

МАГМАТИЗМ

УДК 552.11 (571.61/62)

ГЕОЛОГИЯ ХАЙКТИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА  
(ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

**В.Е. Стриха\***, **Н.Н. Петрук\*\***, **К.Д. Вахтомин\*\***, **И.П. Вольская\*\*\***,  
**А.М. Коршунов\*\*\***, **Ю.П. Шергина\*\*\***

*\*Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск*

*\*\*Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие "Амургеология" г. Благовещенск*

*\*\*\*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
г. Санкт-Петербург*

Приведены результаты исследований Хайктинского плутона - петротипа хайктинского комплекса субщелочных гранитоидов Верхнего Приамурья. В строении плутона участвуют породы двух интрузивных фаз: 1 фаза - кварцевые монодиориты и граносиениты; 2 фаза - граносиениты, субщелочные граниты, в меньшей мере гранодиориты и граниты. На основании петрографических особенностей пород и состава породообразующих минералов установлено формирование комплекса в гипабиссальных условиях, из умеренно- и малоглиноземистых маловодных расплавов повышенной щелочности. Кристаллизация пород происходила при высоких температурах, высокой активности калия и кислорода. Петрохимические особенности составов пород и биотитов свидетельствуют о принадлежности хайктинских гранитоидов к позднеорогенным образованиям I-типа, сформированным на заключительных стадиях субдукции в условиях активной континентальной окраины со зрелой континентальной корой. Изучение Rb-Sr и K-Ar изотопных систем в породообразующих минералах позволяет оценить абсолютный возраст комплекса в  $132 \pm 3$  млн лет, что близко к возрасту золоторудного Березитового месторождения, определенному ранее (130 млн лет). Наряду с другими признаками, этот факт позволяет рассматривать хайктинский комплекс совместно с ассоциирующим золотым оруденением в качестве производных единой рудно-магматической системы. Первичные изотопные отношения стронция ( $I_{Sr} = 0,7075-0,7083$ ) в породах свидетельствуют о значительном участии в их генезисе зрелого верхнекорового вещества. Становление хайктинского комплекса происходило, вероятно, в тылу Большехинганской активной окраины.

**Ключевые слова:** магматизм, интрузивные породы, гранитоиды, петрохимия, изотопия, абсолютный возраст, геодинамика, Верхнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Верхнего Приамурья, охватывающая Могочинский блок Алдано-Станового щита, (более 100 тыс. км<sup>2</sup>), характеризуется широкими масштабами развития (более 50% всей площади) и разнообразием гранитоидов, формирование которых происходило в широком возрастном диапазоне - от архея до раннего мела. С гранитоидами Верхнего Приамурья различного возраста многие исследователи связывают формирование рудных и россыпных месторождений золота [4-6, 10, 14, 20, 21, 26 и др.]. Однако, несмотря на изучение отдельных аспектов петрологии золотоносных гранитоидов, их изученность, в свете современных представлений, в целом, невысока. В частности, золотоносные гранитоиды Верхнего Приамурья слабо изучены геохронологи-

ческими методами, неясны также геодинамические условия их формирования. Актуальность детальных исследований пород золотоносных гранитоидных образований, с целью выяснения особенностей их состава и генезиса, обусловлена необходимостью решения прогнозно-металлогенических задач при проведении геологического доизучения площадей масштаба 1:200000, широко развернутого в последнее время на территории Востока России. Одним из примеров золотоносных гранитоидных комплексов и является хайктинский комплекс субщелочных гранитоидов Верхнего Приамурья, впервые выделенный [18]. Исследования Rb-Sr и K-Ar систем в минералах гранитоидов Хайктинского плутона - петротипа хайктинского комплекса - свидетельствуют о близкисинхронном их формировании с рудами Березитового золоторудного месторождения, для которого ранее

был установлен возраст в 130 млн лет [6]. Отчетлива приуроченность золотого оруденения и россыпной золотоносности к зоне экзоконтакта Хайктинского массива и к его надинтрузивной зоне. В южной и юго-восточной частях контакт массива полого погружается под вмещающие породы. При этом отмечается зональность в размещении золотого оруденения по отношению к массиву. В апикальных частях фиксируется редкометалльное оруденение (Mo, W, нередко с Au, Bi), в зоне экзоконтакта по мере удаления от массива золото-редкометалльное оруденение (Au, Mo, иногда также Bi, Cu), сменяется золото-сульфидным (Au, Pb, Zn, часто также Ag). На наибольшем удалении от контакта отмечается золото-ртутное оруденение. Эти данные позволяют рассматривать интрузивные породы Хайктинского плутона и ассоциирующее с ним золотое оруденение в качестве производных единой рудно-магматической системы.

#### ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Хайктинский плутон расположен в бассейне р. Хайкты, правого притока р. Б. Ольдой (рис. 1). В плане массив имеет неправильную форму и вытянут в северо-западном направлении (до 70×25 км), площадь его более 1 тыс. км<sup>2</sup>. В строении массива участвуют породы двух фаз, между которыми установлены интрузивные соотношения: первая фаза - кварцевые монцодиориты и граносиениты, вторая фаза - гранодиориты, граносиениты, граниты и субщелочные граниты. Жильная фаза представлена мелкозернистыми лейкогранитами, пегматоидными гранитами, аплитами. Включение в состав комплекса даек гранит-порфиоров, граносиенит-порфиоров и спессартитов, слагающих протяженные разноориентированные пояса, выходящие за пределы плутона, дискусионно.

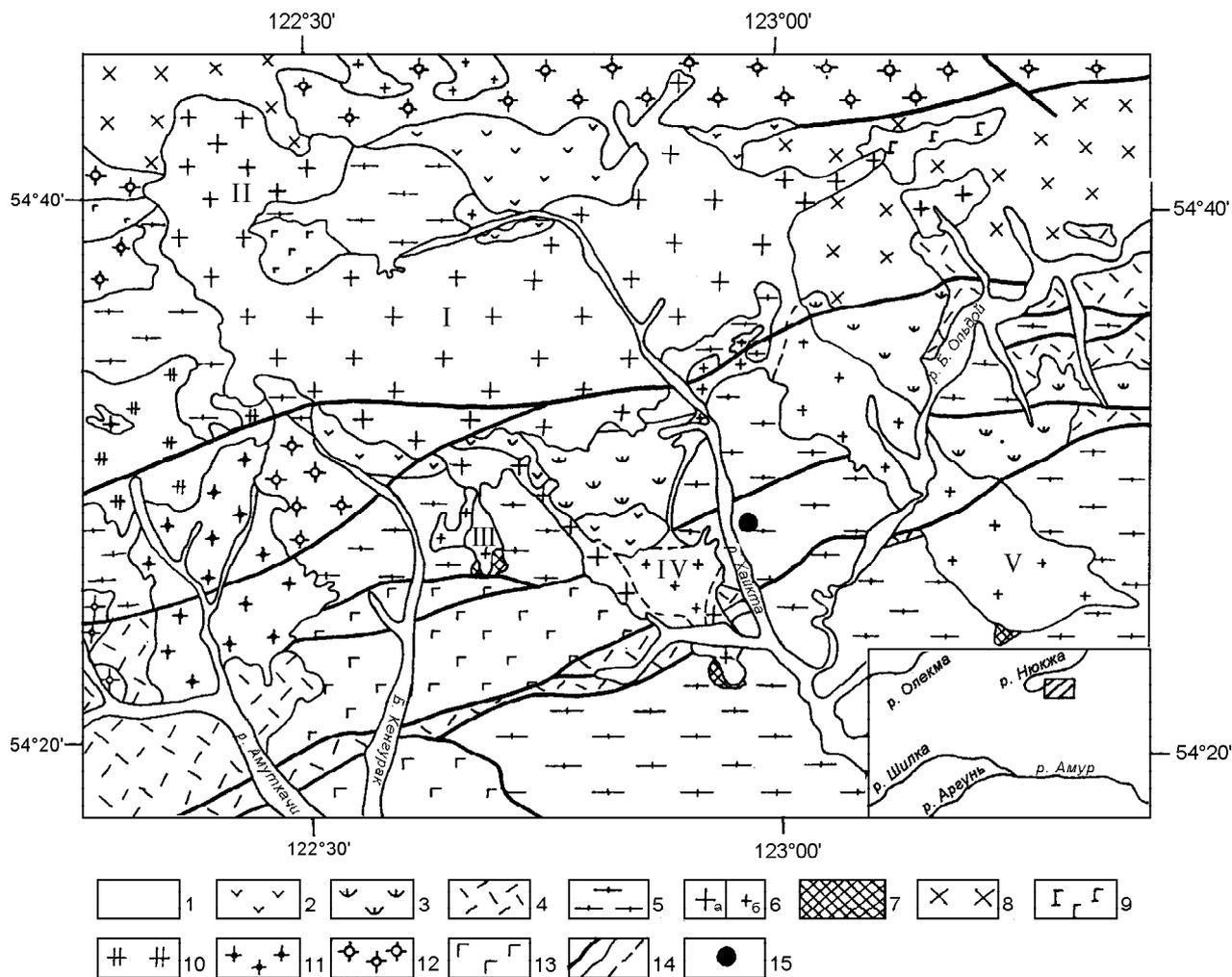
Породы комплекса прорывают вмещающие архейские метаморфические и разновозрастные интрузивные и вулканогенно-осадочные породы, с образованием в них многочисленных дайкообразных заливов (даек-апофиз), а также содержат их многочисленные ксенолиты и ксеноблоки различной формы и размеров, часть из которых, по геологическим и геофизическим данным, являются провесами кровли. Самые молодые вмещающие породы представлены вулканогенно-осадочными образованиями позднеюрского нюкжинского вулканического комплекса.

Хайктинский массив характеризуется неровной апикальной поверхностью с куполовидными выступами, чередующимися с провесами кровли. Для удобства изложения материала в составе Хайктинского

массива выделяются Центральный, Бугарихтинский, Салакитский, Лазаревский и Ольдойский выступы, ранее рассматривавшиеся в качестве самостоятельных интрузивов. Контакты массива преимущественно пологие, с падением контактовой поверхности под вмещающие породы. В частности, в южной части Салакитского выступа фиксируется субгоризонтальное залегание контактовой поверхности. Судя по конфигурации и поведению границ, а также учитывая развитие многочисленных даек-апофиз, массив представляет собой полого погружающуюся на юго-восток пластину. Неглубокое залегание кровли массива установлено на основании гравиметрических данных на Березитовом золоторудном месторождении, приуроченном к относительно маломощным гребневидным дайкообразным выступам Хайктинского массива. На гравиметрических картах массив фиксируется отрицательным аномальным полем силы тяжести интенсивностью до 10 мГл. Расчеты показывают наличие пластинообразного тела гранитоидов мощностью в первые километры для большей части Хайктинского массива, за исключением Ольдойского выступа, который в своей юго-восточной части интерпретируется как крутопадающее тело, резко расширяющееся на глубине к востоку (промежуточная магматическая камера-?). В целом это позволяет представить Хайктинский массив как гигантский многокупольный гарполит, с подводным каналом на юго-востоке (Ольдойский выступ).

Породы первой фазы развиты незначительно, слагают ряд мелких (не более 2 км<sup>2</sup>) выходов в краевых частях массива или мелкие ксеноблоки в породах второй фазы. Они представлены мелко-среднезернистыми порфиroidными биотит-роговообманковыми кварцевыми монцодиоритами и граносиенитами, между которыми установлены постепенные переходы. Ксеноблоки кварцевых диоритов и граносиенитов первой фазы установлены в южных частях Салакитского, Лазаревского и Ольдойского выступов.

Гранитоиды второй фазы резко преобладают в составе Хайктинского массива. Они представлены мелко-среднезернистыми крупнопорфиroidными и неравнозернистыми (размеры зерен основной массы различаются в 5-10 раз) мегапорфиroidными биотит-роговообманковыми разностями, среди которых преобладают граносиениты и субщелочные граниты, при подчиненной роли гранодиоритов и гранитов нормальной щелочности. Для пород комплекса характерно наличие крупных (от 0,5 до 3-4 см, иногда больше) порфиroidных таблитчатых выделений розового калиевого полевого шпата. Отмечается сложное фаціальное строение второй фазы, обусловленное вариациями как зернистости пород, количества порфиroidных выделений калиевого полевого



**Рис. 1.** Схема геологического строения Хайктинского плутона (Верхнее Приамурье). Составлена авторами с использованием материалов геолого-съёмочных работ ФГУП "Амургеология".

1 - четвертичные отложения; 2 - нюкжинская свита ( $J_3$ ): преимущественно туфы трахидацитов, трахиандезитов, трахиандезиты, дациты, риолиты, туфогенно-осадочные породы; 3 - десовская свита ( $T_1$ ): преимущественно туфы и игнимбриты риолитов, трахириолитов, риодацитов, туфы дацитов, трахидацитов, трахириодацитов, трахиандезитов, трахиандезиты, редко-туфогенно-осадочные породы; 4 - чичаткинская свита ( $P_2$ ): туфы и игнимбриты с прослоями лав трахириолитов, трахириодацитов, трахидацитов, трахиандезитов, редко туфы трахибазальтов, туфогенно-осадочные и осадочные породы; 5 - раннеархейские гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты; 6-7 - раннемеловой хайктинский комплекс: вторая фаза - граносиениты и субщелочные граниты, реже гранодиориты и граниты мегапофировидные (6а) и крупнопорфировидные (6б), первая фаза - кварцевые монцодиориты и граносиениты (7). Цифрами обозначены выступы в составе Хайктинского плутона: I - Центральный, II - Бугорихтинский, III - Салакитский, IV - Лазаревский, V - Ольдойский; 8-9 - позднемеловые? гранитоиды (8), габброиды (9); 10 - позднетриасовый верхнеамуткачинский комплекс субщелочных гранитов; 11 - раннетриасовый амуткачинский комплекс субщелочных гранитоидов; 12 - позднепермский-раннетриасовый малонюкжинский комплекс щелочных гранитоидов; 13 - раннеархейский габбро-анортозитовый комплекс; 14 - главные разрывные нарушения (а), геологические границы (б), фациальные границы (в); 15 - местоположение Березитового золоторудного месторождения.

шпата, их размеров, так и соотношений темноцветных минералов - биотита и роговой обманки. Наиболее крупнопорфировидные разности гранитоидов, обладающие сериальной структурой, преобладают в составе массива и слагают его апикальные и краевые части, постепенно сменяясь к центральным частям Лазаревского и Ольдойского выступов крупнопорфировидными (вкрапленники калиевого полевого

шпата до 1 см), более хорошо раскристаллизованными мелко-среднезернистыми разностями, фиксирующими наиболее глубоко эродированные участки Хайктинского плутона. Такие участки сложены, в основном, субщелочными гранитами.

Кварцевые монцодиориты первой фазы внешне серые, темно-серые массивные мелко-среднезерни-

стые породы, иногда порфиroidные за счет таблитчатых выделений калиевого полевого шпата размером до 10-15 мм. Породы состоят из зонального андезина № 30-35 - 45-60%, калиевого полевого шпата - 7-20%, кварца - 3-10%, зеленой роговой обманки, нередко с реликтами моноклинного пироксена - 6-20%, биотита - 3-10%. Суммарное количество темноцветных минералов составляет 25-35%. Акцессорные минералы представлены рудными минералами, апатитом, сфеном, цирконом, ортитом. Вторичные минералы развиты незначительно и представлены хлоритом, эпидотом, серицитом. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Граносиениты первой фазы состоят из плагиоклаза - 40-45%, калиевого полевого шпата - 25-30%, кварца - 15-17%, роговой обманки - 5-7%, биотита - 3-5%, рудных минералов - 1-2%.

Гранитоиды второй фазы хайктинского комплекса внешне близки - это розово-серые мелко-среднезернистые или неравномернозернистые порфиroidные породы с выделениями таблитчатых зерен розового полевого шпата, размер которых варьирует от 0,5 до 1,5- 2 см, редко достигая 3-4 см и более, белого плагиоклаза размером до 6-8 мм, серого, нередко дипирамидального кварца - до 5-6 мм. Количество вкрапленников составляет до 25-40% объема пород. Граносиениты состоят из зонального олигоклаза № 20-28, нередко с каймой альбита - 45-55%, калиевого полевого шпата - 20-30%, кварца - 15-20%, коричневого биотита - 5-10%, роговой обманки - 1-13%. Гранодиориты отличаются от граносиенитов меньшими содержаниями калиевого полевого шпата. В субщелочных гранитах по сравнению с граносиенитами отмечается меньше плагиоклаза - 40-50%, больше калиевого полевого шпата - 25-40%, кварца - 20-25%, меньше темноцветных минералов - до 7-8%. Граниты отличаются от субщелочных разностей меньшими содержаниями калиевого полевого шпата - 20-25%. Акцессорные минералы представлены рудными минералами, сфеном, апатитом, цирконом, реже ортитом.

Структура пород порфиroidная, гипидиоморфнозернистая для мелко-среднезернистых разностей и сериальная для неравномернозернистых, обусловленная присутствием в породах примерно в равных количествах тонко- (менее 0,3 мм), мелко- (0,3-1 мм) и среднезернистых (1-3 мм) серий зерен породобразующих минералов. Из-за наличия в породах тонкозернистой фракции эти породы ранее описывались как порфиroidные. Иногда в породах отмечается микропегматитовая структура.

Гранитные пегматиты и аплиты обладают светло-серой, желтовато- или розовато-серой окраской. Для аплитов характерна мелкозернистая алло-

триоморфнозернистая, для пегматитов - блочная или пегматитовая структура. Породы состоят из кварца - 30-35%, олигоклаза № 15-20 - 20-25%, калиевого полевого шпата - 40-50%, биотита - до 3%.

#### МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Оптическими методами состав плагиоклазов в породах второй фазы определен как олигоклаз № 20-28. Часть зерен плагиоклаза имеет тонкую альбитовую кайму. Исследования же отдельных зерен плагиоклаза на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-35C (аналитик Т.Б. Макеева) и микрозонде JXA-5A (аналитик В.И. Сапин) показали более кислый состав минерала. В граносиенитах второй фазы (обр. 185-1) сканированием через 0,1 мм слабозонального таблитчатого зерна плагиоклаза установлено следующее чередование зон от периферии к центру (An %): 10,3 - 14,9 - 14,7 - 14,7 - 15,3 - 14,7 - 14,3 - 7,9 - 13,2 - 12,6 - 18,2 - 15,9. Микрозондовый анализ центральной части незонального зерна плагиоклаза показал принадлежность его к олигоклазу № 19. Химический состав плагиоклаза следующий (шл. 150, мас.%): SiO<sub>2</sub>-65,02, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-22,71, FeO-0,15, MnO-0,09, CaO-3,86, Na<sub>2</sub>O-9,36, K<sub>2</sub>O-0,2, сумма-101,40. На контакте зерен плагиоклаза с калиевым полевым шпатом нередко отмечаются мирмекиты, возникающие, как известно, в близосолидусных условиях под воздействием водного флюида, находящегося в равновесии с остаточным котектическим расплавом [17]. Мирмекит появляется в породах, кристаллизовавшихся на глубине не менее 2,5-3 км [24], и рассматривается как маркер сохранения водного флюида на завершающей стадии кристаллизации [31].

Калиевый полевой шпат слагает как идиоморфные таблитчатые вкрапленники, так и зерна неправильной формы в основной массе пород. Зерна калишпата характеризуются криптопертитовым строением с содержанием тонких включений альбита до 10-15%, а также развитием прожилковых и пятнистых пертитов замещения, занимающих до 5-10% площади. Химический состав участка зерна калиевого полевого шпата без видимых вростков альбита, определенный на микрозонде JXA-5A (аналитик В.И. Сапин), следующий (шл. 150, мас.%): SiO<sub>2</sub>-64,03, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-18,27, FeO-0,09, MnO-0,08, Na<sub>2</sub>O-0,90, K<sub>2</sub>O-15,87, сумма-99,25. Молекулярный состав калиевого полевого шпата без учета пертитов распада - Or<sub>92</sub>Ab<sub>8</sub>, с учетом пертитов распада - Or<sub>77-82</sub>Ab<sub>18-23</sub>. В крупных зернах калиевого полевого шпата нередко наблюдается зональное расположение включений темноцветных минералов и плагиоклаза, что свидетельствует о магматическом его происхождении [24].

Таблица 1. Химический состав (мас.%) и структурные формулы роговых обманок хайктинского комплекса.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Г-153	Г-154	Г-154	2023-е	150	185-1	180-2	147-5	147-5	148	173-8	180-4	180-4	1014-5
SiO <sub>2</sub>	49,34	48,56	47,43	47,5	48,14	45,4	47,45	46,13	47,73	47,23	47,41	48,31	44,85	49,02
TiO <sub>2</sub>	1,25	0,88	1,26	0,61	0,77	1,36	1,49	1,52	0,64	0,56	0,70	0,49	1,49	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,86	5,36	6,06	6,66	6,32	6,7	6,14	6,24	6,63	6,73	6,72	6,52	6,97	6,27
FeO*	14,67	14,65	14,48	14,88	14,41	13,6	13,84	14,89	15,5	16,73	14,55	13,58	14,04	13,61
MnO	0,45	0,38	0,44	0,48	0,66	0,42	0,41	0,48	0,5	0,55	0,54	0,59	0,5	0,46
MgO	13,36	13,89	13,51	13,66	13,19	15,44	14,41	12,52	12,44	12,21	13,63	13,59	14,68	14,14
CaO	11,98	12,24	11,79	11,4	11,79	11,5	11,23	10,94	10,83	11,46	11,45	11,44	11,16	11,31
Na <sub>2</sub> O	1,29	1,26	1,36	1,71	1,38	1,77	1,76	1,88	1,87	1,78	1,87	1,87	2,00	1,90
K <sub>2</sub> O	0,71	0,62	0,62	0,97	0,79	0,79	0,83	0,92	0,91	0,89	0,82	0,81	0,87	0,81
Сумма	98,91	97,84	96,95	97,87	97,45	96,98	97,56	95,52	97,05	98,14	97,69	97,2	96,56	98,16
Si	7,15	7,11	7,00	6,93	7,08	6,70	6,92	6,96	7,05	6,95	6,93	7,10	6,63	7,10
Al <sup>IV</sup>	0,85	0,89	1,00	1,07	0,92	1,16	1,05	1,04	0,95	1,05	1,07	0,90	1,21	0,90
Ti <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
Сумма Т	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sup>VI</sup>	0,15	0,03	0,05	0,08	0,17	0,00	0,00	0,07	0,20	0,12	0,09	0,23	0,00	0,17
Ti <sup>VI</sup>	0,13	0,09	0,13	0,06	0,08	0,00	0,12	0,16	0,07	0,06	0,07	0,05	0,00	0,06
Fe <sup>3+</sup>	0,27	0,40	0,51	0,69	0,40	0,61	0,75	0,42	0,53	0,58	0,63	0,35	0,89	0,45
Mn	0,06	0,05	0,05	0,06	0,08	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06
Mg	2,88	3,03	2,97	2,97	2,89	3,39	3,12	2,81	2,74	2,68	2,97	2,97	3,23	3,05
Fe <sup>2+</sup>	1,51	1,40	1,30	1,14	1,38	0,94	0,96	1,47	1,40	1,50	1,17	1,33	0,82	1,21
Сумма С	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
Ca	1,86	1,92	1,86	1,78	1,86	1,82	1,75	1,77	1,71	1,81	1,79	1,80	1,77	1,75
Na	0,14	0,08	0,14	0,21	0,14	0,03	0,25	0,23	0,29	0,19	0,21	0,20	0,23	0,25
Сумма В	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,06	2,00
Na	0,22	0,28	0,25	0,27	0,25	0,48	0,25	0,22	0,29	0,32	0,22	0,23	0,24	0,28
K	0,12	0,11	0,11	0,17	0,14	0,14	0,14	0,17	0,16	0,16	0,14	0,14	0,15	0,14
Всего	15,34	15,39	15,36	15,44	15,39	15,62	15,39	15,39	15,45	15,48	15,36	15,37	15,39	15,42
f	38,23	37,36	37,78	38,27	38,18	33,34	35,35	40,21	41,41	43,75	37,76	36,08	35,33	35,27
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,66	0,68	0,70	0,72	0,68	0,76	0,76	0,66	0,66	0,64	0,72	0,69	0,79	0,72

Примечание. FeO\* - суммарное железо в виде FeO.  $f = (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$  - общая железистость. 1-3 - первая фаза: граносиениты; 4-14 - вторая фаза: гранодиориты (4), граносиениты (5-6), граниты (7), субщелочные граниты (8-14). Анализы выполнены на микрозонде JXA-5А в ДВГИ ДВО РАН, аналитик В.И.Сапин.

Микрозондовые анализы темно-зеленой роговой обманки приведены в табл. 1. Пересчет химических анализов амфиболов на стандартные кристаллохимические формулы и заполнение их по позициям произведены в соответствии с рекомендациями [11]. Формулы рассчитаны на 23 О, а оценка содержаний Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup> произведена с учетом предложений [25]. Согласно [11], амфиболы гранитоидов хайктинского комплекса представлены преимущественно магниезальными роговыми обманками кальциевой группы, и лишь амфиболы обр. 185-1 отвечают по составу эденитам.

Оценка давления при кристаллизации гранитоидов по экспериментальному роговообманковому геобарометру [33] варьирует от 1 до 1,67±0,5 кбар, составляя в среднем 1,4±0,5 кбар, что соответствует гипабиссальной фации глубинности. Близкие к этим значения получены и по эмпирическому геобарометру [32].

По соотношению Al<sup>IV</sup> и суммы щелочей в роговых обманках можно оценить температуры кристаллизации пород комплекса [8]. Температуры кристаллизации граносиенитов первой фазы составляют 715-730°C, гранитоидов второй фазы - 630-725°C, при среднем значении в 685°C.

Химические составы биотитов из пород хайктинского комплекса приведены в таблице 2. Биотиты в целом характеризуются низкой глиноземистостью, умеренной титанистостью и низкой железистостью. По соотношению Si/Al - (Mg+Fe)/Al (рис. 2) хайктинские гранитоиды попадают в поле IV и V, что свидетельствует о повышенной щелочности исходного для них расплава. Повышенная щелочность последнего способствовала снижению содержания алюминия в темноцветных минералах и связыванию его в плагиоклазах.

На диаграмме изменения железистости (100 Fe / Fe+Mg) и глиноземистости (100 Al / Si+Al+Fe+Mg) в зависимости от μH<sub>2</sub>O - μK<sub>2</sub>O (по [9]) биотиты хайк-

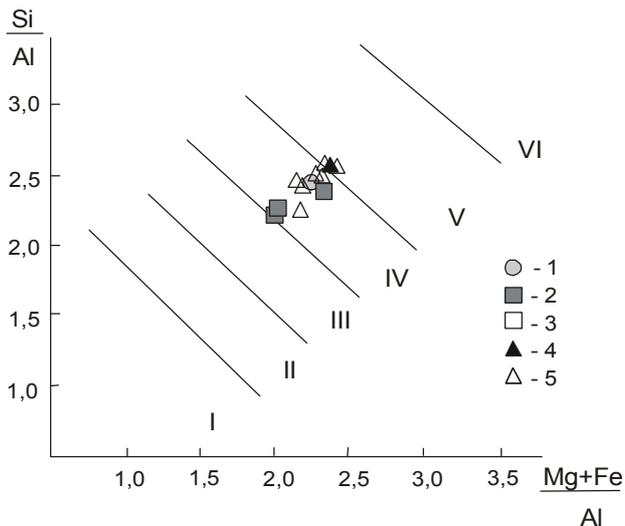


Рис. 2. Диаграмма Si/Al - (Mg+Fe)/Al для биотитов пород хайктинского комплекса.

I-VI - группы щелочности по [13]: низкой (I), пониженной (II), нормальной (III), повышенной (IV-VI). 1 - первая фаза: граносиениты; 2-5 - вторая фаза: граносиениты (2), гранодиориты (3), граниты (4), субщелочные граниты (5).

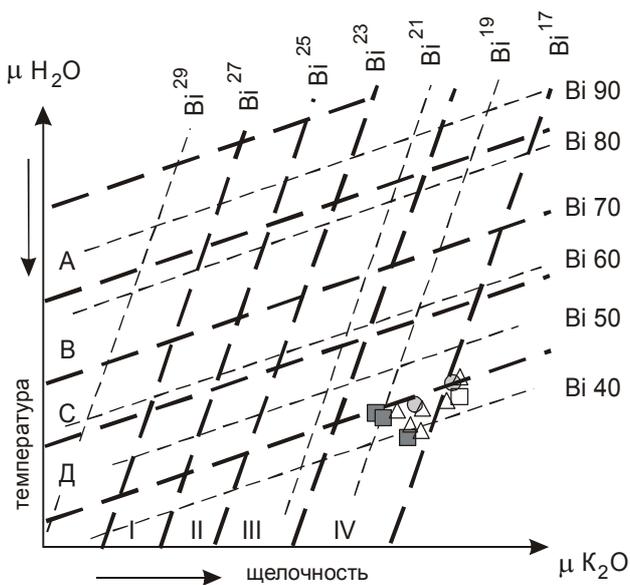


Рис. 3. Положение биотитов гранитоидов хайктинского комплекса на диаграмме изменения железистости и глиноземистости в зависимости от  $\mu \text{H}_2\text{O}$  -  $\mu \text{K}_2\text{O}$  по [9].  $\mu \text{H}_2\text{O}$  - потенциал воды,  $\mu \text{K}_2\text{O}$  - потенциал калия. Тонким пунктиром показаны линии постоянной железистости ( $\text{Bi}^{40}$ ) и глиноземистости ( $\text{Bi}^{17}$ )/

Условные обозначения см. на рис. 2.

тинского комплекса попадают в поле IV группы, что указывает на высокую активность калия, а по температуре - в группу D, что свидетельствует о высоких (около  $750^\circ\text{C}$  по двуполевошпатовому геотермомет-

ру Т. Барта) температурах кристаллизации пород (рис. 3).

Температуры кристаллизации гранитоидов можно оценить также по геотермометру [15]. Равновесие между биотитом и роговой обманкой в породах комплекса, по соотношению  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$ , соответствует  $670-680^\circ$ , что несколько ниже оценки температур по роговообманковому геотермометру.

Ассоциация низкожелезистого биотита с магнетитом свидетельствует о высокой фугитивности кислорода в исходном расплаве. Приближенная оценка фугитивности кислорода возможна по железистости биотита, при учете температуры и давления при его кристаллизации [37]. По диаграмме  $\lg f\text{O}_2$  - T ( $P_{\text{общ.}}=1035$ ), предложенной этими авторами, при железистости биотитов от 39 до 46% (табл. 2) и температурах кристаллизации в диапазоне  $650-750^\circ\text{C}$ ,  $\lg f\text{O}_2$  в породах хайктинского комплекса составляет -12-13,5. Такие значения фугитивности кислорода, по данным [23], характерны для золотоносных и молибденоносных гранитоидов.

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД

Химический состав пород хайктинского комплекса приведен в таблице 3. На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2$  -  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  [12] точки составов пород хайктинского комплекса располагаются преимущественно в области умеренно-щелочных (субщелочных) образований и субпараллельно оси X ( $\text{SiO}_2$ ), что отражает близкие содержания суммы щелочей в породах разной кремнекислотности. Составы гранодиоритов и гранитов лежат в области пород нормальной щелочности. По отношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  породы комплекса принадлежат калиевому ряду ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,65-1,0$ ), и лишь в породах нормальной щелочности отмечается их натриевая специализация ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,05-1,16$ ). Это необычно для золотоносных гранитоидов, для которых характерно преобладание содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  [14, 26 и др.]. Породы второй фазы характеризуются значительными вариациями содержаний  $\text{CaO}$  (1,85-3,56% - в граносиенитах, 1,07-2,45 - в субщелочных гранитах), что определяет также разброс точек составов на диаграмме Л.С. Бородина по оси  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$  (рис. 4). Точки составов пород комплекса располагаются вдоль высококалиевого орогенного тренда [1].

Для пород комплекса в целом характерны высокие значения коэффициента агпаитности ( $K_a$ ). Для граносиенитов первой фазы  $K_a$  составляет 0,68-0,73. Среди пород второй фазы наименьшими значениями  $K_a$  характеризуются гранодиориты - 0,67-0,68 и граниты - 0,68-0,74, а для граносиенитов и субщелочных гранитов установлены значительные вариации зна-

Таблица 2. Химический состав (мас%) и формульные коэффициенты биотитов из пород хайктинского комплекса.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Г-153	Г-154	2023-е	150	150	185-1	180-2	147	147-5	148	173-8	180-4	1014-5
SiO <sub>2</sub>	38,78	37,41	39,05	38,57	38,52	37,11	39,84	36,07	37,61	39,04	38,58	39,45	39,02
TiO <sub>2</sub>	4,40	4,57	4,44	2,34	2,17	3,88	4,63	4,48	3,41	4,11	4,28	4,44	4,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,62	13,07	12,69	14,31	14,56	13,32	12,91	13,42	12,42	13,34	12,91	13,50	13,10
FeO	18,33	17,42	17,85	17,62	17,88	16,79	17,76	17,69	19,05	17,14	16,11	17,10	17,91
MnO	0,25	0,25	0,45	0,45	0,72	0,32	0,29	0,33	0,43	0,44	0,45	0,33	0,32
MgO	12,56	13,17	13,61	12,63	12,60	14,76	13,40	12,88	12,38	13,41	13,93	13,77	13,57
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,40	0,11	0,22	0,08	0,03	0,34	0,12	0,14	0,14	0,12	0,20	0,16
K <sub>2</sub> O	10,25	9,87	10,50	9,73	10,13	10,57	9,58	10,05	10,59	10,52	10,03	9,81	10,52
Сумма	97,26	96,16	98,70	95,87	96,70	96,78	98,75	95,04	96,03	98,14	96,41	98,60	98,89
Si	2,91	2,84	2,87	2,91	2,90	2,89	2,79	2,78	2,90	2,88	2,88	2,88	2,88
Al <sup>IV</sup>	1,09	1,16	1,10	1,09	1,10	1,11	1,18	1,22	1,10	1,12	1,12	1,12	1,16
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,01	0,00	0,16	0,07	0,17	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,04
Ti	0,25	0,26	0,25	0,16	0,13	0,12	0,22	0,26	0,25	0,20	0,23	0,24	0,24
Fe <sup>2+</sup>	1,10	1,04	1,10	1,04	1,11	1,12	1,05	1,10	1,08	1,22	1,05	1,00	1,04
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Mg	1,40	1,49	1,49	1,43	1,41	1,41	1,65	1,48	1,45	1,41	1,47	1,55	1,49
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,06	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03
K	0,98	0,95	0,98	0,95	0,93	0,97	1,01	0,99	0,89	1,03	0,99	0,95	0,91
Сумма	7,78	7,82	7,83	7,78	7,82	7,84	7,92	7,86	7,76	7,90	7,82	7,80	7,77
f	44,04	41,18	42,38	42,10	43,90	44,32	38,95	42,62	42,64	46,33	41,76	39,34	41,06
L	17,06	17,85	16,75	18,84	18,93	19,17	17,65	18,51	16,91	16,88	17,63	17,27	17,62

Примечание. 1-2 первая фаза: граносиениты; 3-14 - вторая фаза: гранодиориты (3), граносиениты (4-7), граниты (8), субщелочные граниты (9-13).  $f = (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$  - общая железистость.  $L = Al / (Si + Al + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$  - глиноземистость минералов. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A в ДВГИ ДВО РАН, аналитик В.И. Сапин.

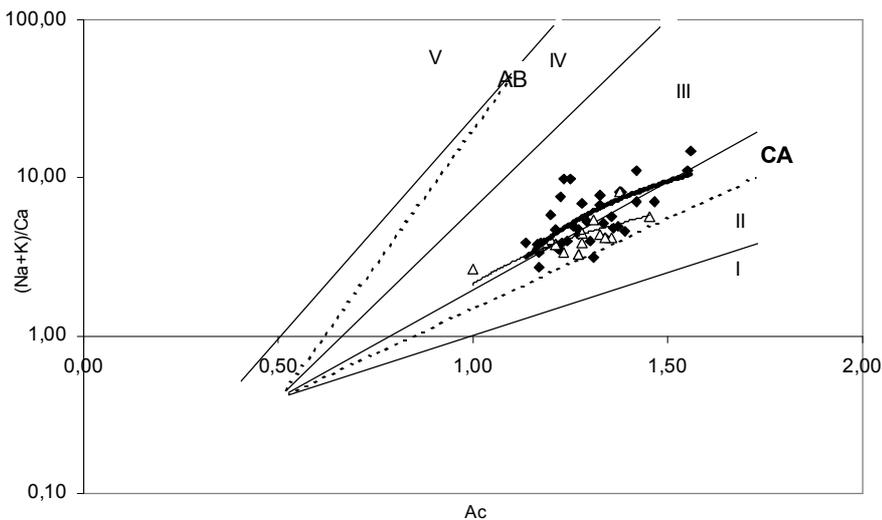
Таблица 3. Химический состав (мас%) и содержания редких элементов (г/т) пород хайктинского комплекса.

Компо- ненты	1	2	3		4		5	
	X	X	X	S	X	S	X	S
SiO <sub>2</sub>	59,83	65,73	66,47	0,85	68,80	0,73	70,05	1,17
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,57	0,54	0,12	0,56	0,18	0,35	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,96	15,61	15,74	0,45	14,3	0,86	14,89	1,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	1,35	1,29	0,30	2,14	0,81	1,04	0,58
FeO	3,10	2,10	1,51	0,43	1,73	0,66	1,20	0,31
MnO	0,09	0,03	0,04	0,01	0,09	0,04	0,03	0,02
MgO	2,46	1,87	1,62	0,43	1,65	0,40	0,86	0,25
CaO	4,21	3,15	2,82	0,69	2,80	0,50	1,73	0,54
Na <sub>2</sub> O	4,82	3,93	3,94	0,20	3,74	0,13	3,91	0,22
K <sub>2</sub> O	3,27	4,20	4,37	0,59	3,82	0,33	4,90	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,19	0,21	0,07	0,22	0,05	0,13	0,04
n.n.n.	0,59	0,34	0,61	0,21	0,62	0,40	0,60	0,27
Сумма	99,47	99,07	99,16		100,47		99,74	
n	2	3	12		4		16	
Mo	-	2,5	1,3		2,6		1,2	
Sn	-	5	4		7,3		3,8	
Pb	-	45	34		41		17	
Zn	-	87	67		102		70	
Cu	-	29	17		25		25	
Co	-	9	6		7		4	
Ni	-	32	14		20		14	
Cr	-	150	44		77		52	
V	-	105	69		99		60	
n		3	6		3		13	

чений  $K_a$ , соответственно 0,67-0,76 и 0,69-0,87. По соотношению агапитности и удельной глиноземистости (рис. 5) породы комплекса располагаются преимущественно в поле гранитоидов I-типа, хотя значительная часть пород попадает также в поля S- и A-типов (в основном это субщелочные граниты).

Более однозначно хайктинские гранитоиды типизируются по составу биотитов, которые используются не только как показатели условий кристаллизации пород, но и как индикаторы геодинамических условий образования исходных для них расплавов. На соответствующих диаграммах (рис. 6) породы хайктинского комплекса располагаются исключительно в поле известково-щелочных гранитов I-типа. По железистости и глиноземистости биотитов они относятся к гранитоидам магнетитовых интрузив-

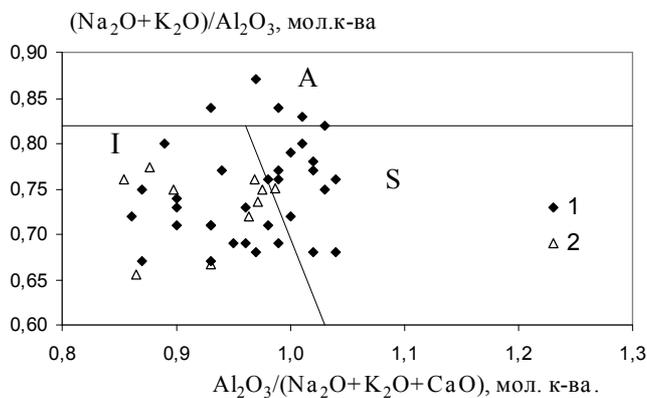
Примечание: 1-2 - первая фаза: кварцевые монцодиориты (1), граносиениты (2); 3-5 - вторая фаза: граносиениты (3); граниты (4), субщелочные граниты (5). 1 - данные А.В. Пипича с соавторами (1986), остальные анализы производились классическим химическим методом (петрогенные окислы) в АмурКНИИ ДВО РАН (аналитик С.М. Радомский) и количественным спектральным методом в ДВГИ ДВО РАН (аналитики Л.И. Азарова, Т.К. Бабова, В.И. Сеченская), прочерк-элемент не определялся. X - среднелинейное, S - среднее квадратичное отклонение.



**Рис. 4.** Положение гранитоидов хайтинского и амуджиканского комплексов на диаграмме  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} - \text{Ac}$ .

$\text{Ac}=4\text{Si}/(\text{Me}\cdot\text{Bc})$  - показатель кислотности магматических пород, где Me - концентрация петрогенных катионов, Bc - их удельная основность. I-V - поля петрохимических серий [1]: I - известковой (толеитовой), II - известково-щелочной, III - суб-щелочной, IV - умеренно-щелочной (щелочно-базальтовой), V - щелочной.

Петрохимические тренды: CA - известково-щелочной, AB - щелочно-базальтовый, хайтинского (толстая линия) и амуджиканского (тонкая линия) комплексов.



**Рис. 5.** Диаграмма Дж. Маеда [34] для разделения A, S и I типов гранитоидов хайтинского (1) и амуджиканского (2) комплексов.

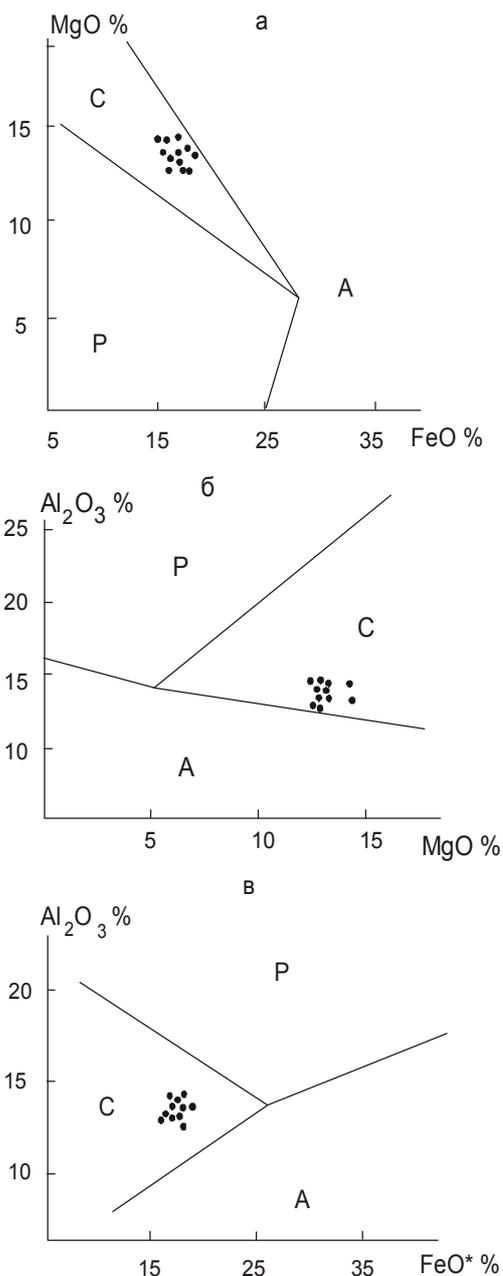
ных серий (IO-тип, по [19]), кристаллизующихся преимущественно в окислительных условиях. Формирование таких магнетитовых серий происходит, как правило, в поздне- и посторогенной обстановке на фоне преобладающего тектонического растяжения, что способствует проникновению глубинных расплавов в верхние части коры и их дифференциации в условиях низких давлений. При этом снижение общего давления уменьшает фугитивность водорода и повышает активность  $\text{Fe}^{3+}$  в расплаве. Кроме того, резкое снижение давления способствует выделению воды в самостоятельную фазу, а при ее термическом разложении с удалением водорода в условиях открытой системы поддерживается высокая фугитивность кислорода [29].

Гранитоиды I-типа характерны для активных континентальных окраин, развивающихся в связи с зонами субдукции. Образование пород I-типа связывают с плавлением магматогенных метабазитов и

(или) высокометаморфизованных гранулитобазитовых субстратов с последующей кристаллизационной дифференциацией расплавов и их взаимодействием с веществом коры. По выводу [36], основанному на анализе экспериментальных данных, высококалиевые разности магм гранитоидов I-типа могут возникать только при частичном плавлении в коре известково-щелочных, обогащенных калием водосодержащих метаморфических пород основного или среднего состава.

На диаграмме для определения геотектонической позиции гранитоидов (рис. 7) породы хайтинского комплекса располагаются преимущественно в поле континентально-дуговых гранитов, частью попадая также в область, общую с полем посторогенных гранитоидов. В связи с неоднозначностью геодинамической типизации по этим петрохимическим параметрам, для уточнения геодинамических условий формирования комплекса был произведен расчет дискриминационных уравнений по [28], согласно которым породы хайтинского комплекса относятся к позднеорогенным образованиям. Вариации петрохимических параметров хайтинских гранитоидов связаны, вероятнее всего, с их образованием на заключительных стадиях субдукции в условиях активной континентальной окраины со зрелой континентальной корой. Кроме того, сложная фациальная изменчивость состава пород второй фазы может быть обусловлена гибридным при становлении Хайтинского плутона, при ассимиляции гранитовым расплавом повышенной щелочности вмещающих пород более основного состава, широко развитых среди архейских образований.

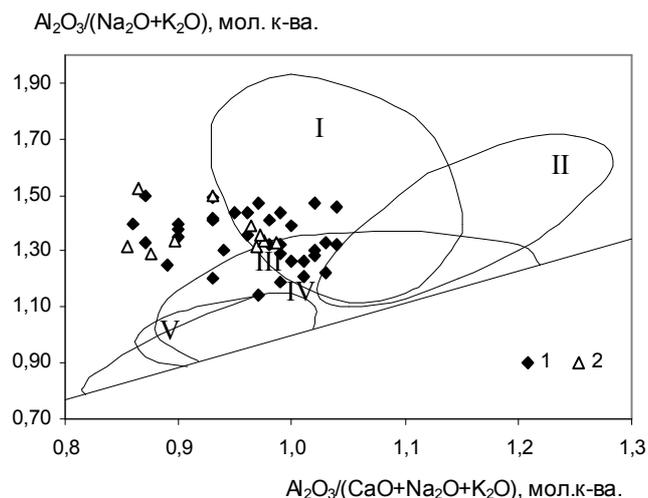
По сравнению с составом верхней коры [22] средние составы гранитоидов хайтинского комплекса (табл. 3) характеризуются в целом близкими



**Рис. 6.** Диаграммы для разделения А, S и I-типов гранитоидов по составам биотитов.

Поля гранитоидов [27]: А - анорогенных щелочных, Р - высокоглиноземистых S-типа, С - известково-щелочных I-типа. Точками обозначены биотиты пород хайктинского комплекса (табл. 2).

содержаниями Si, Al, Na, пониженными Mg, Ca, Co, повышенными K, Cr, V (рис. 8). Для граносиенитов первой фазы по сравнению с породами второй фазы установлены более высокие концентрации Mg, Ca, Pb, Cu, Co, Ni, Cr, V, что связано с их более меланократовым составом. Среди пород второй фазы субщелочные граниты отличаются относительно низкими содержаниями Ti, Mg, Ca, Pb, Co, V.



**Рис. 7.** Диаграмма геотектонической типизации гранитоидов хайктинского (1) и амуджиканского (2) комплексов.

Поля гранитоидов [35]: I - континентально-дуговых, II - континентально-коллизийных, III - посторогенных, IV - континентально-эпейрогенических поднятий, V - рифтовых обстановок.

### ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСА

Абсолютный возраст хайктинского комплекса определен в результате изотопно-геохронологических исследований пород Лазаревского и Ольдойского выступов Rb-Sr и K-Ar методами, произведенных в лабораториях Всероссийского геологического института (ВСЕГЕИ) и Института геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН.

Установлено, что породы обоих выступов имеют высокие содержания стронция и, как следствие, низкие Rb/Sr отношения, что при молодом возрасте пород приводит к очень малым приращениям радиогенного стронция и делает практически невозможным датирование Rb-Sr - методом по породе в целом с приемлемой точностью. Получить аналитически надежные Rb-Sr даты для пород хайктинского комплекса можно лишь при анализе биотитов. Для последних существует опасность, что их Rb-Sr и K-Ar изотопные системы окажутся при кристаллизации магматического расплава “закрытыми” значительно позже, чем порода в целом, что также может привести к заниженным против истинного значениям возраста. В данном случае, однако, можно рассчитывать, что их гипабиссальный уровень формирования обеспечил быструю кристаллизацию пород, т.е. к искажению возраста могут привести лишь более поздние наложенные процессы. Следует отметить, что применение K-Ar метода с анализом серии когенетических минералов, помимо информации о

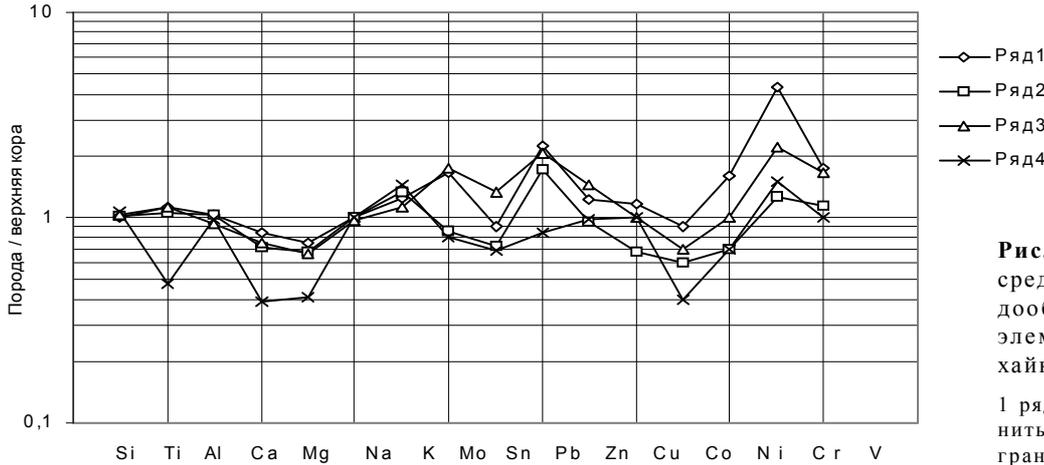


Рис. 8. Спайдер-диаграмма средних содержаний порообразующих и редких элементов в гранитоидах хайктинского комплекса.

1 ряд - первая фаза: граносиениты; 2-4 ряды - вторая фаза: граносиениты (2), субщелочные граниты (3), граниты (4).

Таблица 4. Рубидий-стронциевые данные для граносиенитов Лазаревского и Ольдойского выступов.

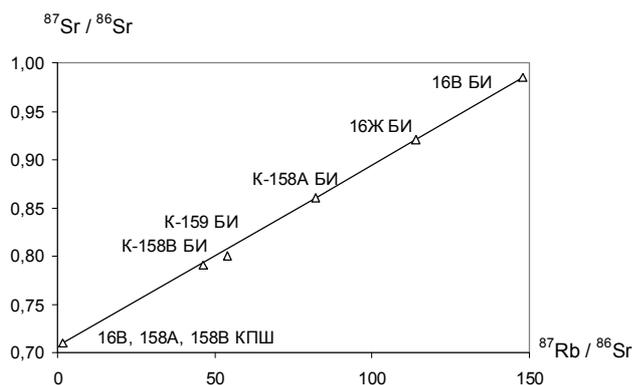
Выступ	Номер Пробы	Минерал	Rb кг/г	Sr кг/г	$\frac{87}{86}\text{Rb}$	$\frac{87}{86}\text{Sr}$	Параметры изохроны
Лазаревский	K-158А	Калишпат	369,8	1430,4	0,75	0,70984	T=130±10 млн лет I <sub>Sr</sub> =0,7075± 0,0068
		Биотит	553,4	20,0	81,25	0,86114	
	K-158В	Калишпат	227,5	832,7	0,79	0,70984	
		Биотит	541,4	33,7	46,91	0,79201	
	K-159	Биотит	475,9	25,7	54,08	0,80362	
Ольдойский	16В	Биотит	594,3	11,93	148,06	0,98540	T=132±2 млн лет I <sub>Sr</sub> =0,7083± 0,0004
		Калишпат	221,6	946,0	0,678	0,70962	
	16Ж	Биотит	561,9	14,64	113,34	0,92070	

Примечание. Rb-Sr отношения определены методом двойного изотопного разбавления с погрешностью ± 1,0 - 1,5%. Изотопный состав стронция измерен на масс-спектрометре МИ 1201Т с погрешностью ± 0,05%. Все аналитические ошибки приведены с доверительной вероятностью P = 0,85 (2σ).

Таблица 5. Калий-аргоновые данные для граносиенитов Лазаревского и Ольдойского выступов.

Выступ	Номер пробы	Минерал	Лаборатория	К %	$^{40}\text{Ar}$ нг/г	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	T млн лет
Лазаревский	K158А	Амфибол	ВСЕГЕИ	0,60	5,74	0,008024	133±12
		Биотит	-/-	7,35	60,78	0,006932	116±3
		Калишпат	-/-	8,65	81,18	0,007866	130±5
		Плагиоклаз	-/-	0,45	3,94	0,007348	122±7
	K158Б	Амфибол	ИГГД	1,11	6,6		83±8
		Биотит	ВСЕГЕИ	7,25	66,58	0,007698	128±5
		Биотит	ИГГД	7,25	72,6		139±7
		Калишпат	ВСЕГЕИ	8,50	75,18	0,007414	123±4
		Калишпат	ИГГД	8,50	71,7		118±6
		Плагиоклаз	ВСЕГЕИ	0,36	3,21	0,007483	124±6
Ольдойский	16В	Амфибол	ИГГД	0,79	9,6		168±8
		Биотит	ВСЕГЕИ	6,60	61,71	0,007837	130±6
		Биотит	ИГГД	6,60	57,3		121±6
		Калишпат	ВСЕГЕИ	9,42	78,05	0,006945	116±9
		Плагиоклаз	ВСЕГЕИ	0,43	4,06	0,007925	132±25

Примечание. Возраст пород Лазаревского выступа - 132±7млн лет, Ольдойского выступа - 132±8 млн лет.



**Рис. 9.** Rb-Sr изохронный график для породообразующих минералов гранитоидов хайктинского комплекса.

Возраст -  $131,6 \pm 3,4$  млн лет.  $I_{\text{Sr}} = 0,7072 \pm 0,0033$ .

БИ - биотит, КПШ - калиевый полевой шпат.

возрасте, дает также возможность судить о наличии или отсутствии наложенных процессов.

Рубидий-стронциевые данные для породообразующих минералов граносиенитов Лазаревского и Ольдойского выступов приведены в табл. 4 и на рис. 9. Полученные значения первичного отношения изотопов стронция ( $I_{\text{Sr}}$ ) характеризуют породы как образования I-типа и позволяют предполагать участие в исходном расплаве значительной доли корового компонента.

К-Аг анализ породообразующих минералов был произведен для контроля параллельно в двух лабораториях: ВСЕГЕИ и ИГГД РАН (табл. 5). В целом получена неплохая сходимость определений. За исключением трудно интерпретируемых данных для амфиболов (возможно, это связано с резким возрастанием аналитических ошибок при измерении малых количеств  $^{40}\text{Ar}$ ), К-Аг датировки для минералов одной пробы близки между собой, что свидетельствует об отсутствии наложенных процессов и позволяет считать полученные даты достоверным возрастом пород. По этой же причине можно считать соответствующими истинному значению возраста и Rb-Sr даты, тем более что Rb-Sr метод дает абсолютно сходные с К-Аг методом результаты.

На основании приведенных данных расчет взвешенного среднего по результатам этих двух методов определяет возраст гранитоидов хайктинского комплекса в  $132 \pm 3$  млн лет, который в соответствии с [16] принимается как достоверный. По шкале геологического времени [30] данный возраст отвечает границе готерива и баррема.

По мнению одного из авторов (К.Д.Вахтомин), разброс данных К-Аг возраста для роговых обманок свидетельствует о нарушении изотопной сис-

темы, возможно в результате более позднего термического воздействия, связанного с внедрением более молодых гранитоидов, поэтому возраст хайктинского комплекса, с учетом более ранних валовых К-Аг датировок (148-168 млн лет), должен быть более древним - позднеюрским, аналогичным возрасту амуджиканского комплекса Восточного Забайкалья. Однако следует учитывать, что амуджиканский комплекс, несмотря на близкую петрографию пород, отличается от хайктинского как особенностями геологии (наличием фазовых соотношений между гранодиоритами, гигантопорфировыми и порфировидными гранитами), так и петрохимическими характеристиками. На петрохимических диаграммах видно (рис. 4-8), что средние составы пород различных массивов амуджиканского комплекса [2, 3] отличаются от хайктинских по ряду параметров. Это, в целом, менее глиноземистые породы с меньшими содержаниями суммы щелочей.

Сопоставление времени становления хайктинского комплекса с результатами геотектонических построений позволяет предполагать его формирование, вероятнее всего, в тылу Большехинганской активной окраины [7].

## ВЫВОДЫ

Петротипом хайктинского комплекса является Хайктинский массив, форма которого близка к гарполиту. В строении плутона участвуют породы двух фаз: 1 фаза - кварцевые монцодиориты и граносиениты, 2 фаза - граносиениты, субщелочные граниты, в меньшей мере гранодиориты и граниты. Жильная фаза представлена аплитами, пегматитами, мелкозернистыми лейкогранитами.

Породы хайктинского комплекса кристаллизовались в условиях гипабиссальной фации глубинности при высоких температурах из умеренно- и малоглиноземистых маловодных расплавов повышенной и высокой щелочности, при высокой активности калия и кислорода.

Гранитоиды хайктинского комплекса принадлежат к позднеорогенным образованиям I-типа, характерным для активных континентальных окраин и развивающимся в связи с зонами субдукции.

Абсолютный возраст пород хайктинского комплекса, основанный на данных Rb-Sr и К-Аг изотопных методов для породообразующих минералов, составляет  $132 \pm 3$  млн лет, что соответствует раннему мелу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Амурского научного центра ДВО РАН и Федерального государственного унитарного геологического предприятия "Амургеология", г. Благовещенск.

Авторы статьи выражают благодарность академику В.Г.Моисеенко и В.И.Голику за поддержку и содействие в проведении исследований, В.В.Малахову, П.И.Сафронову за содействие в проведении аналитических работ, А.Е.Чугаеву за помощь в построении диаграмм.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.
2. Гаврикова С.Н. Петрология и геохимия амуджиканского комплекса гранитоидов (Восточное Забайкалье) // Зап. ВМО. 1983. Вып.6. С. 652-669.
3. Гаврикова С.Н., Николаев М.С., Соколов С.Ю., Смольяров М.И. Особенности мезозойского гранитоидного магматизма на юге Алданского щита (Могочинская провинция) // Зап. ВМО. 1992. № 1. С. 3-21.
4. Геология зоны БАМ. Т.1. Геологическое строение. Л.: Недра, 1988. 443 с.
5. Глуховский М.З. К вопросу о золотоносности Становой зоны // Материалы по региональной геологии. Сиб. платформа и её юго-восточное обрамление. М., 1962. (Тр. ВАГТ; Вып. 8).
6. Гуров Л.П. Связь золотого оруденения с магматизмом в Приамурье // Вопросы золотоносности Дальнего Востока. Благовещенск, 1971. С. 23-25.
7. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68-82.
8. Даутов А.И. Составы амфиболов и биотитов и фациальность гранитоидов на примере Кошрабатского и Яхтонского интрузивов, Западный Узбекистан // Зап. Узб.отд-ния ВМО. 1979. Вып. 30. С. 109-114.
9. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 20-30.
10. Коген В.С., Ухина И.Ф. Некоторые особенности мезозойского магматизма и локализации золотого оруденения в центральной части Станового хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 10. С. 48-56.
11. Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Зап. ВМО. 1997. № 6. С. 82-102.
12. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Т.1. 336 с. Т. 2. 486 с.
13. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20-37.
14. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
15. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
16. Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 130 с.
17. Попов В.С., Богатов В.И. Происхождение мирмекита в свете фазовых соотношений в кварц-полевошпатовой системе // Зап. ВМО. 1998. № 5. С. 1-13.
18. Путинцев В.К., Заблоцкий Е.М., Кабаков О.Н. и др. Орогенные мезозойды Дальнего Востока и их структурно-формационные особенности // Сов. геология. 1983. № 1. С. 62-76.
19. Путинцев А.В., Григорьев С.И. Состав биотитов из гранитов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий // Зап. ВМО. 1993. № 4. С. 18-34.
20. Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 36-38.
21. Стриха В.Е., Данилов А.А. Золотоносность раннепротерозойского Чубачинского гранитоидного массива Станового хребта // Магматизм и геодинамика: Материалы I Всероссийского петрографического совещания (Уфа, 1995). Уфа, 1995. Кн. 4. С. 130-131.
22. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
23. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогенетическая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 73-83.
24. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов ( на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
25. Шумахер Дж.К. Оценка соотношения двух- и трехвалентного железа в амфиболах по результатам микронзондовых анализов // Зап. ВМО. 1998. № 1. С. 101-109.
26. Эйриш Л.В. Региональные факторы локализации золотого оруденения на востоке СССР // Материалы Междунар. симпоз. "Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Благовещенск, авг. 1988 г. Ч. 1: Металлогения и рудные формации Тихоокеанского обрамления". Благовещенск, 1990. С. 41-51.
27. Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman. Nature of biotites from Alkaline, Calc-Alkaline, and Peraluminous Magmas // J.Petrology. 1994. V. 35, N 2. P. 525-541.
28. Agrawal S. Discrimination between Late-Orogenic, Post-Orogenic and Anorogenic granites by major element composition // J.Geol. 1995. V. 103, N 5. P.529-537.
29. Czamanske G.K., Wones D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo area, Norway. Part 2. The mafic silicates // J. Petrol. 1973. V. 14, N 3. P. 349-380.
30. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A Geologic Time Scale // Cambridge University Press. 1989.
31. Hibbard M.J. Myrmekite as marker between preaqueous and postaqueous phase saturation // Geol. Soc. Amer.

- Bull. 1979. V. 90. P. 1047-1062.
32. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. // Amer. Miner. 1987. V. 72, N 3-4. P. 231-239.
33. Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V. 17. N 9. P. 837-841.
34. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174, N 3/4. P. 235-255.
35. Maniar P., Piccoli Ph.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101, N 5. P. 635-643.
36. Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // Geology. 1993. V. 21, N 9. P. 825-828.
37. Wones D.R., Eugster H. Stability of biotite: experiment, theory, and application // Amer. Miner. 1965. V. 50, N 9. P. 1222-1227.

Поступила в редакцию 2 января 2000 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

### Geology and genesis of the Khaikta intrusive complex of the Upper Priamurye

*V.E. Strikha, N.N. Petruk, K.D. Vakhtomin, I.P. Volskaya, A.M. Korshunov, Yu.P. Shergina*

The results of investigation of the Khaikta pluton – petrotype of the Khaikta complex of the Upper Priamurye subalkaline granitoids are given. Rocks of two intrusive phases participate in the structure of the pluton: 1st phase – quartz monzodiorites and granosyenites; the 2nd phase – composite-facies structure formed by granosyenites, subalkaline granites, and to a lesser extent, by granodiorites and granites. By study of petrographic peculiarities of rocks and composition of rock-forming minerals the formation of the complex in hypabyssal conditions from moderate and low-aluminiferous low-water melts of increased alkalinity is established. The crystallization of rocks took place at high temperatures, high activity of potassium and oxygen. Petrochemical peculiarities of composition of rocks and biotites confirm the belonging of the Khaikta granitoids to the late-orogen formations of I-type, formed at the final stages of subduction in the conditions of active continental margin with mature continental crust. The study of Rb-Sr and K-Ar isotope systems in rock-forming minerals allows us to determine the absolute age of the complex as  $132 \pm 3$  Ma, which is close to the age of the Berezitovy gold deposit (130 Ma), determined earlier. Together with other features it allows us to consider the Khaikta complex and associated gold mineralization as derivatives of one single ore-magmatic system. The initial isotopic ratios ( $I_{Sr} = 0,7075-0,7083$ ) in rocks give evidence of considerable participation of the mature upper-crust matter in their genesis. The formation of the Khaikta complex probably took place at the rear of the Greater Khingan active margin.