

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 1, Number 427 (2018), 150 – 172

**V. G. Stepanets¹, V. L. Levin², M. Khakimzhanov³,
N. A. Savelyeva⁴, E. S. Li⁴**

¹RCMIR_COM. Germany – Russian-community-mir.company, Germany,

²K. I. Satpaev Institute of Geological Sciences, Almaty, Kazakhstan,

³SRK Consulting (Kazakhstan) Ltd.,

⁴Karaganda State Technical University, Kazakhstan.

E-mail: wladimir@stepanez.de levin_v@inbox.ru mkhakimzhanov@srk.kz n.a.savelyeva@gmail.com

Li_elen.a.kstu@mail.ru

**PROBLEMS OF PETROLOGY
OF ULTRAMAFIC ROCKS
OF KARATURGAY RIVER BASIN,
NORHTERN ULYTAU
(CENTRAL KAZAKHSTAN)**

«Only by synthesizing all the sciences
of the Earth can we find the "truth".»

Alfred Wegener

Abstract. The paper is dedicated to major aspects of petrology and metallogeny of mafic and ultramafic rocks of Northern Ulytau Range. The Karatugay Complex is introduced for hypabyssal diabase-picrites of the Western Ulytau Belt. They are considered as products of spinel peridotite melting, which makes them different from the Lower-Paleozoic upper-subduction ophiolite complexes of Central Kazakhstan, the products of garnet lherzolite melting. The rock-forming and accessory mineral contents for picrites and picritic diabases are given. A presence of apopicritic olivine, which is the outmost member of the picrite-diabase sequence, and a presence of pure larnite does not exclude their origin as a result of high-calc larnite melts differentiation, while composition of these melts could approach that of kimberlites. Obtained geochemical signatures suggest that the Karatugay Complex was derived from Ti and Cr depleted mantle melts, which were enriched with (Cu-Ni)+(Zn-Pb)+PGE, REE (Y, La, Yb) and also lithophilic elements (Zn, Sr, Ba). Intrusion of the hypabyssal Karatugay Complex occurred during the ongoing collision of the suspect terranes presently incorporated into the tectonic collage of the Ulytau Megaterrane, probably, at the time of the assemblage of the Rodinia Supercontinent.

Key words: Ulytau, Kazakhstan, picrite basalts, diabases, copper–nickel sulfide ores, pallidum, platinum, Neoproterozoic.

В. Г. Степанец¹, В. Л. Левин², М. Хакимжанов³, Н. А. Савельева⁴, Е. С. Ли⁴

¹RCMIR_COM. Germany,

²ТОО «Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева», Алматы, Казахстан,

³SRK Consulting (Kazakhstan) Ltd.,

⁴КапГТУ, Казахстан

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД БАСЕЙНА РЕКИ КАРАТУРГАЙ СЕВЕРНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

«Только путем синтеза всех наук о Земле
мы можем отыскать "истину".»

Альфред Вегенер

Аннотация. В статье рассмотрены вопросы петрологии и металлогении основных и ультраосновных пород хребта Северный Улытау. В составе Западно-Улытауского пояса выделен гипабиссальный каратургайский диабаз-пикритовый комплекс, который является производным плавления шпинелевых перидотитов, что отличает его от нижнепалеозойских надсубдукционных офиолитовых комплексов Центрального Казахстана, являющихся продуктами плавления гранатовых лерцолитов. Даны составы породообразующих и аксессуарных минералов пикритов и пикритовых диабазов. Показано, что апопикритовые оливиниты каратургайского комплекса являются ларнит-нормативными породами. Присутствие в составе апопикритового оливинита крайнего члена пикрит-диабазового ряда нормативного ларнита не исключает его образование вследствие дифференциации высококальциевых ларнит-нормативных расплавов, которые могут быть близки по составу к кимберлитам. Учитывая геохимическую специализацию пород каратургайского комплекса, высказано предположение, что их формирование связано с плавлением деплетированного мантийного источника Ti и Sr, но обогащенного Cu-Ni + Zn-Pb + МПП, а также рядом РЗЭ (Y, La, Yb) и литофильных элементов (Zr, Sr, Ba). Внедрение гипабиссального каратургайского комплекса происходило на фоне коллизии складчатых структур Улытауского мегагеррейна в период образования суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: Улытау, Казахстан, пикриты, диабазы, медно-никелевые руды, палладий, платина, неопротерозой.

Введение в проблему. На западе Центрального Казахстана в горах Улытау в составе докембрийских метаморфических толщ давно известны основные и ультраосновные породы, пространственная и генетическая связь с ними хризотил-асбестовой, сульфидной медно-никелевой минерализации надолго предопределила интерес к их изучению [1-12].

Впервые пикриты и апопикритовые серпентиниты в пределах Северного Улытау были описаны в 1962 г. Ю.Л. Семеновым [5] на правом берегу р. Каратургай (рисунок 1) и выделены из состава Западно-Улытауского «офиолитового пояса» в самостоятельный каратургайский диабаз-пикритовый комплекс. Основываясь на аналогии с другими районами развития диабаз-пикритовых комплексов, ими было высказано предположение, что пикриты и диабазы хр. Северный Улытау находятся в генетической связи с проявлениями раннемезозойского базальтового магматизма Тургайского прогиба. Н.П. Михайловым, Ю.Л. Семеновым [5] впервые отмечена пространственная и генетическая связь сульфидов меди и никеля с пикритами.

В 1967 г. И.И. Вишневецкая и И.Ф. Трусова в статье «Западно-Улутавский пояс ультраосновных и основных пород» выступили с критикой представлений Н.П. Михайлова и Ю.Л. Семенова и отнесли силлы пикритов каратургайского комплекса к интрузиям габбро-перидотитовой формации. Отметив при этом их парагенетическую связь с породами спилито-кератофировой формации широко, известных в составе ряда офиолитовых поясов Центрального Казахстана [4], тем самым, по сути, повторили разработанную ранее Ю.И. Половинкиной [2] схему последовательности образования мафит-ультрамафитов Южного Улытау. Этой точки зрения, на природу основных и ультраосновных пород Северного Улытау, долгие годы придерживались О.Б. Бейсеев [8, 12], Р.М. Антонюк [11], С.С. Чудин [13], А.Б. Байбатша [14].

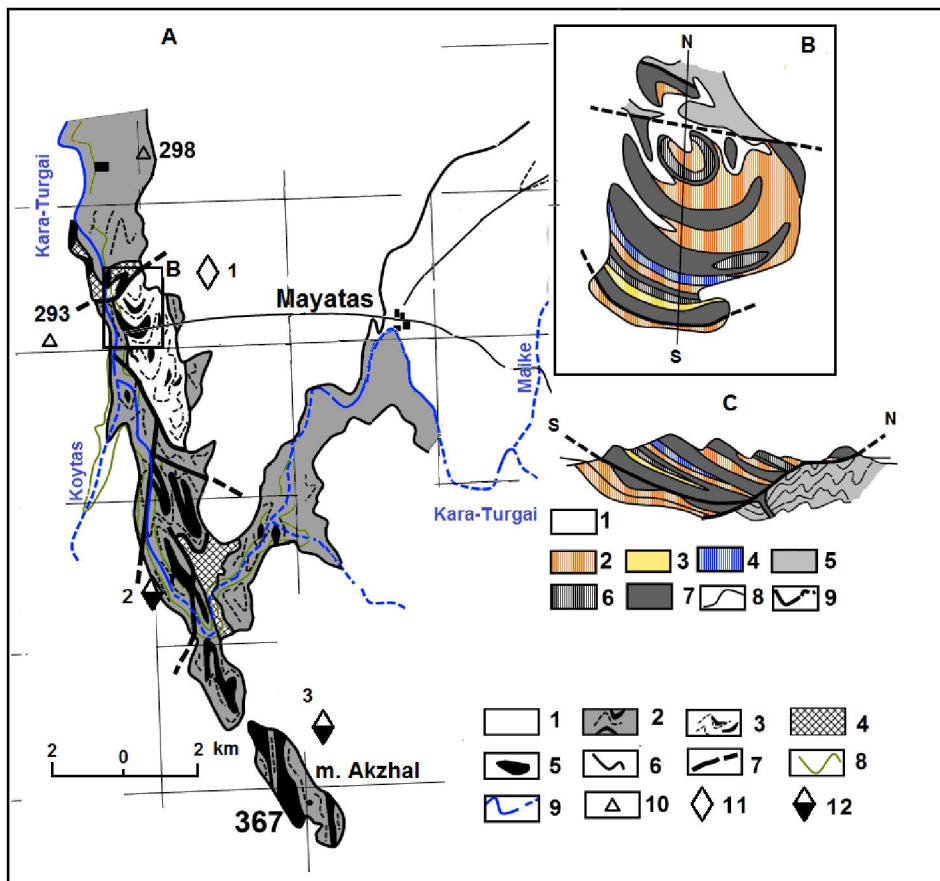


Рисунок 1 –

А – Схема геологического строения района среднего течения р. Кара-Тургай по И.И. Вишневской и И.Ф. Трусовой [6], С.С. Чудину [13] с изменениями и дополнениями авторов.

1 – кайнозойские отложения; 2-3 – карсакпайская серия (мезопротерозой): 2 – толща метабазальтов, реже андезитов с подчиненными горизонтами мусковито-кварцитовых и кварцитовых сланцев, 3 – толща пестроцветных туфов кварцевых альбитофиров и лепловых полосчатых туфов среднего состава; 4 – мусковито-альбитовые и графитовые сланцы, альбитовые гнейсы и микрогнейсы аралбайской серии (PR₁ar); 5 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс (PR₃k); 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения; 8 – топографические изолинии; 9 – река Кара-Тургай и ее притоки Койтас и Майке; 10 – тригонометрические высоты. 11-12 – генетические типы полезных ископаемых; 11 – магматическая группа (ликвационный класс), сульфидные медно-никелевые руды с платиноидами и редкоземельными элементами (Du, Y, Ce) в пикритах, 12 – карбонатитовая группа (флюидно-магматический класс), сульфиды меди с платиноидами и редкоземельными элементами (Y, TREE)).

Рудопроявления: 1 – Каратургай; 2 – Северный Акжал; 3 – Восточный Акжал.

Схема геологического строения Каратургайского массива (B) и разрез SN (C) через центральную часть массива построены по материалам Н.П. Михайлова, Ю.Л. Семенова [5], И.И. Вишневской и И.Ф. Трусовой [6], О.Б. Бейсева [12] с изменениями и дополнениями авторов.

1 – кайнозойские отложения; 2-4 – карсакпайская серия (PR₂kr): 2 – туфы кварцевых альбитофиров; 3 – полосчатые туфы среднего состава; 4 – туфы основного состава; 5 – графито-альбитовые сланцы аралбайской серии (PR₁ar); 6-7 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс: 6 – кварцевые диабазы, диабазы; 7 – пикритовые диабазы, пикриты, апокритовые серпентиниты, преимущественно шаровые, порфиридные; 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения и надвиги.

Однако следует отметить, что составители геологической карты Казахской ССР [10], одним из авторов которой был Р.М. Антонюк, объединили основные и ультраосновные породы Западно-Улытауского «офиолитового пояса» в белеутинский комплекс позднепротерозойских габбро, габбро-диабазов, который, как они отметили, впервые был описан в Карсакпайском районе И.С. Яговкиным в 1927 г.

Авторы [15] настоящей статьи разделяют точку зрения Н.П. Михайлова и Ю.Л. Семенова [5, 9] на природу основных и ультраосновных пород Западно-Улытауского пояса и в его составе выде-

ляют два гипабиссальный комплекса: на севере – каратургайский диабаз-пикритовый, а на юге – белеутинский феррогаббронорит-диабаз-пикритовый.

В отсутствие данных абсолютного возраста, время образования пород каратургайского комплекса трактовалось то докембрием [16], то поздним протерозоем [17, 10], то ордовиком [6], или ранним мезозоем [5].

Ниже подробно будут рассмотрены петрологические и металлогенические особенности диабаз-пикритового комплекса Северного Улытау.

Структурное положение. Все исследователи, изучавшие гипабиссальные породы каратургайского комплекса, несмотря на их разногласия о генезисе ультраосновных пород данного района [5, 6, 8, 10] имели единую точку зрения на их структурное положение и форму тел.

Апопикритовые серпентиниты, пикриты, пикритовые диабазы, диабазы и кварцевые диабазы каратургайского комплекса слагают небольшие гипабиссальные тела, имеющие, как правило, форму крупных и мелких межпластовых залежей (см. рисунок 1). Довольно часто силлы залегают в замках неопротерозойских метаморфических толщ карсакапайской и боздакской серии, в единичных случаях образуют дайки в составе мезопротерозойских толщ. Аналогов пикритов и ассоциирующих с ними диабазов в составе палеозойских толщ хр. Улытау не обнаружено.

Особенности состава пород. Учитывая крайне противоположные точки зрения на генезис и возраст ультраосновных и основных пород хр. Улытау, авторы предлагают с позиций современной геохимической геодинамики более подробно рассмотреть петрогеохимические особенности пород каратургайского комплексов и определить их место в геологической истории развития запада Центрального Казахстана.

Ниже будет рассмотрен состав наиболее хорошо изученных пород диабаз-пикритового комплекса верховьев р. Сабасалдытургай, бассейна р. Каратургай, ее притока Койтас и горы Акжал (см. рисунок 1).

Между апопикритовыми серпентинитами, пикритами, пикритовыми диабазами, диабазами и кварцевыми диабазами отмечаются постепенные переходы. Пикриты, пикритовые диабазы и диабазы обладают хорошо выраженной порфировой и пористой структурой, шаровой и глыбовой отдельностью.

Пикриты являются яркими представителями пород комплекса, содержащими: оливин (65–75%), моноклинный и ромбический пироксены в равных количествах (5–7%), бурую роговую обманку (2–4%), сосюритизированный плагиоклаз (10–15%), биотит, флогопит (0.5 %), сульфиды (0.5–2%), манганоильменит, титаногематит, магнетит, хромшпинель, апатит.

Пикритовые диабазы по внешнему виду не отличаются от пикритов, однако количественные соотношения минералов значительно меняются. Содержание оливина уменьшается (25–40%), соответственно пропорционально увеличивается содержание пироксенов и плагиоклаза, причем клинопироксен преобладает над ортопироксеном. Значительно уменьшается количество сульфидов и апатита, но увеличивается количество хромшпинели, манганоильменита и титаномагнетита.

Диабазы и кварцевые диабазы повсеместно встречаются вместе с пикритами, нередко совместно в одном силле. От пикритов порфиридные диабазы отличаются только отсутствием ортопироксена. В их составе определен клинопироксен (45–60%), плагиоклаз (33–40%), биотит (около 1%), кварц (1.5–2%), апатит и ильменит. Сульфиды отсутствуют.

Значительная часть пород комплекса сложена порфиридными апопикритовыми серпентинитами (перидотитами). Серпентин (50–80%) нередко представлен хризотилом и антигоритом, редко встречаются реликты ортопироксена, значительно лучше сохранились реликты клинопироксена (15–20%), также встречаются псевдоморфозы сосюрита (2–3%), реже псевдоморфозы по пластинчатым кристаллам флогопита, иногда роговая обманка достигает 5 %, также встречаются апатит, гранат и рудные минералы, составляющие менее 1 % от общей массы. Довольно часто по серпентину развивается карбонат и тальк.

Особую группу пород образуют жилы карбонатных пород с сульфидами, которые были вскрыты скважиной Ю.И. Рыловым в 1967 г. в бассейне реки Каратургай (проявление Северный Акжал). Нормативный минеральный состав, рассчитанный по силикатной пробе из этих карбонатных пород, содержащих до 5 мас. % щелочей и 22.78 мас. % оксида кальция, показал: нефелин (15%), волластонит (19 %), диопсид (35 %), ларнит (28.56 %) и апатит (1 %), остальное приходится

на плагиоклаз и ортоклаз. Такие породы могут быть отнесены к карбонатно-силикатным метасоматитам (карбонатитоидам). Сульфиды установлены также в кварц-карбонат-альбитовых прожилках в составе амфиболитов и апопикритовых серпентинитах проявления Восточный Акжал. Такие зоны минерализации сопровождаются литохимическими ореолами Nb, Y, Th и REE. Редкоземельные элементы (Y, La, Yb) и платиноиды также установлены в пикритах Акжалского массива.

Петрогеохимическая характеристика. По характеру накопления основных петрогенных окислов полевошпатовые пикриты каратургайского комплекса можно разделить на две группы (таблица 1). Первая группа представлена низко-TiO₂ (0.54-0.74 %), низко-Al₂O₃ (3.67-5.34 %) пикритами и апопикритовыми серпентинитами, тогда как пикриты второй группы содержат больше TiO₂ (0.89-1.08 %), Al₂O₃ (5.58-8.30 %), а FeO (8.23%-5.9%) преобладает над Fe₂O₃ (5.38-3.33%).

Апопикритовые серпентиниты первой группы верховьев р. Сабасалдытургай по отношению таковым бассейна р. Каратургай несколько обеднены SiO₂ (37.7%), Al₂O₃ (3.67%), но в тоже время несколько обогащены FeO_{общ} (13.38%) и по соотношению основных петрогенных компонентов приближаются к составу меймечита, однако они обеднены нормативным диопсидом (0.69%) при крайне высоких содержаниях нормативного гиперстена (26.66%). Тогда как апопикритовые серпентиниты и пикриты бассейна р. Каратургай несколько обогащены SiO₂ (<39.7%), Al₂O₃ (5.34%), TiO₂ (<0.64%), щелочами (<0.74%) и обеднены FeO_{общ} (12.85%) при преобладании Fe₂O₃ (7.96 – 5.61%) над FeO (6.22–3.3%).

В них закономерно растет количество нормативного диопсида, оливина и уменьшается количество нормативного гиперстена, при этом те и другие подчиняются пикритовому тренду (см. рисунок 2, А). Это также отчетливо демонстрирует диаграмма Al₂O₃/TiO₂-CaO/Al₂O₃ (см. рисунок 2, В), где их фигуративные точки ложатся в поле ферропикритов.

На статистической диаграмме С.Д Четверикова [25] отдельные их фигуративные точки смещаются в область лерцолитов и верлитов, при этом количество нормативного диопсида уменьшается, но растет индекс фракционирования (до 25.6) и соответственно количество нормативного оливина.

Особую группу составляют низко-Al₂O₃/TiO₂/FeO_{общ} апопикритовые серпентиниты, отвечающие по минеральному составу оливинитам, в которых нормативный оливин составляет более 90 % (таблица 1, № 7,8). Редко встречаются апопикритовые оливиниты с нормативным ларнитом (высокотемпературный моноклинный полиморфный аналог кальциооливина или монтичеллит).

В пикритах второй группы (таблица 1, № 9-14) постепенно возрастает уровень SiO₂ (39.86–45.63%), TiO₂ (0.87–1.08%), Al₂O₃ (5.58-8.30 %), уменьшается количество MgO (<30.0%), Cr₂O₃ (<0.25%) при преобладании FeO (8.23–5.9%) над Fe₂O₃ (5.38–3.33%).

В пикритовых диабазах (таблица 1, № 15-17) увеличивается роль SiO₂ (44.92%), Al₂O₃ (10.9-11.7%), TiO₂ (1.24-1.58%) и Na₂O (1.45-2.45%), но снижается уровень содержания MgO (11.5-17.33%) при постоянном преобладании FeO (9.65–6.89%) над Fe₂O₃ (5.66–5.16%). На диаграмме TiO₂·10-Al₂O₃-MgO (см. рисунок 2, А) их фигуративные точки продолжают пикритовый тренд.

Диабазы и кварцевые диабазы (таблица 1, № 18-22) обогащены SiO₂ (>47.32%), Al₂O₃ (<14.45%), TiO₂ (1.88–2.25%), в них резко увеличивается роль Na₂O (2.03–2.35%), K₂O (0.25–0.76%) и P₂O₅ (до 0.25%) относительно пикритов. По отношению к пикритам в них увеличивается количество нормативного ильменита (до 2.85%). По характеру накопления железа они типичные высокожелезистые толеиты, а на дискриминационной диаграмме отношений TiO₂·10-Al₂O₃-MgO (см. рисунок 2, А) их фигуративные точки располагаются в поле пикритовой серии, на их родство с пикритами указывают и отношения Al₂O₃/TiO₂ к CaO/Al₂O₃ (см. рисунок 2, В).

По результатам спектрального полуколичественного анализа [5] пикриты каратургайского комплекса обогащены несовместимыми (Sr, Ba, Zr) и совместимыми (Ni, Co, V, Sc) элементами, а также имеют высокие концентрации элементов с высокочarged ионами (Zr, Y). По данным Ю.И. Рылова и соавторов (1967 г) в апопикритовых серпентинитах массива Акжал уровень концентрации совместимых (когерентных) элементов достигает (г/т): Ni (3000), Cr (3000), Co (300), V(300), Sc (10), они также содержат повышенные концентрации редкоземельных элементов (г/т): Y (1000), Yb (30), La (200), из числа халькофильных элементов ими указываются (%): Cu (0.02), Pb (0.006), Zn (0.03). Следует отметить, что в зонах дробления серпентинизированных пикритов массива Акжал уровень концентрации Y достигает 0.2 %.

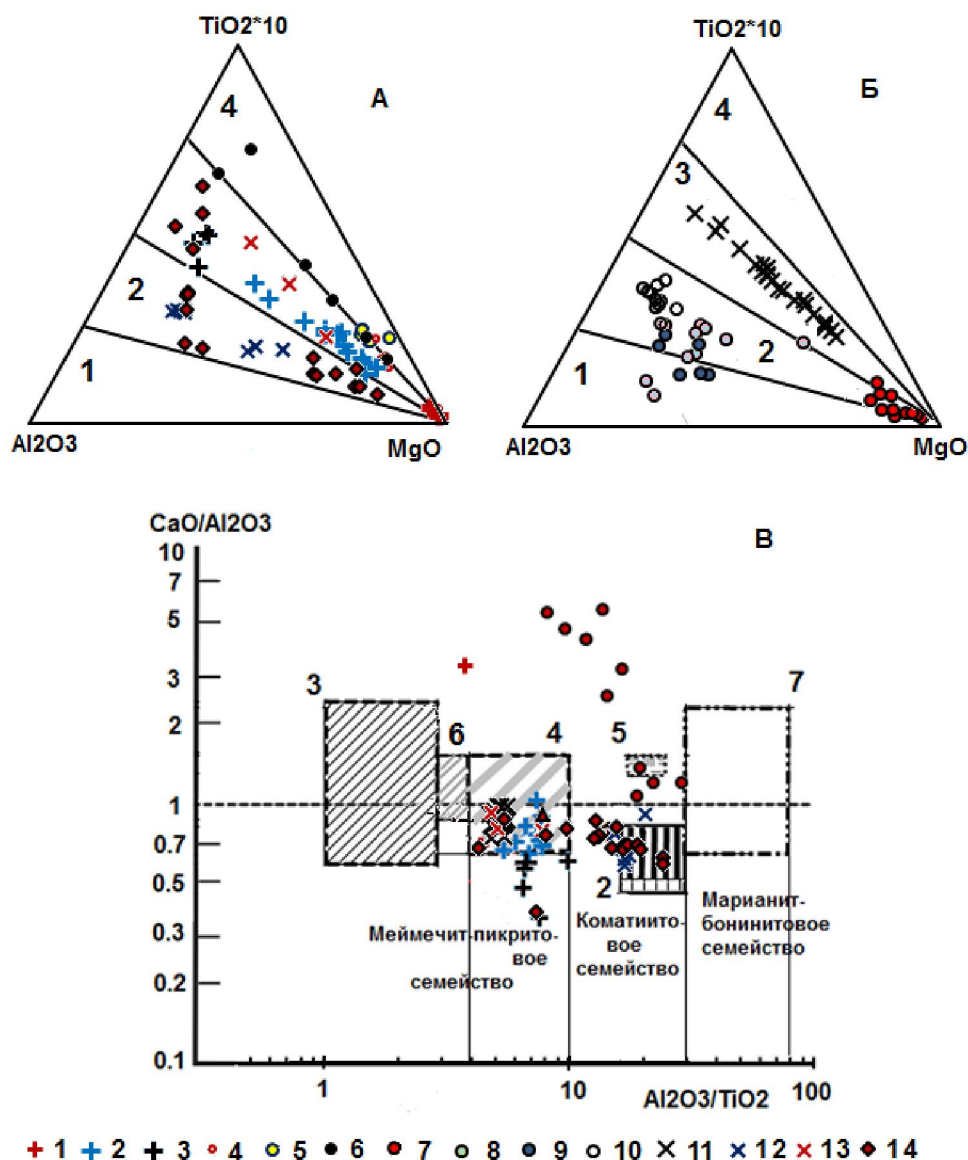


Рисунок 2 –

А, Б – Диаграмма $TiO_2 \cdot 10 - Al_2O_3 - MgO$, мас. % [18].

Поля вулканических серий: 1 – бонинитовой, 2 – коматиитовой, 3 – пикритовой, 4 – щелочно-ультраосновной.

1-3 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс [5, 6 и неопубликованные данные Ю.И. Рылова (1967-1971 гг)]: 1 – low-Ti апопикритовые серпентиниты, 2 – пикриты, 3 – кварцевые диабазы; 4-6 – породы Печенгского района [19, табл. 67]: 4-5 – безрудные: 4 – серпентинизированные оливиниты и 5 – серпентинизированные верлиты; 6 – породы габбро-верлитового никеленосного комплекса; 7-10 – породы Караулшекинского паравтохтона [20, 21]: 7 – кумулятивные перидотиты (верлиты и лерцолиты), 8 – габбро, 9 – караулшекиты и магнезиальные диабазы, 10 – кварцевые диабазы спилит-кератофирового комплекса; 11 – пикриты Гавайского плума [22]; 12-15 – магнезиальные породы Норильского плума [23]: 12 – туклонской и надеждинской свит, 13 – гудчихинской свиты, 14 – Масловской интрузии.

В – Диаграмма Al_2O_3/TiO_2 (АТМ) – CaO/Al_2O_3 [24].

Вертикальные линии – границы петрохимических серий по АТМ.

Коматиитовое семейство: 1 – коматиитовые перидотиты и дуниты, 2 – коматииты, 5 – низкотитанистые пикриты.

Меймечит-пикритовое семейство: 3 – меймечиты, 4 – ферропикриты, 6 – пикриты.

Марианит-бонинитовое семейство: 7 – марианиты.

Высокие концентрации несовместимых и совместимых, как и редкоземельных элементов показывают малую степень фракционирования мантийного вещества на фоне их деплетированности титаном.

Таблица 1 – Химический и нормативный составы пород Каратургайского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Порода	Пикриты I типа							Пикриты II типа	
SiO ₂	37.7	39.5	39.7	42.34	40.54	47.42	41.25	39.86	43.72
TiO ₂	0.56	0.64	0.54	0.59	0.74	0.72	1.02	0.89	1.02
Al ₂ O ₃	3.67	5.01	5.34	4.52	4.97	5.14	6.13	6.13	5.58
Cr ₂ O ₃	0.39	0.25	0.30	0.25			0.15		
Fe ₂ O ₃	7.96	7.84	6.65	9.15	8.37	5.61	5.38	4.14	3.33
FeO	6.22	5.01	5.51	4.77	3.3	5.74	8.12	8.23	7.4
MnO	0.17	0.09	0.1	0.2	0.16	0.18	0.14	0.21	0.17
MgO	29.06	30.03	30.25	27.05	30.13	25.4	27.16	28.57	26.75
CaO	2.09	3.53	3.25	3.31	2.97	2.01	4.46	3.99	3.7
Na ₂ O	0.06	0.51	0.17	0.17	0.37	0.11	0.65	0.53	0.14
K ₂ O	0.03	0.23	0.15	0.01	0.23	0.09	0.24	0.24	0.11
P ₂ O ₅									0.11
H ₂ O ⁺	12.19	7.24	7.76	7.62			5.25	6.64	7.89
H ₂ O ⁻	0.50	0.52	0.48	0.46			0.50	0.46	0.26
П.п.п.		0.24	0.38	0.04	8.66	7.34			0.11
Сумма	100.60	100.72	100.47	100.47	100.44	100.39	100.50	99.86	100.18
Fe ₂ O ₃ /FeO	1.3	1.6	1.2	1.9	2.5	<1.0	0.7	0.5	0.5
FeO/MgO	0.21	0.17	0.18	0.18	0.11	0.23	0.30	0.29	0.28
CaO/Al ₂ O ₃	0.57	0.70	0.61	0.73	0.60	0.40	0.73	0.65	0.66
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.55	7.83	9.89	7.66	6.72	7.14	6.00	6.89	5.47
Ni		0.19	0.14	0.08					
Co		0.004	0.003	0.004					
Ni/Co		47.5	46.7	20.0					
Mg#	79.5	81.6	82.4	78.2	83.2	80.8	78.9	81.0	82.1
Pl	14.22	19.72	19.41	17.11	18.88	14.23	23.73	23.40	19.93
Ort	0.23	1.89	1.21	0.08	1.88	0.76	1.88	1.95	0.90
Cor						1.08			
Di	0.69	5.93	2.43	4.33	3.06		7.61	5.24	2.87
Hy	26.66	8.79	18.89	37.85	20.30	73.68	12.61	9.99	44.74
Ol	55.75	61.42	56.02	38.28	53.62	8.03	51.37	56.86	28.43
Ilm	0.86	0.92	0.77	0.85	1.06	1.03	1.41	1.25	1.69
Mt	1.59	1.33	1.28	1.51	1.20	1.18	1.39	1.31	1.15
Ap									0.28
Diff.I.	14.5	21.6	20.6	17.2	20.8	15.0	25.6	25.4	20.8
Elt	1334	1341	1331	1284	1314	1185	1327	1340	1259
EH ₂ Oc	0.13	0.12	0.13	0.19	0.15	0.50	0.13	0.12	0.25

Таблица 1 (продолжение 1)

№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Порода	Пикриты II типа			Пикритовые диабазы			Диабазы				
SiO ₂	45.63	44.04	44.14	42.82	44.92	49.9	47.48	47.32	47.84	48.53	47.85
TiO ₂	1.08	1.08	0.94	1.58	1.4	1.24	1.88	1.88	1.94	2.1	2.25
Al ₂ O ₃	7.1	8.3	6.93	11.7	11.0	10.9	14.45	14.39	12.63	13.68	13.7
Cr ₂ O ₃					0.10						
Fe ₂ O ₃	3.83	4.47	3.77	5.66	2.16	3.97	5.25	1.03	5.8	2.37	2.5
FeO	6.55	6.86	5.90	7.97	9.65	6.89	9.78	14.69	9.21	8.29	10.42
MnO	0.11	0.18	0.18	0.0	0.15	0.17	0.15	0.18	0.22	0.16	0.19
MgO	25.24	20.97	23.7	15.23	17.33	11.5	6.15	6.12	6.45	7.56	6.27
CaO	3.38	7.39	7.15	8.97	7.6	8.9	10.67	10.48	10.36	10.51	11.12
Na ₂ O	0.08	0.34	0.15	2.45	1.45	2.0	2.23	2.35	2.11	2.03	2.16
K ₂ O	0.08	0.08	0.08	0.72	0.2	0.92	0.25	0.44	0.27	0.76	0.64
P ₂ O ₅	0.14				0.18	0.38				0.23	0.25
H ₂ O ⁺	6.79				3.92		2.00	1.64		3.29	2.42
H ₂ O ⁻	0.20				0.28		0.28	0.30		0.28	0.11
П.п.п.	0.14	7.69	6.90	3.08	0.18	2.20			2.91	0.23	0.25
Сумма	100.21	101.40	99.84	100.18	100.47	99.20	100.57	100.82	99.74	99.79	99.88
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.6	0.7	0.6	0.7	0.2	0.6	0.5	0.1	0.6	0.3	0.2
FeO/MgO	0.26	0.33	0.25	0.52	0.56	0.6	1.59	2.40	1.43	1.10	1.66
CaO/Al ₂ O ₃	0.48	0.89	1.03	0.77	0.69	0.82	0.74	0.74	0.82	0.77	0.81
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.57	7.69	7.40	7.41	7.86	8.79	7.69	7.45	6.51	6.51	6.09
Ni					0.13		0.003	0.002			
Co					0.002		0.001	0.003			
Ni/Co					65.0		3.0	0.7			
Mg#	82.0	77.4	82.0	67.5	72.7	66.2	43.0	43.4	44.4	56.4	46.9
Pl	20.96	29.81	24.36	31.55	42.51	41.41	55.68	55.49	50.51	50.74	51.72
Ort	0.68	0.67	0.67	5.36	1.52	6.76	1.86	3.21	2.02	5.57	4.69
Neph				8.99							
Cor	0.93										
Di		13.21	14.80	20.35	10.87	17.40	18.93	19.15	21.73	19.19	21.61
Hу	57.84	30.78	32.32		16.79	26.47	14.26	10.83	20.79	20.21	14.62
Ol	16.65	22.88	25.56	30.40	24.87	3.94	5.46	7.54	0.99		2.69
Ilm	1.51	1.49	1.30	2.04	1.83	1.58	2.38	2.38	2.51	2.67	2.85
Mt	1.08	1.17	1.0	1.31	1.17	1.03	1.43	1.40	1.45	1.03	1.25
Ap	0.35				0.43	0.87				0.53	0.58
Diff.I.	21.6	30.5	25.0	45.9	44.0	48.2	57.4	58.7	52.5	56.4	56.4
Elt	1233	1266	1257	1318	1272	1184	1241	1241	1220	1205	1228
EH ₂ Oc	0.32	0.23	0.25	0.14	0.22	0.51	0.29	0.29	0.36	0.42	0.33

Примечание. Породы пикрито-диабазового комплекса. 1, 7, 8 – [5]; 2-4, 9, 10, 14, 16, 17, 19, 20 – [6]; 5-6, 11-13, 15, 18 – Ю.И. Рылов, 1967, 1971.

Таблица 1.1 – Химический и нормативный составы апопикритовых серпентинитов (21-28), карбонатитоида (29) Каратургайского комплекса

№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	32.54	35.96	11.82	33.86	35.28	32.66	33.86	35.28	32.10
TiO ₂	0.08	0.08	0.08	0.16	0.0	0.04	0.16	0.08	1,80
Al ₂ O ₃	0.10	0.67	0.45	0.70	0.30	0.59	0.70	0.3	13.54
Fe ₂ O ₃	5.39	4.34	6.25	8.60	6.69	9.62	8.60	6.69	9.00
FeO	0.70	0.28	0.32	0.82	1.60	1.75	0.82	1.6	3.62
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.10	0.14	0.1	0.1	0.28
MgO	31.13	37.14	41.14	39.25	40.68	39.79	39.25	40.68	7.45
CaO	8.04	2.47	1.24	0.46	0.93	0.31	0.46	0.93	25.51
Na ₂ O	0.06	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.10
K ₂ O	0.04	0.06	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04
П.п.п.	18.76	17.48	38.10	14.04	13.71	13.29	14.04	13.71	6.92
Сумма	96.84	98.56	99.50	97.97	99.35	98.25	97.97	99.36	100.36
Fe ₂ O ₃ /FeO	7.7	15.5	19.5	10.5	4.2	5.5	10.5	4.2	
FeO/MgO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	
CaO/Al ₂ O ₃	80.4	3.7	2.7	0.7	3.1	0.5	0.66	3.10	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	1.3	8.3	5.6	4.4	-	14.8	4.38	3.75	
Mg#	91.7	94.6	93.2	90.1	91.4	88.3	89.1	90.5	55.7
Pl		2.95	1.20	2.85	1.34	1.95	2.86	1.24	44.14
Ort		0.38		0.38	0.15		0.38	0.75	
Nep	0.27		0.43			0.30			0.61
Kalsilite			0.09			0.04			0.07
Leucite	0.31								
Cor									
Di	13.39	4.71		0.65	3.82		0.65	3.89	
Hy		17.86		1.29	1.41		1.14	1.15	
Ol	74.15	73.43	95.40	93.51	92.35	95.76	93.65	92.31	22.96
Larnite	10.87		2.01			0.07			28.59
Acmite	0.23								
Ilm	0.13	0.13	0.13	0.25		0.62	0.25	0.12	2.41
Mt	0.65	0.54	0.74	1.06	0.93	1.27	1.06	0.92	1.22
Diff.I.	0.6	3.3	3.3	3.2	1.5	2.3	3.2	1.6	44.8
Elt	1361	1300	1774	1384	1370	1421	1385	1371	1495
EH ₂ Oc	0.11	0.17	-1.42	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11
<i>Примечание.</i> Данные Ю.И. Рылова, 1967.									

Методы исследования. Породообразующие и аксессуарные минералы пикритов и пикритовых диабазов были изучены нами с помощью растрового электронного микроскопа Tescan Vega II с энергодисперсионным спектрометром INCA PentaFetx3 (КарГТУ, г. Караганда) и энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY, фирмы OXFORD INSTRUMENTS, Англия (ТОО «Инсти-

тут геологических наук им. К.И.Сатпаева», г. Алматы), установленного на электронно-зондовый микроанализатор Superprobe 733 (Япония).

Полученная информация о минералогическом составе пикритов позволила провести их сопоставление с таковыми других пикритосодержащих комплексов мира.

Породообразующие и акцессорные минералы пикритов. Оливин является одним из главных источников информации о составе исходного расплава, которая зафиксирована в составе оливина. Для оливина (таблица 2) характерен высокий уровень концентраций Fe_2O_3 (14.32-17.92 %) и NiO (0.31-0.42 %), концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 находятся ниже предела их обнаружения с помощью данного метода. Форстеритовый минал оливина пикритов достигает 86 мол. %.

Клинопироксен (таблица 2.1) также как и сосуществующий с ним оливин не содержит TiO_2 , Cr_2O_3 и существенно недосыщен Al_2O_3 (0.30 %), но пересыщен F_2O_3 (9.43 %).

Роговая обманка по химическому составу приближается к стехиометрической формуле ферропаргасита (таблица 2.1) при слабом обогащении натрием и калием, к особенности ее состава следует отнести присутствие хлора.

Биотит, судя по химическому составу (таблица 2.1), можно подразделить на магнезиальный низко- TiO_2 биотит и высоко- TiO_2 флогопит, в составе последнего закономерно уменьшается уровень концентраций Al_2O_3 и MgO , но значительно увеличивается роль K_2O .

Манганоильменит (таблица 2.2) является одним из главных акцессорных минералов пикритов, по отношению к теоретической формуле ильменита FeTiO_3 , где 36.8 % приходится на долю железа, а равные доли по 31.6 % отводятся кислороду и титану, он недосыщен Ti (23.87 %), но обогащен Fe (38.29 %), Mn (1.74 %), Mg (0.86%), Ni (0.20%), V (0.45%). Относительно ильменита он существенно пересыщен V_2O_5 (1.38 %), что определяет геохимическую специализацию манганоильменита из пикритов каратургайского комплекса.

Титаногематит представлен ламелями, количество которых достигает 80-90 % от общего объема зерен манганоильменита. Состав изученных ламелей, как и матрикса, крайне непостоянный (таблица 2.2).

Хромшпинель представлена идиоморфными зернами и резко ксеноморфными зернами, выполняющими неправильные промежутки между идиоморфными зернами оливина и пироксена. Нередко можно наблюдать, как хромшпинель проникает по трещинам в силикатные минералы. Кристаллы хромшпинели имеют четко выраженную зональность в распределении Fe, Ti и Cr, Al, Mg. Кайма зерен характеризуется повышенными содержаниями Fe, Ti на фоне резкого обеднения Cr и относительно незначительного снижения концентраций Al, Mg (таблица 2.3.).

Согласно классификации Н.В. Павлова [26] хромшпинель отвечает субферриалюмохромииту ($\text{Cr}_2\text{O}_3=41.72-45.80\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=16.63-16.67\%$), реже ферриалюмохромииту ($\text{Cr}_2\text{O}_3=38.65\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=11.60\%$) и они имеют невысокую и относительно постоянную хромистость ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})=0.66-0.69$), но их магнезиальность ($\text{Mg}\#=0.06-0.44$) изменяется в относительно широких пределах. Ксеноморфные кристаллы субферриалюмохромита обогащены V_2O_5 (0.20 %) и ZnO (0.62 %). Узкие каймы, опоясывающие хромшпинели представлены хроммагнетитом. Зерна субферриалюмохромита рассечены прожилками магнетита.

Апатит (таблица 2.1) по химическому составу приближается к стехиометрической формуле: $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$, где F (0.9 %) преобладает над Cl (0.1 %), при этом несколько пересыщен P_2O_5 (44.32 %).

Породообразующие и акцессорные минералы пикритовых диабазов. В пикритовых диабазах нам удалось изучить только клинопироксен, биотит, манганоильменит, хромшпинель.

Клинопироксен (таблица 2.1.7-13) пикритовых диабазов по отношению к таковым из пикритов содержит Cr_2O_3 (<1.03 %) и TiO_2 (<1.22 %), обогащен Al_2O_3 (<3.36 %) и MgO (<17.38 %), но недосыщен CaO (19.63 %).

Биотит (таблица 2.1.14) представлен высоко- TiO_2 (2.95 %), - Al_2O_3 (17.26%) его разновидностью.

Манганоильменит (таблица 2.2) в пикритовых диабазах встречается чаще, чем в пикритах и в основном он образует кристаллы со структурами распада твердых растворов, где ламели сложены титаномагнетитом. Их размер достигает 100 мкм. По отношению к манганоильмениту пикритов он

не содержит MgO, а максимальный уровень концентрации MnO составляет 3.30 %. Редко в его составе присутствует Cr₂O₃ (0.66 %). Ламели титаномагнетита также обогащены MnO (1.38 %).

Титаногематит (таблица 2.2) относительно манганоильменита пикрита обогащен Fe₂O₃ (<76.33%), но содержит меньше TiO₂ (<24.30%) и MnO. (<1.47%).

Хромшпинель (таблица 2.4) образует идеально ограниченные кристаллы, которые достигают нередко 120 мкм в поперечнике и представлены многогранниками и округлыми выделениями. Согласно классификации Н.В. Павлова [26] хромшпинель отвечает субферриалюмохромиту (Cr₂O₃=39.45-45.28%, Al₂O₃=15.25-16.72%) и имеет невысокую и относительно постоянную хромистость (Cr/(Cr+Al)=0.62-0.65), но её магнезиальность (Mg#=0.09-0.48) изменяется в относительно широких пределах. В её составе спорадически встречаются CaO, MnO, V₂O₅, ZnO. Также встречено зерно ферриалюмохромита (Cr₂O₃=38.07%). Редко кристаллы хромшпинели окантованы тонкой каемкой титаномагнетита, содержащего MnO (1.60 %) и ZnO (0.55 %), как правило, их уровень концентрации выше, чем в хромшпинели.

Таблица 2 – Состав оливина пикритов (мас. %)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Мин.	ol	ol	ol	ol	ol	ol	ol	ol
SiO ₂	38.96	37.97	37.68	38.25	37.96	38.51	39.39	38.32
TiO ₂								
Al ₂ O ₃								
FeO	14.32	17.88	17.92	15.71	16.19	17.33	16.88	16.70
MnO		0.23	0.25	0.29	0.16			
MgO	46.07	43.27	43.48	45.06	45.0	44.58	44.63	43.52
CaO	0.25	0.34	0.30	0.27	0.28	0.19	0.36	0.30
NiO	0.39	0.31	0.37	0.42	0.32			
V ₂ O ₅								
Ni(г/т)	3065	2436	2908	3300	2515			
Cl								
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.60	101.27	98.84
Формульные коэффициенты в пересчете на 4 (кислорода)								
Si	0.988	0.984	0.978	0.980	0.976	0.975	0.990	0.986
Fe+2	0.273	0.349	0.350	0.303	0.313	0.367	0.354	0.359
Mn		0.006	0.005	0.006	0.003			
Mg	1.742	1.672	1.682	1.722	1.725	1.683	1.667	1.669
Ca	0.007	0.009	0.008	0.007	0.008	0.005	0.01	0.008
Ni	0.008	0.006	0.008	0.009	0.007			
Fo	86.4	82.5	82.5	84.8	84.5	82.10	82.50	82.29
Fa	13.6	17.2	17.2	14.9	15.3	17.90	17.50	17.71
Trp		0.3	0.3	0.3	0.2	0.00	0.00	0.00
Lig.Comp.	0.523	0.695	0.694	0.587	0.605	0.727	0.707	0.717

Таблица 2.1 – Состав породообразующих и аксессуарных минералов (мас. %) пикритов (1-6) и пикритовых диабазов (7-17)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мин.	am	Срх	bt	Flo	pl	ap	Срх	Срх	Срх
SiO ₂	43.86	53.36	36.22	39.97	41.67	0.73	51.34	51.64	51.48
TiO ₂			0.42	3.58			0.93	0.86	1.28
Al ₂ O ₃	13.16	0.30	19.84	13.49	28.89		3.37	3.06	3.05
FeO	20.07	8.58	8.99	9.80	6.55	1.03	6.91	7.18	9.51
MnO		0.44			0.39				
MgO	8.72	14.76	32.14	24.49	0.20		16.83	16.29	16.47
CaO	10.86	22.13	0.09	0.10	22.30	50.78	19.74	19.92	18.21
Na ₂ O	2.78	0.43							
K ₂ O	0.34		2.30	8.57					
P ₂ O ₅						44.32			
Cr ₂ O ₃							0.88	1.04	
V ₂ O ₅									
SO ₃						1.26			
Cl	0.21					0.22			
F						1.66			
Si	6.495	1.989	4.825	5.515	8.147	0.119	1.887	1.903	1.903
Aliv	1.505	0.011	3.115	2.194	6.652	0.0	0.111	0.097	0.097
∑		2					2	2	2
Alvi	0.792	0.003	0.00	0.00		0.00	0.035	0.036	0.036
Ti			0.042	0.372	0,00	0.00	0.026	0.024	0.036
Fe(iii)	0.00	0.058	0.0	0.0			0.000	0.000	0.000
Fe(ii)	2.485	0.208	1.001	1.131	1.070	0.140	0.213	0.222	0.294
Mn		0.014	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.925	0.820	6.383	5.037		0.00	0.923	0.985	0.908
Ca	1.723	0.884	0.013	0.015	4.668	8.870	0.778	0.786	0.721
Na	0.798	0.031	0.000	0.000		0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.064		0.391	1.508		0.00	0.00	0.00	0.00
P						6.117			
Cl						0.061			
F						0.856			
OH						0.083			
Mg*	0.44	0.80					0.81	0.80	0.76
Wo		44.54					40.66	41.32	37.50
En		41.34					48.24	47.03	47.2
Fs		14.11					11.11	11.65	15.31

Примечание. Амфибол-ферропаргасит. Flo – флогопит.

Таблица 2.1 (продолжение 1)

№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17
Мин.	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Вт?
SiO ₂	57.87	54.50	57.48	56.07	51.73	51.50	51.59	35.68
TiO ₂	0.0	0.37	0.0	0.0	0.65	0.70	0.97	2.95
Al ₂ O ₃	0.85	2.30	1.11	2.69	2,42	3.03	2.66	17.26
FeO	9.17	15.75	9.36	12.69	7.91	7.18	8.37	16.72
MnO					0.43	0.22	0.22	
MgO	18.86	15.19	18.38	15.89	17.61	17.22	17.00	24.83
CaO	13.25	11.33	13.20	12.34	18.65	19.34	18.62	0.0
Na ₂ O	0.0	0.56			0.22	0.50	0.32	0.0
K ₂ O				0.32				2.56
Cr ₂ O ₃			0.47		0,60	0,51	0,41	
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.21	100.20	100.17	100.0
Si	2.076	2.017	2.067	2.044	1.906	1.895	1.904	4.939
Aliv	-0.076	-0.017	-0.067	-0.044	0.094	0.105	0.096	2.816
Σ	2	2	2	2	2	2	2	
Alvi	0.112	0.117	0.114	0.159	0.011	0.026	0.019	0.000
Ti	0.000	0.010	0.000	0.000	0.018	0.019	0.027	0.307
Fe(iii)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.068	0.091	0.051	
Fe(ii)	0.282	0.495	0.288	0.396	0.175	0.128	0.206	1.935
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0,007	0.007	0.000
Mg	1.009	0.838	0.985	0.863	0.967	0.945	0.935	5.124
Ca	0.509	0.449	0.509	0.482	0.736	0.762	0.736	0.000
Na	0.000	0.00	0.000		0.016	0.036	0.03	0.000
K				0.015				0.452
Mg*	0.79	0.63	0.78	0.69	0.80	0.81	0.78	
Wo	28.30	25.21	28.53	27.67	37.57	39.44	38.03	
En	56.05	47.04	55.28	49.58	49.37	48.87	48.32	
Fs	15.65	27.75	16.18	22.74	13.05	11.70	13.64	

Таблица 2.2 – Составы фаз структуры распада твердых растворов манганоильменита (мас. %) пикритов (1-11) и манганоильменита и титаногематита пикритовых диабазов (12-25) каратургайского комплекса

1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ п/п	Минерал	TiO ₂	FeO _t	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	CaO	V ₂ O ₅
Ламели – матрикс								
1	Титаногематит	30.40	66.04	1.46	0.32	0.52	0.13	1.14
2	Ильменит	38.23	57.82	1.95	0.61	0.40	0.15	0.85
3	Ильменит	46.58	49.15	2.90	0.75	0.05	0.16	0.41
4	Ильменит	50.43	44.89	3.09	0.85	0.10	0.27	0.36
5	Ильменит	46.09	49.35	2.81	0.84	0.27	0.23	0.42
6	Ильменит	36.95	59.21	1.91	0.60	0.35	0.19	0.79
7	Титаногематит	33.51	62.80	1.71	0.37	0.34	0.08	1.19
8	Ильменит	46.27	49.36	2.53	1.08	0.03	0.08	0.65
9	Титаногематит	33.95	61.39	2.00	0.31	0.37	0.16	0.83
10	Ильменит	52.03	43.86	3.14	0.51	0.06	0.13	0.27
11	Ильменит	52.82	43.45	2.91	0.25	0.27	0.10	0.20
Ламели								
12	Титаногематит	22.23	76.33	1.44				
13	Титаногематит	24.30	73.57	1.47				0.66
Матрикс								
14	Манганоильменит	51.62	44.25	3.44			0.69	
15	Манганоильменит	51.45	45.32	3.23				
16	Манганоильменит	52.44	44.41	3.15				
17	Манганоильменит	52.27	44.47	3.26				
18	Манганоильменит	52.68	44.43	2.89				
19	Манганоильменит	51.98	44.03	3.39				0.60
20	Манганоильменит	51.54	45.19	3.27				
21	Манганоильменит	52.70	44.19	3.11				
22	Манганоильменит	52.50	44.07	3.43				
23	Манганоильменит	52.65	44.02	3.33				
24	Манганоильменит	52.38	44.49	3.13				
25	Манганоильменит	52.74	43.95	3.31				

Таблица 2.3 – Состав хромшпинели (мас. %) пикритов каратургайского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO ₂	1.43	1.51	1.37	1.60	1.27	1.10	1.18	1.37	1.32	1.32
Al ₂ O ₃	15.26	15.48	15.63	14.73	14.34	14.12	13.50	14.00	13.20	13.87
FeO	25.76	26.49	25.45	26.83	30.47	30.83	33.28	33.46	38.12	35.90
MnO										0.92
MgO	11.30	10.95	11.08	11.22	8.28	7.56	6.58	7.01	4.70	4.27
Cr ₂ O ₃	46.25	45.57	46.46	45.63	45.64	46.39	45.46	44.16	42.66	43.72
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe ₂ O ₃	7.94	8.035	7.233	8.894	8.247	7.742	8.805	9.448	10.86	8.615
FeO	18.62	19.260	18.942	18.827	22.959	23.864	25.357	24.96	28.34	28.148
24аниона										
Ti	0.275	0.290	0.263	0.308	0.250	0.218	0.236	0.272	0.267	0.268
Al	4.591	4.664	4.704	4.442	4.420	4.379	4.225	4.358	4.188	4.405
Fe ³⁺	1.525	1.546	1.390	1.712	1.643	1.533	1.759	1.878	2.199	1.747
Fe ²⁺	3.974	4.117	4.045	4.028	5.021	5.252	5.631	5.512	6.381	6.342
Mn										
Mg	4.301	4.173	4.218	4.28	3.229	2.966	2.605	2.76	1.886	1.715
Ca										
Cr	9.335	9.211	9.380	9.230	9.437	9.652	9.544	9.221	9.079	9.314
Cr#	0.67	0.66	0.67	0.68	0.68	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68
Fe#	0.56	0.58	0.56	0.57	0.67	0.70	0.74	0.73	0.82	0.83
Mg#	0.44	0.42	0.44	0.43	0.33	0.30	0.26	0.27	0.18	0.17
Fe ^{2*}	3.974	4.117	4.045	4.028	5.022	5.252	5.631	5.512	6.381	6.342
Fe ^{3*}	1.525	1.545	1.390	1.712	1.642	1.533	1.759	1.877	2.199	1.747

Таблица 2.3 (продолжение 1)

№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
TiO ₂	1.50	1.20	1.19	6.99	2.88	1.69	1.13	1.33	1.05	1.18
Al ₂ O ₃	11.74	13.79	13.68	6.37	10.26	16.82	14.19	7.48	8.00	7.77
FeO	44.80	39.08	41.06	61.70	49.96	35.27	37.66	72.33	71.74	71.73
MnO				1.12						0.54
MgO	2.82	2.21	1.48		0.86	7.81	5.79	0.87	0.84	1.03
Cr ₂ O ₃	39,13	42.85	41.76	23.16	33.85	38.41	41.23	15.82	16.32	15.90
V ₂ O ₃			0.20	0.66	0.46			0.82	0.82	0.65
ZnO		0.88	0.62		1.74			1.36	1.25	1.19
Fe ₂ O ₃	15.083	8.726	9.356	25.564	18.074	11.96	12.195	42.12	43.49	44.25
FeO	31.228	31.288	32.641	38.696	33.696	24.51	26.687	31.15	32.60	31.91
24										
Ti	0.309	0.247	0.246	1.500	0.606	0.329	0.226	0.280	0.221	0.248
Al	3.792	4.445	4.438	2.141	3.385	5.138	4.445	2.467	2.633	2.556
Fe ³⁺	3.111	1.796	1.938	5,486	3.807	2.333	2.439	9.289	9.139	9.295
Fe ²⁺	7.157	7.142	7.513	9.229	7.888	5.312	5.932	7.636	7.613	7.446
Mn				0.271						0.158
Mg	1.152	0.901	0.607		0.359	3.018	2.294	0.363	0.350	0.427
Ca										
Cr	8.479	9.265	9.087	5.222	7.492	7.871	8.664	3.500	3.603	3.508
Zn			0.126	0	0.360			0.281	0.258	0.245
V			0.44	0.151	0.103			0.184	0.184	0.145
Cr#	0.69	0.68	0.67	0.71	0.69	0.61	0.66	0.59	0.58	0.58
Fe#	0.90	0.91	0.94	1.00	0.97	0.72	0.78	0.98	0.98	0.98
Mg#	0.10	0.09	0.06		0.03	0.28	0.22	0.02	0.02	0.02
Fe ^{2*}	7.157	7.142	7.513	9.229	7.888	5.312	5.932	7.636	7.613	7.446
Fe ^{3*}	3.111	1.800	1.938	5.486	3.810	2.333	2.439	9,290	9.139	9.295

Таблица 2.3 (продолжение 2)

№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
TiO ₂	1.75	1.27	1.36	2.50	2.22	2.03	2.12	2.04	1.03	1.62
Al ₂ O ₃	14.27	15.04	14.70	17.65	17.24	16.56	16.60	17.17	5.29	1.69
FeO	44.10	32.76	34.51	30.84	36.39	37.74	34.15	31.39	71.69	73.89
MnO						0.17			0.71	0.91
MgO	2.49	8.16	6.22	10.55	6.67	4.85	7.64	8.70	0.73	
Cr ₂ O ₃	36.89	42.20	43.21	38.46	37.49	37.77	39.48	40.69	19.88	20.70
V ₂ O ₃	0.50	0.57							0.68	0.57
ZnO						0.87				0.62
Fe ₂ O ₃	13.081	10.522	9.163	10.767	10.681	10.484	10.073	8.814	43.27	45.337
FeO	32.890	23.292	26.265	21.151	26.779	28.306	25.086	23.459	32.753	33.093
24										
Ti	0.358	0.249	0.271	0.447	0.436	0.405	0.415	0.395	0.219	0.352
Al	4.572	4.621	4.587	5.277	5.300	5.177	5.086	8.288	1.732	0.576
Fe ₃₊	2.676	2.064	1.826	2.055	2.097	2.092	1.970	1.709	9.203	9.859
Fe ₂₊	7.349	5.078	5.815	4.487	5.842	6.278	5.453	5.054	7.741	7.997
Mn						0.038			0.170	0.223
Mg	1.009	3.172	2.455	3.990	2.594	1.918	2.961	3.342	0.308	
Ca										
Cr	7.928	8.698	9.046	7.714	7.732	7.921	8.114	8.288	4.443	4.729
Zn						0.170				0.132
V	0.109	0.119							0.154	0.132
Cr#	0.63	0.65	0.66	0.59	0.59	0.60	0.61	0.61	0.72	0.89
Fe#	0.91	0.69	0.76	0.62	0.75	0.81	0.71	0.67	0.98	1.00
Mg#	0.09	0.35	0.24	0.37	0.25	0.19	0.29	0.33	0.02	0.0
Fe ₂ *	7.349	5.078	5.815	4.487	5.842	6.278	5.453	5.054	7.741	7.997
Fe ₃ *	2.676	2.064	1.825	2.055	2.096	2.092	1.970	1.708	9.203	9.859

Таблица 2.4 – Состав хромшпинелидов (мас. %) пикритовых диабазов каратургайского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO ₂	1.30	1.46	1.43	1.50	1.44	1.42	1.61	1.52	1.28	1.48	1.29	16.06
Al ₂ O ₃	15.89	15.38	15.25	16.44	16.40	15.25	16.59	15.68	15.82	16.72	16.22	
FeO	39.80	36.25	33.18	32.17	36.78	33.18	29.24	34.18	30.25	23.98	33.59	71.30
MnO	0.66		0.82		0.90	0.83						1.73
MgO	2.26	8.83	6.36	8.00	4.20	6.36	9.68	6.27	8.65	12.54	5.41	
CaO								0.29	0.21			
Cr ₂ O ₃	39.45	38.07	42.96	41.37	39.60	42.96	42.69	42.06	43.62	45.28	43.49	10.32
V ₂ O ₃	0.31			0.52			0.19		0.17			
ZnO	0.33				0.68							0.59
Fe ₂ O ₃	9.23	15.21	8.69	9.15	9.57	8.71	8.62	8.94	8.73	7.77	6.61	29.49
FeO	31.49	22.56	25.37	23.94	28.57	25.35	21.48	26.14	22.39	16.99	27.64	44.77
Ti	0.265	0.284	0.284	0.293	0.289	0.282	0.311	0.301	0.249	0.280	0.257	3.546
Al	5.073	4.688	4.743	5.029	5.154	4.743	5.016	4.868	4.830	4.959	5.063	0.000
Fe ₃₊	1.882	2.960	1.725	1.786	1.920	1.729	1.665	1.771	1.702	1.471	1.318	6.516
Fe ₂₊	7.135	4.879	5.598	5.197	6.282	5.594	4.608	5.757	4.850	3.575	6.121	10.99
Mn	0.151	0.00	0.183	0.000	0.203	0.186	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000	0.430
Mg	0.913	3.405	2.503	3.096	1.67	2.502	3.702	2.462	3.341	4.705	2.136	0.000
Ca	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.082	0.058	0.000	0.000	0.000
Cr	8.450	7.784	8.964	8.490	8.349	8.964	8.659	8.759	8.934	9.009	9.106	2.395
Zn	0.066	0.00	0.00	0.000	0.134	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.128
V	0.065	0.00	0.00	0.108	0.000	0.000	0.039	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000
Cr#	0.62	0.62	0.65	0.63	0.62	0.65	0.63	0.64	0.65	0.64	0.64	
Fe#	0.91	0.70	0.75	0.69	0.83	0.75	0.63	0.75	0.66	0.52	0.78	
Mg#	0.09	0.30	0.25	0.31	0.17	0.25	0.27	0.25	0.34	0.48	0.22	
Fe ₂ *	0.791	0.622	0.764	0.744	0.766	0.764	0.735	0.765	0.740	0.708	0.823	0.628
Fe ₃ *	0.209	0.378	0.236	0.256	0.234	0.236	0.265	0.235	0.260	0.292	0.177	0.372

Примечание. Количества FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии.

Обсуждение. Породы каратургайского гипабиссального диабаз-пикритового комплекса являются производными плавления шпинелевого лерцолита, тогда как породы гарцбургит-перидотит-габбро-плагиигранитных комплексов надсубдукционных офиолитов Центрального Казахстана образовались в результате плавления гранатового лерцолита (см. рисунок 3, В). Кумулятивные перидотиты надсубдукционных офиолитов Центрального Казахстана обеднены Al_2O_3 (см. рисунок 3, Г) относительно пикритов каратургайского комплекса. Если обратимся к диаграмме $TiO_2 \cdot 10-Al_2O_3-MgO$ [см. рисунок 2, А], то и здесь эти комплексы отвечают двум различным сериям: первые – пикритовой, а вторые – коматиитовой и отчасти бонинитовой. Эти отличия очевидны и на диаграмме $Al_2O_3/TiO_2-CaO/Al_2O_3$ (см. рисунок 2, В).

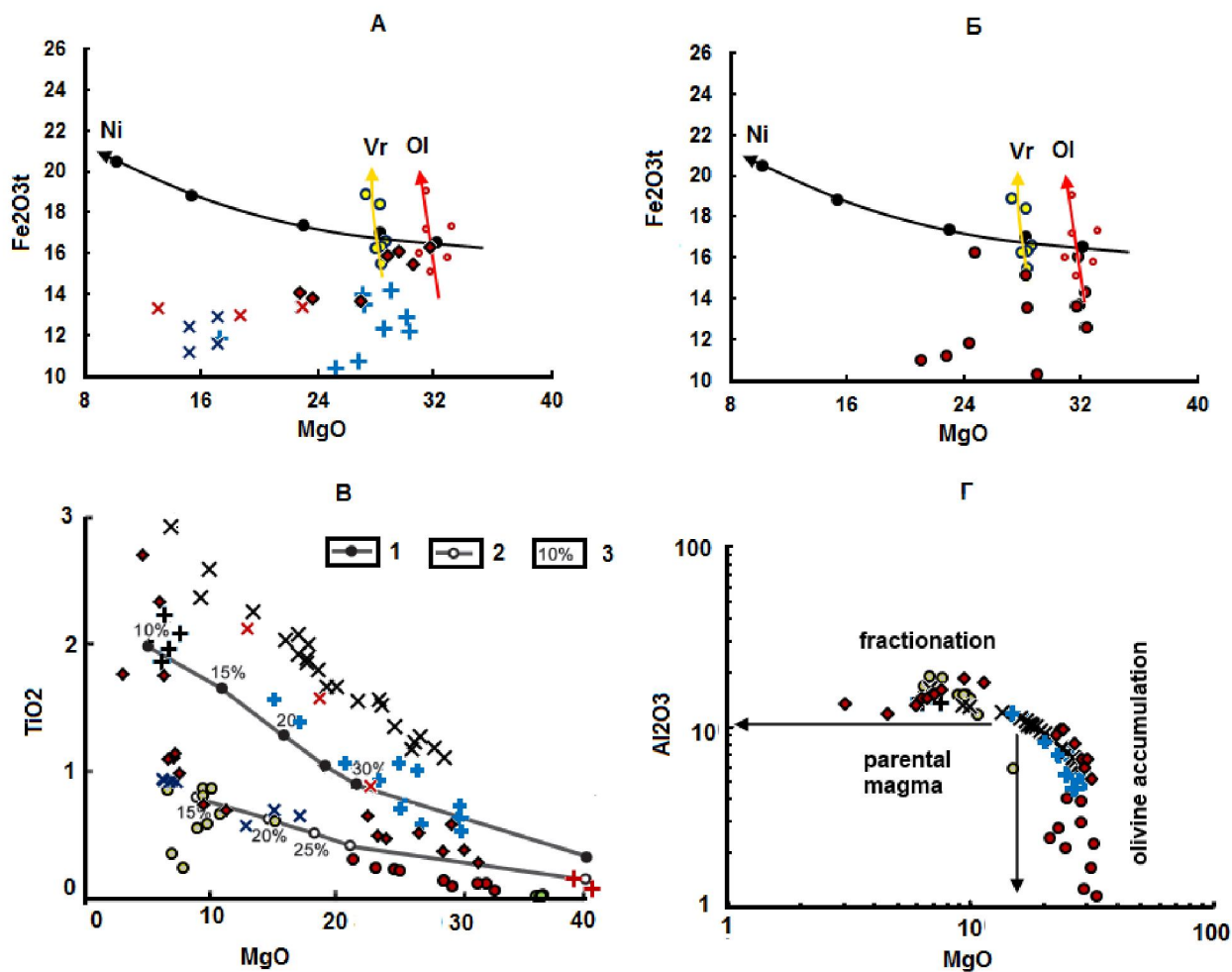


Рисунок 3 –
 А, Б – Диаграмма $MgO-Fe_2O_3t$, мас. %.
 Стрелками показаны тренды: Ni – пород печенгского никеленосного комплекса; нерудных пород Печенги;
 Vr – серпентинизированных верлитов и Ol – серпентинизированных оливинитов.
 В – Диаграмма TiO_2-MgO , мас. % [19],
 Г – Диаграмма Al_2O_3-MgO , мас. % [27].
 1 – тренд плавления шпинелевого перидотита; 2 – тренд плавления гранатового перидотита;
 3 – степень плавления. Условные обозначения см. на рисунке 2.

Среди магнезиальных комплексов Норильского района [23] к пикритам относятся только породы гудчихинской свиты, которые по уровню содержания TiO_2 (рисунок 3, В) соответствуют пикритам Гавайского плюма, т.е. отвечают производным плавления шпинелевого лерцолита. Тогда как породы туклонской, надеждинской свит и Масловской интрузии Норильских траппов являются производными плавления гранатового перидотита и следовательно не находят аналогии с пикритами каратургайского комплекса.

Пикриты каратургайского комплекса относительно таковых Гавайского плюма [22, 27] обеднены TiO_2 , но несколько более магнезиальны, что отражается на их высокой степени плавления (см. рисунок 3, В). В них также меньше глинозёма, чем в пикритах Гавайского плюма (см. рисунок 3, Г).

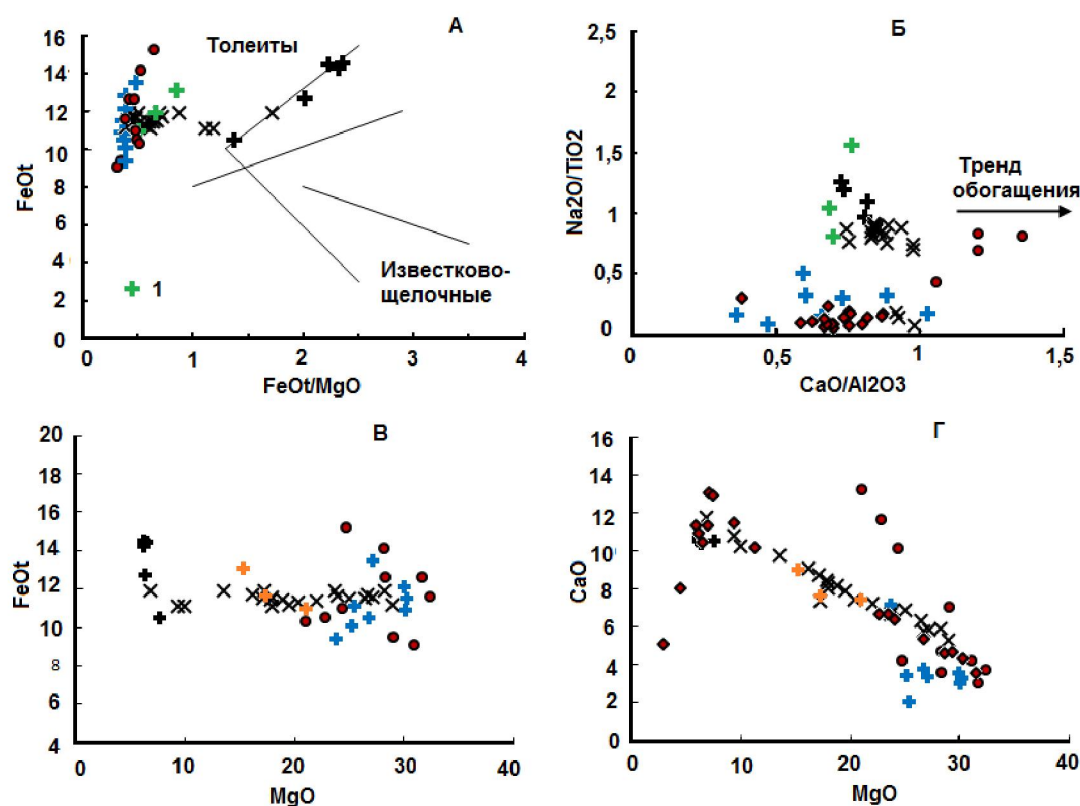


Рисунок 4 –

- А – Диаграмма $\text{FeOt}-\text{FeOt}/\text{MgO}$, мас. % [28],
 Б – Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2-\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, мас. % [29],
 В – Диаграмма $\text{FeOt}-\text{MgO}$, мас. % и
 Г – Диаграмма $\text{CaO}-\text{MgO}$, мас. %.

1 – пикритовые диабазы каратургайского комплекса. Условные обозначения см. на рисунке 2.

Пикриты каратургайского комплекса характеризуются постоянным ростом FeOt при слабом колебании отношения FeOt/MgO (см. рисунок 4) и незначительных колебаниях MgO , тогда как в пикритах Гавайского плюма уровень концентрации FeOt остается практически постоянным, но существенно изменяется уровень содержания MgO (см. рисунок 4, В). От последних пикриты также отличаются величинами отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2-\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, однако следует отметить, что диабазы и пикритовые диабазы каратургайского комплекса по уровню отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ довольно близки при некотором обеднении Na_2O .

Особо следует остановиться на характере распределения CaO относительно MgO (см. рисунок 4, Г). Диабазы и пикритовые диабазы каратургайского комплекса ложатся на тренд пикритов Гавайского плюма, тогда как собственно пикриты отклоняются от этого тренда, что может быть обусловлено внутрикамерной кристаллизацией и накоплением кумулатов оливина.

Породообразующие оливины из пикритов каратургайского комплекса на диаграммах $\text{Fe}-\text{NiO}$, $-\text{MnO}$ (рисунок 5, А, Б соответственно) располагаются в поле оливинов внутриплитных магматических комплексов, как и оливины из пикритов Гавайского плюма. На этом рисунке отчетливо видно, что фигуративные точки оливина пикритов каратургайского комплекса значительно удалены от полей MORB и траппов Норильского региона, и они имеют совершенно иной тренд обогащения NiO и MnO . По отношению к оливинам пикритов Гавайского плюма, чьи магмы зарождаются на глубине как минимум 660 км, они обогащены железом и содержат несколько меньше NiO , но обогащены MnO .

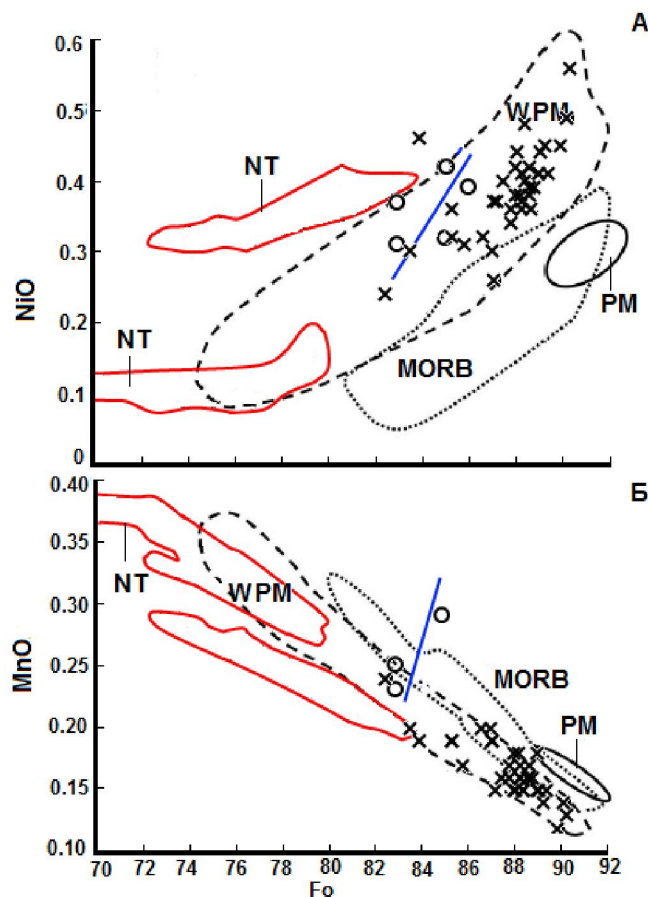


Рисунок 5 – Диаграммы А – Fo (мол. %)– NiO (мас. %), Б – MnO (мас. %) для оливинов из пикритов каратургайского комплекса.

PM – поле оливина в равновесии с перидотитовым материалом; MORB – поле вкрапленников из базальтов срединно-океанических хребтов; WPM – поле вкрапленников оливинов из внутриплитных магматических резервуаров, образованных под мощной (более 70 км) литосферой [30]; NT – оливины из трапхов Норильского региона [30]; оливины из пикритов Гавайского щита [22].

Все это говорит о геохимической специализации присущей пикритам каратургайского комплекса, сопровождающегося Cu-Ni + Zn-Pb + МПГ оруденением, формирование которого было связано с плавлением деплетированного мантийного источника Ti и Cr, но обогащенного элементами группы железа, а также рядом РЗЭ (La, Yb) и литофильных элементов (Y, Zr, Sr, Ba).

Особо следует отметить, что породообразующие оливины и клинопироксены пикритов каратургайского комплекса не содержат Cr_2O_3 , TiO_2 , что указывает на высокую степень деплетированности исходного мантийного материала обогащенного сульфидами Ni и Cu.

Тогда как клинопироксены пикритовых диабазов наоборот обогащены Cr_2O_3 и TiO_2 , а сама порода содержит высокотитанистую хромшпинель. Такие различия химического состава породообразующих и аксессуарных минералов пикритов и пикритовых диабазов имеют несколько объяснений. Пикритовые диабазы можно рассматривать как зону закала, в которой сохранился (исходный) первичный состав мантийного вещества, а пикриты как конечный продукт его плавления. Не исключено, что они принадлежат двум различным мантийным источникам.

Присутствие в пикритовых диабазах кровли потоков совместно в одном образце кристаллов хромшпинели, манганоильменита и титаногематита дает основание говорить об их кристаллизации в гипабиссальных условиях. Поскольку в титаногематите железо находится в высокой степени окисления, это предполагает его образование в условиях с более высоким потенциалом кислорода.

Химический состав пикритов каратургайского комплекса свидетельствует об их принадлежности к ультрабазитам нормального ряда, что еще ранее отметили Н.П. Михайлов и Ю.Л. Семенов

[5], с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, содержанием $\text{TiO}_2 (< 1 \%)$, при постоянном, но незначительном преобладании $\text{Na}_2\text{O} (< 0.65 \%)$ над $\text{K}_2\text{O} (< 0.24 \%)$. Ассоциирующие с пикритами high-Fe толеитовые диабазы также имеют низкие отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, значимо ниже 1, однако с повышенным содержанием $\text{TiO}_2 > 1 \%$ и постоянным преобладанием $\text{Na}_2\text{O} (> 2.0 \%)$ над $\text{K}_2\text{O} (> 0.25 \%)$.

Отсутствие в составе Западно-Улытауского пояса лав, вулканических брекчий, гиалокластитов и туфов пикритов, столь характерных для обстановок интенсивного растяжения континентальной коры [19], свидетельствует об образовании гипабиссальных пород диабаз-пикритового комплекса в условиях режима общего сжатия (коллизии) на поздних стадиях развития Улытауской складчатой области в неопротерозое в период формирования суперконтинента Родиния.

Проявления пикритового магматизма в таких областях обусловлены увеличением «жесткости» складчатых областей и заложением глубинных внутрикоровых разломов [19].

Вероятно, в таких условиях протекал магматизм в пределах Западно-Улытауского пояса. Приуроченность пикритового и диабазового магматизма к глубинным разломам, фиксирующихся в поверхности раздела Мохоровичича в пределах описываемого района, обсуждалась ранее Г.Ф. Ляпичевым [9].

Опираясь на пространственную связь пикритов с карбонатитоидами можно рассматривать пикриты и апопикритовые оливиниты как конвергентные с ними породы. По характеру накопления основных петрогенных компонентов (рисунок 6) толеитовые пикриты имеют аналогию с неалмазоносными и убогоалмазоносными кимпикритами.

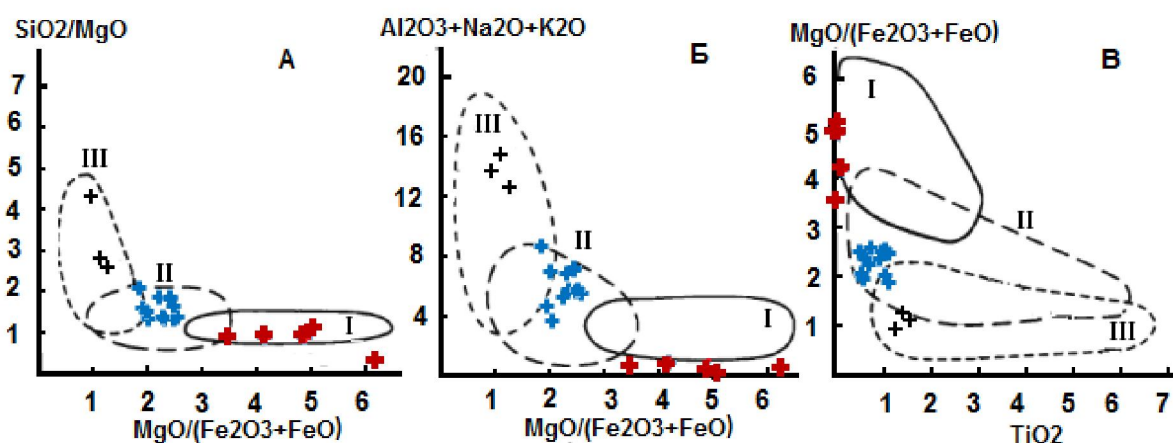


Рисунок 6 – Диаграммы SiO_2/MgO – $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (А), $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Б) и $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ – TiO_2 (В) для апопикритовых серпентинитов (красный крест), пикритов (синий крест) и пикритовых диабазов (черный крест) каратургайского комплекса.

I – область составов алмазоносных кимберлитов; II – область составов неалмазоносных и убогоалмазоносных кимпикритов; III – область составов альпикритов [31].

Однако изученный оливин толеитовых пикритов содержит больше железа (Fo 85-90%) и он обогащен Ni (<0.33%) и MnO (<0.29%). Флогопит пикритов обогащен TiO_2 (3.58%) и не содержит MnO, а ильменит обогащен MgO (<1.08%), MnO (3.14%), CaO (0.27%), V_2O_5 (0.85%) и Cr_2O_3 (<0.40%), что нехарактерно как для кимпикритов, так и для альпикритов и тем более для алмазоносных кимберлитов [31].

По минералогическому и петрохимическому составу (рисунок 6) пикритовые диабазы приближаются к породам альпикритовой группы, однако их ильменит обогащен MnO (<3.44%), а MgO и Cr_2O_3 отсутствуют. В составе пикритового диабаз присутствует хромшпинель ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 45.28 \%$, $\text{MgO} < 8.83 \%$), не встречающаяся в составе титаномagnetитовых альпикритов [31].

Апопикритовые оливиниты каратургайского комплекса нередко брекчированы, карбонатизированы и являются ларнит-нормативными.

На диаграммах (рисунок 6) их фигуративные точки располагаются в поле составов алмазоносных кимберлитов. Однако следует помнить, что ларнит встречается не только в перидотитах, но и анкаратритах и альнеитах. Последние являются крайними членами группы альпикритов. В

последнее время установлено [32], что комагматичность альнеитов и кимберлитов, сходство карбонатизированных кимберлитов и карбонатитов есть следствие эволюции мантийной магмы. Присутствие апатита, роговой обманки и флогопита в составе апопикритовых оливинитов, как и в самих пикритах, дает основание предположить их комагматичность с кимберлитами или альнеитами. Такое понимание генезиса пикритов вполне согласуется с их ассоциацией с карбонатитоидами, являющимися источниками редких земель.

Петрогенетические выводы. Выполненное петрогеохимическое сопоставление пород каратурского комплекса дает нам возможность сделать ряд предварительных выводов о генезисе основных и ультраосновных магм и их металлогении в пределах Западно-Улытауского пояса.

Породы каратурского комплекса Западно-Улытауского пояса образовались при высокой степени плавления шпинелевого лерцолита, чем они отличаются от гарцбургит-перидотит-габбро-плагиогранитных комплексов офиолитов Центрального Казахстана, формировавшихся в результате плавления гранатового перидотита.

Основываясь на величине отношения Fe_2O_3/FeO [33], пикриты первого типа кристаллизовались при высоком содержании кислорода, тогда как пикриты второго типа, пикритовые диабазы и диабазы кристаллизовались при меньшем содержании кислорода в магматическом расплаве.

Породы каратурского комплекса Западно-Улытауского пояса образовались при большой степени (от 35% до 10%) плавления шпинелевого лерцолита. Высокая степень плавления шпинелевого лерцолита дает основание утверждать, что породы комплекса сформировались в процессе внутрикамерной дифференциации мантийной пикрит-карбонатитовой магмы.

Собственно с пикритами каратурского комплекса генетически и пространственно связана сульфидная платиноидно-медно-никелево-свинцово-цинковая минерализация, богатая редкоземельными элементами. Такая рудная минерализация, как показывают исследования последних лет [33], образуется в процессе обогащения пикритовой магмы кремнеземом и щелочами при поглощении корового материала и добавлении серы из внешнего источника.

Генетическая связь пикритов с карбонатитоидами, рудная нагрузка и их петрохимическая специализация не исключает того, что карбонатитоиды могут быть коренными источниками алмазов, которые на сегодня известны в составе карбонатитов складчатых поясов [34]. Образование карбонатитоидов каратурского комплекса, имеющих иттриевую специализацию, по-видимому, следует увязывать с переносом углерода из мантийного источника восстановительными флюидами, состоящими из метана, водорода, окиси углерода и других газов [35], которые способствовали образованию карбонатитоидов.

Однако присутствие в составе пикритового оливинита крайнего члена пикрит-диабазового ряда нормативного ларнита не исключает его образования вследствие дифференциации высококальциевых ларнит-нормативных расплавов, которые могут быть близки по составу к кимберлитам [36].

Внедрение гипабиссального каратурского комплекса Западно-Улытауского пояса происходило на фоне коллизии складчатых структур Улытауского мегатеррейна в период образования суперконтинента Родиния [37], а не в процессе рифтогенеза континентальной и тем более океанической коры.

Возраст пород каратурского комплекса Западно-Улытауского пояса условно принимается неопротерозойский до рифтогенного этапа (825 млн лет [37]).

Подтверждением тому является их структурное положение, а также то, что они слагают дайки и силлы не только в пределах мезопротерозойских толщ, но и неопротерозойской боздакской серии и в составе более молодых комплексов хр. Улытау не встречаются.

Авторы благодарят И.В. Глухана (Россия) за возможность познакомиться с его неопубликованными материалами по пикритам Северного Улытау. Особую благодарность приносим Л.Е. Попову (Англия) за критические замечания, полезные дискуссии в процессе написания статьи и за редакцию английского варианта статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Кассин Н.Г. Докембрий Казахстана // Сов. геол. – 1938. – № 1. – С. 22-41.
[2] Половинкина Ю.И. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. – Госгеолиздат, 1952. – 87 с.

- [3] Зайцев Н.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутая // Вопросы геологии Центрального Казахстана. – Т. 10. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – С. 21-91.
- [4] Михайлов Н.П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана // В кн.: Основные и ультраосновные магматические формации и подвижных поясов. "Труды СЕТЕЙ", нов. сер. – Т. 80. – Л.: Недра, 1962. – С. 109-223.
- [5] Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратургайский диабаз-пикритовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов // Советская геология. – 1965. – № 3. – С. 43-58.
- [6] Вишневецкая И.И., Трусова И.Ф. Западно-Улытауский пояс ультраосновных и основных пород // Геология и разведка. – 1967. – № 11. – С. 32-43.
- [7] Добрынин В.М., Книппер А.Л., Штрейс Н.А. / Редактор А. И. Боровиков / Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Улутая-Кокчетавская. Лист L-42-I. Объяснительная записка. М.: Недра, 1968. 67 с.
- [8] Бейсеев О.Б. Сульфидное медно-никель-кобальтовое оруденение в массивах ультраосновных и основных пород бассейна реки Каратургай (Северный Улытау). – Алма-Ата: ОНТИ КазИМСа, 1968. – 55 с.
- [9] Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф. Петрография Центрального Казахстана. – Т. 2: Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. – М.: Недра, 1971. – 360 с.
- [10] Геологическая карты Казахской ССР, масштаба 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. – Алма-Ата, 1981. – 322 с.
- [11] Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г. Проблемы стратиграфии и метаморфизма докембрия и нижнего палеозоя Улытау. – Ч. I: Стратиграфия // Известия НАН РК. Серия геологическая. – 2009. – № 3. – С. 4-18.
- [12] Бейсеев О.Б., Бейсеев А.О., Альпиев Е.А., Капкимбаев К.К. Геологические и геотехнологические критерии оценки промышленных перспектив новых рудопроявлений цветных, благородных металлов и нерудного сырья Жескаган-Улутаяуского района как материалов для высоких технологий. Алмазы, золото и благородные металлы. Геоматериалы. – 2010. – С. 137-141.
- [13] Чудин С.С. К проблеме платиноносности недр Казахстана // Горно-Геологический журнал. – 2012. – № 3-4. – С. 31-32.
- [14] Байбатша А.Б., Дюсембаева К.Ш., Маманов Е.Ж. Минералогия руд медно-никелевого рудопроявления «Караторгай» // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. – 2015. – № 5. – С. 90-95.
- [15] Степанец В.Г., Левин В.Л., Савельева Н.А., Хакимжанов М., Макад Д.К. Эволюция пикритового магматизма и рудообразование в Улытауском районе центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. – 2017. – № 1. – С. 19-36.
- [16] Трусова И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана // Труды Инст. геол. наук АН СССР. – 1948. – Вып. 92. – 108 с.
- [17] Бейсеев О.Б. О геологических основах поисков сульфидных медно-никелевых руд в Северном Улытау // Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. – Алма-Ата: КазИМС, 1969. – С. 55-57.
- [18] Бобров А.Б., Лысак А.М., Свешников К.И., Сиворонов А.А., Паранько И.С., Малюк Б.И. // Формационный анализ нижнедокембрийских комплексов Украинского щита при проведении геологосъемочных работ (теоретико-практические аспекты). – Киев: изд. Украинского геолого-разведочного ин-та, 2006. – 164 с.
- [19] Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Отв. ред. Е. Е. Лазько, Е. В. Шарков. – М., 1988. – 508 с.
- [20] Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дис. ... канд. геол.- мин. наук / ИГН АН РК. – Алма-Ата, 1992. – 325 с.
- [21] Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. – Караганда: КарГТУ, 2015. – 362 с.
- [22] Ireland, T.J., Walker, R.J., Garcia, M.O. Highly siderophile element and ¹⁸⁷Os isotope systematics of Hawaiian picrites: Implications for parental melt composition and source heterogeneity // Chemical Geology. – 2009. – 260. – P. 112-128.
- [23] Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. – 306 с.
- [24] Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.Ф. и др. Петрохимические серии магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления). – Петрозаводск, 2001. – 114 с.
- [25] Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. – М.: Госгеолтехиздат, 1956. – 246 с.
- [26] Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук АН СССР. – Вып. 103. – Серия рудных месторождений. – 1949. – № 13. – С. 10-35.
- [27] Norman M.D., Garcia M.O. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites // Earth and Planetary Science Letters. – 1999. – 168. – P. 27-44.
- [28] Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science. – 1974. – 274. – P. 321-355.
- [29] Norman M.D., Garcia M.O., Kamenetsky V.S., Nielsen R.L. Olivine-hosted melt inclusions in Hawaiian picrites: equilibration, melting, and plume source characteristics // Chemical Geology. – 2002. – 183. – P. 143-168.
- [30] Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. – 2009. – Т. 17, № 3. – С. 276-310.
- [31] Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты. – М.: НИИ-Природа, 2005. – 540 с.
- [32] Алгухова З.А., Зайцев А.И. Особенности вещественного состава и возраста кимберлитовых пород Дюкенского, Лучанского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. – 2006. – № 2. – С. 34-64.
- [33] Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. – 488 с.

[34] Шумилова Т.Г. Находки алмазов и графитоподобного вещества в карбонатах, о. Фузртевентура, Испания // Вестник. – 2005. – № 10. – С. 17-18.

[35] Старостин В.И. Геология полезных ископаемых: учебник для вузов // В. И. Старостин, П. И. Игнатов. – М.: Академический проект, 2004. – 512 с.

[36] Когарко Л.Н. Фракционирование оливина в процессе дифференциации высококальциевых ларнит-нормативных расплавов, близких по составу к кимберлитам // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». – 2009. – № 1(27). – ISSN 1819 - 6586. – URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/1-2009/informbul-1_2009/magm-16.pdf

[37] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R., Evans D., Fitzsimons I., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. How not to build a supercontinent: A reply to J.D.A. Piper. Precambrian Research. – 2009. 174 (1-2). – P. 208-214.

В. Г. Степанец¹, В. Л. Левин², М. Хакимжанов³, Н. А. Савельева⁴, Е. С. Ли⁴

¹RCMIR_COM, Germany,

²ЖШС «Қ. И. Сатпаев атындағы геологиялық ғылымдар институты», Алматы, Қазақстан,

³SRK Consulting (Kazakhstan) Ltd.,

⁴ҚарМТУ, Қазақстан

**СОЛТҮСТІК ҰЛЫТАУДЫҢ ҚАРАТОРҒАЙ ӨЗЕНІ БАССЕЙІНІНІҢ
УЛЬТРАНЕГІЗГІ ТАУ ЖЫНЫСТАР ПЕТРОЛОГИЯСЫНЫҢ ПРОБЛЕМАЛАРЫ
(ОРТАЛЫҚ ҚАЗАҚСТАН)**

Аннотация. Мақалада Солтүстік Ұлытау жотасының негізгі және ультранегізгі тау жыныстарының металлогения және петрология мәселелері қарастырылған. Батыс – Ұлытау белбеу құрамында гипабиссалды қараторғай диабаз-пикритті кешен бөлінген, ол шпинель перидотиттің балқуы нәтижесінде пайда болады, және де ол гранат лерциолиттердің балқу өнімі болатын Орталық Қазақстанның төмен палеозой субдукция үстіндегі офиолитті кешенінен айырықша. Тау жынысын құрайтын және пикриттің және пикритті диабаз аксессуарлық минералдар құрамы берілген. Қараторғай кешенінің апопикритті оливиниттері ларнит-нормативті тау жыныстары болып табылады. Апопикритті оливиниттің құрамында пикрит-диабаз қатарының шекті мүшесі нормативті ларниттің болуы, оның құрамы бойынша кимберлиттерге жақын болып, жоғары-кальцийлі ларнит-нормативті ерітінділердің дифференциациялануы салдарынан болуы мүмкін. Қараторғай кешені тау жыныстарының геохимиялық мамандандырылуын ескере отырып олардың пайда болуы Ті және Ст диплетталған мантий көздерінің балқуымен, бірақ Cu-Ni+ Zn-Pb +МПП, жәнеде РЗЭ (Y, La, Yb) қатарымен және литофильді элементтердің (Zr, Sr, Ba)байытылуыменбайланысты пайда болғану туралы болжамдалған. Қараторғайдың гипабиссалды кешенінің еңгізілуі Родиния суперконтиненті пайда болуы кезінде Ұлытаудың мегатеррейінің қатпарлы құрылымдарының коллизиясы кезінде болды.

Түйін сөздер: Ұлытау, Қазақстан, пикриттер, диабаздар, мыс-никельді кеніштер, палладий, платина, неопротерозой.