

**СОСТАВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ
ЛАТИТОВОГО РЯДА ХР. ПОЛОУСНОГО (СЕВЕРНЫЙ БАТОЛИТОВЫЙ ПОЯС
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИХ МЕЗОЗОИД)**

В.А. Трунилина, С.А. Бабушкина, Ю.С. Орлов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

В статье излагаются результаты детального изучения гранитоидов западной части Северного “батолитового” пояса Верхояно-Колымских мезозоид (хр. Полоусный). Массивы гранитоидов локализованы в зоне регионального тектонического нарушения. Им предшествуют и за ними следуют субаэральные вулканические излияния. Показано, что гранитоиды по большинству параметров минерального, петрохимического и геохимического состава близки магматическим породам латитовых серий континентов. Сочетание в них неравновесных минеральных ассоциаций – базитовых магм повышенной щелочности, с одной стороны, и гранитоидных, с другой, рост температур кристаллизации к глубоким горизонтам эродированных плутонов, сквозная геохимическая специализация пород как на халькофильные, так и на литофильные и сидерофильные элементы и ее усиление в процессе эволюции магматизма региона находят объяснение в длительном, на протяжении всего раннемелового этапа, сосуществовании глубинных и коровых магматических очагов. Типоморфный состав породообразующих, акцессорных и ксеногенных минералов гранитоидов и их геохимические параметры позволяют предполагать зарождение материнских магм на уровне коровых амфиболитов под воздействием тепла и флюидов глубинных магм повышенной щелочности и частичное смешение или пропитку последними возникающих гранитоидных магм.

Ключевые слова: гранитоиды, петрогеохимия, генезис, мезозоиды, хр. Полоусный.

ВВЕДЕНИЕ

Раннемеловые гранитоиды являются самыми распространенными магматическими породами Верхояно-Колымских мезозоид. Они образуют пояса крупных плутонов, вытянутых субсогласно с простиранием основных складчатых структур вдоль границы Колымо-Омолонского микроконтинента (КОМ) и Верхоянской окраины Сибирского континента (ВКО): Главный и Северный, широко известные в литературе как продольные батолитовые пояса. Во внутренних районах ВКО гранитоиды слагают цепочки небольших штокообразных массивов, трассирующих зоны крупных разломов, поперечных или ориентированных под углом к направлению основных складчатых структур – поперечные пояса гранитоидов (рис. 1).

Длительное время гранитоиды продольных поясов рассматривались как разновозрастные, близкого состава образования, сформированные в процессе постбатской коллизии ВКО и КОМ. Но в последние годы были получены данные о существенных различиях их состава и о более молодом возрасте, по крайней мере, части гранитоидов Северного пояса [23]. Более определенно было установлено и разли-

чие в тектонической позиции продольных поясов. Если выводы о структурной приуроченности массивов Главного пояса в основном не претерпели изменений, то Северный пояс предстал как расширяющийся к западу “клин”, на юге трассирующий зону сочленения Полоусненской преддуговой зоны с Тастахской аккреционной и Уяндино-Ясачненской островодужной зонами, а на севере и востоке – границу Полоусненской преддуговой и Святоносско-Олойской островодужной зон [15]. Массивы гранитоидов центральной и юго-западной части пояса идентичны таковым Главного пояса. В северной и восточной части Северного пояса преобладают массивы иного характера, локализованные в зонах влияния региональных тектонических нарушений. Они характеризуются широким спектром петрографического состава – от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов, как с фазовыми, так и с фациальными переходами между ними. Внедрению гранитоидов предшествовали и за ним следовали субаэральные вулканические излияния, что говорит о сохранении условий повышенной проницаемости на протяжении всей раннемеловой эпохи. Вследствие этого апикальные зоны массивов, как правило, име-

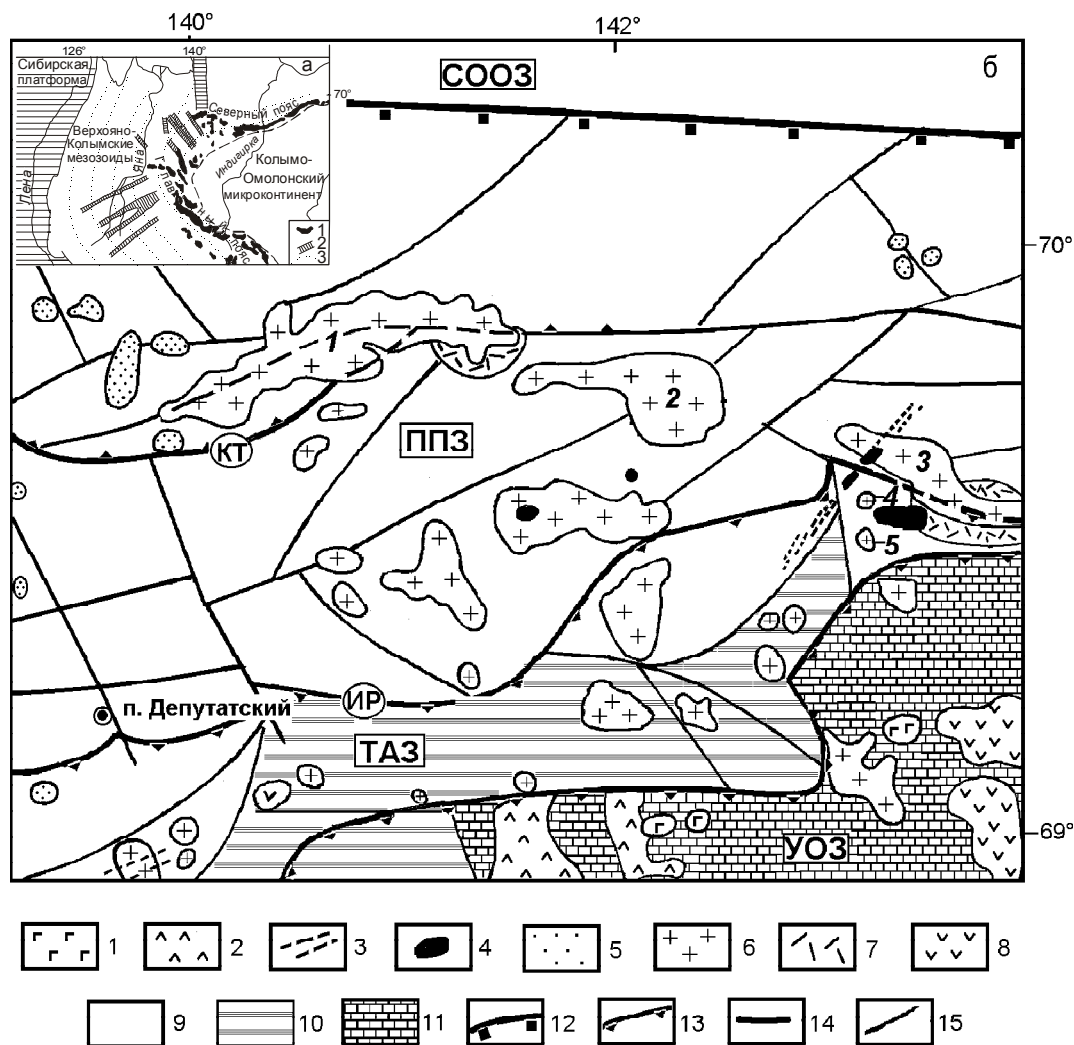


Рис. 1. Схема тектонического районирования Полоусненского синклиория [15]

1–8 – магматические образования [18]: 1 – позднемерзлые массивы щелочно-основного состава, 2 – вулканиты K_2 Джахтардахского поля; 3 – дайки и 4 – субвулканические тела K_1art^2 , 5 – массивы гранитоидов поперечных поясов, 6 – массивы гранитоидов Северного пояса, 7–8 – вулканиты K_1b-br (7), J_3 (8); 9–11 – осадочные образования: 9 – юрские и 10 – верхнетриасовые терригенные, 11 – палеозойские терригенно-карбонатные; 12–15 – тектонические нарушения [15]: 12 – граничные сuture (тектонические швы), 13 – региональные надвиги, 14 – межблоковые разломы неопределенной кинематики, 15 – внутриблоковые разломы. Буквами обозначены тектонические зоны: YO3 – Уяндино-Ясачненская островодужная, TAZ – Тастахская аккреционная, PP3 – Полоусненская преддуговая, COO3 – Святоносско-Олойская островодужная; тектонические нарушения: KT – Кюнь-Тасский, IP – Иргичанский надвиги. Массивы гранитоидов латитового ряда: 1 – Бакинский, 2 – Куранахский, 3 – Эликчанский, 4 – Истехский, 5 – Сыттахский. На врезке показана схема размещения гранитоидов Верхояно-Колымских мезозонд.

1 – массивы гранитоидов продольных поясов, 2 – поперечные пояса гранитоидов, 3 – направление основных складчатых структур.

ют мелкозернистый порфировый – до субвулканического облик. Их петрохимический состав характеризуется несколько повышенной калиевой щелочностью, а по распределению элементов-примесей они обнаруживают стойкий латитовый уклон [18, 19].

Геохимический тип гранитоидов латитового ряда был выделен как один из наиболее продуктивных в отношении комплексной металлоносности

Л.В. Таусоном, предполагавшим интенсивное мантийно-короевое взаимодействие при генерации их материнских расплавов [16]. На территории северо-востока Верхояно-Колымской складчатой области такие породы впервые были описаны С.Ф. Сегалевич [14] в пределах хр. Улахан-Сис в восточной части Северного пояса. Несколько позднее авторами (Орлов, Трунилина, 1988 г.) было выявлено их широкое рас-

пространение и западнее, в северной и юго-восточной частях хр. Полоусного, где с ними ассоциируют многочисленные проявления Sn, Ag, Au, Sb, Pb. Здесь эти массивы приурочены к зоне влияния Кюнь-Тасского регионального разлома и его сочленению с зоной Ир-гичанского регионального разлома, с усилением лати-товой специфики гранитоидов в этом направлении.

СОСТАВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Наиболее ранними из развитых в зоне Кюнь-Тасского разлома магматических образований являются мелкие штоки габброидов поздневожского возраста и берриас-барремские покровы андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, риодацитов с параметрами вулканитов активных континентальных окраин и комагматичные им штоки и дайки диоритов и диоритовых порфириров [18]. Минералогические особенности берриас-барремских вулканитов указывают на базальтоидный состав исходных расплавов. Во всех породах ранняя ассоциация породообразующих минералов представлена лабрадор-битовнитом 70-х номеров и клинопироксеном. Состав последнего варьирует от высококальциевого авгита до магнезиального диопсида ($Wo_{40-47}En_{38-55}Fs_{3-20}$) с возрастающей по мере роста кремнекислотности пород железистостью ($f=10,5-34,5\%$). По высоким значениям Al^{VI}/Al^{IV} , содержанию Cr_2O_3 (до 0,8%) и соотношениям $TiO_2-MnO-Na_2O$ [27] он соответствует высокобарическим пироксенам базальтоидов континентов (рис. 2, табл. 1). Расчетная [11] температура кристаллизации (1170 °C–940 °C) ниже температуры сухой котектики в системе ab-andi, что свидетельствует о присутствии заметных количеств воды в материнском расплаве. С этим согласуется и преобладание среди темноцветных минералов амфибола, замещающего пироксен. Амфибол имеет состав роговой обманки и характерного для пород, кристаллизующихся из магм повышенной щелочности, эденита и обладает высокой и умеренной глиноземистостью и низкой и умеренной железистостью – 33–46% (табл. 2). Образование его происходило в широком интервале давлений от 7 до 2 кбар [26].

Расчетная [12] глубина магмогенерации – 42–45 км – соответствует верхнемантийному уровню (мощность литосферы в этой части региона, по геофизическим данным, около 40 км). Судя по низкой величине Ni/Co отношений (3,1–1,5) даже в самых основных породах, материнские для них расплавы являлись не прямыми мантийными выплавками, а дифференциатами более основных мантийных магм. По высоким значениям La/Yb отношений (15–22) эти породы относятся к магматическим образованиям континентов или континентальных окраин с мощной континентальной корой [9], а нормализованные по хондриту соотношения $(La/Yb)_N/(Yb)_N$ [5] позволяют

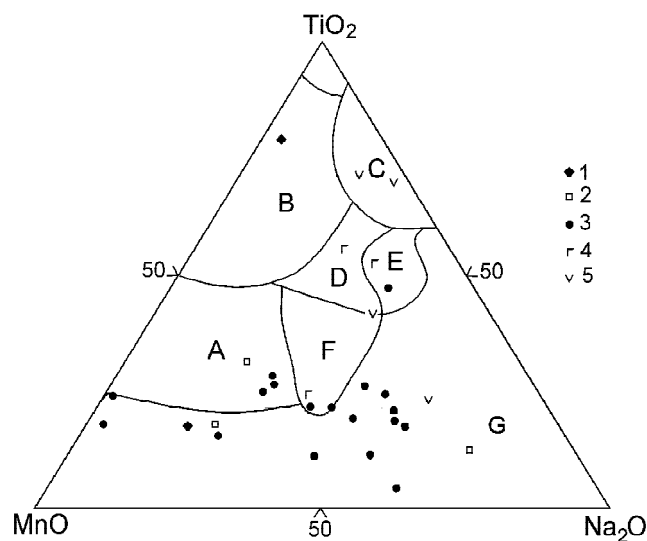


Рис. 2. Составы пироксенов магматических пород хр. Полоусного.

Пироксены: 1 – габброидов и базальтов J_{3v} , 2 – вулканитов K_{1b-br} , 3 – гранитоидов, 4 – вулканитов и субвулканических образований K_{1art}^2 , 5 – покровных вулканитов и даек $K_{1ab-K2s}$.

Поля составов пироксенов магматических пород [27]: А, Е – вулканических дуг, В – океанического дна, С – щелочных пород, D – всех типов магм, F – вулканических дуг и щелочных пород, G – континентов.

связать происхождение материнского расплава с селективным плавлением гранатсодержащей мантии (рис. 3).

В раннем апте формировалась вулcano-плутоническая ассоциация покровов риолитов и дацитов и массивов гранитоидов, характеризующихся общностью минеральных, петро- и геохимических особенностей слагающих их пород. Ранний минеральный парагенезис в них, вне зависимости от петрографического состава пород, представлен высокотемпературным (1160–1050 °C) низкоупорядоченным (0,2–0,5) лабрадором или лабрадор-битовнитом (до 70% An) и магнезиальным клинопироксеном. Они стабильно присутствуют в диоритах, а в более кислых разностях сохраняются среди вкрапленников мелкозернистых и субвулканических пород и в реликтах – в среднезернистых.

Плаггиоклаз этой генерации обладает прямой или осциллярной зональностью. Наблюдаются скопления его идиоморфных таблиц, несущих отчетливые следы протоклаза, редкие интерстиции между которыми заполнены клинопироксеном. Эти скопления погружены в тонко- или мелкозернистый матрикс гранодиоритового или гранитного состава без следов реакционных взаимодействий между ними. Наряду с идиоморфными и каплевидными включениями магматического диопсида ($Wo_{42}En_{41}Fs_{17}$) в плаггиоклазе ранней генерации

Таблица 1. Химический состав пироксенов магматических пород хр. Полоусного.

Компонент %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	51,58	50,53	52,98	52,96	51,50	51,83	50,90	52,91	52,28	50,89	51,46	52,27	51,86	51,06	51,47	52,77	50,62	48,90	50,97
TiO ₂	1,30	0,72	0,08	0,27	0,42	0,39	0,33	0,20	0,07	0,23	0,40	0,33	0,35	0,20	0,17	0,19	0,87	1,12	0,33
Al ₂ O ₃	3,93	3,63	0,33	2,09	2,45	2,24	1,48	0,47	0,24	4,56	2,69	2,98	2,68	0,43	0,21	1,15	1,90	5,18	3,52
Cr ₂ O ₃	0,03	0,16	0,10	0,79	0,47	0,22	0,40	0,10	0,01	—	0,03	—	0,02	0,06	0,02	0,08	0,11	0,72	0,22
FeO	5,30	7,20	12,26	3,79	5,05	4,87	9,70	8,90	10,96	14,58	13,67	13,46	16,2	26,92	28,11	12,94	10,62	5,11	5,65
MnO	0,36	0,24	0,36	0,15	0,15	0,12	0,53	0,38	0,32	0,38	0,48	0,48	0,58	0,61	0,83	0,30	0,22	0,14	0,15
MgO	14,08	17,16	13,07	18,21	17,86	17,74	15,70	14,04	13,54	18,22	17,46	16,27	14,18	19,80	18,51	13,44	14,48	15,95	16,5
CaO	23,31	20,63	20,42	21,2	21,20	21,88	19,95	22,93	22,47	9,87	11,9	11,75	12,04	1,40	1,17	18,77	20,66	21,14	21,50
Na ₂ O	0,04	0,33	0,15	0,31	0,36	0,23	0,33	0,23	0,14	0,44	0,82	0,84	0,49	—	0,03	0,28	0,53	0,26	0,24
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	0,24	0,24	0,26	—	—	0,10	0,02	0,12	—
Сумма	99,93	100,60	99,75	99,77	99,46	99,52	99,32	100,16	100,05	99,17	99,15	98,62	98,66	100,48	100,52	100,02	100,03	98,64	99,08
wo	49	41	42	43	42	43	41	46	45	21	23	26	27	3	2	39	42	45	44
en	42	48	38	51	50	49	44	40	38	54	52	50	44	55	53	39	41	47	47
fs	9	11	20	6	8	8	15	14	17	25	25	24	29	42	45	22	17	8	9
Fe/(Fe+Mg)	17,4	19,1	34,5	10,5	13,7	13,4	25,7	26,2	31,2	31,0	30,5	31,7	39,1	43,3	46,0	35,1	29,2	15,2	16,1
T°C	1043	1229	1057	1077	1077	1077	1225	1030	1107	1350	1332	1327	1325	1430	1357	1205	1057	1107	1134
Al ф.е.	0,17	0,16	0,01	0,09	0,11	0,10	0,07	0,02	0,01	0,20	0,12	0,13	0,12	0,02	0,01	0,05	0,08	0,23	0,2

Примечание. 1 – габбро J₃V; 2 – андезит, 3 – дацит и 4 – риолит K₁ b-вг; 5–15 – гранитондные массивы K_{1a}; 16–17 – гранит- и риолит-порфир K_{1a2}; 18–19 – трахитандезиты K_{1a}. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Somebah-тисго В.А. Трунилиной и С.П. Роевым. "—" – не обнаружено.

Таблица 2. Химический состав амфиболов магматических пород хр. Полоусного.

Окислы (%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	45,49	45,15	44,63	48,92	43,70	40,29	42,18	47,68	45,80	49,03	49,49	50,62	43,01	45,10	49,62	41,01	44,70	46,82
TiO ₂	0,48	1,2	1,01	1,59	0,55	0,22	0,68	0,41	0,61	1,15	0,44	0,42	1,84	1,00	0,99	4,68	1,70	1,49
Al ₂ O ₃	10,63	9,17	10,19	5,60	16,67	13,37	11,15	10,07	9,36	5,70	4,29	3,28	8,01	10,54	3,13	10,25	7,92	6,22
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,35	0,04	0,02	не обн.	0,11	0,15	0,20	0,02	0,02	0,09	не обн.	0,21	0,04	0,02	0,03	не обн.
FeO	11,68	17,66	16,94	15,15	15,05	19,55	17,13	15,43	14,47	13,71	17,92	15,49	19,79	12,13	18,55	17,02	19,01	20,63
MnO	0,55	0,64	0,32	0,53	0,51	0,65	0,65	0,33	0,69	0,50	0,22	0,55	0,49	0,65	0,30	0,49	0,56	0,81
MgO	13,06	10,58	11,16	14,10	6,57	8,49	11,01	12,15	12,31	14,87	12,62	14,03	9,64	13,65	12,79	9,18	10,62	10,05
CaO	12,22	11,13	11,24	9,96	12,08	11,62	11,59	11,27	12,12	11,56	11,38	11,55	10,90	11,91	9,46	12,23	11,22	10,95
Na ₂ O	1,84	1,64	1,60	1,37	2,51	1,96	2,21	1,21	1,36	1,25	0,65	0,48	1,72	1,91	1,48	2,06	1,61	1,25
K ₂ O	0,26	0,67	0,81	0,54	0,60	0,48	0,48	0,12	0,21	0,67	0,53	0,31	1,18	0,19	0,29	0,78	1,10	0,54
Cl	0,20	0,91	0,56	0,25	0,84	0,28	0,59	0,05	0,15	не опр.	0,54	не опр.	0,44	0,22	0,35	0,20	0,35	0,54
F	не обн.	0,05	не обн.	0,23	не обн.	не обн.	0,04	0,03	не обн.	не опр.	0,13	не опр.	0,30	не обн.	0,17	0,15	0,09	не обн.
Сумма	96,45	98,83	98,81	98,28	99,10	96,91	97,82	98,90	97,28	98,46	98,23	96,82	97,32	97,51	97,17	98,07	98,91	99,30
Компонент (Формульные ед.)																		
Si	6,72	6,77	6,60	7,12	6,43	6,13	6,32	6,86	6,75	7,08	7,30	7,45	6,62	6,58	6,60	6,28	6,64	6,90
Al total	1,84	1,62	1,77	0,93	2,89	2,40	1,97	1,71	1,63	0,98	0,75	0,57	1,45	1,82	1,77	1,85	1,39	1,08
Al ^{IV}	1,28	1,23	1,40	0,85	1,57	1,87	1,68	1,14	1,25	0,92	0,70	0,55	1,38	1,42	1,40	1,72	1,36	1,08
Mg	2,87	2,32	2,46	3,06	1,44	1,93	2,45	2,61	2,71	3,20	2,77	3,08	2,21	2,97	2,46	2,09	2,35	2,21
Ca	1,93	1,76	1,78	1,56	1,90	1,89	1,86	1,74	1,91	1,79	1,80	1,82	1,80	1,87	1,78	2,01	1,79	1,73
Fe	1,45	2,21	2,09	1,84	1,85	2,49	2,15	1,86	1,79	1,66	2,21	1,91	2,55	1,48	2,09	2,18	2,36	2,54
Na	0,53	0,48	0,46	0,38	0,71	0,58	0,64	0,34	0,38	0,35	0,19	0,10	0,52	0,54	0,46	0,61	0,46	0,36
K	0,05	0,13	0,15	0,10	0,11	0,09	0,09	0,02	0,04	0,12	0,10	0,06	0,23	0,04	0,15	0,15	0,21	0,13
Параметры:																		
Fe/(Fe+Mg), %	33,6	48,3	45,9	37,8	56,2	56,3	46,7	41,4	39,8	34,2	44,4	38,2	54,4	33,2	45,9	51,0	49,9	53,5
R, кбар	5,6	4,4	5,2	0,5	11,5	8,8	6,4	4,9	4,4	0,8	<1	<1	3,4	5,5	5,2	5,7	3,1	1,3
T°C	883	870	896	814	920	966	937	857	873	824	791	769	893	899	896	944	890	851
log f O ₂	-14,1	-14,3	-13,4	-15,7	-12,8	-10,8	-12,1	-14,7	-14,5	-15,9	-16,6	-17,0	-14,0	-13,6	-13,4	-11,8	-13,9	-15,2

Примечание. R = 5,64Al ф.е. - 4,76; T°C = 687+149Al^{IV}; log f O₂ = 104,4 - 30,4Si ф.е. + 1,9(Si ф.е.)² - [26]. 1-2 - габбро J_{3V}; 3-4 - дацит K₁ b-br; 5-13 - гранитоидные массивы K_{1a}; 14-15 - риолит-порфир K_{1a}²; 16-18 - трахандезиты K_{1a}. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-тисто В.А. Труниловой и С.П. Росвым.

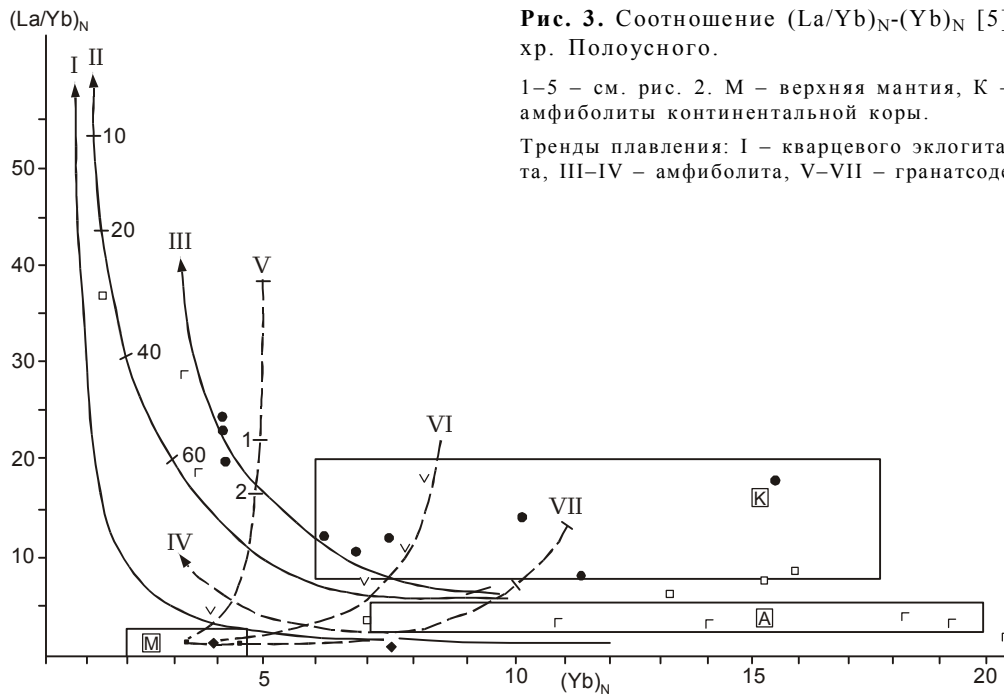


Рис. 3. Соотношение $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ [5] в магматических породах хр. Полоусного.

1–5 – см. рис. 2. М – верхняя мантия, К – континентальная кора, А – амфиболиты континентальной коры.

Тренды плавления: I – кварцевого эклогита, II – гранатового амфиболита, III–IV – амфиболита, V–VII – гранатосодержащей мантии.

установлены и реститовые угловатые включения, сложенные скоплениями микрокристалликов характерного для метаморфических пород высоких давлений жадеита, замещенными по периферии магнезиальным амфиболом.

Второе поколение вкрапленников плагиоклаза в порфириновых породах и наиболее крупные таблички в среднезернистых разностях имеют состав андезина. Они характеризуются сложной зональностью с сочетанием прямо- и обратнотональных ритмов с коррозионными границами между ними, что говорит о многоступенчатой интрузии магм. Зерна андезина этой генерации несут неправильной формы корродированные включения олигоклаза, а местами представляют собой “фугляры” вокруг плотно упакованных пакетов мелких округло-табличчатых, незональных или неотчетливо зональных зерен последнего, вероятно являющихся реликтами магнообразующего субстрата.

Состав ранних лабрадор-битовнитовых и пироксен-плагиоклазовых обособлений позволяет предполагать их неравновесность по отношению к гранитоидной магме. Они кристаллизовались из базитового расплава, вероятно захватывавшего в процессе интрузии мелкие ксенолиты гранулитового или эклогитового субстрата, тогда как андезин является ранним минералом гранитоидной магмы, генерировавшейся, судя по составу реститов, в коровых субстратах. Степень его структурной упорядоченности снижается от 0,5–0,7 до 0,3–0,5, а содержание в нем ортоклазового минала повышается от 1–2% до 10–13% в гранитоидах наиболее эродированных горизонтов, что отвечает росту температуры кристалли-

зации на 100–150°C [18]. Для плагиоклаза обеих генераций весьма характерны антипертиты калишпата, указывающие на повышенную щелочность как базальтоидной, так и гранитоидной магм.

Состав клинопироксена, ассоциирующего с плагиоклазом первой генерации (табл. 1), варьирует от диопсида до диопсид-авгита и высококальциевого магнезиального авгита ($Wo_{41-45}En_{47-51}Fs_{8-10}$) с нарастанием железистости (13→31%) от центра к периферии зерен, что характерно для магматических пироксенов, кристаллизующихся из медленно остывающих базальтоидных магм [6]. По повышенным содержаниям Cr_2O_3 и Na_2O , соотношениям железистости и титанистости и $Na_2O-MnO-TiO_2$ (рис. 2) его состав отвечает таковому пироксенов континентальных базитов повышенной щелочности, а по преобладанию чермакитового минала (11,9–3,9) над жадеитовым (1–3,8) – пироксенам, кристаллизовавшимся при относительно умеренных давлениях. Расчетная температура образования клинопироксенов ранней генерации – 1170–1060 °C – ниже температуры сухой котектики в системе ab-an-di, что указывает на присутствие воды в материнском расплаве.

Наряду с охарактеризованными модификациями пироксена установлены реликты субкальциевого авгита ($Wo_{22-27}En_{44-57}Fs_{21-29}$) с более высокой (около 1300°C) расчетной температурой кристаллизации), по составу наиболее близкого пироксену андезибазальтов. Эта модификация может рассматриваться как реститовая или реликтовая, унаследованная от минеральных ассоциаций глубокого уровня кристаллизации базитовой магмы. К реститовым следует отнести

и единичные зерна гиперстена (или энстатита, по последним рекомендациям IMA), обладающего повышенной железистостью (46–48%) при низком содержании Al_2O_3 (0,32 %). По составу этот пироксен наиболее близок к пироксенам гибридизированных континентальных норитов [22, 24].

Амфиболы – ведущие темноцветные минералы всех рассматриваемых пород. Они образуют шпировые скопления, реже единичные зерна и, как правило, интенсивно актинолитизированы, что не позволяет дать четкую привязку времени образования конкретных разновидностей. При наибольших расчетных значениях давления (до 11,6 кбар) и температуры (1120–980°C), в условиях относительно высокой фугитивности кислорода кристаллизовались ферропаргасит и магнезиальный гастингсит (табл. 2). Они характеризуются умеренной железистостью, низкими содержаниями SiO_2 при высоких – Al_2O_3 , Na_2O и Cl, что типично для амфиболов базитовых магм повышенной щелочности. В их составе отмечается существенный дефицит катионов в позиции C, который, вероятно, мог быть компенсирован катионами других (неопределенных) компонентов. Подобный состав имеют амфиболы из перидотитов, сиенитов; щелочных габбро, базальтов и андезитов [8, 24]. Со снижением давления в этих амфиболах возрастают содержания Si, Ti, $Mg_{ф.е.}$, $K_{ф.е.}$ и снижаются – Al, $Na_{ф.е.}$, что отвечает магматическому тренду. Вариации их состава мы связываем с разноуровневой дифференциацией основной магмы. Ранее мы относили такие амфиболы к реститовым, но в последнее время идиоморфные включения магнезиального гастингсита ($f=44\%$) установлены нами в периферической зоне зерен плагиоклаза первой генерации, т.е. они кристаллизовались из того же базитового расплава повышенной щелочности.

Преобладающей разновидностью амфибола гранитоидов является магнезиальная низко-, реже – умеренноглиноземистая ($Al_2O_3 < 6,5\%$) роговая обманка, образовавшаяся при более низком потенциале кислорода и более низком давлении (табл. 2). Самая ранняя ($P=6,4$ кбар) ее модификация характеризуется низким содержанием кремнезема ($SiO_2 < 46\%$), стабильной примесью Cr_2O_3 (0,15–0,20%) и повышенной степенью окисленности железа. Вариации составов роговых обманок также образуют магматический тренд с уменьшением f, Al, Na+K и ростом Si, Mg по мере падения давления, но при иных параметрах, чем составы амфибола первой генерации. По соотношению главных компонентов, коэффициентам магнезиальности и щелочнометалльности наиболее глубинная модификация близка к амфиболу пироксенитов, а менее глубинные сопоставимы с амфиболами основных пород [22, 24], или диоритов [21]. В гранитах Бакынского массива встречены также единичные

зерна высокотемпературного ферроэденита умеренных давлений, резко отличного по составу и параметрам образования от описанных выше амфиболов и весьма близкого амфиболам метаморфизованных габброидов [24].

Основные типоморфные особенности биотитов гранитоидов освещались нами неоднократно [18, 19]. В породах всех рассматриваемых массивов среди шпировых скоплений позднего амфибола и в центрах крупных чешуек более железистого биотита сохранились реликты ранней, магнезиальной генерации последнего ($f=35–45\%$, $T=940–810$ °C). Он образовался в условиях повышенного потенциала кислорода, близкого таковому при кристаллизации ранней генерации амфибола ($-\log f O_2=10,6–13,4$). Более поздняя генерация чаще интерстиционная, парагенетичная с ортоклазом, характеризуется железистостью 53–78% и образуется, как и магнезиальная роговая обманка, при умеренной фугитивности кислорода ($-\log f O_2=14,5–17,9$) [18]. По параметрам состава большая часть биотитов соответствуют биотитам габброидов или биотитам производных корово-мантийных магм [20] (рис. 4), а по низкой глиноземистости сопоставима с биотитами магматических пород повышенной щелочности.

Акцессорный магнетит гранитоидов содержит до 1%, а ильменит – до 0,8% Cr_2O_3 , что присуще этим минералам производных базальтоидных или андезитовидных магм [13]. Содержание пиропового минала (до 19–24%) в акцессорном гранате отвечает нижнекоровому уровню магмогенерации [7]; отношение ZrO_2/HfO_2 в акцессорном цирконе достигает габброидных значений – 73–77 [10].

Таким образом, все минералогические критерии свидетельствуют о связи рассматриваемых гранитоидов с основными магмами. В то же время, несмотря на близость составов минералов раннемагматического парагенезиса в гранитоидах таковому в предшествующих вулканитах, они не являются комагматами. Значения La/Yb отношений (24–36) в гранитоидах заметно больше, а величины $(La/Yb)_N/(Yb)_N$ указывают на генерацию исходных магм в результате плавления субстратов на уровне коровых амфиболитов (рис. 3). Расчетная [2] глубина магмогенерации – 33–28 км – также отвечает нижнекоровому уровню. Низкие величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,705–0,707 – для гранитоидов Бакынского и 0,705 – для гранодиоритов Эликчанского массива) близки таковым для пород обогащенной мантии [5], а на трендах распределения P3Э нередко обнаруживается Eu-максимум (рис. 5), характерный для многих гранитоидов латитового ряда [23]. Эти факты объясняются либо присутствием среди магмообразующих субстратов основных изверженных пород, внедрившихся непосредственно перед выплавлением гранитоидной магмы [17], либо метасоматичес-

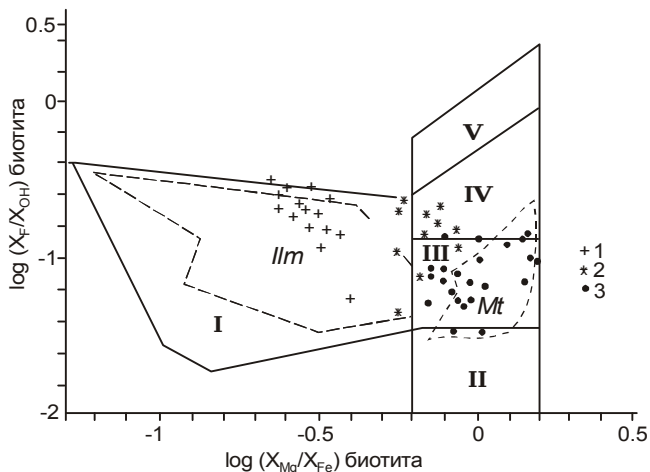


Рис. 4. Классификация плутонов по составам биотитов [20].

Биотиты гранитоидов: 1 – гранит-лейкогранитной и 2 – гранодиорит-гранитной формаций Главного пояса и центральной части хр. Полоусного, 3 – гранитоидов латитового ряда Северного пояса.

Поля диаграммы – биотиты гранитоидов, образованных из расплавов, сформированных: I – по морским метаосадкам с графитом, II – первично-океанических расплавов, III, IV – корово-мантийных и мантийно-коровых, V – высокодифференцированных коровых анатектических; Ilm – ильменитовых и Mt – магнетитовых серий гранитоидов.

кой проработкой коровых субстратов глубинными флюидами. Последнее подтверждается и высокими содержаниями в гранитоидах U (14–18 г/т), Th (16–19 г/т), легких РЗЭ, а также установленным для некоторых из них Се-минимумом на трендах распределения РЗЭ (рис. 5), типичным для пород, подвергшихся метасоматозу под воздействием щелочных растворов глубинного происхождения [1]. Разнообразие же трендов РЗЭ, вероятно, отражает неравномерность этой проработки и разнообразие субстратов на уровне магмогенерации.

Это воздействие глубинных эманаций продолжалось и в процессе становления самих гранитоидов. В этом отношении показателен состав жильных пегматитов и пегматоидных лейкогранитов Куранахского массива, состав которых не отвечает составу пегматитов "гранитной линии". Они сложены высоким ортоклазом, низко- и умеренноупорядоченным олигоклазом и магнезиальным биотитом, также близким по составу биотитам габброидов. Температура (920–800 °С) и потенциал кислорода при его кристаллизации близки таковым при образовании ранней генерации биотита, но он интенсивно обогащен галогенами (F=2,6%, Cl=1%) и редкими щелочами [18], так что подток высокотемпературных флюидов при формировании этих пегматитов, по нашему мнению, очевиден.

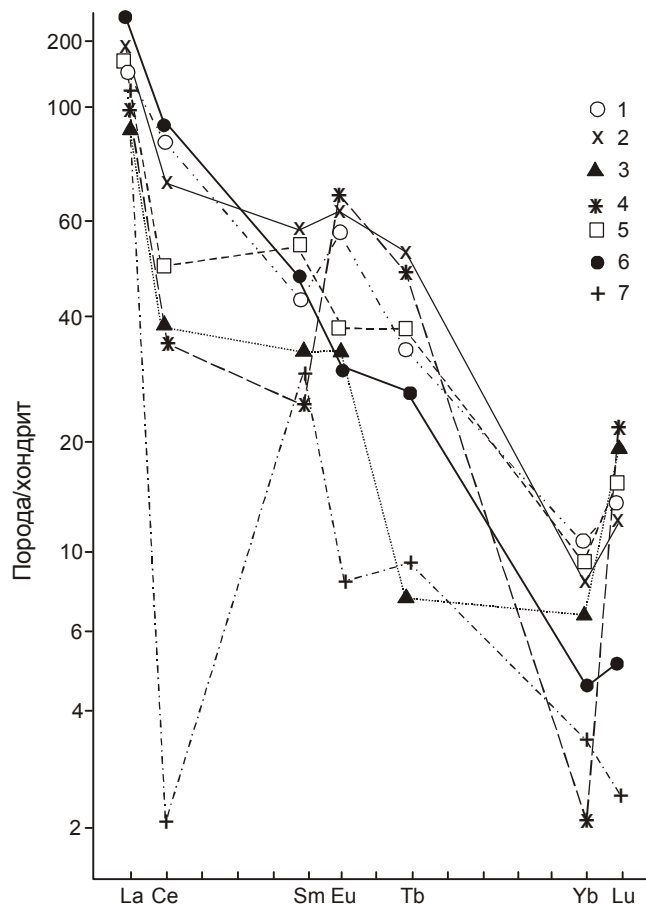


Рис. 5. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в гранитоидах.

1–2 – Бакынский массив: 1 – гранодиорит, 2 – метасоматический гранит, 3–4 – Куранахский массив: 3 – гранодиорит, 4 – пегматит, 5–6 – Иликчанский массив: 5 – гранодиорит, 6 – гранит, 7 – гранит массива Истех.

В восточной оконечности Бакынского массива установлены двуслюдяные щелочно-полевошпатовые граниты. Метасоматический облик, присутствие в породах единичных реликтов ортопироксена, диопсида, ферроэденита с заметной примесью Ст, магнезиального высокотемпературного биотита, близких по составу соответствующим минералам ранних парагенезисов в гранитоидах остальной части массива, позволяют рассматривать в качестве исходных для этих пород амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, интенсивно проработанные мощным потоком флюидов [18]. В поздний постмагматический этап в условиях высокой активности кислорода и хлора ($-\log f O_2=12-14$, $\log f HCl=4,2-3,2$) [18] по ним развиваются гнезда и прожилковые обособления высокотемпературного (940–840 °С) магнезиального (f=35–46%), богатого Cl (0,7–0,8%) биотита, сопоставимого с биотитами производных основных магм. Параметры

состава биотита этой генерации свидетельствуют об образовании его при воздействии тепла и флюидов подкорового происхождения.

В конце аптского века в обстановке постколлизийного воздымания сформированы покровы кислых вулканитов, пересекающиеся трещинными телами риолит-порфиров и лейкократовых щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров. Ранняя минеральная ассоциация во всех этих породах представлена высококальциевым авгитом ($Wo_{39-42}En_{39-48}Fs_{10-22}$, $Al^{VI}=0,08-0,05$, $T=1140-1050$ °C), умеренножелезистым биотитом ($f=45\%$) и санидином, что говорит о повышенной щелочности расплава. Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой ($f=33-46\%$, $P=5,1-5,6$ кбар, $T=960-890$ °C), содержащей единичные реликтовые включения магнезиального ($f=33\%$) диопсид-авгита ($Wo_{44}En_{46}Fs_{16}$, $Al^{VI}=0,08$, T около 1060 °C). Среди аксессуарных минералов вулканических и субвулканических пород установлены герцинит, Cl- и F-апатит, гранат пироп-альмандинового ряда (21% Py), титаномагнетит и ильменит, широкий комплекс высокотемпературных сульфидов, единичные зерна Cr-содержащего самородного железа, обогащенного W, Bi, Sn, Ag, что также указывает на участие в процессах генерации и эволюции магмы мантийных источников.

Расчетные глубины магмогенерации позднеаптских магматических пород несколько больше (32–36 км), чем для гранитоидов, а индикаторные соотношения $(La/Yb)_N/(Yb)_N$ (рис. 3) указывают на генерацию материнских расплавов в низах кристаллической коры – амфиболитах ее базальтоидных горизонтов – под воздействием глубинных источников тепла и флюидов.

Наконец, в альбское время происходили разрозненные излияния и образование даек трахиандезитов и трахиандезитов. Пироксен этих пород имеет состав диопсид-авгита с повышенными содержаниями Al_2O_3 (3,5–5,1%) и Cr_2O_3 (0,22–0,72%), что отвечает составу пироксенов производных континентальных базальтовых магм и предполагает глубинное его происхождение. Среди амфиболов установлены железистый керсутит и базальтическая роговая обманка, иногда нарастающая вокруг ядер ортопироксена. В феррокерсутите содержание MgO (9,2%) несколько выше обычного для данной разновидности, тогда как содержание FeO , напротив, понижено (17% вместо обычных 19 и более %), а количество Al_2O_3 и Na_2O соответствует таковому в амфиболах глубинных ксенолитов эколгитовой и гранат-перидотитовой ассоциаций мантийного происхождения. Для роговых обманок также характерно несколько повышенное содержание MgO (>10%) и пониженная железистость (Fe -total до 2,54 ф.е.). По соотношениям главных компонентов они аналогичны амфиболам изверженных пород основно-

го состава. Дифференциация составов амфиболов в ряду феррокерсутит→железистая роговая обманка→железистая роговая обманка, переходная в ферроактинолиту, сопровождается увеличением количеств Si, Fe, Mn, Na_B, Na+K, Cl и уменьшением – Al, Ti, Ca, Na_A, Na-total и коэффициента щелочнометалльности по мере снижения температуры (940→850 °C) и давления (3,1→1,3 кбар), т.е. также соответствует магматическому тренду.

Присутствие в породах ксеногенного кварца, ксенолитов амфиболитов, ликвационных кварц-кашлишпатовых обособлений, глобулей риолитового состава в андезитовом и андезибазальтовом матрице отражают уже непосредственный ограниченный синтексис мантийных и коровых магм.

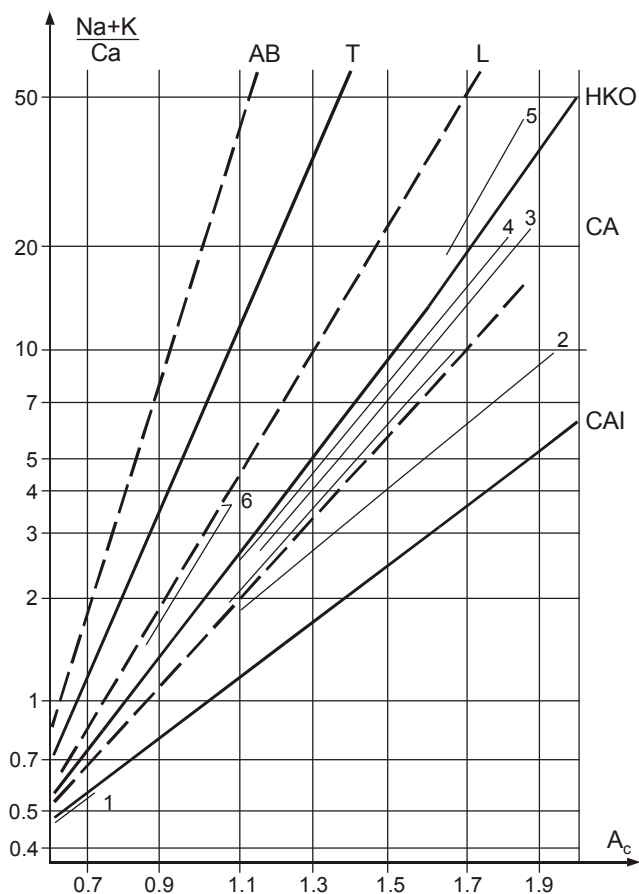


Рис. 6. Магматические серии пород хр. Полоусного.

1 – габброидов и базальтов J_{3v} , 2 – вулканитов K_{1b-bg} , 3 – гранитоидов Бакынского и Куранахского массивов, 4 – то же, Эликчанского и Истехского массивов, 5 – вулканитов и субвулканических образований K_{1art}^2 , 6 – вулканитов и даек K_{1ab-K_2s} . A_c – активность катионов [3].

Тренды [3]: CAI – известковый низкощелочной субдукционный (островодужный), CA – известково-щелочной (коровый), NKO – высококальциевый (позднеорогенный), L – латитовый, T – трахитовый, AB – щелочобазальтовый.

Все изученные магматические породы региона характеризуются, по сравнению с типовыми породами соответствующей кремнекислотности, по Р. Дэли, несколько повышенной щелочностью, нарастающей во времени (рис. 6, 7, табл. 3). Основные петрохимические параметры гранитоидов близки таковым мантийно-коровых гранитоидов I-типа, материнские расплавы которых генерировались на глубинах около 30 км [19], что соответствует расчетным данным (рис. 8). На диаграмме AFM точки их составов образуют поле, соответствующее полям распространения латитовых серий зон растяжения континентов различных регионов мира (рис. 9) [4]. Соответствуют породам латитовых серий и величины отношений La/Yb: от 15–22 – для догранитоидных образований; 24–36 – для гранитоидов и сопутствующих им вулканитов и даек. Эти отношения заметно возрастают для пород с наиболее яркими признаками участия мантийного вещества в процессах генерации и эволюции магм (54 – для метасоматических гранитов Бакынского массива, 66 – для пегматитов Куранахского массива).

Как известно [4, 14,16], гранитоиды латитового ряда характеризуются широкими вариациями содержания некогерентных элементов. Гранитоиды региона по этим параметрам ближе всего гранитоидам латитового ряда Забайкалья [4]. Наиболее ярко выражена геохимическая специализация всех изученных пород, независимо от их возраста и состава, на халь-

кофильные элементы – Sb, Bi, Ag, As, а также на W и В, т.е. на элементы, особенно характерные для производных латитовых магм. За редким исключением (табл. 3), они обогащены также Sn и Mo, а породы кислого состава – и сидерофильными Cr и Ni, что подтверждает взаимодействие гранитоидных распла-

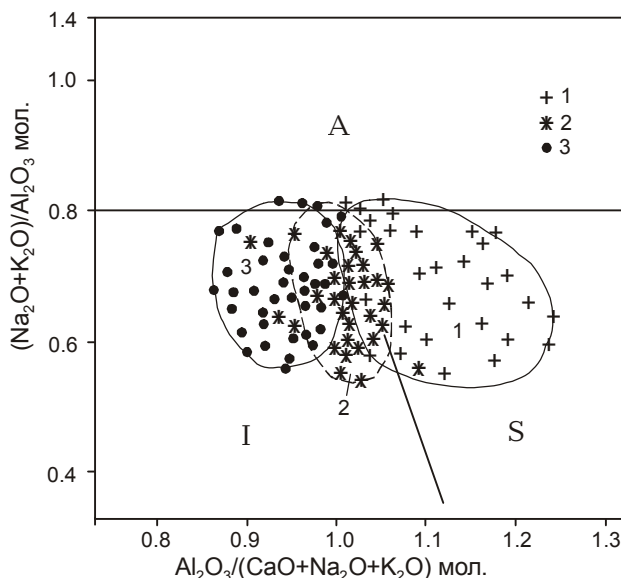


Рис. 8. Типы гранитоидов продольных поясов Верхояно-Колымских мезозоид.

1 – гранит-лейкогранитная и 2 – гранодиорит-гранитная формации Главного пояса, 3 – гранитоиды латитового ряда Северного пояса. S, I, A – типы гранитоидов [25].

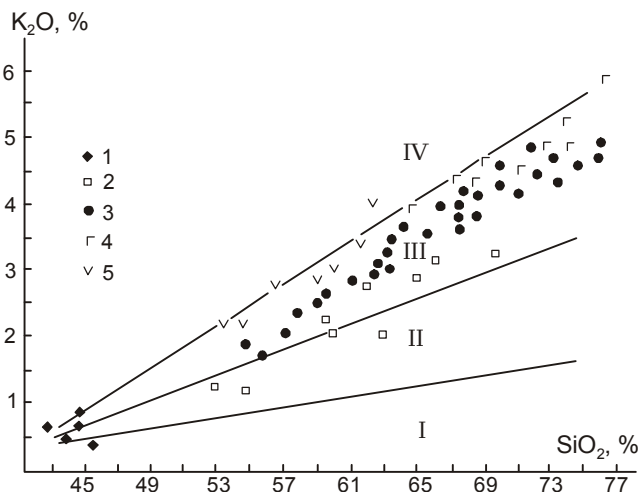


Рис. 7. Соотношение K₂O–SiO₂ в магматических породах Северного пояса.

1–5 – см. рис. 2.

Поля диаграммы магматических пород: I – низкокалелиевой толеитовой, II – среднекалелиевой известково-щелочной, III – высококалелиевой известково-щелочной, IV – шохонитовой серий.

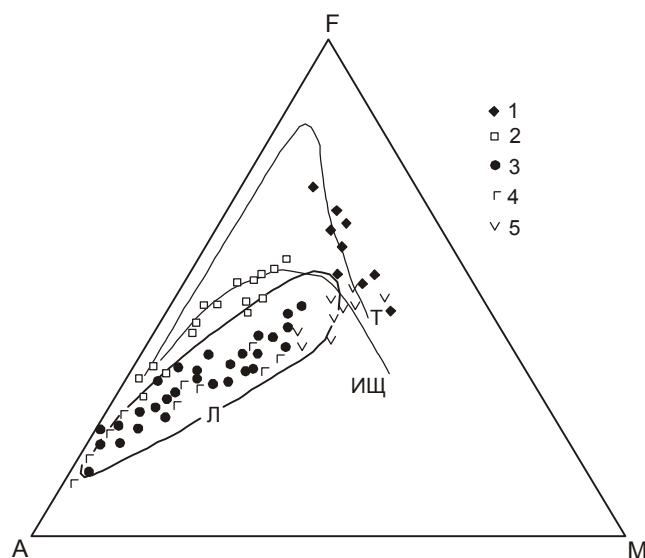


Рис. 9. Диаграмма А-F-M [(Na₂O+K₂O)–FeO*–MgO] для магматических пород хр. Полоусного.

1–5 – см. рис. 2.

Т – толеитовый тренд, ИЩ – известково-щелочной тренд, Л – поле составов магматических пород латитовых серий [4].

Таблица 3. Средний петро- и геохимический состав магматических пород хр. Полоусного.

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	44,79	61,75	68,72	70,70	72,87	74,76	68,63	78,48	66,32	69,46	74,08	57,58
TiO ₂	1,76	0,77	0,44	0,42	0,31	0,19	0,47	0,08	0,5	0,36	0,18	0,86
Al ₂ O ₃	15,97	16,89	15,95	14,32	14,21	13,37	14,82	10,79	15,22	14,56	13,59	16,58
Fe ₂ O ₃	2,84	1,02	0,90	0,36	0,22	0,30	1,16	0,98	0,77	0,46	0,70	2,54
FeO	8,91	4,21	2,85	2,69	2,20	1,61	2,74	0,45	3,06	2,64	1,16	4,35
MnO	0,39	0,10	0,07	0,05	0,04	0,03	0,05	0,01	0,06	0,08	0,05	0,13
MgO	7,38	2,27	0,80	0,86	0,41	0,22	1,44	0,05	1,77	0,92	0,31	4,35
CaO	11,83	4,37	2,58	1,63	0,71	0,53	2,56	0,70	2,87	1,90	0,46	5,86
Na ₂ O	2,33	3,21	2,54	3,20	3,81	3,52	3,30	3,22	3,5	2,90	2,53	3,18
K ₂ O	0,79	3,17	3,73	4,84	4,36	4,50	4,15	4,16	4,21	4,71	5,32	2,61
H ₂ O ⁺	1,94	0,99	0,85	0,65	0,47	0,42	0,77	0,26	0,83	0,77	0,96	0,96
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,12	0,12	0,08	0,04	0,07	0,22	0,21	0,09	0,04	0,42
CO ₂	0,44	0,33	0,35	0,04	не обн.	не обн.	0,41	0,44	0,30	0,43	0,18	0,10
F	0,06	0,09	0,08	0,10	0,11	0,15	0,11	0,26	0,09	0,07	0,14	0,30
S общ.	0,21	0,06	0,09	0,04	0,08	0,03	0,03	0,13	0,04	0,10	0,06	0,02
Сумма	99,81	99,42	100,07	100,02	99,88	99,67	100,71	100,10	99,75	99,45	99,76	99,84
n	5	14	11	21	8	15	15	3	15	15	36	11
Элементы, в кларках концентрации												
Li	2	2,3	1,2	1,3	1,3	1	1,2	0,9	1,4	1	1	1,4
Rb	0,4	1,2	0,7	0,9	1,1	1,3	1	1,4	0,8	0,6	1,4	1,6
B	5,4	1,7	2,8	1,2	1,8	2,1	2,6	1,5	1,9	3	2,5	3,3
Sn	5	2,6	2,7	1	1,7	3	2,9	4,1	2,8	6	4,1	3,4
W	16	5,2	4	5,1	4,9	7	13,3	7,2	9,5	3,6	5	2,7
Mo	0,9	2,5	3	0,9	0,9	2,6	2,2	4,3	6,2	3,6	4,5	1,9
Zn	1,8	1,2	1,7	0,6	0,3	0,3	1,4	1,7	1,7	1,1	1	1,9
As	14	24,4	15,8	16,7	14,7	32,4	16	104	23,7	22	25	19,3
Pb	8	1,4	1,4	1,1	1,6	2,3	3	6,2	2,2	0,8	2	3
Bi	100	51	99	70	60	90	340	220	80	90	407	69
Sb	10,8	46	24,7	24,6	37,3	38,1	53,8	60	23,5	19,2	33	69
Ag	6,1	5,4	7,6	4	2	13	11,2	3020	6	3	7,1	5,2
Au	0,8	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	2	1,8	0,3	0,6	0,9	1,1
Ba	4,2	1,9	1,1	1,2	0,9	0,4	1,2	0,5	1,1	1,9	0,7	2,5
Sr	1,6	0,8	1,5	1,1	1,2	0,3	1,8	0,6	2,4	0,8	0,7	1,1
Co	0,7	0,7	2,1	1,4	0,7	0,5	2,6	0,6	1,5	0,8	0,6	0,9
Ni	0,4	0,4	2,2	1,4	1,6	1	1,5	1,3	2,8	2,8	0,6	0,2
V	0,5	0,6	1,4	0,5	0,4	0,3	1,8	0,5	2,1	1,3	1,6	0,6
Cr	0,8	3,6	6,2	9	4,3	9,9	7,4	13,3	10,9	2,8	7,1	0,9

Примечание. 1 – габброиды J_{3v}, 2 – андезиты, диориты и 3 – риодациты, риолиты K_{1b}-br, 4 – амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты и 5 – биотитовые граниты Бакынского массива, 6 – метасоматические граниты того же массива, 7 – гранодиориты и граниты Куранахского массива, 8 – пегматиты Куранахского массива, 9 – гранодиориты Эликчанского массива, 10 – гранодиориты и граниты массива Истех, 11 – риолит-порфиры K_{1art}², 12 – андезиты, андезибазальты K_{1al}-K_{2s}; n – количество силикатных анализов. Анализы выполнены в ИГАиБМ СО РАН: силикатные – Д.А. Кулагинной, М.А. Слепцовой, Н.Л. Гомзяковой; спектральные – С.Г. Щелчковой, З.А. Хохряковой, З.Г. Домбровской; спектрозолотохимические – Н.Н. Олейниковой и Н.М. Таюрской.

вов и/или их магмообразующих субстратов с глубинными магмами и флюидами. Самые основные из рассматриваемых пород, напротив, обеднены сидерофильными и обогащены литофильными (Li, Sn) элементами, т.е. также несут следы взаимодействия основных магм с коровыми очагами или субстратами.

Таким образом, геохимическая специализация магматических пород региона на широкий круг элементов-примесей является сквозной, унаследованной от раннего до самого позднего этапов развития магматизма. Причину этого, как и причину специфики минерального и химического состава пород, мы видим в длительном воздействии глубинных флюидов, связанных с базальтоидными магмами, на коровые субстраты и в непосредственном взаимодействии базальтоидных и гранитоидных магм. С переходом от коллизионного к постколлизионному этапу оно, вероятно, существенно усиливалось и привело к интенсивному росту содержания рудных и летучих элементов и, соответственно, к росту индекса суммарной рудоносности пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гранитоиды хр. Полоусного, локализованные в зоне Кюнь-Тасского регионального разлома, по большинству параметров минерального, петрохимического и геохимического состава близки гранитоидам латитового ряда, генезис которых часто дискутируется в литературе и обычно связывается с процессами синтексиса или флюидного взаимодействия коровых и мантийных магм. Сочетание в гранитоидах региона неравновесных минеральных ассоциаций – базитовых магм повышенной щелочности, с одной стороны, и гранитоидных, с другой, и рост температур кристаллизации к глубоким горизонтам эродированных плутонов не оставляют сомнений в таком взаимодействии.

Типоморфизм их породообразующих, акцессорных и реститовых минералов и геохимические параметры, в том числе величины отношений $(La/Yb)_N / (Yb)_N$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, характер трендов распределения РЗЭ позволяют предполагать зарождение гранитоидной магмы на уровне коровых амфиболитов под воздействием тепла и флюидов глубинных магм повышенной щелочности и частичное смешение или пропитку последними возникающих гранитоидных магм.

Эти данные и сквозная геохимическая специализация всех изученных пород и ее усиление в процессе эволюции магматизма региона находят объяснение в длительном – на протяжении всего раннемелового этапа – сосуществовании глубинных и коровых магматических очагов, что обусловлено локализацией этих магматических образований в зоне повышенной проницаемости, облегчавшей поступле-

ние в кору тепла и летучих из поднимающихся по тем же тектоническим зонам глубинных мантийных магм.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 98-05-03873 программы “Арктика”.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
2. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978. 168 с.
3. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 241 с.
4. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
5. Джан Б.-М., Чжан З.-К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. 1987. С. 250–284.
6. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 451 с.
7. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 1. С. 208–211.
8. Занвилевич А. Н., Карманов Н. С., Бурдуков И. В., Литвиновский Б. А. Оценка условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Зап. ВМО. 1999. № 1. С. 25–48.
9. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
10. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 296 с.
11. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 6. С. 1196–1199.
12. Пискунов Б.М., Абдурахманова А.И., Ким Ч.У. Соотношение «состав-глубина» для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57–67.
13. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.И. и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977. С. 197–235.
14. Сегалевич С.Ф. Петрохимия и геохимические особенности магматических пород хребта Улахан-Сис (северо-восточная Якутия) // Геохимия. 1986. № 7. С. 940–955.
15. Спектор В.Б., Гриненко В.С. Тектоническая схема. – Геологическая карта Якутии м-ба 1:500 000. Нижне-Янский блок. СПб., 1995.
16. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
17. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.

18. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. Якутск: ЯНЦ, 1996. 132 с.
19. Трунилина В.А., Орлов Ю.С. О специфике состава и генезиса гранитоидов Северного пояса Верхояно-Колымских мезозои // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрогр. совещ. Магадан, 2000. С. 13–17.
20. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. / Thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in Mineralogy. Michigan, 1987. V. 17. P. 235–321.
21. Hallimod A.E. Pyroxene, amphibole and mica from Tيرة marble // Miner. Mag. 1947. V. 28. 230 p.
22. Hollister L. S., Grisson G. P., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B. Confirmation of the empirical correlation on the Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Min. 1987. V.72, N 3–4. P.231–239.
23. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.
24. Longinova A.M., Sobolev N.V. Crystalline inclusions in chrome-spinels from kimberlites and lamproites // 5-th Intern. Kimberlite Conf. Extend.: Abstr. Brazil, 1991.
25. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan // Tectonophysics. 1990. N 174. P. 235–255.
26. Mitchell R.H., Platt R.G. Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // J. Petrol. 1978. V. 23. P.186–214.
27. Nisbet E. G., Pearce J. A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // Contrib. mineral. and petrol. 1977. V. 63, N 2. P. 149–160.

Поступила в редакцию 5 ноября 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

V.A. Trunilina, S.A. Babushkina, Yu.S. Orlov

Composition and the genetic aspects of formation of the latite-series granitoids of the Polousnyi Range (Northern batholithic belt of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoids)

This paper presents the results of detailed study of granitoids from the western part of the Northern “batholithic” belt of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoids (Polousnyi Range). The granitoid massifs are localized in a regional fault zone. They are preceded and followed by subaerial volcanic eruptions. It is shown that generally the granitoids are close to magmatic rocks of the continental latite series by their mineral, petrochemical and geochemical composition. A combination of non-equilibrium mineral associations in them: basite magmas of increased alkalinity on the one hand, and granitoid magmas, on the other, elevation of crystallization temperatures toward the deep horizons of eroded plutons, a through geochemical character of rocks with respect to both chalcophile and lithophile, and siderophile elements, and an increase in this geochemical composition in the course of evolution of regional magmatism are attributed to the long existence during the whole Early Cretaceous stage of deep-seated and crustal magmatic chambers. The typomorphic composition of rock-forming, accessory and xenogenic minerals of granitoids and their geochemical parameters permit an assumption of parental magmas incipience at the level of crustal amphibolites under the influence of heat and fluids of abyssal magmas of increased alkalinity. They also allow a supposition of partial shift of the originating granitoid magmas or their saturation in the fluids.