

## ТАЛАЖИНСКИЙ ПЛАГИОДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-АНОРТОЗИТ-ГАББРОВЫЙ МАССИВ ВОСТОЧНОГО САЯНА: ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ РУДОНОСНОСТИ

А.Н. Юричев, А.И. Чернышов, Э.Г. Конников\*

*Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия*

*\* Институт экспериментальной минералогии РАН,  
142432, Черноголовка, Московская обл., ул. Академика Осипьяна, 4, Россия*

Рассматриваются петрологические особенности и вопросы потенциальной рудоносности Талажинского массива, локализованного в северо-западной части Восточного Саяна. Показано внутреннее строение интрузива, петрографическая характеристика слагающих пород, их металлогенические, петроструктурные и петрогеохимические особенности. По результатам моделирования равновесной кристаллизации по программе КОМАГМАТ-3.52 рассчитаны вероятные температура и химический состав родоначальной магмы плутона. Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что Талажинский массив является ритмично-расслоенным плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровым интрузивом, сформировавшимся из исходного низкотитанистого высокоглиноземистого оливин-базальтового расплава, и относится к потенциально перспективному объекту на обнаружение Cu-Ni-платинометалльного оруденения.

*Расслоенные массивы, плагиодуниты, троктолиты, петрология, рудная минерализация.*

### THE TALAZHIN PLAGIODUNITE–TROCTOLITE–ANORTHOSITE–GABBRO MASSIF (*East Sayan*): PETROGEOCHEMISTRY AND ORE POTENTIAL

A.N. Yurichev, A.I. Chernyshov, and E.G. Konnikov

The petrology and ore potential of the Talazhin massif located in northwestern East Sayan are studied. The internal structure of the intrusion, the petrographic composition of its rocks, and their metallogenic, petrostructural, and petrogeochemical features are considered. The probable temperature and chemical composition of the parental magma of the pluton were computed using the KOMAGMAT-3.52 program on the modeling of equilibrium crystallization. The obtained data indicate that the Talazhin massif is a rhythmically layered plagioclone–troctolite–anorthosite–gabbro intrusion formed from low-Ti high-alumina olivine–basalt melt. It is promising for Cu–Ni–PGE mineralization.

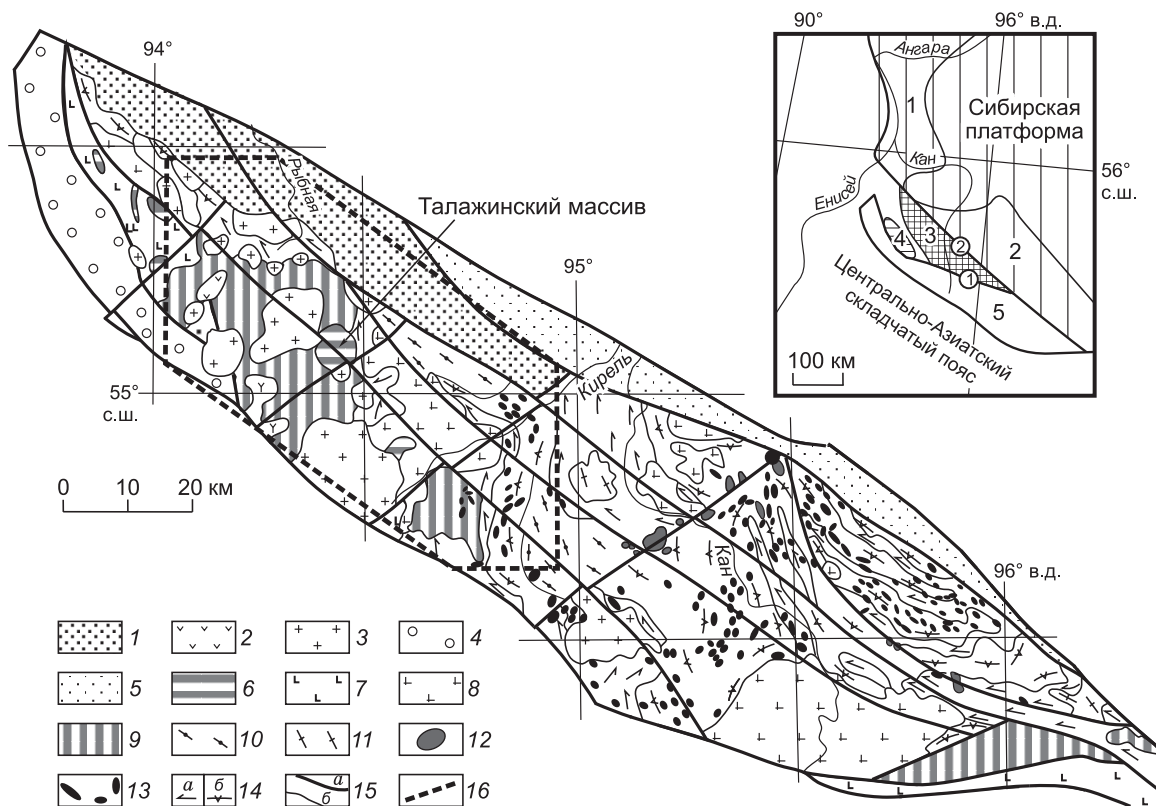
*Layered massifs, plagioclones, troctolites, petrology, ore mineralization*

### ВВЕДЕНИЕ

В пределах Канской глыбы Восточного Саяна широким распространением пользуются интрузивы ультраосновных и основных пород [Коренев и др., 2003; Чернышов и др., 2010], которые объединяются в четыре комплекса: идарский дунит-гарцбургитовый условно позднеархейского возраста; кингашский никеленосный дунит-верлит-пикритовый «малых» интрузивов, датируемый разными авторами от позднего архея до позднего протерозоя; кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый раннепротерозойский; талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый расслоенный комплекс рифейского (?) возраста. В настоящее время из четырех комплексов наиболее изучены массивы кингашского комплекса, поскольку содержат сульфидное Cu-Ni-PGE оруденение промышленного масштаба [Глазунов и др., 2003], другие остаются малоизученными. В статье рассматривается Талажинский плутон, являющийся петротипом одноименного интрузивного комплекса. Он расположен в северо-западной части Канской глыбы, в пределах Кирельской площади, на продолжении Кингашского рудного района. Исследование эталонных объектов имеет большое значение для геологического картирования и формационного анализа. Это предопределило комплексное петрологическое изучение Талажинского массива и оценку его металлогенической специализации.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КИРЕЛЬСКОЙ ПЛОЩАДИ

Кирельская площадь является составной частью Саянской платиноидно-никеленосной провинции [Глазунов, 1995] (рис. 1), на северо-востоке ограничена Канско-Агульским глубинным разломом от венд-кембрийских толщ Кингашского грабена, девонских отложений Рыбинской впадины и юрских угленос-



**Рис. 1. Схематическое геологическое строение Канской глыбы (составлено по материалам А.Н. Смагина, А.Г. Еханина, А.Д. Ножкина, О.М. Туркиной, А.И. Чернышова).**

1 — верхнепалеозойско-мезозойские преимущественно терригенные отложения: карымовская, павловская и кунгусская свиты; 2 — нижнедевонские (возможно, частью ордовикские) вулканиты; 3 — ордовикская лейкогранитовая формация: кутурчинский комплекс; 4 — кембро-ордовикские красноцветные терригенные отложения Баджеевского прогиба; 5 — венд-нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения; 6 — средне-, верхнерифейский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый талажинский комплекс; 7 — средне-, верхнерифейские осадочно-вулканогенные образования кувайской серии; 8 — позднерифейский гранитоидный канский комплекс; 9 — раннепротерозойская-среднерифейская (?) перидотит-пироксенит-габбровая формация: кулибинский комплекс; 10 — раннепротерозойские амфиболит-гнейсовые толщи анжинского структурно-вещественного комплекса; 11 — раннепротерозойские мигматит-плагиогранитный тукшинский комплекс; 12 — позднеархейский (возможно, ранне- и даже позднепротерозойский) дунит-верлит-пикритовый кингашский комплекс малых расслоенных дифференцированных массивов; 13 — позднеархейский-раннепротерозойский (?) дунит-гарцбургитовый идарский комплекс (штоки, дайки, линзы, силлы) (часть тел практически не изучены, вероятно, могут принадлежать кингашскому комплексу); 14 — верхнеархейские (?) амфиболитовые (а) и гнейсовые (б) толщи караганского комплекса; 15 — глубинные северо-западные и северо-восточные разломы (а), геологические границы (б); 16 — граница Кирельской площади.

На врезке положение Канского блока в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Выступы кристаллического фундамента платформы: 1 — Ангаро-Канский, 2 — Присяянский; докембрийские структуры складчатого обрамления: 3 — Канский, 4 — Арзыбейский, 5 — Дербинский блоки. Разломы (цифры в кружках): 1 — Главный Восточно-Саянский, 2 — Канско-Агульский.

ных осадков Саяно-Партизанской мульды. Судя по характеру распределения магнитного поля, перечисленные отложения перекрывают метаморфические образования просевшего блока Канской глыбы (устное сообщение А.Н. Смагина, А.В. Ренжина). С юго-запада Кирельская площадь ограничена Главным Восточно-Саянским и Манским глубинными разломами от верхнерифейских вулканогенно-осадочных и венд-кембрийских терригенно-карбонатных отложений Манского прогиба.

Во внутреннем строении Кирельской площади выделяются два структурных блока 2-го порядка (террейна): раннепротерозойский (?) Кирельский, сложенный преимущественно метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами; позднерифейский Талажинский, образованный главным образом интрузивными породами. Этот блок занимает  $60 \times 22 \text{ км}^2$  в юго-западной части Кирельской площади в междуречье Кирели и Маны. Среди интрузивных образований в этом блоке 80 % приходится на ультра-

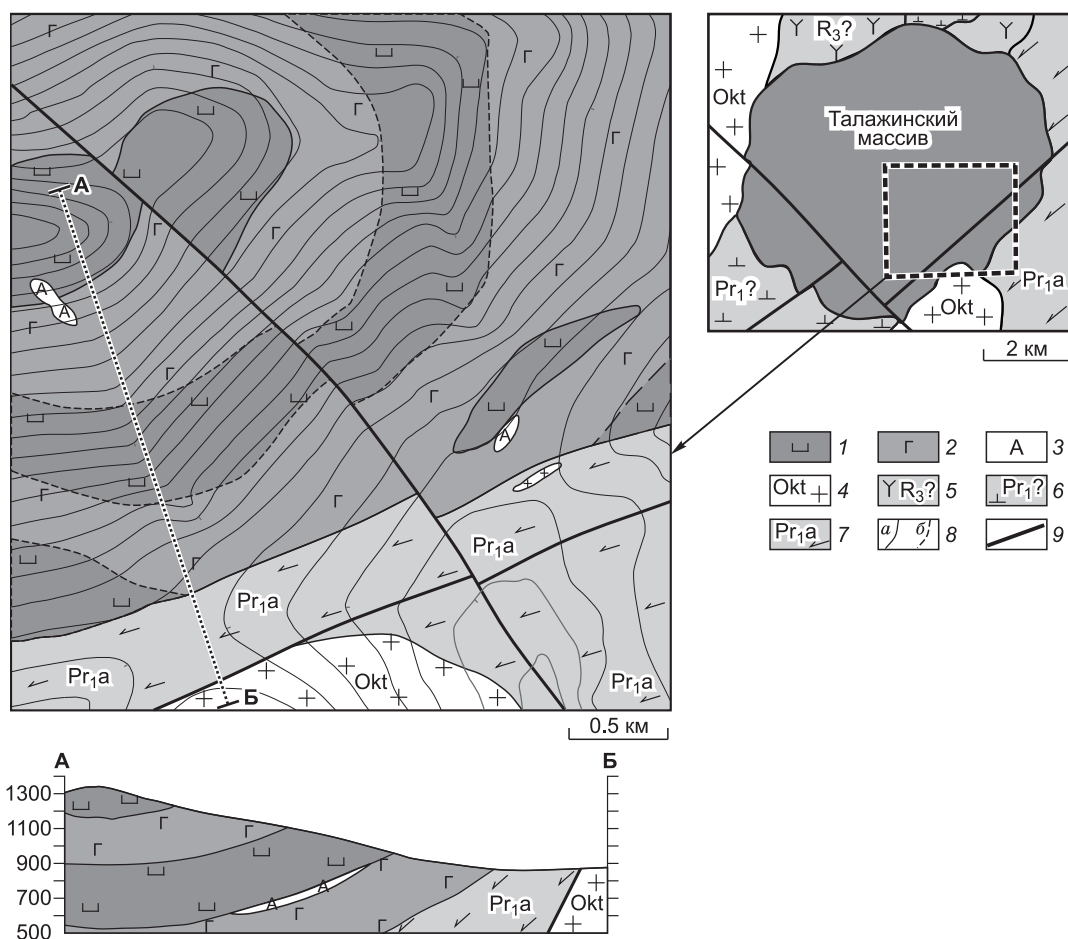
основные и основные породы, а остальные представлены преимущественно гранитоидами (см. рис. 1). В пределах Канской глыбы это единственная структура со столь интенсивным проявлением интрузивно-го магматизма.

### ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТАЛАЖИНСКОГО ИНТРУЗИВА

Талажинский массив впервые выделен на данной территории А.Н. Смагиным при проведении геологической съемки м-ба 1:50 000 (60—80-е годы прошлого века) и был отнесен к плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровой формации  $E_3$  возраста. В 2000 г. на Госгеолкарте-1000/2 Талажинский массив причислен к нижнедербинскому комплексу ( $R_3$ ).

На дневной поверхности массив имеет округлую форму ( $6 \times 7.5 \text{ км}^2$ ). Он сложен преимущественно плагиодунитами и троктолитами при подчиненной роли оливиновых габбро и анортозитов. В его разрезе реконструируются четыре мегаритма переслаивания (по данным А.Н. Смагина). Мощность прослоев пород в мегаритмах колеблется от 2 до 70 м (рис. 2). Подошва массива на юго-востоке падает под углом  $30\text{--}40^\circ$  и контактирует с толщей стратифицированных амфиболитов, кальцифиров и мраморов.

Нижний мегаритм I имеет мощность 400—450 м и сложен троктолитами с прослоями и линзами плагиодунитов (мощностью до 50—70 м), редко анортозитов (до 1 м). В составе мегаритма примерное содержание троктолитов, плагиодунитов и анортозитов составляет 55—70, 20—35 и 10 % соответственно. Отмечается тяготение прослоев плагиодунитов к нижней, а анортозитов — к верхней частям мегаритма.



**Рис. 2. Геологическая схема и геологический разрез Талажинского массива (составлен по материалам А.Н. Смагина, А.В. Ренжина).**

1—3 — позднерифейский талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый расслоенный комплекс: 1 — плагиодуниты, серпентинизированные плагиодуниты, аподунитовые серпентиниты, 2 — троктолиты, метатроктолиты, с редкими прослоями оливинового габбро, 3 — прослои, линзы анортозитов; 4 — ордовикский кутурчинский комплекс; 5 — позднерифейская (?) габбро-сиенитовая формация; 6 — раннепротерозойская (?) перидотит-пироксенит-габбровая формация; 7 — раннепротерозойская амфиболитовая толща; 8 — геологические границы: *a* — дешифрируемые, частично заверенные, *b* — предполагаемые по результатам литохимической съемки; 9 — разрывные нарушения.

Выше по разрезу залегает мегаритм II, представленный преимущественно плагиодунитами, апо-дунитовыми серпентинитами мощностью 350—400 м. Плагиодуниты этого мегаритма содержат прослой троктолитов и анортозитов (мощностью до 5—15 м) в количестве 20—35 %.

Следующий мегаритм III образуют главным образом троктолиты (250—350 м) с прослоями и линзами (мощностью до 3—20 м) анортозитов (~ 10 %), дунитов и плагиодунитов (20—30 %), а также с маломощными редкими прослоями оливиновых габбро.

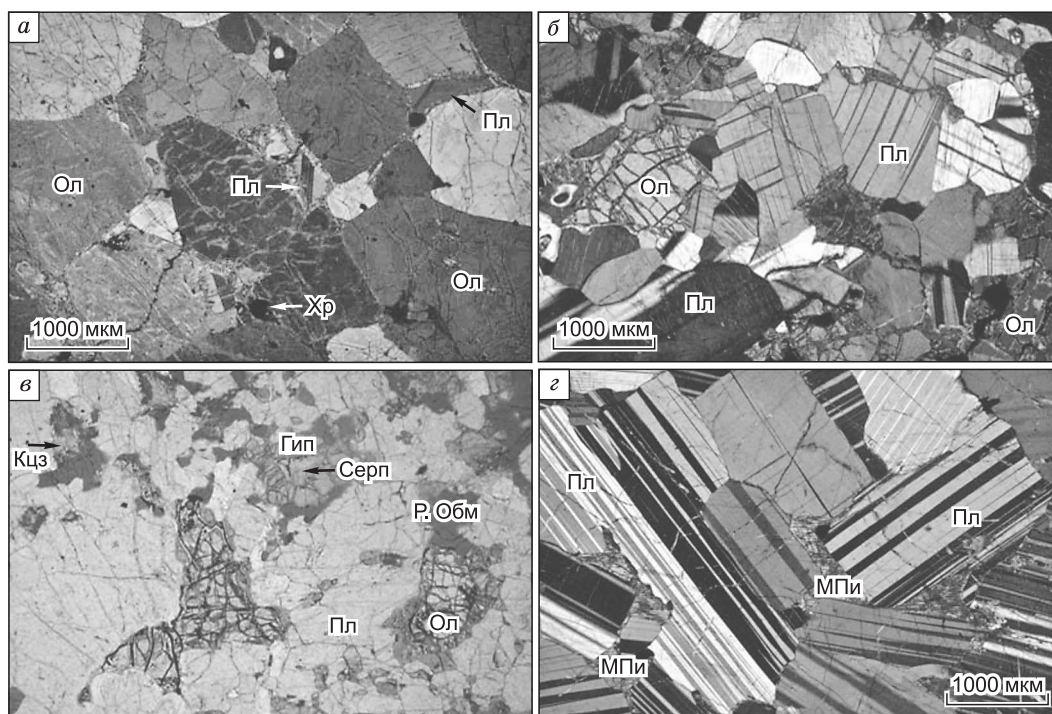
Видимый разрез массива завершает мегаритм IV, имеющий существенно плагиодунитовый состав (мощностью примерно 200 м). На контакте с мегаритмом III отмечается тонкое чередование плагиодунитов, троктолитов и анортозитов.

Исходя из внутреннего строения, породы Талажинского массива, очевидно, кристаллизовались из магматического расплава, соответствующего по составу оливин-плагиоклазовой котектики. В этом отношении он сходен с расслоенной серией позднерифейского Йоко-Довыренского плутона, расположенного в Сыннырской рифтогенной структуре Северного Прибайкалья [Конников, 1968; Кислов, 1998; Арискин и др., 2003, 2009]. В отличие от Йоко-Довыренского массива в Талажинском отсутствует верхняя габбровая и габброноритовая часть расслоенной серии, которая, возможно, была уничтожена последующей эрозией. Кроме того, Йоко-Довыренский массив подстилается горизонтом флогопитсодержащих плагиолерцолитов и пикрит-долеритов, вмещающих сульфидное медно-никелевое оруденение.

Аналогия Талажинского массива устанавливается с позднепротерозойским Войсис-Бей интрузивом (1334 млн лет), расположенным в провинции Лабрадор (Канада) и вмещающим одноименное крупное медно-никелевое месторождение [Надретт, 2003]. Массив представляет собой лополитообразное тело с подошвой, погружающейся на восток под углом 25°. Он сложен троктолитами, сменяющимися выше по разрезу оливиновыми габбро. В приподошвенной зоне троктолиты имеют такситовую текстуру и с глубиной переходят в узкий проводник-дайку, выполненную «леопардовыми» троктолитами и магматическими брекчиями, содержащими обломки ультраосновного состава (плагиодунитов и плагиоперидотитов). Приподошвенная зона является рудоносной и вмещает вкрапленные и массивные сульфидные руды.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

**Плагиодуниты** — средне-, крупнозернистые (3—8 мм) породы с кумулятивной структурой (рис. 3, *а*) и массивной текстурой. В отдельных участках встречается келифитовая структура, которая



**Рис. 3.** Главные типы пород Талажинского массива.

*а* — плагиодунит, *б* — троктолит, *в* — оливиновое габбро, *з* — анортозит. Ол — оливин, МПп — моноклинный пироксен, Гип — гиперстен, Р.Обм — роговая обманка, Серп — серпентин, Хр — хромшпинель, Кцз — клиноцоизит, Пл — плагиоклаз.



Таблица 1. Химический состав оливина из плагиодунитов, троктолитов и оливинового габбро Талажинского массива

Компонент	Плагиодуниты						Троктолиты				Оливиновое габбро	
	1093-2	1093-3	5014/6-2	1092-4	1092-5	5014/7-2	5014-1	5014-2	5011-1	5011-2	5003/1-5	5003/1-6
SiO <sub>2</sub> , мас. %	38.73	38.60	38.78	39.49	38.57	39.00	39.48	39.76	39.67	39.98	39.46	39.38
MgO	42.62	42.06	42.59	43.12	43.11	42.25	43.75	44.34	44.25	44.54	43.51	43.05
MnO	0.36	0.40	Не обн.	0.23	0.36	0.21	0.23	0.21	0.23	0.20	0.27	0.30
FeO <sub>общ</sub>	18.06	18.66	17.98	17.06	17.67	17.85	16.20	15.44	15.77	15.30	16.51	17.08
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.04	0.03	Не обн.	Не обн.	0.06	Не обн.	Не обн.
NiO	0.13	0.28	0.08	0.13	»	0.18	0.17	0.12	0.21	0.21	0.14	0.12
Сумма	99.9	100	99.43	100.02	99.71	99.53	99.87	99.87	100.13	100.28	99.89	99.94
Fa, мол. %	19.6	20.3	19.2	18.2	19.1	19.5	17.6	16.6	17.0	16.5	17.9	18.6

Примечание. Здесь и далее определение химического состава минералов осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II XMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA x-sight) INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в Институте экспериментальной минералогии РАН (г. Черноголовка), аналитик А.Н. Некрасов. Не обн. — элемент не обнаружен. Fa — содержание фаялитовой молекулы [Fa = Fe/(Fe + Mg)·100].

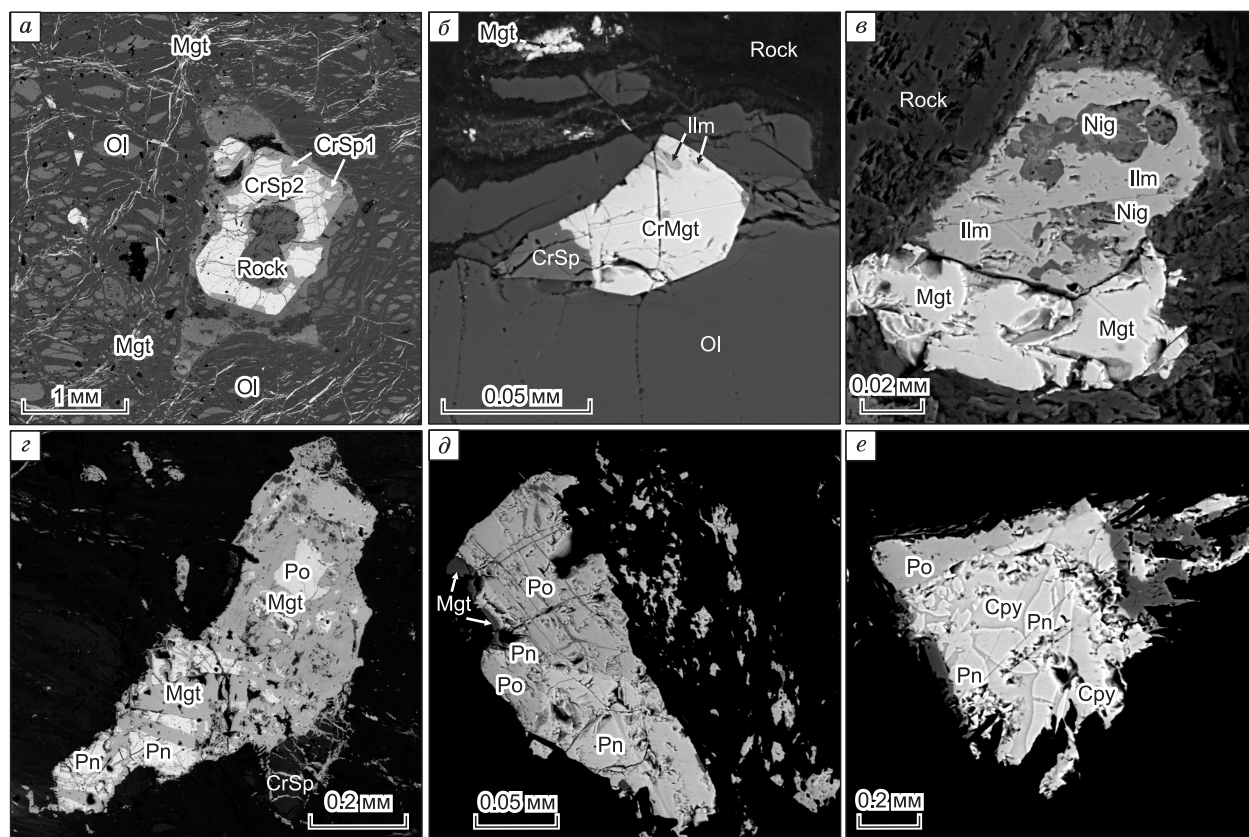
Таблица 2. Химический состав плагиоклаза из главных типов пород Талажинского массива

Компонент	Плагиодунит		Троктолиты				Оливиновое габбро		Анортозиты			
	5014/7-7	5014/7-8	5014-4	5014-5	5011-4	5011-5	5003/1-9	5003/1-11	5020/2-3	5015/1-6	5015/1-2	5015/1-3
SiO <sub>2</sub> , мас. %	48.01	48.88	47.97	47.95	47.27	47.16	47.40	48.12	49.12	44.42	42.29	41.06
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	0.06	Не обн.	0.05	0.05	Не обн.	0.06	0.06	0.07	0.10	0.06	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.61	32.99	32.15	32.90	32.73	33.38	31.66	33.08	32.62	31.93	32.92	33.43
FeO <sub>общ</sub>	0.24	0.27	0.48	0.56	0.26	0.18	0.78	0.21	0.26	0.55	0.55	0.56
MgO	0.04	Не обн.	0.10	0.07	0.05	0.05	0.37	0.05	0.06	0.10	0.11	0.11
CaO	15.55	15.37	16.52	15.52	16.78	16.25	18.06	15.81	14.91	21.15	23.05	24.66
Na <sub>2</sub> O	2.51	2.67	1.98	2.53	2.14	2.16	1.58	2.37	2.91	1.53	0.66	0.07
K <sub>2</sub> O	0.06	0.06	0.39	0.06	0.03	Не обн.	0.25	0.08	0.05	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99.02	100.31	99.59	99.63	99.31	99.19	100.16	99.77	100	99.77	99.64	99.94
An, мол. %	77.1	75.8	80.4	77.0	81.1	80.6	85.1	78.3	73.7	88.4	95.0	99.4

Примечание. An — содержание анортитовой молекулы [An = Ca/(Ca + Na + K)·100].

образуется при появлении келифитовых кайм по границам оливина и плагиоклаза из тремолита или хлорита. Плагиодуниты состоят на 80—90 % из хризолита (18—20 % Fa, табл. 1), из 5—10 % основного плагиоклаза (битовнит 76—77 % An, табл. 2). Акцессорные минералы (до 5 %) представлены хромшпинелидами, образующими включения в оливине, а также в плагиоклазе и очень редкими зернами сульфидов (пирротин, пентландит). Оливин кристаллизуется в виде субидиоморфных, иногда гипидиоморфных зерен, разбитых петельчатыми трещинками, заполненными лизардитом с магнетитом. В нем, кроме главных компонентов, отмечается примесь NiO (0.08—0.28 мас. %) и 0.04 мас. % CaO (см. табл. 1). Плагиоклаз образует мелкие ксеноморфные агрегаты зерен, выполняющих интерстиции между кристаллами оливина. В плагиоклазе по результатам микронзондового анализа отмечена примесь FeO (0.24—0.27 мас. %) и K<sub>2</sub>O (0.06 мас. %, см. табл. 2).

Шпинелиды представлены двумя разновидностями: темной зеленовато-бурой и светло-зеленой прозрачной. Первая разновидность — идиоморфные зерна хромшпинелидов размером до 1 мм, которые обычно с периферии часто замещены магнетитом, иногда в ассоциации с ильменитом (рис. 4, а). В зернах хромшпинелидов обнаруживается концентрическая зональность со сменой от центра к периферии ферроферрихромита на феррихромпикотит (табл. 3). Вторая разновидность шпинелей (герциниты?) на-



**Рис. 4.** Рудная минерализация пород Талажинского массива.

*a—e* — описание см. в тексте. Mgt (CrMgt) — магнетит (хромистый магнетит), CrSp — хромшпинель, Ilm — ильменит, Nig — нигерин, Po — пирротин, Pn — пентландит, Cpy — халькопирит, Ol — оливин, Rock — породообразующие силикатные минералы.

блюдается в виде зерен неправильной формы либо их агрегатов и встречается только в интерстициях между индивидами оливина.

Сульфиды встречены только в слабоизмененных разновидностях дунитов и представлены преимущественно железистым пентландитом при подчиненной роли троилита. Последние образуют самостоятельные округлые зерна размером до 0.2 мм. Сульфидная вкрапленность обычно тесно ассоциирует с хромшпинелидами (см. рис. 4, *з*).

Плагидуниты нередко подвержены интенсивной серпентинизации вплоть до полного замещения их лизардит-антгоритовыми и антгоритовыми серпентинитами.

**Троктолиты** — это мелко- до крупнозернистых (1—7 мм), иногда порфировидные породы, состоящие из оливина (20—70 %), плагиоклаза (25—70 %), гиперстена (до 5 %) и роговой обманки (до 10 %). Изредка встречаются клинопироксен, биотит; акцессорные минералы — зеленовато-бурая шпинель с каймами магнетита. Структура — гипидиоморфная до габбровой, участками венцовая, иногда отмечается келифитовая; текстура — массивная, иногда трахитоидная. Вторичные минералы — тремолит, тальк, клиноцоизит, скаполит, хлорит, серицит.

Оливин представлен (см. рис. 3, *б*) округлыми иногда шестоватыми субидиоморфными кристаллами, ориентированными в одном направлении (директивная текстура). По составу он соответствует хризолиту (16.5—17.5 % Fa), как и в вышележащих плагидунитах. В оливине отмечаются примеси NiO (0.12—0.21 мас. %) и CaO (0.03—0.06 мас. %). Оливин, как правило, затронут серпентинизацией петельчатого типа. При более интенсивных изменениях оливин замещается идингситом, тальком и тремолитом. В оливине отмечаются неоднородное угасание и полосы пластического излома.

Плагиоклаз обычно свежее оливина и образует мелкие ксеноморфные зерна в интерстициях оливиновых кристаллов, а также встречается в виде порфировых вкрапленников призматической и таблитчатой формы размером до 8 мм. Состав плагиоклаза соответствует битовниту (77—81 % An, см. табл. 2). При вторичных изменениях плагиоклаз замещается агрегатом соссюрита. В участках с келифитовой

Таблица 3. Химический состав хромшпинелей из плаггиоидитов Талажинского массива

Компонент	Пикотит				Феррихромпикотит				Ферроферрихромит								
	1093	1093	5014/6	1092	1093	1093	5014/6	1092	1093	1093	5014/6	1092	1092	1092			
MgO, мас. %	15.03	16.02	16.88	17.13	16.93	11.22	10.11	6.13	10.65	8.92	6.75	1.98	2.53	1.80	0.96	0.95	1.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	65.44	65.31	65.47	65.55	65.18	38.41	34.90	28.53	43.23	38.68	36.26	4.71	4.13	4.32	3.89	5.03	6.57
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
TiO <sub>2</sub>	»	»	»	»	»	0.39	0.32	1.34	0.63	»	»	4.76	5.45	4.40	2.07	0.84	0.70
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	»	»	»	»	»	Не обн.	0.34	0.58	Не обн.	»	»	0.72	0.58	1.06	1.07	Не обн.	Не обн.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	»	»	»	»	»	21.45	23.58	29.42	18.42	22.06	26.78	17.73	17.81	17.65	15.67	23.24	22.89
MnO	0.12	0.10	»	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.67	0.73	0.82	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO <sub>общ</sub>	18.56	17.90	17.91	16.66	17.81	28.36	30.53	34.06	26.84	30.45	30.22	70.27	68.73	71.03	75.06	69.44	68.12
CoO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
NiO	0.21	0.26	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.70	0.54	»
ZnO	Не обн.	Не обн.	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	Не обн.	Не обн.	»
Сумма	99.36	99.59	100.26	99.34	99.92	99.83	99.77	100.06	99.78	100.11	100.68	100.90	100.05	100.26	99.42	100.03	99.56
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> , %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.8	0.7	3.2	1.3	Не обн.	Не обн.	12.6	14.5	11.8	5.6	2.2	1.9
NiFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0.4	0.5	»	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2.0	1.5	Не обн.
MnAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0.3	0.2	»	»	»	»	»	»	»	»	1.7	2.2	2.5	»	Не обн.	Не обн.	»
ZnAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Не обн.	Не обн.	»	»	»	»	»	»	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	»	»
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	59.2	61.7	64.3	65.6	64.7	48.8	44.9	28.7	45.7	39.1	30.2	7.5	6.1	9.0	5.2	5.0	6.8
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2.8	7.2	0.4	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	40.1	37.6	34.4	33.7	33.8	17.2	16.4	24.1	27.6	28.1	32.3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3.0	5.5	6.8
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.
ZnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	»	»	»	»	»	24.7	27.8	36.5	21.0	25.7	31.8	24.6	24.8	24.8	22.4	32.4	31.9
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	»	»	1.3	0.7	1.5	8.5	10.2	7.5	4.4	7.1	4.0	50.3	44.9	54.0	61.8	53.4	52.6

Примечание. Классификация хромшпинелей по Г.А. Соколову [1948].

Таблица 4. Химический состав роговой обманки в габброидах Талажинского массива

Компонент	Троктолиты		Оливиновое габбро		
	5003/5-2	5003/5-3	5003/1-1	5003/1-2	5003/1-10
SiO <sub>2</sub> , мас. %	41.69	45.12	42.24	41.13	43.12
MgO	12.36	15.95	14.97	14.15	16.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.80	14.91	11.16	12.20	13.03
MnO	0.18	0.15	0.14	0.11	0.09
FeO <sub>общ</sub>	13.67	7.80	10.54	10.05	7.35
CaO	9.43	11.45	11.62	11.50	11.79
Na <sub>2</sub> O	2.59	2.09	2.27	2.52	2.47
K <sub>2</sub> O	0.15	0.13	1.12	1.02	0.59
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.08	3.31	4.99	2.62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0.18	0.14	0.22
H <sub>2</sub> O	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Сумма	99.00	99.67	99.54	99.81	99.54
<i>f</i>	38.30	21.52	28.32	28.49	20.22

Примечание. *f* — железистость,  $f = \text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \cdot 100\%$ .

структурой по границам плагиоклаза и оливина развиваются каймы тремолита и хлорита, как в плагиодунитах.

Гиперстен обычно встречается в виде каемок вокруг оливина, плеохроирует в розовых тонах. В интерстициях иногда присутствуют бесцветные ксеноморфные зерна клинопироксена со спайностью под углом 87°, нередко обрастающие каймами коричневой роговой обманки, которая, согласно классификации Б.Е. Лика [Leake et al., 1997], соответствует магнезиальной и чермакитовой разновидностям (табл. 4). Роговая обманка также обрастает вокруг зерен оливина или гиперстена. Изредка встречаются чешуйки бурого биотита.

Нередко в троктолитах отмечается мелкая (до 0.25 мм) вкрапленная магнетит-ильменит-хромшпинелиевая (см. рис. 4, б) и пирротин-пентландит-халькопиритовая (см. рис. 4, д) минерализации. В химическом составе выделенных сульфидов часто обнаруживается примесь золота (до 0.36 %).

**Оливиновое габбро** имеет мелкозернистую габбровую структуру, массивную текстуру и следующий количественно-минеральный состав: плагиоклаз — 40—50 %, оливин — 30—40 %, клинопироксен — 20 %. Вторичные минералы — хлорит, серицит, рудные (см. рис. 3, е). Оливин и плагиоклаз образуют в равной степени идиоморфные зерна, а плагиоклаз — иногда таблитчатой формы кристаллы, полисинтетически-сдвойникованные. Он слабо изменен, лишь иногда слабо серицитизирован. По химическому составу плагиоклаз представлен битовнитом (78—85 % An). В оливине отмечена примесь NiO (до 0.12—0.14 мас. %) и CaO (до 0.06 мас. %). В его составе содержится 18—19 % Fa. Вторичные изменения в оливине представлены петельчатой лизардитизацией и выделением вторичного пылевидного магнетита. Зерна клинопироксена ксеноморфнее зерен оливина и плагиоклаза, окрашены в слабые сиреневые тона и имеют большой (до 40°) угол угасания. В оливиновых габбро отмечаются мелкие рудные минералы (до 0.5 мм), аналогичные наблюдаемым в троктолитах (см. рис. 4, е).

**Анортозиты** — мелко-, среднезернистые (1—4 мм) породы с панидиоморфной, а в случае присутствия ксеноморфного клинопироксена с гипидиоморфной структурой и массивной текстурой. На 90—100 % они состоят из плагиоклаза (битовнит — 74—88 % An, анортит — 95—99 % An, см. табл. 2) и реже клинопироксена (~ 10 %). Вторичные — тремолит, хлорит, клиноцоизит, кальцит, серицит.

Плагиоклаз кристаллизовался в виде субидиоморфных таблитчатых зерен размером 1.5—3 мм (см. рис. 3, з). Наблюдается его замещение серицитом или соссюритом, иногда полностью. Клинопироксен выполняет интерстиции между кристаллами плагиоклаза и часто замещается вторичными хлоритом и тремолитом. В анортозитах отмечена вкрапленность мелких (до 0.25 мм) нередко сросшихся магнетит-ильменитовых зерен (см. рис. 4, в). Сульфидная минерализация не выявлена.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЛИВИНА

Метод петроструктурного анализа позволяет идентифицировать механизмы и установить последовательность кристаллизации и пластических деформаций минералов магматических пород. Оливин в

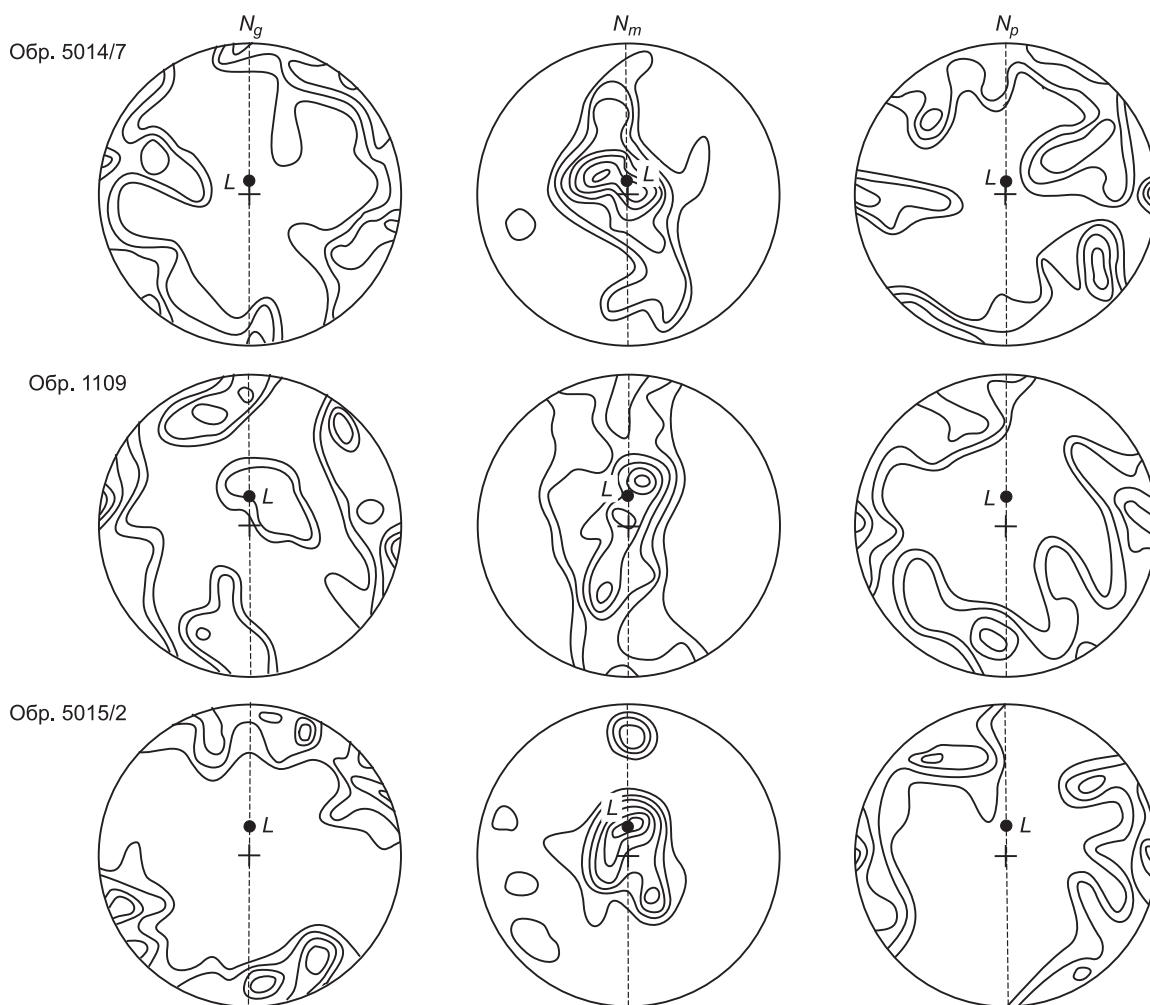


условиях магматического расплава предпочтительно ориентируется в направлении удлинения зерен и отражает эффект течения магмы.

Петроструктурные исследования оливина были проведены в неориентированных образцах плагиодунита и троктолита, поэтому полученные петроструктурные узоры не имеют пространственной ориентировки. Главной задачей интерпретации этих узоров является пространственное соотношение ориентировок оптических осей оливина с плоскостью минеральной уплощенности и линейностью.

Петроструктурными исследованиями оливина в **плагиодунитах** Талажинского массива установлены одинаковые предпочтительные ориентировки этого минерала как по форме, так и по внутреннему строению (рис. 5). Они характеризуются следующими особенностями. Кристаллооптические оси  $N_g$  и  $N_p$  образуют почти однотипные петроструктурные узоры, которые обнаруживают тесную связь с плоскостью минеральной уплощенности и линейностью. Совмещенные пояса концентрации оптических осей расположены нормально линейности. Внутри поясов наблюдаются локальные максимумы осей  $N_g$  (6—8 %) и  $N_p$  (4—6 %), расположенных нормально к минеральной уплощенности. Один из таких максимумов  $N_g$  (4 %) находится в плоскости минеральной уплощенности и нормально к линейности. Другие локальные максимумы этих осей ориентированы под различными углами в плоскости уплощенности. Оси  $N_m$  в обоих образцах образуют по одному максимуму с высокой плотностью (10 %), которые совмещены с линейностью и обнаруживают тенденцию растягиваться в пояс вдоль плоскости минеральной уплощенности.

Оливин в **троктолите** из Талажинского массива также имеет предпочтительную оптическую ориентировку (см. рис. 5), которая по своим петроструктурным узорам оказывается близкой к таковой в



**Рис. 5. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина в плагиодунитах (обр. 5014/7, 1109), троктолите (обр. 5015/2) Талажинского массива.**

Диаграммы построены по 50 замерам осей оптической индикатрисы оливина. Изолинии: 1—2—4—6—8—10 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Пунктирная линия на диаграммах — плоскость минеральной уплощенности, в которой  $L$  — минеральная линейность.

плагиодунитах. Петроструктурные узоры по осям  $N_g$  и  $N_p$  имеют тесную связь с плоскостью минеральной уплощенности и линейностью. Они образуют совмещенные пояса концентрации, расположенные нормально к линейности. В поясах наблюдаются отчетливые локальные максимумы по осям  $N_g$  (6 %) и  $N_p$  (8 %), расположенные нормально к минеральной уплощенности. При этом максимум осей  $N_g$  находится в плоскости минеральной уплощенности нормально к линейности. Другие локальные максимумы осей ориентированы под разными углами к уплощенности. Ось  $N_m$  образует один максимум с высокой плотностью (10 %), совмещенный с линейностью. Еще один локальный максимум оси  $N_m$  (4 %) лежит в плоскости минеральной уплощенности.

Анализ полученных петроструктурных узоров оливинов в плагиодунитах и троктолитах Талажинского интрузива с использованием литературных источников [Казаков, 1987; Чернышов, 2001] позволяет сделать вывод, что они образовались в результате магматической кристаллизации расплава и последующих пластических деформаций.

На первом этапе сформировались оптические ориентировки, которые определялись формой зерен и течением магматической жидкости [Чернышов и др., 2004]. Это в равной степени относится как к движению изолированных кристаллов, так и «каши» из кристаллов кумулуса с небольшим количеством интеркумулусной жидкости. При этом максимум осей  $N_m$  был совмещен с направлением течения ( $L$ ) и располагается в плоскости течения, а две другие оптические оси образуют ортогональные максимумы. Наиболее выраженный по плотности максимум осей  $N_p$ , вероятно, был ориентирован нормально к плоскости течения. Такой петроструктурный узор оливина обычно образуется при ламинарном течении магматической жидкости, сопровождающейся слабым турбулентным вращением кристаллов кумулуса [Чернышов и др., 2004].

На втором этапе, когда количество кристаллов в магме становится значительным и они способны реагировать на динамические нагрузки [Щербаков, 1985], появляются усложнения оптической ориентировки оливина. Пластические деформации реализовались сменой систем трансляционного скольжения в оливине от среднетемпературных к низкотемпературным:  $(110)[001] \rightarrow (100)[001]$ . В этом случае направление трансляционного скольжения  $[001] = N_m$  контролировалось пластическим течением в породах, фиксируемое  $L$ . Направления трансляционного скольжения в оливине и пластического течения в породе, которое фиксируется  $L = N_m$ , унаследовали направление перемещения расплава. При этом плоскость  $(110)$  фиксируется по наличию локальных максимумов  $N_g$  и  $N_p$ , расположенных под углом к минеральной уплощенности, а плоскость  $(100)$  локальным максимумом  $N_g$ , нормальным к ней. В результате таких деформаций образовались совмещенные пояса концентраций осей  $N_g$  и  $N_p$ . Установленная в плагиодунитах тенденция максимума  $N_m$  растягивается в пояс вдоль минеральной уплощенности и свидетельствует, очевидно, о наложенной пластической деформации, осуществлявшейся путем синтетектонической рекристаллизации в полностью затвердевших породах.

Таким образом, формирование петроструктуры оливина в Талажинском интрузиве, вероятно, происходило в условиях понижающейся температуры, медленной скорости деформации и низком стрессе под структурным контролем внешнего поля напряжений в обстановке ламинарного течения магматической жидкости в интрузивной камере, а не в стационарных условиях, при которых образуются изотропные петроструктурные узоры в условиях гравитационного осаждения кристаллов [Чернышов и др., 2001]. Последующие наложенные динамические нагрузки способствовали усложнению петроструктурных узоров и пластическому деформированию зерен оливина.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Главные петрохимические особенности интрузивных пород Талажинского массива представлены в табл. 5 и на вариационных диаграммах на рис. 6. Здесь же для сравнения нанесены средние составы главных типов пород массивов Войсис-Бей [Налдретт, 2003] и Йоко-Довыренский [Конников, 1986], сходных петрографически с Талажинским интрузивом. К наиболее характерным петрохимическим особенностям всех сравниваемых интрузивных массивов следует отнести недосыщенность  $\text{SiO}_2$ , высокую магнезиальность и глиноземистость при относительно низких содержаниях  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Для этих интрузивов также свойственна обратная корреляция между  $\text{MgO}$  и большинством породообразующих оксидов, кроме  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ . Из ряда отмеченных закономерностей выпадают только «леопардовые» троктолиты, оливиновые габбро и магматические брекчии, залегающие в проводнике, включающем сульфидные руды и соединяющем главный троктолитовый массив Войсис-Бей с глубинным очагом. Похожее отклонение можно видеть на рис. 6 и у гранофировых габбро Йоко-Довыренского плутона, которые имеют гибридную природу (по данным Э.Г. Конникова). Эти породы характеризуются повышенными содержаниями  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и пониженными  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  по сравнению с общей тенденцией, вытекающей из тренда фракционирования рассматриваемых интрузивных комплексов. По

Таблица 5. Химический состав главных типов пород Талажинского массива

Компонент	Плагидуниты						Оливиновое габбро	
	8140/1	11695a	8161	4202	5014/7	1093	5003/1	5003/3
SiO <sub>2</sub> , мас. %	39.67	40.97	41.99	39.82	40.93	41.26	43.24	43.10
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.45	0.28	0.25	0.05	0.06	0.13	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	6.61	4.05	3.72	6.06	4.92	16.11	15.92
FeO <sub>общ</sub>	20.37	14.99	13.50	15.94	16.60	15.61	9.18	9.96
MnO	0.16	0.25	0.16	0.26	0.25	0.26	0.13	0.17
MgO	35.97	31.79	37.76	38.66	32.40	35.87	20.48	19.87
CaO	1.67	4.12	1.36	0.32	2.95	1.76	9.30	9.05
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.11	0.03	0.05	0.67	0.19	1.28	1.35
K <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.12	0.09	0.05	0.04	0.14	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.02	0.09	0.03	0.02	0.02	0.02
Сумма	99.01	99.41	99.27	99.20	100.00	100.00	100.00	99.73

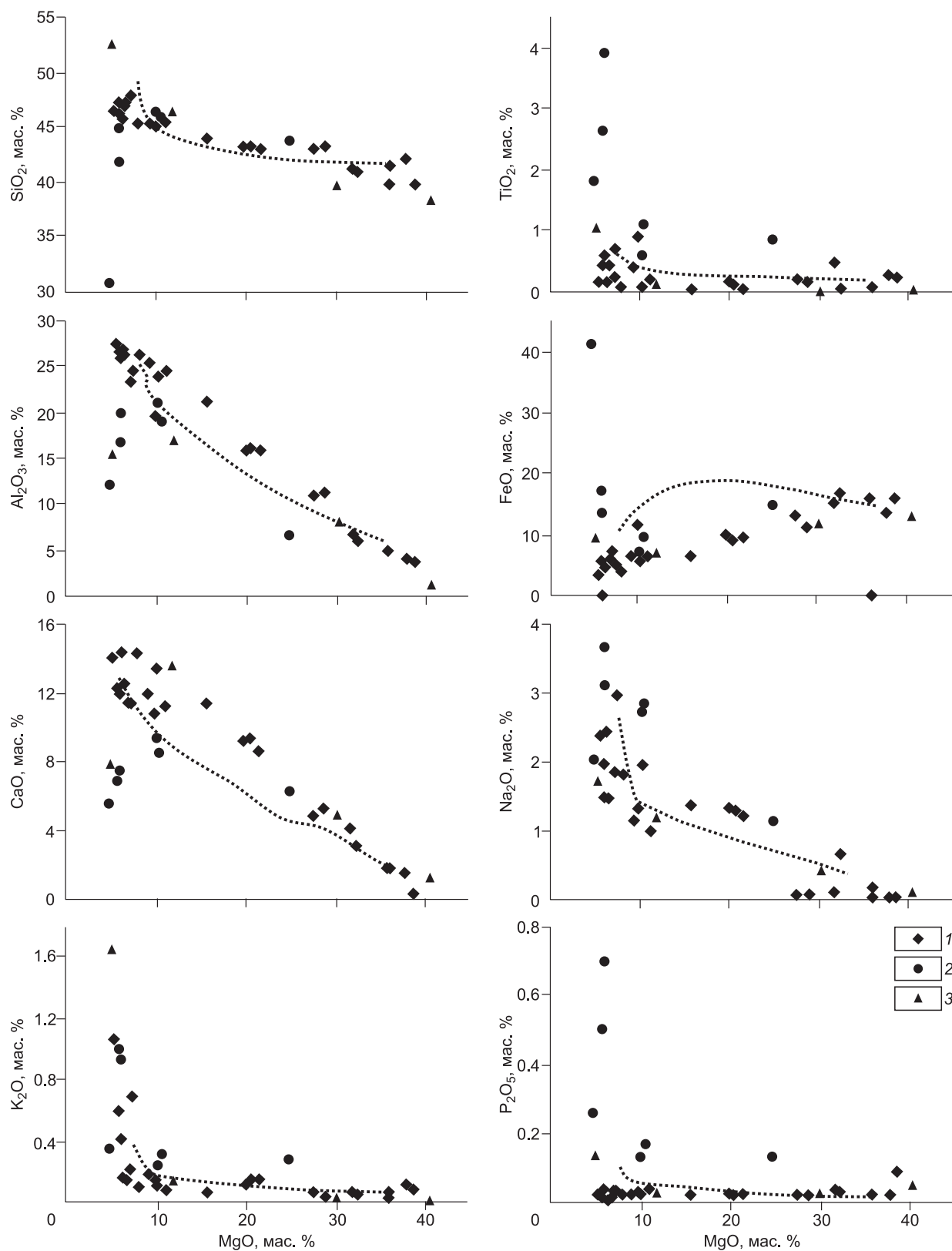
Компонент	Троктолиты							
	8314/1	25422	8222/1	5011	5013/1	5014	5020	5003/5
SiO <sub>2</sub> , мас. %	45.31	43.05	43.02	43.77	45.18	42.89	44.99	47.86
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.17	0.18	0.04	0.09	0.03	0.06	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.56	11.20	11.01	21.20	26.32	15.92	23.82	24.53
FeO <sub>общ</sub>	11.46	10.91	12.86	6.35	4.10	9.35	5.44	5.07
MnO	0.17	0.22	0.27	0.08	0.05	0.14	0.07	0.07
MgO	9.80	28.84	27.50	15.72	8.00	21.64	10.13	7.27
CaO	10.75	5.19	4.80	11.37	14.32	8.63	13.36	11.31
Na <sub>2</sub> O	1.35	0.08	0.06	1.38	1.82	1.24	1.98	2.97
K <sub>2</sub> O	0.15	0.03	0.06	0.07	0.10	0.14	0.12	0.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Сумма	99.48	99.71	99.80	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Компонент	Анортозиты							
	8313	8316	8311	8314	8315	8311/1	5020/2	5015/1
SiO <sub>2</sub> , мас. %	45.15	46.29	45.35	46.96	47.18	47.85	45.80	46.36
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.57	0.18	0.42	0.42	0.70	0.17	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.35	25.86	24.51	26.18	26.54	23.51	26.75	27.37
FeO <sub>общ</sub>	6.45	5.76	6.24	5.47	5.35	7.13	4.20	3.32
MnO	0.11	0.10	0.11	0.10	0.09	0.12	0.05	0.05
MgO	9.16	5.99	11.11	6.54	5.89	7.09	6.16	5.38
CaO	12.00	11.85	11.17	12.53	12.22	11.29	14.23	13.91
Na <sub>2</sub> O	1.16	1.97	1.01	1.47	1.50	1.85	2.45	2.37
K <sub>2</sub> O	0.18	0.41	0.09	0.14	0.59	0.21	0.17	1.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02
Сумма	99.97	98.85	99.80	99.83	99.81	99.78	100.00	100.00

Примечание. Определение химического состава пород проведено в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) на приборе Perkin Elmer, аналитик Т.В. Ожогина.

всей вероятности, этот тренд тоже связан с гибридной природой пород проводника интрузива Войсис-Бей. Интересно, что гибридный тренд слабо выражен и в распределении фигуративных точек пород Талажинского массива (см. рис. 6). Слабое проявление гибридного тренда по сравнению с содержащими сульфидное медно-никелевое оруденение массивами Войсис-Бей и Йоко-Довыренским можно рассматривать как малоблагоприятный признак аналогичной рудоносности Талажинского интрузива.



**Рис. 6. Вариационные диаграммы породообразующих оксидов относительно MgO для Талажинского (1), Йоко-Довыренского (2) и Войсис-Бей (3) массивов.**

Пунктирная линия — тренд составов кумулятивных фаз, полученных путем моделирования формирования расслоенного Талажинского интрузива, исходя из состава модельного родоначального расплава по программе КОМАГМАТ-3.52 [Арискин, Бармина, 2000].



## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАЛАЖИНСКОГО ИНТРУЗИВА

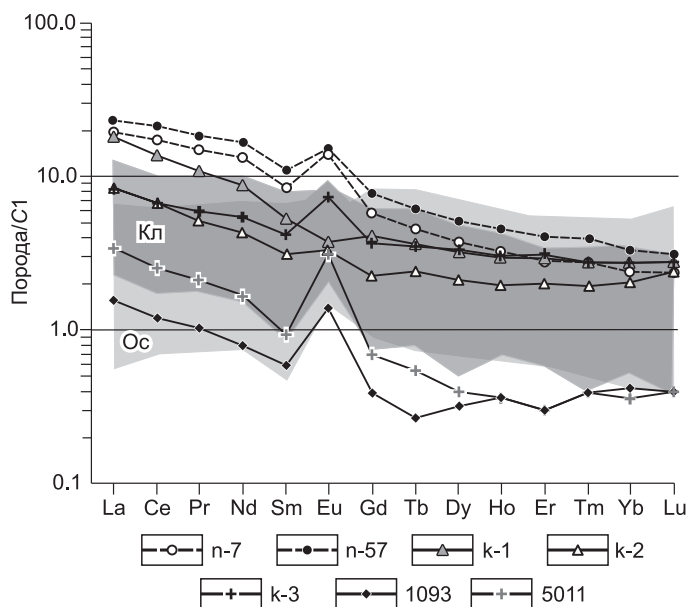
Из пород Талажинского массива в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) были проанализированы 9 образцов пород на редкие элементы (табл. 6) методом ICP-MS [Николаева и др., 2008]. По результатам анализов построены диаграммы распределения элементов лантаноидной группы, нормированных по углестому хондриту CI (рис. 7), и спайдер-диаграммы для примесных элементов, нормированных по примитивной мантии (рис. 8). На эти диаграммы также вынесены данные по распределению микропримесей в сходных в формационном отношении с Талажинским интрузивом Войсис-Бей [Надретт, 2003] и Йоко-Довыренском [Арискин и др., 2009].

Как видно (см. рис. 7), нормированные содержания всех лантаноидов в Талажинском интрузиве близки к хондритовому уровню, закономерно возрастают от HREE к LREE. Кривые распределения для этого массива характеризуются ярко выраженным Eu максимумом, что является признаком накопления плагиоклаза в восстановительных условиях и результатом фракционной кристаллизации котектических OI-P1 магм при формировании Талажинского интрузива. Форма графиков распределения лантаноидов в массивах Йоко-Довыренский и Войсис-Бей аналогична таковой в Талажинском, но общий уровень нормированных концентраций этих элементов в них выше почти на порядок. Особенностью распределения элементов лантаноидной группы является то, что в процессе дифференциации магмы всех рассматриваемых массивов от плагиодунитов к габброидам содержание в них тяжелых REE изменяется гораздо меньше, чем LREE.

Таблица 6. Содержание элементов-примесей в породах Талажинского массива

Компонент	Плагиодунит		Серпентинит		Троктолит		Оливиновое габбро	Анортозит	
	5014/7	1093	5020/4	1109	5011	5014	5003/1	5015/1	5020/2
Ga, г/т	7.44	3.81	3.91	3.48	11.47	9.84	11.32	17.30	15.69
Rb	7.31	0.56	1.73	0.76	1.98	5.03	2.83	42.34	4.25
Sr	194.78	47.66	12.09	112.14	458.20	384.15	469.28	863.99	798.59
Y	2.57	0.67	0.89	0.76	0.74	1.51	1.72	1.85	1.29
Zr	13.31	1.96	3.88	2.62	2.62	6.62	4.58	4.97	3.67
Nb	1.06	0.09	0.41	0.13	0.18	0.60	0.20	0.28	0.28
Cs	0.53	0.15	0.23	0.16	0.54	0.99	0.91	1.73	0.61
Ba	68.35	19.41	21.72	10.73	31.20	35.14	47.17	115.33	47.12
La	2.29	0.37	0.55	0.39	0.81	1.11	1.20	1.03	1.09
Ce	4.48	0.74	1.05	0.84	1.56	2.33	2.33	2.05	2.29
Pr	0.58	0.10	0.15	0.11	0.20	0.29	0.30	0.29	0.29
Nd	2.09	0.37	0.57	0.46	0.77	1.27	1.28	1.21	1.26
Sm	0.45	0.09	0.12	0.10	0.14	0.22	0.29	0.29	0.24
Eu	0.15	0.08	0.06	0.08	0.18	0.17	0.24	0.31	0.26
Gd	0.42	0.08	0.12	0.09	0.14	0.28	0.29	0.33	0.24
Tb	0.06	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05	0.04	0.03
Dy	0.38	0.08	0.12	0.09	0.10	0.21	0.26	0.27	0.20
Ho	0.07	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04
Er	0.21	0.05	0.07	0.07	0.05	0.11	0.14	0.13	0.11
Tm	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Yb	0.21	0.07	0.09	0.08	0.06	0.10	0.12	0.12	0.09
Lu	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Hf	0.29	0.04	0.08	0.07	0.06	0.13	0.13	0.13	0.08
Ta	0.13	0.02	0.08	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03
W	0.50	0.28	0.19	0.13	0.22	0.29	0.22	0.28	0.49
Th	0.60	0.03	0.12	0.03	0.09	0.26	0.06	0.06	0.09
U	0.15	0.03	0.13	0.02	0.03	0.07	0.03	0.02	0.04

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на масс-спектрометре ELEMENT (Finnigan Mat), аналитик С.В. Палесский.

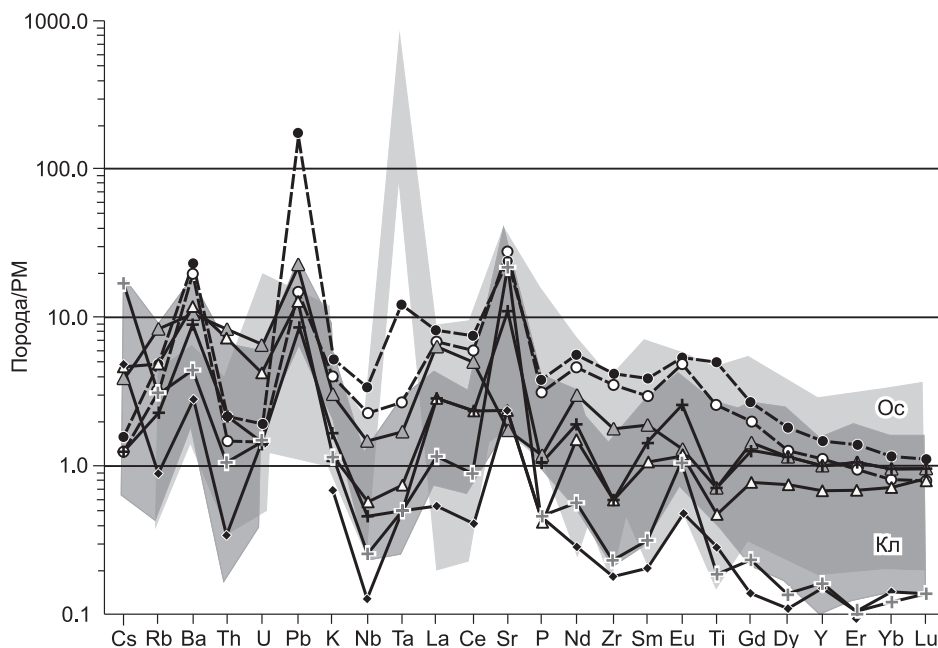


**Рис. 7.** Диаграммы распределения элементов лантаноидной группы, нормированных по хондриту С1 [Anders, Grevesse, 1989], в породах Талажинского (обр. 1093, 5011), Йоко-Довыренского (обр. к-1, к-2, к-3) и Войсис-Бей (обр. п-7, п-57) массивов.

Для сравнения также вынесены поля спектров расслоенных перидотит-габбровых массивов островодужного (Ос) и коллизионного (Кл) этапов.

Сопоставление распределения примесных элементов в рассматриваемых интрузивных комплексах на многокомпонентной диаграмме (см. рис. 8) также обнаруживает их большое геохимическое сходство. Интрузивы Войсис-Бей, Йоко-Довыренский и Талажинский обнаруживают значительную обогащен-

ность Ва, Рb, Sr по отношению к примитивной мантии и беднее ее Th, U, Nb, Та и Ti. Талажинский интрузив по сравнению с Войсис-Бей и Йоко-Довыренским также существенно обеднен тяжелыми редкими землями — Gd, Dy, Er, Yb, Lu, что, по-видимому, указывает на присутствие граната в породах мантийного субстрата, из которого выплавлялась родоначальная магма этого интрузива. Высокие нормативные содержания типичных коровых элементов — Ва, Sr, Рb, в породах всех сравниваемых массивов можно связать с процессами контаминации родоначальных расплавов этих интрузивов материалом континентальной коры. Для Йоко-Довыренского и Войсис-Бей интрузивов явления взаимодействия магмы с породами коры доказаны на основании изотопно-геохимических данных [Налдретт, 2003; Конников, 1986]. Возможно, что признаки проявления этих процессов в талажинском комплексе могут указывать на его потенциальную рудоносность.



**Рис. 8.** Спайдер-диаграммы для наиболее распространенных примесных элементов, нормированных по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], в породах Талажинского, Йоко-Довыренского и Войсис-Бей массивов.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для главных разновидностей интрузивных пород Талажинского массива было выполнено моделирование фракционной кристаллизации по программе КОМАГМАТ-3.52 [Арискин, Бармина, 2000]. Присутствие в породах массива оксидов железа, а также водосодержащих фаз (амфибола) говорит о том, что фугитивность кислорода в процессе кристаллизации, вероятно, соответствовала буферу QFM (кварц-фаялит-магнетит). Геологические наблюдения (отмеченные ксенолиты роговиков в краевой части массива) и петрографические данные (присутствие в минералогическом составе пород незначительного количества позднемагматического амфибола, в основном менее 5 %) свидетельствуют об условиях кристаллизации родоначального расплава в процессе формирования расслоенной серии и ограничивает литостатическое давление значением, не превышающим 3 кбар, начальное содержание воды в расплаве не более 0.5 мас. %. Исходя из этого, расчеты проводились в режиме формирования расслоенного интрузива при следующих параметрах системы — давление 1—2 кбар, буфер QFM, содержание воды в расплаве от 0 до 0.5 %, шаг кристаллизации расплава 1 мол. %. Траектории кристаллизации расплавов пород рассчитывались до 66—90 % кристаллов (от 34—10 % остаточной жидкости) в зависимости от состава породы. Согласно результатам расчетов, равновесная кристаллизация расплава Талажинской интрузии происходила в последовательности  $O1 \rightarrow O1 + P1 \rightarrow O1 + P1 + Crx$ .

Хорошая сопоставимость тренда составов кумулятивных фаз (получены путем моделирования формирования расслоенного интрузива, исходя из состава модельного родоначального расплава по программе КОМАГМАТ-3.52) составам пород расслоенной серии массива на вариационных диаграммах (см. рис. 6), сходство фактических и рассчитанных составов минералов из пород расслоенной серии свидетельствуют о приближенности принятых параметров модельной системы к природной.

На рис. 9 приведены результаты расчетов для 8 образцов главных разновидностей пород Талажинского массива, демонстрирующие температурно-композиционную эволюцию остаточных (интеркумулясных) расплавов для 9 породообразующих оксидов. На графиках видно, что расчетные траектории для всех компонентов сближаются и пересекаются в интервале температур 1240—1260 °С, формируя достаточно компактные кластеры в области оливин-плаггиоклазовой котектики. Наиболее отчетливо эти пересечения проявлены на диаграммах  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  и  $P_2O_5$ . Исходя из этого, среднее значение 1250 °С можно принять в качестве вероятной температуры родоначальной магмы Талажинского интрузива. Оценка состава этого расплава при 1250 °С может быть получена путем проецирования на оси абсцисс диаграмм на рис. 9, что приводит к (мас. %):  $SiO_2$  — 46,  $TiO_2$  — 0.35,  $Al_2O_3$  — 21.5,  $FeO_{общ}$  — 10,  $MgO$  — 10,  $CaO$  — 8,  $Na_2O$  — 2.5,  $K_2O$  — 0.5,  $P_2O_5$  — 0.07.

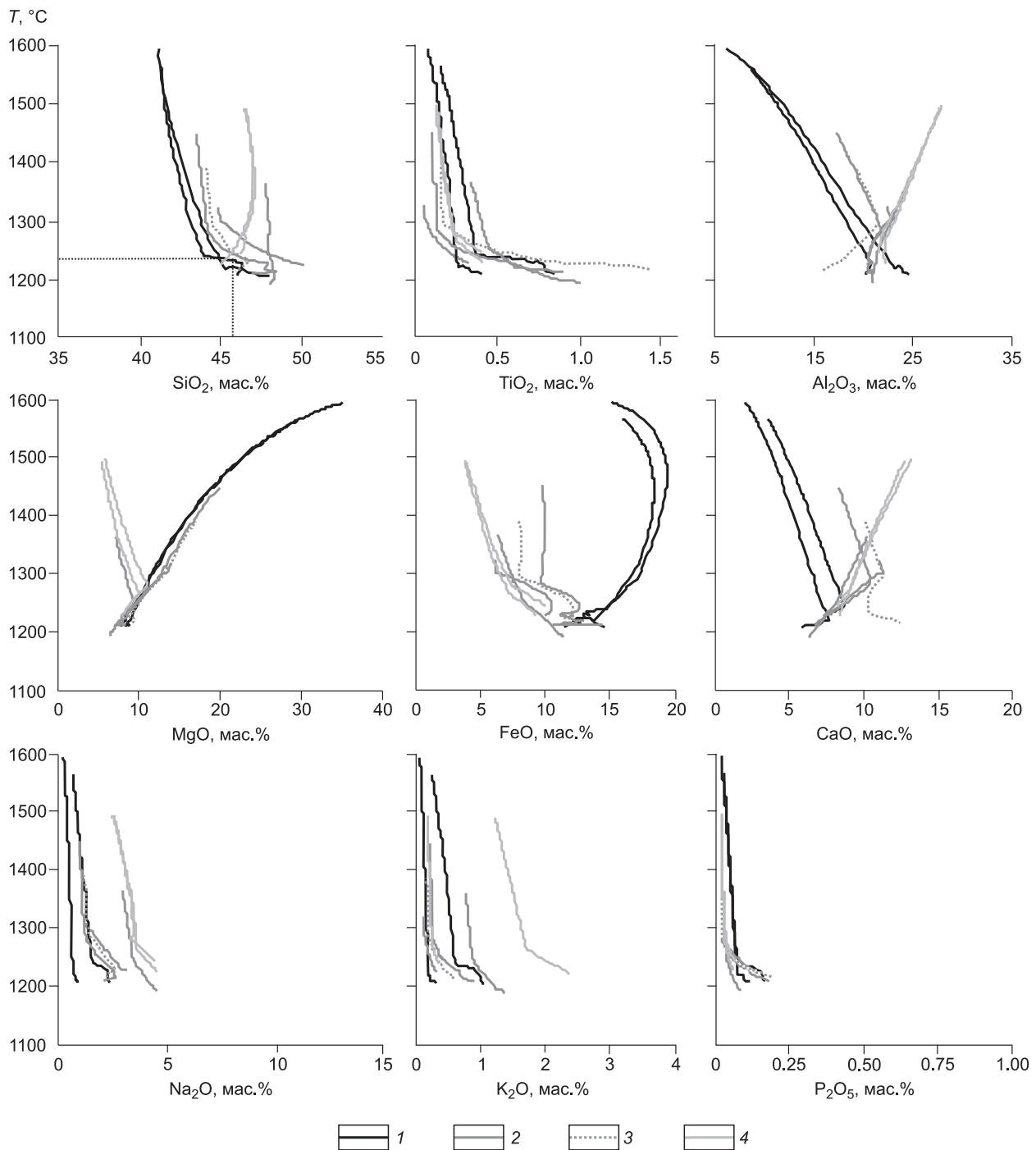
Оцененный таким образом состав родоначальной жидкости рассматриваемой интрузии соответствует низкотитанистому высокоглиноземистому оливин-базальтовому расплаву. В пользу данного утверждения также свидетельствуют петрохимические черты пород Талажинского массива (низкие содержания Ti, низкие отношения  $Fe/(Fe + Mg)$ , обеднение щелочами, особенно калием и обогащение Mg, Ni и Cr), характерные для пород толеитовой петрохимической серии [Богатиков и др., 2010].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о том, что Талажинский массив является ритмично-расслоенным плаггиодунит-троктолит-анортозит-габбровым. По комплексу признаков: минералого-петрографических (относительно высокая железистость оливина при высокой основности плаггиоклаза, характер расслоенности пород), геохимических (деплементированность тяжелыми лантаноидами, значительная обогащенность легкими лантаноидами, минимумы по Ta и Hf), он близок высокоглиноземистым островодужным массивам венд-кембрийского возраста (см. рис. 7) [Изох и др., 1998]. Однако еще большее сходство Талажинского массива отмечается с ордовикскими коллизионными расслоенными перидотит-габбровыми массивами, в частности, с Мажалыкским массивом Центрально-Азиатского складчатого пояса юго-восточной части Тувы [Бородина и др., 2004], с Булкинским массивом северо-восточной части Западного Саяна [Бородина и др., 2011] и Лукиндинским массивом Западно-Станового террейна южного обрамления Северо-Азиатского кратона [Бучко, 2010].

Сходство петролого-геохимических характеристик пород расслоенных перидотит-габбровых массивов коллизионного и островодужного этапов обусловлено образованием их родоначальных расплавов путем частичного плавления единого деплементированного надсубдукционного мантийного источника, отвечающего по составу гранатовому лерцолиту [Бородина и др., 2004].

Очевидно, Талажинский массив относится к рифейской плаггиодунит-троктолит-анортозит-габбровой формации, которая сейчас рассматривается в качестве перспективного источника рифейской эпохи платинометалльно-медно-никелевого рудообразования [Кислов, 2009]. Проведенные авторами исследования показывают, что по петрографическому составу, петрохимическим и геохимическим особенностям Талажинский массив обнаруживает сходство с Йоко-Довыренским и Войсис-Бей расслоенными массивами



**Рис. 9. Графики моделирования равновесной кристаллизации по программе КОМАГМАТ-3.52 [Арискин, Бармина, 2000] для главных разновидностей интрузивных пород Талажинского массива.**

1 — плагиодунит, 2 — троктолит, 3 — оливковое габбро, 4 — анортзит.

ми, вмещающими сульфидные Cu-Ni-платинометалльные оруденения и месторождения. Это позволяет относить Талажинский массив к потенциально рудоносному на подобный тип оруденения. На его перспективность указывают повышенные содержания Ni (0.2 %), Cu (0.3 %) и платиноидов (до 380 мг/т) в породах массива, установленные предыдущими исследователями (неопубликованные данные А.Г. Еханина, А.Н. Смагина, А.В. Ренжина).



Авторы выражают признательность д.г.-м.н., профессору МГУ, ведущему научному сотруднику ГЕОХИ РАН (г. Москва) А.А. Арискину за консультации по аспектам моделирования исходных расплавов по программе КОМАГМАТ.

Работа выполнена при частичной поддержке Министерства образования и науки. Соглашение № 5.3143.2011

#### ЛИТЕРАТУРА

**Арискин А.А., Бармина Г.С.** Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 363 с.

**Арискин А.А., Конников Э.Г., Кислов Е.В.** Моделирование равновесной кристаллизации ультрамафитов в приложении к проблеме формирования фазовой расслоенности Довыренского плутона (Северное Прибайкалье) // Геохимия, 2003, № 2, с. 131—155.

**Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Кислов Е.В., Николаев Г.С., Орсов Д.А., Бармина Г.С., Бычков К.А.** Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия, 2009, № 5, с. 451—480.

**Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М., Наука, 2010, 606 с.

**Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.** Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1074—1091.

**Бородина Е.В., Изох А.Э., Монгуш А.А.** Булжинский перидотит-габбровый массив (Западный Саян) — синколлизионный тип расслоенных интрузивов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (3), с. 393—408.

**Бучко И.В.** Этапы ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Владивосток, ИГиП ДВО РАН, 2010, 47 с.

**Глазунов О.М.** Кингашский массив // Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995, с. 53—63.

**Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г.** Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск, Изд-во ИГТУ, 2003, 192 с.

**Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А.** Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

**Казаков А.И.** Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л., Наука, 1987, 272 с.

**Кислов Е.В.** Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 1998, 265 с.

**Кислов Е.В.** Рифейская платинометалльно-медно-никелевая металлогеническая эпоха: факторы рудообразования // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7. Томск, ЦНТИ, 2009, с. 328—338.

**Конников Э.Г.** Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1986, 224 с.

**Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П., Князев В.Н., Шарифулин С.К.** Канский зеленокаменный пояс и его металлогения (Восточный Саян). Красноярск, КНИИГиМС, 2003, 134 с.

**Налдретт А.Дж.** Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2003, 488 с.

**Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

**Соколов Г.А.** Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Серия рудных месторождений (№ 12). Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 97, 128 с.

**Чернышов А.И.** Ультрамафиты: пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность. Томск, Чародей, 2001, 214 с.

**Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И., Балыкин П.А., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Прохорова В.А.** Кингашский ультрамафит-мафитовый массив: геологическое положение

ние, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) // Платина России. Т. V. М., Геоинформмарк, 2004, с. 152—175.

**Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А.** Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия, 2010, № 2, с. 1—25.

**Щербаков С.А.** Микроструктурный анализ ультрабазитов Тихого и Индийского океанов // Изд-во АН СССР. Сер. геол. 1985, № 3, с. 54—56.

**Anders E., Grevesse N.** Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, p. 197—214.

**Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.-S., Birch W.D., Gilbert M.Ch., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.-S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.-N., Ungaretti L., Whittaker E.J.-W.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canad. Miner., 1997, v. 35, p. 219—246.

**Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.  
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию  
22 февраля 2012 г.*