

THE ORE-METASOMATIC ZONALITY AND THE FLUID REGIME
OF THE FORMATION OF THE GOLD-QUARTZ MINERALIZATION
IN THE KHUDZHAKH-BERELAKHSKY INTERFLUVE

(North East Russia)

The mineral composition of ores and the attendant metasomatites in the country carbon-terrigenous rock masses has been studied in a series of typomorphic areas, where the mineralization of the gold-quartz low-sulfide formation occurs in the southeastern flank of the Yano-Kolymsky gold belt. The study of quartz in the gold-bearing and non-metalliferous veins has been carried out by using the thermobarogeochemical methods. It has been ascertained that the carbonitization, shungitization and sulfidation are the major types of the metasomatic transformations, the seritization playing the subordinate part. These types are peculiar of every gold-bearing area, but their ratio is different. It is being proved that the above mentioned types of the metasomatites belong to the genetically unified vertical column of the metasomatic zonalities of the redox type. From this point of view the mineralogy and efficiency of the gold mineralization, and the fluid composition in the inclusions of the quartz veins have been discussed. It is suggested to put the regularities revealed to use with the aim of prospecting, prognosis and the preliminary evaluation of the type of mineralization under consideration.

УДК 550.4.734(571.63)

Л.А. Изосов, Л.И. Маляренко

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ФОРМАЦИЙ
ПРИМОРЬЯ

Излагаются результаты петрохимических исследований магматитов основного, среднего и кислого состава девонских формаций Приморья. По петрохимическим признакам среди них различаются континентальные и океанические породы, представляющие толеитовую, известково-щелочную и щелочную серии. Континентальные магматиты развиты в пределах Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (восточная краевая часть позднебайкальского Ханкайского массива). Их формирование связано с коллизионными процессами (ранний девон) и рифтогенезом (поздний девон), приведшим к формированию дива-структур. Породы океанического происхождения, залегающие как экзотические глыбы и чешуи в мезозойских микститах, являются образованиями срединно-океанических хребтов, островов и гайотов. Петрохимические пересчеты показывают, что раннедевонская риолитовая формация обладает вполне определенными перспективами в отношении колчеданно-полиметаллического оруденения.

До сравнительно недавнего времени девонские образования Приморья рассматривались совместно с ордовикскими (?) и силурийскими отложениями [2]. В настоящее время в Западном Сихотэ-Алине в пределах позднебайкальского Ханкайского массива установлены палеонтологически охарактеризованные стратоны всех трех отделов девона [4]. Кроме того, в Южном Сихотэ-Алине (мезозойская Сихотэ-Алинская покровно-складчатая область) известны находки пород, содержащих позднедевонские окаменелости (данные А.П. Никитиной, Г.С. Белянского, 1987 г., [8]). Они образуют экзотические глыбы и пластины в верхнеюрско-нижнемеловой олистостроме.

Целью предлагаемого исследования являлось определение петрохимических особенностей девонских формаций Приморья с тем, чтобы выяснить геодинамические обстановки их формирования. Для этого компьютерной обработке по программам NEWPET, РЕБУС были подвергнуты результаты силикатных анализов девонских магматитов различной фациальной принадлежности. Этот обширный петрохимический материал был собран, в основном, за два последних десятилетия в процессе крупномасштабного геологического картирования Западного Приморья и лишь в незначительной мере заимствован из литературных источников. Химические исследования образцов проводились в Центральной лаборатории производственного объединения Приморгеология.

Западный Сихотэ-Алинь

Нижний девон. Нижний девон представлен здесь толщей риолитов и их туфов (500—950 м), относящейся к базальт-риолитовой формации (рис. 1).

В поле развития девонских вулканических покровов встречаются экстрезии риолитов в виде караваяобразных массивов высотой до 700 м (поперечное сечение от 3×4 до 2×6 км) с резко выраженными контактами [3]. Раннедевонские plutоны представлены Кленовским субвулканическим интрузивом габброидов, гибридных пород, адамеллитов и гранофиринов, связанных фациальными взаимоотношениями. Он, вероятно, комагматичен толще риолитов и их туфов, с которой имеет активные взаимоотношения.

Средний—верхний девон. Средний—верхний девон представлен люторгской свитой (490—1120 м) — терригенной слабоугленосной формацией, обнажающейся в окрестностях сел Виноградовка, Флегентово, Новогордеевка, в Артемовском районе и на п-ове Трудный, а также вассиановской свитой (530—2010 м), относящейся к терригенной пестроцветной формации, широко развитой к югу от с. Черниговка. Люторгская свита охватывает средний и верхний отделы девона полностью, а вассиановская — средний и часть верхнего отдела (см. рис. 1).

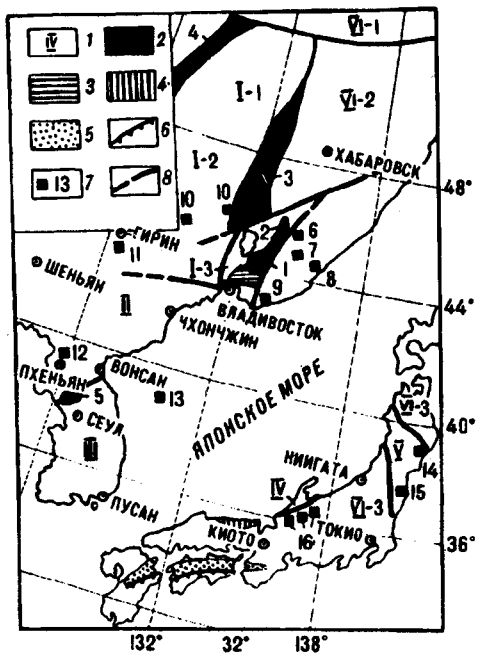
Верхний девон. В строении верхнего девона, развитого в южной части хр. Синий, участвуют левочерниговская свита (790 м) и толща туфоалевролитов и песчаников (650 м), которые, вероятно, замещают друг друга по простиранию и представляют терригенно-вулканогенную формацию, а также снегуровская толща (1120—2300 м) — терригенная пестроцветная формация (см. рис. 1).

По данным В.П. Сороки [6], который изучил керны опорных скважин № 1 и 3, вскрывших полный разрез левочерниговской свиты в устье и в истоках р. Левая Черниговка (А.С. Бражников, 1981 г.), она имеет двучленное строение. Нижняя толща (200 м) сложена базальтами, субщелочными базальтами, трахибазальтами и трахиандезиобазальтами; для верхней толщи (150—300 м) типичны трахиандезиты, трахиты, кварцевые латиты и триадациты.

Среди верхнедевонских базальтоидных покровов обособляются вулканические постройки шитовидного типа, от которых иногда сохраняются лишь нежки и субвулканические массивы. Они четко фиксируются интенсивными изометричными магнитными максимумами [3].

Рис. 1. Схема распространения девонских и сопоставляемых с ними отложений в Япономорском регионе.

1—5 — основные структурные элементы Япономорского региона: I (I—V) — докембрийский комплекс основания: I — массив Бурейя — Цзямусы или Северо-Восточный выступ Китайской платформы (блоки: I-1 — Бурейнский, I-2 — Фэншуйлинский, Кэнтэйский, Дахэжэньский и др., I-3 — Ханкайский); II — Сино-Корейская параллельная платформа, III — Янцзы параллельная платформа, IV — массив Хида, V — аккрецированный микроконтинент Южный Китаками; VI — мезо-кайнозойские покровно-складчатые системы (VI-1 — Монголо-Охотская, VI-2 — Сихотэ-Алиньская, VI-3 — Японская); 2 — девонские прогибы (1 — Южно-Синегорский, 2 — Тамгинский, 3 — Урмийский, 4 — Норско-Сухотинский, 5 — Ниджиганский); 3 — девонский чехол Ханкайского массива; 4 — среднепалеозойский аккреционный комплекс Циркум — Хида — Нагато; 5 — метаморфический пояс Самбагва с выходами предположительно девонских отложений; 6 — аккрецированная островная дуга Курозэгава; 7 — локальные выходы девона (6 — Ореховский, 7 — клочка Степанова, 8 — Фудзинова Камня, 9 — Киевский, 10 — провинция Хэйлуцзян: горы Баоцин, Мишань, левобережье р. Муданьцзян, 11 — провинция Цзялинь, г. Гирин, 12 — Пхеньянский, 13 — Восточно-Корейской возвышенности Япономорской впадины, 14 — Южный Китаками, 15 — Абукума, 16 — Хида); 8 — главные разломы, установленные и предпологаемые.



Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	76,75	74,74	71,87	71,68	70,34	45,34	47,61	60,80
TiO ₂	0,75	0,18	0,29	0,24	0,37	3,16	2,41	1,05
Al ₂ O ₃	12,11	12,96	14,50	14,25	14,92	15,25	16,23	16,65
Fe ₂ O ₃	1,48	1,50	3,01	2,34	2,92	5,32	4,33	1,72
FeO	0,66	0,81	1,29	1,37	1,86	8,06	7,48	4,38
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,20	0,20	0,13
MgO	0,41	0,16	0,43	1,17	0,64	6,35	5,47	2,00
CaO	0,07	0,47	0,32	0,27	0,73	11,41	10,43	6,30
Na ₂ O	1,80	3,57	1,86	3,44	2,12	2,30	2,66	3,56
K ₂ O	4,99	4,77	4,09	4,82	3,75	0,45	0,53	2,03
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,04	0,03	0,09	0,35	0,18	0,12
п.п.п	1,20	0,54	1,61	1,30	2,16	0,83	1,15	0,52
Сумма	100,26	99,75	99,33	100,94	99,95	99,02	99,68	99,26
Число проб	16	4	2	5	4	8	6	8

Кроме описанных девонских отложений в Западном Сихотэ-Алине юго-восточнее г. Дальнереченск на левобережье р. Малиновка развиты нерасчлененные силурийско-среднедевонские или ниже-среднедевонские отложения [4], которые относятся к тамгинской свите мощностью 4600 м (карбонатно-терригенная формация).

Итак, в строении девонских разрезов Западного Сихотэ-Алиня выделяются морские терригенно-вулканогенные и наземные терригенные ассоциации, зачастую не выдержанные по простираению, имеющие скользящие границы и переменные мощности. В целом эта мощная серия по терминологии китайских геологов может быть отнесена к "формации типа пиньшань" (сосна). Морские образования имеют значительную мощность (до 7250 м), содержат в больших количествах вулканиты, смяты в брахиформные складки и развиты в зонах влияния структурных швов и региональных разломов. Субаэральные формации сравнительно маломощны (до 1120 м), амагматичны, слабо угленосны и залегают плащеобразно. Первые выполняют полигенетические структуры активизации [3], вторые слагают их крылья и чехольный комплекс в пределах тектонически пассивных блоков Ханкайского массива [4]. Что касается карбонатно-терригенной формации, то она развита в линейном прогибе рифтогенного типа, обрамляющем с востока этот кратон.

Южный Сихотэ-Алинь

В Южном Сихотэ-Алине девонские отложения выделяются в Центральном и Прибрежном районах, где широко распространены мезозойские микститы. В Центральном районе в бассейне руч. Степанова (правый приток р. Уссури) А.И. Ханчук и др. [8] к верхнему девону относят базальтоиды, а осадочные породы — к верхнему девону — нижней — верхней перми. При этом верхний девон определен здесь по конодонтам, заключенным в нижней части слоя кремней (20 м), в верхах которого найдены уже раннекарбоновые формы. На правобережье руч. Большой Ключ (бассейн р. Ореховка) в толще кремней и кремнисто-глинистых пород наблюдаются тела кремней позднедевонского (по фораминиферам, обнаруженным А.П. Никитиной и Г.С. Белянским), пермского и позднепермского (по конодонтам) и мезозойского (по радиоляриям) возраста. Вероятно, среднепалеозойские кремни слагают в данном случае тектонические отторженцы.

магматитов Приморья, мас. %

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
67,54	70,38	49,10	53,70	56,00	60,49	58,51	49,79	49,14	50,80	56,00
0,51	0,30	1,54	1,25	0,96	0,77	0,93	1,69	1,93	1,65	1,40
15,16	15,40	16,50	16,51	16,41	16,04	15,50	17,30	17,96	16,56	16,34
1,10	0,64	8,52	7,56	6,51	7,33	8,69	5,62	6,00	5,88	5,06
3,23	2,06	6,13	5,22	5,52	2,79	3,38	6,00	6,00	5,00	6,00
0,12	0,04	0,13	0,15	0,15	0,13	0,11	0,18	0,19	0,24	0,07
0,92	0,49	3,08	1,71	0,66	0,63	1,37	7,42	4,57	5,64	3,57
2,52	1,13	4,29	3,00	1,64	0,91	1,13	9,16	9,53	8,66	6,22
4,07	3,98	1,24	1,73	1,94	4,04	1,76	2,24	2,46	3,04	2,61
3,00	4,60	2,12	4,45	7,15	4,61	4,32	0,35	1,79	2,19	2,61
0,10	0,06	0,25	0,26	0,16	—	—	0,26	0,42	0,36	0,13
0,60	0,22	6,78	3,69	2,41	2,10	3,00				
98,87	99,30	99,68	99,22	99,61	100,00	98,70	100,01	99,99	100,02	100,01
11	7	3	8	3	3	6	1	3	2	1

В Прибрежном районе девон установлен (Б.В. Поярков, А.П. Никитина, 1987 г.) на горе Фудинов Камень. Здесь в самой нижней части его разреза известняки переслаиваются с песчаниками и в первых содержатся фаменские фораминиферы. Фаменские слои, по мнению А.П. Никитиной и Г.С. Белянского, прорываются спилитами, а по представлениям Ф.И. Ростовского, проводившего здесь крупномасштабную геологическую съемку, подстилаются ими. А.И. Ханчук с соавторами [8] отмечают, что между известняками и подстилающими их эффузивами имеются латеритная кора выветривания и отложения бокситов. Прибрежный район характеризуется чешуйчато-надвиговым строением, и гора Фудинов Камень, расположенная в поле развития юрских микститов, является, вероятно, клипсеном.

В целом девонские образования Южного Сихотэ-Алиня можно рассматривать как руины карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенной формации, залегающие в виде глыб, чешуй и тектонических пластин в толще мезозойских микститов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В петрохимическом отношении девонские магматиты Приморья представляют (табл. 1), в основном, известково-щелочную и щелочную серии (рис. 2, А). На классификационной диаграмме К.Г. Коха и др. [10] они образуют следующие породные группы (см. рис. 2, Б): базальты, андезиты, трахидациты, дациты и риолиты. Кроме того, среди них выделяются такие различия, как бенморииты (№ 13 — трахиандезибазальт и № 21 — трахит). По [12], среди магматитов Приморья различаются (см. рис. 2, В): трахибазальты, трахиандезиты, толеитовые базальты, андезиты, трахириолиты, щелочные риолиты и риолиты. При этом субвулканические габброиды (№ 6, 7) вместе с позднедевонскими базитами (№ 11, 16, 17) попадают в толеитовую серию. Вообще же, большая часть исследуемых магматитов относится к толеитовой серии, если основываться на диаграмме [11], причем базальтоиды океанического генезиса располагаются и в толеитовом (№ 24, 26, 27) и в известково-щелочном (№ 25) полях (рис. 3, А). И все они вместе с трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами и трахитами (№ 12—14, 18) являются щелочными породами (см. рис. 2, Г).

Что касается геодинамических условий формирования магматических пород Приморья, то здесь, имея в виду всю условность построений, большую

Компонент	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	59,50	58,32	60,26	67,40	46,52	46,82	48,06	48,62
TiO ₂	0,70	0,83	0,87	0,35	2,51	2,09	3,25	3,24
Al ₂ O ₃	16,25	17,10	15,56	15,65	15,16	16,36	13,75	15,87
Fe ₂ O ₃	5,77	5,46	6,07	2,92	4,40	5,59	10,99	11,68
FeO	6,00	6,00	6,00	2,00	7,56	4,82	3,77	1,43
MnO	0,27	0,21	0,20	0,09	0,19	0,13	0,19	0,16
MgO	1,09	0,73	1,07	1,06	7,66	7,05	4,26	2,72
CaO	2,65	2,02	2,20	1,86	10,33	7,38	6,39	7,97
Na ₂ O	5,43	4,18	3,05	3,65	2,81	4,07	4,51	4,16
K ₂ O	2,10	5,25	4,36	4,84	1,29	0,27	0,35	0,53
P ₂ O ₅	0,28	0,29	0,37	0,19	0,44	0,27	0,71	0,52
п.п.п					1,10	5,23	3,60	2,89
Сумма	100,04	100,39	100,01	100,01	99,97	100,08	99,83	99,79
Число проб	2	3	2	2	3	2	4	3

Примечание. В таблице использовано 115 силикатных анализов. Материалы: Л.А. Изосов, 1969 г. (11–15); О.Г. Старов, 1982 г. (1–5); В.П. Сорока, 1987 г. (16–25); П.А. Недашковский, 1980 г. (6–10); А.И. Ханчук и др., 1988 г. (24–27). 1–5 — нижний девон (верховья р. Илестя); 1 — риолиты, 2 — трахириолиты, 3 — риодациты, 4 — трахириодациты, 5 — низкощелочные риодациты; 6–10 — раннедевонские плутонические образования (верховья р. Илестя); 6 — пироксеновые габбро, 7 — амфиболовые габбро, 8 — гибридные породы, 9 — адамеллиты, 10 — гранофиры; 11–27 — верхний девон (11–23 — бассейн р. Левая Черниговка); 11, 16 — базальты, 12, 18 — трахибазальты, 13, 19 — трахиандезитобазальты, 14, 15–20 — трахиандезиты, 17 — субщелочные базальты, 21 — трахиты, 22 — кварцевые латиты, 23 — трахидациты, 24–27 — базальты (24 — г. Фудинов Камень; 25 — руч. Батенкин Лог — Папиркин; 26 — дорога Новомихайловка — Булыга — Фадеево; 27 — руч. Степанов).

их часть можно отнести к позднеорогенным образованиям [9], (см. рис. 3, Б). Среди пород встречаются мантийные дифференциаты (№ 1, 3, 5 — риолиты), а также разности, сформировавшиеся при доплитной коллизии (№ 8, 11, 16, 19 — гибридные породы, базальты и трахиандезиты), коллизии (№ 2 — трахириолиты) и постколлизийных поднятиях (№ 9 — адамеллиты). Эти данные в целом не противоречат нашим представлениям [7] о принадлежности изученных пород к восточной ветви Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, развившейся на краю Ханкайского массива. Судя по диаграмме Е.Д. Муллена [13] (см. рис. 3, В), часть рассматриваемых пород (№ 11, 17) представляют андезиты океанических островов. Помимо действительно океанических образований [8] в эту категорию попадают базальты и щелочные базальты вулканотектонических депрессий (№ 11, 17), что, по-видимому, объясняется их мантийным происхождением и конвергенцией петрохимических признаков. Среди последних выделяются также породы срединно-океанических хребтов (№ 2, 7 — габбро), толеиты океанических островов (№ 6 — габбро). В то же время, отмечаются хорошие совпадения (№ 25 — базальты попадают в поле толеитов океанических островов).

Андезитовым толеитам океанических островов соответствуют трахибазальты (№ 12) и трахиандезитобазальты (№ 19) наложенных впадин. И, наконец, базальтоиды данного генезиса (№ 12, 13, 19), судя по диаграмме [14], могут быть сопоставлены с серией пород из спрединговых центров островов (см. рис. 3, Г).

Таким образом, девонские магматиты Западного Приморья, сформировавшиеся в пределах окраинно-континентального вулканического пояса, несут некоторые петрохимические признаки, сближающие их с образованиями океанов. Это можно объяснить растяжением и "растаскиванием" континентальной коры при рифтогенезе, что привело к глубокому проникновению в мантию каналов, питающих девонский магматизм.

Рассмотрев общие особенности химизма девонских образований Приморья, перейдем к раннедевонским и позднедевонским комплексам, разделенным амагматичной средне-позднедевонской терригенной пестроцветной

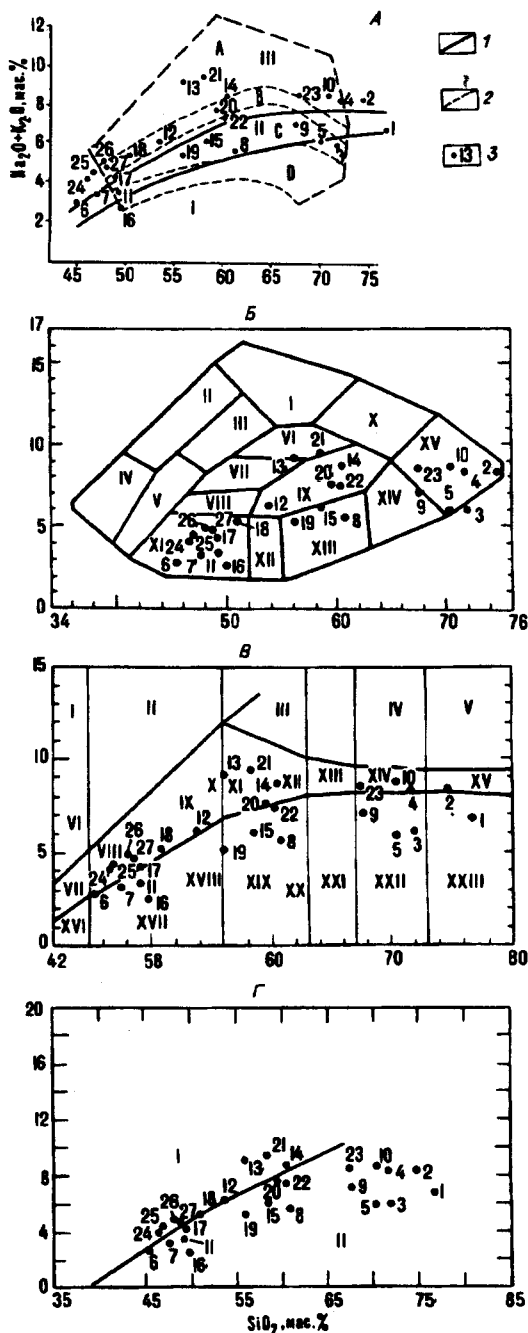


Рис. 2. Диаграммы щелочность—кремнезем для девонских магматических образований Приморья.

А — диаграмма полей колчеданосных формаций [1]. 1 — генеральные границы между полями толентовой (I), известково-щелочной (II) и щелочной (III) серий по X. Куно; 2 — границы полей колчеданосных формаций: А — неколчеданосные провинции, В — неколчеданосные формации колчеданосных провинций, С — провинция с колчедано-полиметаллическим оруденением, D — провинция с медно-цинково-колчеданным и медно-колчеданным оруденением; 3 — здесь и далее — анализ и его номер в табл. 1. Б — диаграмма по К.Г. Коху [10]. Поля: I — фonoлиты, II — фonoлиты-нефелиниты, III — фonoлиты-трахиты, IV — нефелиниты, V — базальты + трахиты, VI — бенмориты, VII — муджириты, VIII — гавайиты, IX — трахиандезиты, X — трахиты, XI — базальты, XII — базальты-андезиты, XIII — андезиты, XIV — дациты, XV — риолиты. В — диаграмма по А.К. Миддлмосту [12]. Поля: I — нефелиниты, II — фonoлиты, III — щелочные базальты, IV — пантеллериты, V — комендиты, VI — базаниты, VII — щелочные пикриты, VIII — щелочные оливиновые базальты, IX — трахибазальты, X — трахиандезиты, базальты, XI — трахиандезиты, XII — трахиты, XIII — трахидациты, XIV — трахириолиты, XV — щелочные риолиты, XVI — пикриты, XVII — толентовые базальты, XIX — андезиты, XX — андезидациты, XXI — дациты, XXII — риодациты, XXIII — риолиты. Г — диаграмма Т.Х. Ирвина и И.Р.А. Баррагара [11]. Поля: I — щелочная, II — субщелочная серия.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	76,44	76,00	71,12	71,84	71,62	75,00	73,24	73,98
TiO ₂	0,11	0,17	0,23	0,23	0,23	0,23	0,42	0,20
Al ₂ O ₃	12,90	13,26	14,11	14,11	14,11	13,10	15,87	13,57
Fe ₂ O ₃	1,12	1,56	1,02	1,04	1,81	1,24	1,00	1,26
FeO	0,72	0,61	2,27	2,52	0,97	0,76	0,40	1,75
MnO	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,03
MgO	0,32	0,38	0,32	0,38	0,45	0,13	0,45	0,34
CaO	0,09	0,09	1,33	0,80	1,15	0,18	0,09	0,27
Na ₂ O	1,75	2,00	3,33	3,00	2,66	2,00	3,00	2,60
K ₂ O	4,67	4,33	4,10	4,10	5,00	6,10	3,60	3,96
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05
п.п.п	2,71	2,53	2,00	2,68	3,35	1,42	3,66	3,02
Сумма	100,88	100,94	99,91	100,78	101,40	100,20	101,76	101,03

формацией. При этом мы попытаемся различить в них более мелкие петрохимические черты и, таким образом, уточнить характер эволюции девонского магматизма в регионе.

Для раннедевонских вулканитов (см. табл. 1) типично некоторое преобладание калиево-натриевых разностей, хотя среди них встречаются калиевые (№ 1, 2, 11—15, 19) и натриевые (№ 6, 7, 25—27) породы. Это указывает на то, что при заложении раннедевонских депрессий на позднебайкальском фундаменте Ханкайского массива в последнем возникли не только коровые, но и мантийные расколы, по которым поставлялась практически неконтаминированная магма. Примечательно, что 28,4 % анализов раннедевонских вулканитов характеризуют формации провинции с колчеданно-полиметаллическим орудением (см. рис. 3, А, [1]). Более детальное изучение петрохимических особенностей данного комплекса (табл. 2) в южной части Южно-Синегорской дива-впадины [3] показало, что значительная его часть представляет, по [10], риолиты (№ 3—6, 12, 20—22) и дациты (№ 13, 14, 23). Выделяются также андезиты (№ 25), трахиандезиты (№ 26) и гавайты-андезибаазальты (№ 28). На диаграмме [12], трахиандезиты (№ 26) и гавайты-андезибаазальты (№ 28). На диаграмме [12] эти породы попадают в поля риолитов (№ 1, 2, 7—11, 15, 16, 19), риодацитов (№ 3—5, 13), дацитов (№ 14, 21, 23), щелочных риолитов (№ 18), трахириодацитов (№ 12, 20), трахитов (№ 22), трахибаазальтов (№ 28) и диабазов (№ 29). Незначительная часть раннедевонских магматитов относится к толеитовой (№ 12, 21, 23—26) и щелочной (№ 28) сериям, а все остальные являются известково-щелочными и субщелочными [11]. По тектоническому положению раннедевонский вулканоплутонический комплекс представляет собой [9] продукты мантийной дифференциации (№ 28), доплитной коллизии (№ 27), постколлизиионных поднятий (№ 14, 23—25), позднеорогенных (№ 20—22, 26), посторогенных (№ 7, 8, 16, 18) и синколлизиионных (№ 3—6, 13, 16, 19) процессов. То есть, исходя из чисто формальных построений, спектр геодинамических условий образования данных пород весьма широк, но, учитывая их структурное положение (в пределах Западно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса), можно с уверенностью полагать, что формирование этих магматитов так или иначе связано с коллизиионными процессами.

В северной и центральной частях Южно-Синегорской дива-структуры (Грибнинская вулканотектоническая депрессия и Еловое вулканокупольное поднятие) раннедевонский вулканоплутонический комплекс имеет более

Известкинской вулканотектонической депрессии, мас. %

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
78,44	73,94	76,56	67,68	68,06	64,98	75,16	79,02	82,78	77,08	77,30	70,88
0,14	0,27	0,20	0,43	0,53	0,56	0,20	0,05	0,04	0,10	0,05	0,37
12,50	14,36	13,40	15,43	16,21	15,05	13,30	11,13	8,39	10,85	11,60	13,34
1,41	2,32	1,17	3,60	3,05	0,37	1,16	0,82	0,85	1,90	1,50	1,56
0,82	1,22	0,82	3,50	1,43	4,90	0,84	1,54	1,36	1,01	1,75	2,38
0,04	0,07	0,01	0,10	0,03	0,17	0,03	0,05	0,05	0,07	0,02	0,08
0,41	0,34	0,34	0,47	0,92	1,22	0,13	0,03	0,09	0,07	0,12	0,27
0,09	0,18	0,04	0,36	0,32	0,24	0,18	0,26	0,26	0,70	0,70	1,67
1,28	1,08	0,14	4,30	2,80	2,82	3,24	2,84	2,61	0,80	3,75	4,44
2,58	4,44	5,14	4,70	3,91	4,33	4,35	5,00	3,39	7,66	4,33	4,33
0,05	0,03	0,02	0,10	0,10	0,14	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
2,81	3,47	1,78	1,29	2,38	2,18	1,17	0,48	0,61	0,67	0,27	0,86
100,57	101,72	99,62	101,96	99,74	99,96	99,77	101,23	100,44	100,92	101,40	100,21

однородный состав (табл. 3). Он, в основном, представлен кислыми породами нормальной щелочности, а также щелочными риолитами. Среди них иногда встречаются трахириолиты (№ 6, 14) и риодациты (№ 4, 12). Все породы относятся к известково-щелочной серии [11], являются синколлизийными и посторогенными образованиями [9], т.е. их формирование происходило на жестком сиалическом основании в условиях высокой тектонической подвижности.

Позднедевонские магматиты, в отличие от вышеописанных, обнаруживают значительное разнообразие петрохимических свойств (см. табл. 1), что связано, главным образом, с различным происхождением локальных магматических комплексов. Для тех из них, которые выполняют вулканотектонические депрессии на кристаллическом основании, характерны калиевые и калиево-натриевые высоко- и весьма высокоглиноземистые породы. Напомним, что девонские изверженные породы, развитые в восточном обрамлении Ханкайского массива (вместе с карбоновыми и пермскими магматитами), образуют восточную ветвь Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, которая рассматривается как островная дуга, заложённая на докембрийском гранитно-метаморфическом цоколе вдоль активной континентальной окраины [7]. При этом значительная часть магматитов сформировалась на краю жесткого блока в пределах кольцевых вулканотектонических структур. Базальтоиды же, залегающие в мезозойских микститах [8], относятся в подавляющем большинстве к натриевой серии и все являются умеренно глиноземистыми. На диаграмме Х. Куно (см. рис. 2, А) к толеитовой серии принадлежат лишь базиты, развитые в верховьях р. Черниговка, где они выстилают днище вулканотектонической впадины; все остальные представляют известково-щелочную серию. Как считает В.П. Сорока [6], верхнедевонская левочерниговская свита Западного Сихотэ-Алиня может быть разделена на две толщи: вулканиты нижней толщи представляют шошонитовую серию, а верхней — занимают положение между латитовой и шошонитовой сериями. Первые формировались в тыловых зонах островных дуг, а промежуточный характер петрохимических свойств вторых указывает на смену геодинамического режима. При этом для пород нижней толщи характерна высокая титанистость (1,69—1,73 %), в два раза превышающая концентрации титана в базальтах островных дуг. В то же время этот петрохимический признак характерен для образований структур растяжения, а высокими содержаниями рудиды (83—114 г/т), бария (600—1560 г/т), циркония (131—183 г/т) данные базальтоиды отличаются от океанических толеитов и континентальных базальтов [5]. Сочетание субщелочных вул-

Компонент	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	66,14	66,82	65,20	61,82	60,10	59,82	55,05	48,20	50,24
TiO ₂	0,68	0,43	0,72	0,62	0,83	0,54	0,98	1,21	0,97
Al ₂ O ₃	14,69	15,14	14,91	16,96	16,08	17,97	17,75	17,15	23,34
Fe ₂ O ₃	2,78	1,28	2,56	1,94	2,41	2,87	8,80	3,15	1,59
FeO	3,21	2,70	4,20	5,07	6,16	4,12	0,73	6,53	4,82
MnO	0,29	0,11	0,19	0,19	0,08	0,24	0,22	0,22	0,11
MgO	0,28	0,63	0,91	0,72	0,97	0,63	0,02	7,26	2,89
CaO	3,59	2,21	3,69	5,01	5,36	3,98	6,84	5,38	12,20
Na ₂ O	5,70	3,80	5,20	4,67	4,44	5,00	3,67	3,20	2,47
K ₂ O	2,38	4,71	1,95	2,07	2,07	1,99	1,65	3,18	0,43
P ₂ O ₅	0,09	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
п.п.п	1,38	1,84	0,72	1,25	0,89	2,36	1,16	3,76	1,30
Сумма	101,21	99,67	100,29	100,33	99,40	99,52	99,87	99,24	100,36

Примечание. Материалы: Н.Г. Мельников, 1972 г. (1-6); С.П. Роберман, 1967 г. (7-13); А.Г. Алафердов, 1971 г. (14, 15); О.Г. Старов, 1982 г. (16-29). Покровы: риолитов (1-5 - район с. Николаевка, 6 - устье р.ч. Аникин, 7 - верховья р. Артемовка, 17 - верховья р. Дульков), туфов риолитов (8 - район с. Виноградовка, 9, 10, 12 - верховья р. Виноградовка, 11 - район с. Известка, 16 - верховья р.ч. Зубов), дацитов (13 - верховья р. Снегуровка), туфов дацитов (14 - падь Тигровая), игнимбритов (15 - падь Тигровая, 18 - левобережье р.ч. Игнатов). Экструзии риолитов (19 - верховья р.ч. Горбатый). Субвулканические интрузии дацитов (22 - р.ч. Климова Яма). Интрузии: гранит-порфиров (20 - правобережье р.ч. Кипельный), гранодиоритов (21, 23 - водораздел р.ч. Кипельный - Горбатый), кварцевых диоритов (24, 26 - р.ч. Ивановский ключ), диоритов (27 - верховья р.ч. Ивановский Ключ), габбро (29 - район с. Кленовка). Ксенолит трахиандезитов (25 - правобережье р.ч. Ивановский Ключ). Дайка диабазов (28 - верховья р.ч. Нулевой).

канитов с толеитами и известково-щелочными базитами говорит о возможности формирования этой ассоциации из толеитового расплава. Об этом свидетельствует изменение величины редкометалльного индекса пород от 4,5 в толеитах до 1563 в трахидацитах. Судя же по наличию единого эволюционного тренда для всего разреза девонских вулканитов, в том числе и для заведомо палингенных кислых образований, не исключается и палингенно-мафический генезис этих магм [5].

Как уже отмечалось, позднедевонские базальтоиды, представляющие собой экзотические глыбы в мезозойских хаотических толщах, сопоставляются А.И. Ханчуком и др. [8] с океаническими магматитами. Среди них выделяются два типа: относительно магнезиальные и титан-железистые. Первые соответствуют нормальному типу базальтоидов, а вторые - типу обогащенных лантаном и другими некогерентными элементами базальтов срединно-океанических хребтов. Наиболее четкая корреляция в этом отношении устанавливается, по мнению данных авторов, для вулканитов, слагающих гору Фудинов Камень, которые представляют собой высокотитанистые породы - аналоги базальтов океанических островов и гайотов. Таким образом, петрохимические черты позднедевонских магматитов Приморья позволяют выделить среди них образования континентов и океанов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Формационный состав девона Приморья весьма разнообразен: здесь выделяются образования дива-впадин, осадочного чехла Ханкайского кристаллического массива и океанов. Последние наблюдаются в виде экзотических глыб в мезозойских микститовых толщах.

2. Магматиты, входящие в состав формаций девона, представляют все основные петрохимические серии: толеитовую, известково-щелочную и щелочную. Среди них по петрохимическим данным можно различить континентальные и океанические породы.

3. В ряде случаев образования дива-структур несут петрохимические черты, сближающие их с океаническими магматитами. Это явление, по-

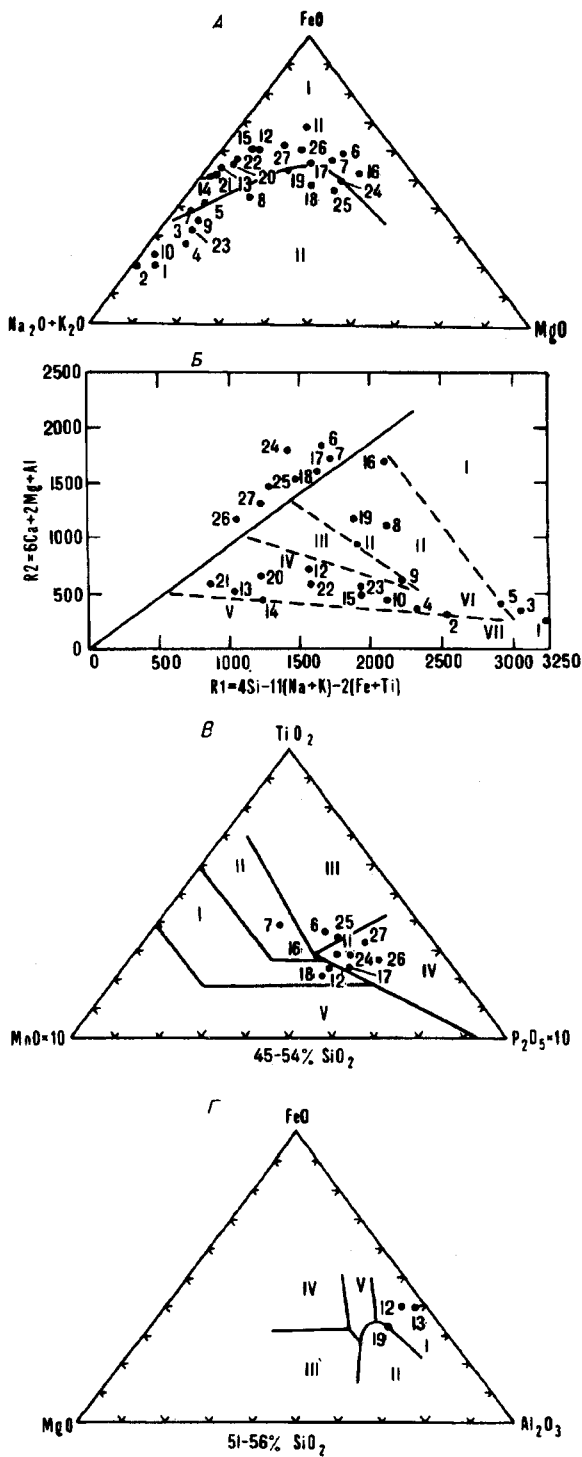


Рис. 3. Тройные треугольные диаграммы для девонских магматических образований Приморья. А – диаграмма FeO/Na₂O/K₂O/MgO [11, фиг. 2]. Поля: I – толеитовая, II – известково-щелочная серии. Б – диаграмма R₂(6Ca + 2Mg + Al)/R₁(4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)) [9]. Петрогенетические обстановки образования пород: I – мантийное фракционирование, II – доплитная коллизия, III – постколлизийное поднятие, IV – позднеорогенная, V – неорогенная, VI – синколлизийная, VII – посторогенная. В – диаграмма MnO/TiO₂/P₂O₅ [13]. Поля: I – толеиты островодужные, II – базальты срединно-океанических хребтов, III – толеиты океанических островов, IV – андезиты океанических островов, V – базальты известково-щелочные. Г – диаграмма FeO/MgO/Al₂O₃ [14]. Петрогенетические обстановки образования пород: I – спрединговые центры островов, II – орогенная, III – океанические хребты и ложе, IV – океанические острова, V – континент.

Химический состав раннедевонских магматитов Грибинской вулканической депрессии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	74,52	78,48	74,82	71,20	74,04	71,40	75,16	75,16	77,32	78,32
TiO ₂	0,21	0,19	0,20	0,34	0,31	0,27	0,21	0,15	0,13	0,19
Al ₂ O ₃	12,34	11,05	13,36	15,68	13,11	14,65	13,38	12,68	11,82	10,79
Fe ₂ O ₃	2,10	2,20	1,42	3,88	2,20	2,36	1,77	1,00	1,16	1,56
FeO	0,42	0,83	0,67	0,18	0,54	0,56	0,50	0,76	0,54	0,90
MnO	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,09	0,07
Mg	0,31	0,41	0,36	0,51	0,10	0,31	0,41	1,24	0,51	0,10
CaO	0,28	0,00	0,07	0,28	0,70	0,35	0,00	0,00	0,00	0,14
Na ₂ O	3,00	1,65	2,33	0,14	3,60	3,07	2,36	1,44	1,70	2,05
K ₂ O	6,00	3,78	5,00	4,96	4,89	5,68	4,96	6,00	5,55	4,29
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,01	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
п.п.п	0,60	1,13	1,74	2,66	0,48	1,08	0,91	1,16	0,90	1,56
Сумма	99,84	99,77	100,00	99,89	100,05	99,79	99,68	100,62	99,72	99,97

Компонент	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	77,32	76,30	76,70	77,62	78,16	73,70	73,94	77,12	76,60	74,34
TiO ₂	0,09	0,09	0,16	0,16	0,06	0,18	0,12	0,08	0,12	0,16
Al ₂ O ₃	12,50	12,40	11,48	11,48	12,36	13,25	12,99	12,97	12,79	13,80
Fe ₂ O ₃	0,82	0,89	0,45	0,77	0,06	1,88	2,42	1,32	1,08	2,12
FeO	1,18	0,04	1,29	1,18	0,59	0,04	0,13	0,04	1,15	0,04
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01		0,06
Mg	0,08	0,00	0,17	0,21	0,35	0,12	0,10	0,06	0,14	0,18
CaO	0,39	0,23	0,00	0,00	0,28	0,36	1,00	0,07	0,14	0,29
Na ₂ O	2,73	2,61	3,60	3,60	5,41	3,45	5,50	3,80	3,33	3,51
K ₂ O	4,95	5,28	5,52	4,90	1,72	5,70	3,00	4,50	4,80	5,50
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,05	0,02	0,06	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
п.п.п	0,56	0,61	0,14	0,17	0,03	0,67	0,03	0,20	0,00	0,31
Сумма	0,65	98,47	99,56	100,11	99,10	99,42	99,25	100,18	100,17	100,34

Примечание. Материалы: Л.А. Изосов, 1969 г. (1–11); О.Г. Старов, 1968 г. (12–14); Ю.Я. Громов, 1959 г. 1–14 – покровы и экструзии риолитов (бассейн р. Черниговка); 15–37 – субвулканические интрузии биотитовых

видимому, объясняется, во-первых, мантийным заложением магм контролирующих региональных разломов, а во-вторых — конвергенцией признаков.

4. Если подходить формально к результатам петрохимических построений, то можно прийти к выводу о довольно широком спектре геодинамических обстановок, при которых накапливалась раннедевонская риолитовая формация Ханкайского массива. Однако приуроченность ее к Западно-Сихотэ-Алинскому вулканическому окраинно-континентальному поясу в целом подчеркивает связь этих образований с коллизионными процессами.

5. Накопление позднедевонской терригенно-вулканогенной формации Западного Сихотэ-Алиня происходило, судя по петрохимическим особенностям, в условиях растяжения (рифтогенеза), что подтверждается залеганием этих образований в крупных вулканотектонических депрессиях.

и Елового вулканокупольного поднятия, мас. %

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
76,87	71,53	75,14	69,96	75,90	76,50	78,08	77,66	78,77	76,72	76,41
0,20	0,26	0,17	0,28	0,11	0,10	0,06	0,07	0,07	0,09	0,07
11,95	14,19	13,37	14,45	12,21	12,15	12,36	12,45	12,36	11,67	12,02
1,57	1,83	1,55	1,54	0,30	0,31	0,06	0,46	0,74	0,97	0,65
0,50	1,89	0,77	3,08	1,24	1,22	0,59	0,66	0,59	1,12	2,12
0,02	0,04	0,03	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04
0,20	0,14	0,07	0,02	0,25	0,30	0,35	0,10	0,41	0,00	0,04
0,07	1,84	0,27	1,20	0,53	0,48	0,28	0,40	0,35	0,28	0,14
1,22	3,66	1,90	3,70	3,37	3,00	5,41	5,09	2,45	3,43	3,55
5,86	4,00	4,64	4,78	4,72	4,47	1,72	1,98	2,37	5,15	4,58
0,00	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,06	0,04	0,06	0,01	0,01
1,01	0,78	0,61	1,20	0,84	0,85	0,72	0,62	1,72	0,38	0,50
99,47	100,21	98,53	100,31	99,47	99,38	99,71	99,55	99,90	99,84	100,13

Окончание табл. 3

32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
75,55	77,64	73,06	77,32	78,78	77,12	74,20	77,54	79,66	76,92	76,22
0,16	0,07	0,05	0,09	0,08	0,94	0,19	0,16	0,16	0,04	0,04
12,79	12,86	16,42	12,50	11,26	11,52	13,62	12,79	12,79	12,52	12,73
1,09	0,47	0,84	0,82	0,56	1,05	0,90	1,17	0,81	0,72	0,80
1,58	1,56	1,51	1,19	0,72	0,93	1,51	0,68	0,93	0,50	0,43
0,01	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00	0,03	0,01
0,24	0,04	0,01	0,08	0,07	0,04	0,21	0,28	0,35	0,00	0,03
0,29	0,00	0,00	0,36	0,00	0,18	0,70	0,00	0,00	0,18	0,23
2,75	3,06	5,46	2,73	3,09	3,20	3,50	3,31	0,20	4,65	4,20
4,89	5,09	2,76	4,95	4,62	4,62	4,17	2,66	3,84	4,04	4,04
0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01
0,20	0,58	0,30	0,56	0,40	0,72	0,40	0,78	1,41	0,65	0,68
99,56	100,39	100,48	100,63	99,58	100,33	100,07	99,39	100,20	100,26	99,42

(15,16): Н.Н. Заболотная, 1962 г. (17–19); В.А. Бажанов, 1966 г. (20–22, 33–37); Е.П. Колесников, 1967 г. (23–32, 38–42); лейкократовых и аляскитовых гранитов (бассейн р. Речушка), 38–42 — дайки риолитов (район с. Каленовка).

6. Раннедевонские магматиты обладают вполне определенными перспективами в отношении колчеданно-полиметаллического оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В.Д., Гладких В.С. О трендах распределения щелочей в вулканических сериях // Геология рудных месторождений. — 1985. — Т. 32, № 5. — С. 95–96.
2. Геология СССР. Т. XXXII. Ч. 1. — М.: Недра, 1969.
3. Изосов Л.А. Палеозойские вулканотектонические структуры Юго-Западного Синегорья // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока / ДВГИ ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 62–68.
4. Изосов Л.А. Формации силура, девона и карбона Приморского края // Сов. геология. — 1992. — № 3. — С. 35–45.
5. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989.

6. Сорока В.П. Геохимическая специализация вулканитов шононит-латитовой серии девонских внутриконтинентальных зон растяжения Ханкайского массива // Магматизм рудных районов и узлов / ДВГИ ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988. — С. 53—57.
7. Федчин Ф.Г., Изосов Л.А., Мельников Н.Г. и др. Западно-Сихотэ-Алинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. — М.: Наука, 1984. — С. 151—158.
8. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое / ДВГИ ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
9. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. — 1985. — V. 48. — P. 43—55.
10. Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The interpretation of igneous rocks. — London: George Allen and Unwin, 1979.
11. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rock // Canad. J. Earth Sci. — 1971. — V. 8. — P. 523—548.
12. Middlemost E.A.K. Magmas and magmatic rocks. — Essex: Longman Group Limited, 1985.
13. Mullen E.D. Mn/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. — 1983. — V. 62. — P. 53—62.
14. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Ibid. — 1977. — V. 36. — P. 121—132.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 марта 1994 г.

Izosov L.A., Malyarenko L.I.

PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF THE DEVONIAN FORMATIONS OF PRIMORIE

The paper presents the results of petrochemical studies of the basic, intermediate and the acidic magmatites in the Devonian formations of Primorie. The continental and the oceanic rocks, including the tholeiitic, calcareous-alkaline and the alkaline series, are distinguished according to the petrochemical criteria. The continental magmatites are spread within the West-Sikhote-Alin volcanic belt (the eastern marginal area of the Late Baikalian Khankai massif). These rocks are formed due to collision processes (the Early Devonian) and the riftingogenesis (the Late Devonian), resulting in the formation of the diwa structures. The oceanic rocks, occurring in the Mesozoic mixites in the shape of the exotic blocks and scales, are formed within the Middle oceanic ridges, islands and guyots. The petrochemical recalculations testify, that there exist clear prospects for the pyrites-polymetalliferous mineralization within the Early Devonian rhyolite formation.

УДК 549.222:546.181.1:552.11

С.С. Зимин, В.О. Худоложкин

НОВОЕ О РОЛИ ФОСФОРА В МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВАХ И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ АПАТИТОВЫХ РУД В ГАББРОИДНЫХ МАССИВАХ

Освещается роль структурных групп (сиботаксисов) из аниона фосфорной кислоты (PO₄³⁻) и катионов железа, титана и кальция в эволюции магматических расплавов. Показывается, что эти образования в стадию ликвидации подвержены гравитации и образуют прослои, обогащенные железом, титаном и фосфором, заключенные между горизонтами расплава с более высокими вязкостью и поверхностным натяжением. По мере снижения температуры и усиления роли O₂CaO и F₂ сиботаксисы претерпевают реорганизацию, в итоге которой образуются энергетически более устойчивые и простые их варианты с кальцием и фтором, кристаллизующиеся во фтор-апатиты. Приводятся данные для оценки ресурсов апатитовых руд в габброидных массивах в зависимости от условий их формирования и эрозионного среза.

В настоящей работе предпринята попытка рассмотреть некоторые особенности эволюции фосфорсодержащих магматических расплавов и условия формирования апатитоносных базитов, массивы которых широко представлены в регионах Дальнего Востока [7, 11, 15, 19, 22] и Сибири [1, 13, 20].