вольнец, 1981; Когарко, Рябчиков, 1983], что не наблюдается на стадии перехода от известково-щелочных лав к более поздним высококальциевым типам пород основного и среднего состава (см. рис. 6). Для длительно эволюционирующего единого очага последовательность проявления исследуемых серий пород была бы обратной, так как начальными продуктами извержения в этом случае должны быть более насыщенные флюидной составляющей и обогащенные некогерентными элементами расплавы относительно повышенной щелочности из верхних горизонтов магматической колонны.

На основании рассмотренных выше геолого–петрографических и геохимических данных наиболее вероятной нам представляется модель разнотипного происхождения магматических расплавов известково–щелочного базальтоидного и шошонит–латитового составов.

Обогащенность известково–щелочных вулканитов Mg, Ni, Sr и относительная обедненность Al свидетельствуют об их более глубинном генезисе по сравнению с глиноземистыми высококалиевыми базальтами. Это согласуется с данными сейсмологических наблюдений крупных вулканических центров Камчатки, на основании которых зоны магматических очагов глиноземистых базальтов фиксируются в самых верхах мантии на границе ее с континентальной корой, а магнезиальных базальтов на значительно больших (60—80 км) глубинах [Большое трещинное..., 1984]. Однако различия в глубинах генерации магматических расплавов, исходных для известково–щелочных и высококалиевых вулканитов, не являются главной причиной отчетливой геохимической специфики сравниваемых серий пород. Многочисленные находки глубинных включений в лавах Курило–Камчатской островной дуги свидетельствуют об отсутствии среди них пород перидотитового состава гранатовой фации глубинности мантии, а также эклогитов. Поэтому, зарождение базальтоидных и шошонит–латитовых первичных магм вулкана Уксичан могло происходить на уровне шпинелевых или плагиоклазовых перидотитов, что в какой-то мере объясняет повышенную глиноземистость высококалиевых лав, формирующихся в верхних горизонтах мантии.

Учитывая существенные различия в содержаниях петрогенных компонентов, можно предположить, что известково–щелочные базальты и андезит–базальты образовались при значительной степени плавления мантийного перидотита, тогда как при генерации высококалиевых и шошонит–латитовых расплавов их исходные объемы были существенно меньше. Этим можно объяснить отчетливую обогащенность последних Ti, R и обедненность Mg, Ni и Sr. Вместе с тем высокие концентрации в них многих некогерентных элементов (K, Rb, Ba, Sr и др.) обусловлены, скорее всего, влиянием глубинного флюида, извлекающего эти элементы из окружающей мантии [Кузьмин, Пополитов, 1978; Лутц, 1980; Пополитов, Волинец, 1981]. По-видимому, на раннем плиоценовом этапе вулcano–тектонической активности Уксичанской структуры влияние на вещественную специфику известково–щелочных лав мантийных флюидов незначительно, и состав вулканитов с оливин–пироксеновой ассоциацией вкрапленников определялся главным образом составом мантийного субстрата и степенью его частичного плавления. В конце плиоцена в предкальдерный период в связи с изменением тектонического режима крупной вулканической постройки возможно заложение глубинных разломных зон, обуславливающих поступление мантийных флюидных потоков и, как следствие, формирование в конце плиоцена высококалиевых, а в четвертичное время обогащенных летучими [Волинец и др., 1984] и некогерентными элементами шошонит–латитовых расплавов. Отчетливая смена типов магм, генерируемых в глубинных условиях под влк. Уксичан, фиксируется довольно резким изменением характера минеральных ассоциаций вкрапленников и уровня концентраций многих редких элементов.

Другим важным отличием магматической истории четвертичного этапа кальдеры Уксичан является благоприятная обстановка для длительной магматической дифференциации, результатом которой является формирование ряда пород от шошонитов и латитов с плагиоклаз–пироксеновой ассоциацией вкрапленников к латитам и трахитам, в которых среди фенокристов присутствуют амфибол и биотит. Закономерности распределения редких элементов в указанном ряду пород вполне соответствуют их особенностям, свойственным процессам кристаллизационной магматической дифференциации.

Несмотря на несколько иные геохимические характеристики высококалиевых типов пород, ассоциирующих с образованиями шошонит–лати-

товой серии, они близки к последним по парагенезисам минералов–вкрапленников и являются, по-видимому, продуктами единых магматических процессов. Высококалиевые породы среднего состава слагают в основном экструзивные тела кальдеры Уксичан, в них присутствуют включения раскристаллизованных образований, принадлежащих к ряду составов шошонит–латитовой серии (см. табл. 3). Поэтому формирование высококалиевых разновидностей вулканитов, в результате процессов кристаллизационной дифференциации латитовых расплавов в малоглубинных камерах, на наш взгляд, вполне вероятно.

ВЫВОДЫ

1. Вулкан–кальдера Уксичан является модельным примером проявления в островодужной обстановке сопряженных и последовательно сменяющих друг друга плиоцен–четвертичных вулканических пород известково–щелочной и субщелочной шошонит–латитовой серий.

2. Известково–щелочная серия представлена вулканитами основного состава (базальты) при низком значении более кремнекислых членов. Породы промежуточной высококалиевой ветви, а также продукты шошонит–латитовой серии образуют относительно полный спектр составов от высококалиевых базальтов и шошонитов до высококалиевых дацитов и кварцевых трахитов.

3. Геохимическая специфика известково–щелочных вулканитов выражается в их высокой магнезиальности, обогащенности Ni, Cr и относительно низких содержаниях Ti, P и литофильных редких элементов. По отношению к ним высококалиевые основные эффузивы более глиноземисты и обогащены K, Rb, Ba, концентрации которых максимальных значений достигают в четвертичных породах шошонит–латитовой серии.

4. Минералого–геохимические различия продуктов магматической эволюции сравниваемых серий влк. Уксичан указывают на их независимое происхождение. Образование расплавов известково–щелочной серии происходило при больших степенях частичного плавления мантийного субстрата и, вероятно, на больших глубинах. Высококалиевые и шошонит–латитовые магмы формировались под воздействием глубинных, обогащенных некогерентными элементами, мантийных флюидов и при меньших степенях плавления пород верхних горизонтов мантии. Процессы кристаллизационной дифференциации в промежуточных магматических камерах ответственны за проявление пород состава латит — кварцевый латит — трахит — кварцевый трахит, а также кремнекислых членов высококалиевого ряда.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Вольнец О. Н. и др. Вариации вещественного состава и изотопных соотношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. Тезисы докладов Всесоюз. совещания. — М.: Наука, 1986. — С. 153—184.
- Апрелков С. Е., Ежов Б. В. Условия формирования вулканических поясов Камчатки // Вулканология и сейсмология. — 1980. — № 5. — С. 3—11.
- Балеста С. Т., Зубин М. И., Утнасин В. К., Аносов Г. И. Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // Вулканизм островных дуг. — М.: Наука, 1977. — С. 35–42.
- Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975—1976. — М.: Наука, 1984. — 637 с.
- Вольнец О. Н., Пополитов Э. И., Патока М. Г., Аношин Г. Н. Геохимия позднеплиоцен–субщелочных и щелочных лав Курило–Камчатской островной дуги // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. — Новосибирск: Наука, 1984. — С. 108—126.

- Классификация** и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981. — 160 с.
- Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д.** Фосфор в процессах плавления мантии // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 269, № 5. — С. 1192—1194.
- Кузьмин М. И., Пополитов Э. И.** Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса // Геохимия. — 1978. — № 5. — С. 691—699.
- Куно Х.** Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг // Окраины континентов и островных дуг. — М.: Мир, 1970. — С. 249—261.
- Лутц Б. Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980. — 246 с.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важевская А. А., Огородова А. С.** Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки // Вулканизм и геохимия его продуктов. — М.: Наука, 1966.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важевская А. А., Огородова А. С.** Вулканы и чет-вертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. — М.: Наука, 1972. — 190 с.
- Пополитов Э. И., Вольнец О. Н.** Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. — Новосибирск: Наука, 1981. — 182 с.
- Стефанов Ю. М., Широкий Б. И.** Металлогения верхнего структурного этажа Кам-чатки. — М.: Наука, 1980. — 103 с.
- Фор Г., Пауэлл Дж.** Изотопы стронция в геологии. — М.: Мир, 1974, — 203 с.
- Хедж К. Е., Горшков Г. С.** Изотопный состав стронция в вулканических породах Кам-чатки // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 233, № 6. — С. 1200—1203.
- Cole J. W.** Structure, petrology and genesis of Geonosoic volcanism, Taupo Volcanic Zone, N. Z. — N. Z. // Journ. Of Geol. And Geoph. — 1980. — V. 22, N 6. — P. 631—657.
- Gill J. B.** Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an Island Arc // Contrib. Miner. and Petrol. — 1970. — V. 27. — P. 179—203.
- Gill J. B.** Orogenic Andesites and Plate Tectonics. — Springer Verlag, 1981. — 396 p.
- Jaganneham A., Boyd F. R.** Partitioning of Ti and Al its bearing on the more basal-tics // Carnegie a Inst. Annual. Rept. Die. Geophys. Lab., 1972—1973. — Washing- ton, 1973.
- Klerkx J., Deutsch S., Pichler H., Zeil W.** Strontium isotopic composition and trase ele-ment data bearing on the origin of cenosoic volcanic rocks of the central and south-ern Andes // J. of volcanol. and Geothermal Res. — 1977. — N 2. — P. 49—71.
- Kurasawa H.** Strontium isotopic ratios of the volcanic rocks in the western part of the San-in region and the surrounding area, Southwest Japan // Bull. Volcanol. Soc. of Japan. — 1984. — V. 29, N 3. — P. 215—234.
- Morrison G. W.** Characteristics and Tectonic setting of the schoshonite rock assotia-tion // Lithos. — 1980. — V. 13, N 1. — P. 98—108.
- Powell M., Powell R.** Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal // Miner. Mag. — 1977. — V. 41(318). — P. 257—263.