

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ЗАПАДНО-СТАНОВОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО  
КРАТОНА)**

***И.В. Бучко\**, *Н.М. Кудряшов\*\****

*\*Отделение региональной геологии и гидрогеологии ДВО РАН, г. Благовещенск*

*\*\*Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты*

В статье приведена развернутая петролого-геохимическая характеристика Лукиндинского, Кенгуракского, Монголийского, Веселкинского ультрабазит-базитовых массивов Западно-Станового террейна южного обрамления Северо-Азиатского кратона. Рассмотренные массивы обладают яркими индивидуальными особенностями, выражающимися в формационном составе, петрогеохимии особенностях слагающих их пород, и, скорее всего, принадлежат различным интрузивным комплексам. Полученная для них петролого-геохимическая характеристика позволяет рассматривать их в качестве своеобразных “реперных” объектов или прообразов “петротипов” в пределах Западно-Станового террейна. Изотопным U-Pb методом датирования авторами установлен возраст Веселкинского массива, который составляет  $165 \pm 25$  млн лет. Это свидетельствует, что некоторые ультрабазит-базитовые массивы Западно-Станового террейна имеют не докембрийский, а раннемезозойский возраст и, вероятно, связаны с процессами формирования Монголо-Охотского складчатого пояса.

**Ключевые слова:** ультрабазит-базитовые массивы, петрология, геохимия, изотопное датирование, обрамление Северо-Азиатского кратона.

**ВВЕДЕНИЕ**

В составе Западно-Станового террейна юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона выделяются Могочинский и Урканский блоки, условно ранне- и позднеархейской (?) консолидации [6, 15], которые отделены от структур Восточно-Станового (Джугджуро-Станового) террейна Джелтулакской шовной зоной (рис. 1). В строении рассматриваемого террейна весомую роль играют гипербазит-базитовые комплексы. Возраст, структурное положение этих комплексов дискуссионно, а сведения о петролого-геохимических особенностях пород весьма ограничены.

В последнее время получены данные о существенно более молодом возрасте значительной части геологических комплексов южного обрамления Северо-Азиатского кратона, традиционно считавшихся докембрийскими [11–13]. В этой связи возникла необходимость увязки процессов становления ультрабазит-базитовых комплексов с общей историей формирования региона. Первым шагом в этом направлении является получение надежных петролого-геохимических данных для этих комплексов.

В пределах Могочинского блока наиболее крупными ультрамафит-мафитовыми массивами являются Лукиндинский, Центральный, Ньюкинский, Кенгуракский, Омутнинский, Верхненюкжинский, Монголийский массивы [7]. Кроме того, достаточно широко представлены мелкие их тела и блоки, часто в виде ксенолитов в более молодых интрузиях. Достоверные сведения о возрасте пород, слагающих эти массивы, отсутствуют. На одних геологических картах они объединяются в составе условно раннепротерозойского лукиндинского комплекса [5, 6], на других также условно отнесены, соответственно, к раннепротерозойским и раннеархейским образованиям [7]. Наиболее полно представленным ультрамафит-мафитовым массивом в составе Урканского блока является Веселкинский массив, относимый либо к условно раннепротерозойскому лукиндинскому комплексу [5], либо к более древним – условно архейским (?) комплексам [15]. Непосредственными объектами данного исследования явились типичные представители ультрамафит-мафитовых комплексов Могочинского и Урканского блоков – Лукиндинский, Кенгуракский, Монголийский, Веселкинский массивы (рис. 1).

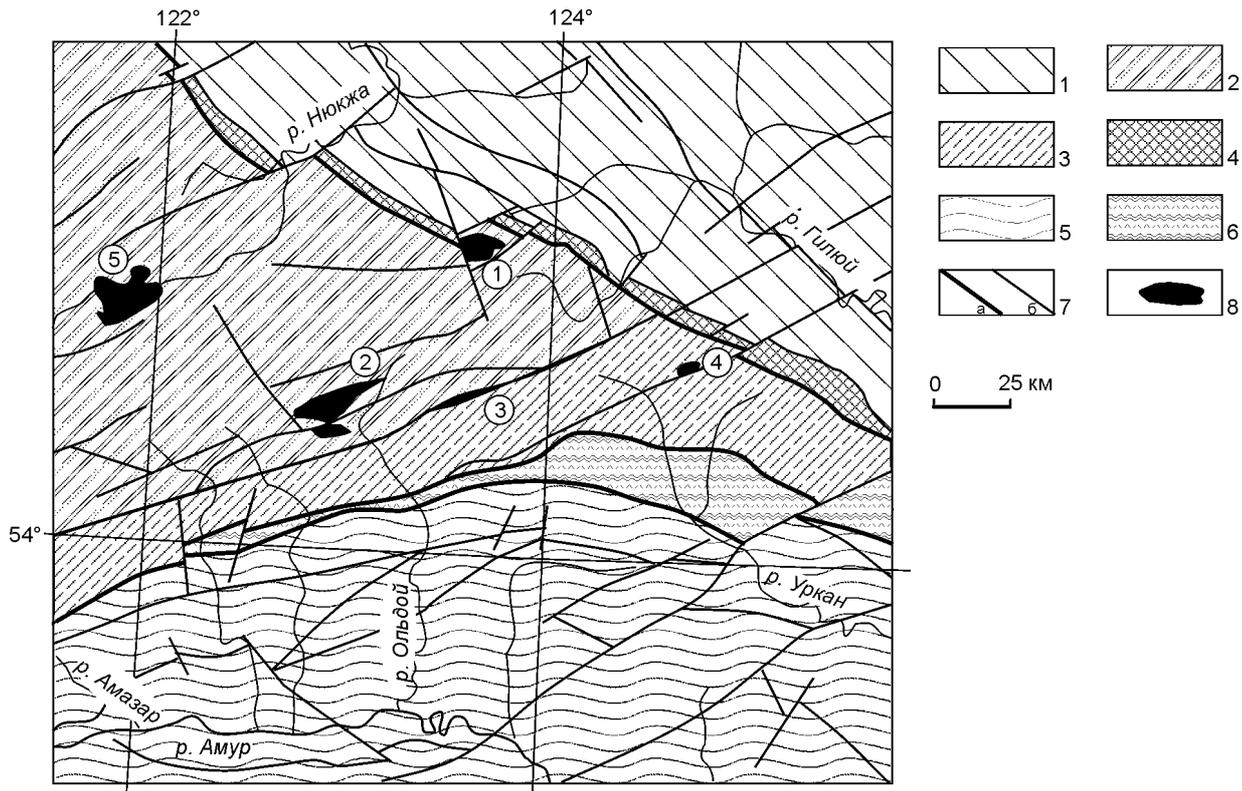


Рис. 1. Схема расположения расслоенных ультрабазит-базитовых массивов. Составлена по материалам [4, 5, 7, 8].

1 – Восточно-Становой (Джугджуро-Становой) террейн; 2-3 – Западно-Становой террейн: 2 – Могочинский блок, 3 – Урканский блок; 4 – Желтулакская шовная зона; 5 – Керулен-Аргуно-Мамынский террейн; 6 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 7 – тектонические нарушения: а – главные, б – второстепенные; 8 – расслоенные массивы: 1 – Лукиндинский, 2 – Кенгуракский, 3 – Монголийский, 4 – Веселкинский, 5 – Нюкжинский.

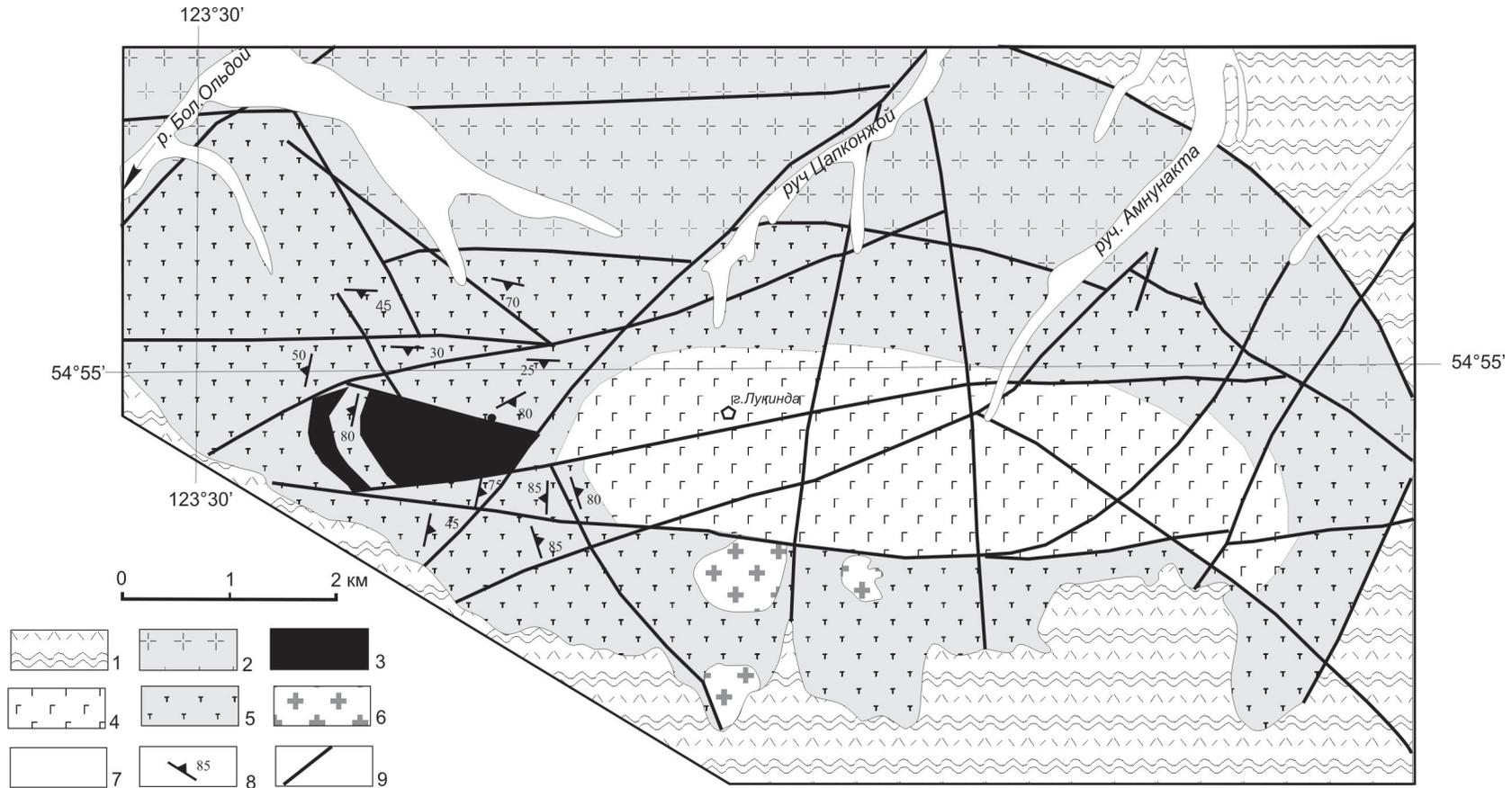
#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

**Лукиндинский массив**, являющийся петротипическим для одноименного интрузивного комплекса, располагается в верховьях р. Бол. Ольдой (рис. 2). Массив имеет очертания вытянутого в широтном направлении эллипсоидального тела протяженностью 16 км при ширине до 3.0–5.5 км. По набору ассоциирующих пород массив относится к дунит-троктолит-габбровой формации [1], хотя существует мнение и о принадлежности его к перидотит-пироксенит-габбровой формации [14].

В составе интрузива выделены нижняя и верхняя расслоенные серии. Западная и юго-западная более эродированная часть плутона сложена нижней расслоенной серией дунитов с прослоями троктолитов и оливиновых габбро. Они сменяются верхней расслоенной серией, представленной габбро (в т.ч. титаномagnetитовым), габброноритами с маломощными прослоями пироксенитов и анортозитов. В целом, расслоенность имеет относительно крутые падения (20–40°) к северу, северо-востоку; в восточ-

ной части массива она близгоризонтальная или пологонаклонная (5–15°).

Порядок выделения минеральных парагенезисов Лукиндинского массива в процессе кристаллизации представляется в следующем виде: оливин + шпинель + плагиоклаз, клинопироксен, ильменит → оливин + клинопироксен + плагиоклаз, шпинель, ильменит → оливин + плагиоклаз + клинопироксен, ортопироксен, шпинель, ильменит → плагиоклаз + клинопироксен + оливин, ортопироксен, магнетит, ильменит → плагиоклаз + клинопироксен + ортопироксен + оливин, амфибол, магнетит, ильменит [10]. Несмотря на широкие вариации химического и минерального состава пород, состав породообразующих минералов массива изменяется незначительно – оливин представлен хризолитом с железистостью (f) 10.8–18.0 %, плагиоклаз – битовнитом с содержаниями анортитовой молекулы (An) 65–83 %, клинопироксен – авгитом (f=8.7–15.5 %), хромшпинель характеризуется повышенной глиноземистостью и хромистостью [9].



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива. Составлена по материалам авторов и фондовым материалам ФГУПП “Амургеология”.

1 – позднеархейские (?) амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы; 2–5 – раннепротерозойские(?) интрузии: 2 – граниты турурингского комплекса, 3–5 – образования лукиндинского комплекса: 3 – дуниты, плагиодуниты, 4 – породы верхней расслоенной серии (габбро и габбронориты с прослоями пироксенитов и анортозитов), 5 – породы нижней расслоенной серии (троктолиты и оливковые габбро с прослоями дунитов и анортозитов); 6 – мезозойские гранитоиды; 7 – четвертичные отложения; 8 – элементы залегания трахитоидности и полосчатости; 9 – тектонические нарушения.

**Кенгуракский массив**, а также ряд небольших тел и тектонических блоков, сложенных габбро-анортозитовой ассоциацией пород, располагается в междуречье Бол. Ольдой и верховой Уруши (рис. 3). Не исключено, что выходы этих пород представляют собой фрагменты единого габбро-анортозитового массива, общей площадью около 100 км<sup>2</sup>. В практике геологосъемочных работ рассматриваемые габбро-анортозиты нередко выделяются в качестве одноименного интрузивного комплекса. Сведения о строении массива носят весьма обрывочный характер, но присутствие габбро, габброанортозитов, наличие полосчатых текстур позволяют предполагать его первичную расслоенность. Контакты габброидов с вмещающими условно раннеархейскими (?) образованиями могочинской серии тектонические, но ориентировка их структурных и текстурных элементов совпадает с метаморфической полосчатостью и гнейсовидностью метаморфитов. Сведения о взаимоотношениях габбро-анортозитов и условно раннедокембрийских (?) гранитоидов противоречивые. В одних случаях отмечаются факты пересечения гранитоидами пород габбро-анортозитового массива с образованием ксенолитов габбро в гранитах, в других случаях наблюдаются согласные взаимоотношения гранитоидов с такситовыми габбро [7].

Сведения о возрасте пород данного массива отсутствуют. Согласно существующим представлениям, они вместе с метаморфическими комплексами могочинской серии условно отнесены к раннеархейскому (?) уровню [7, 15].

**Монгольский массив** располагается в верховьях р. Монголи – левого притока р. Бол. Ольдой (рис. 4.). Он представлен небольшим линзовидным телом вытянутой формы, площадью первые км<sup>2</sup>, сложенным габбро, габброанортозитами при отсутствии ультрабазитов. В структурном отношении это тело является тектоническим клином, зажатым между блоками, сложенными гранитоидами позднеархейского комплекса. Последние вплоть до недавнего времени условно относились к раннему протерозою [8], однако для одного из массивов этого комплекса U-Pb методом по цирконам установлен раннемеловой возраст [13]. Этот факт позволяет предполагать и более молодой возраст Монгольского массива, хотя он традиционно рассматривался как условно раннеархейский (?) и относился к кенгуракскому комплексу. Габброиды претерпели интенсивные гидротермальные преобразования, в том числе диафорез и, возможно, гранитизацию.

**Веселкинский массив** расположен в верховьях р. Средний Уркан (рис. 5). Он представляет собой вытянутое в субширотном направлении тело протяженностью 8×3 км и вместе с вмещающими его

верхнеархейскими (?) амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами гилуйского комплекса слагает обособленный блок среди гранитоидов позднеархейского интрузивного комплекса. В его строении ведущая роль принадлежит перидотит-вебстерит-габбровой ассоциации, и выделены краевая группа, нижняя и верхняя расслоенные серии. Породы краевой группы представлены диоритами, гранатосодержащими пироксенитами и габброидами, амфиболитами.

Нижняя расслоенная серия сложена дунитами, лерцолитами, роговообманковыми перидотитами, пироксенитами (ортопироксенитами, оливиновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами, вебстеритами), габброноритами, оливиновыми габбро, габбро. В основании ритмов наблюдаются дуниты или лерцолиты, иногда с хромититовыми горизонтами, сменяющиеся вверх по разрезу клинопироксенитами, габброидами или анортозитами. Появление лерцолитов обусловлено многоактным внедрением расплава, что привело к смешению верхних дифференциатов (клинопироксен+плагиоклаз) магматической колонки и новых порций (оливин+ортопироксен) расплава.

Верхняя расслоенная серия сложена габброноритами, габброидами, в подчиненном количестве отмечаются плагиоклазовые горнблендиты. В основании ритмов наблюдаются меланогаббро, сменяющиеся вверх по разрезу габброидами, лейкократовыми габбро до анортозитов. Не исключено, что в состав данной серии следует включать и часть диоритов.

В породах массива широко проявлен региональный метаморфизм амфиболитовой фации при температуре 670–750°C [2], выразившийся в образовании антофиллита, гастингситовых и чермакитовых роговых обманок, по составу близких к кальциевым амфиболам из алданского и станового метаморфических комплексов. Именно это обстоятельство служило основанием для традиционного отнесения интрузива к условно ранне- или позднеархейским образованиям, хотя никаких изотопно-геохронологических данных, подтверждающих это предположение, до настоящего момента не получено.

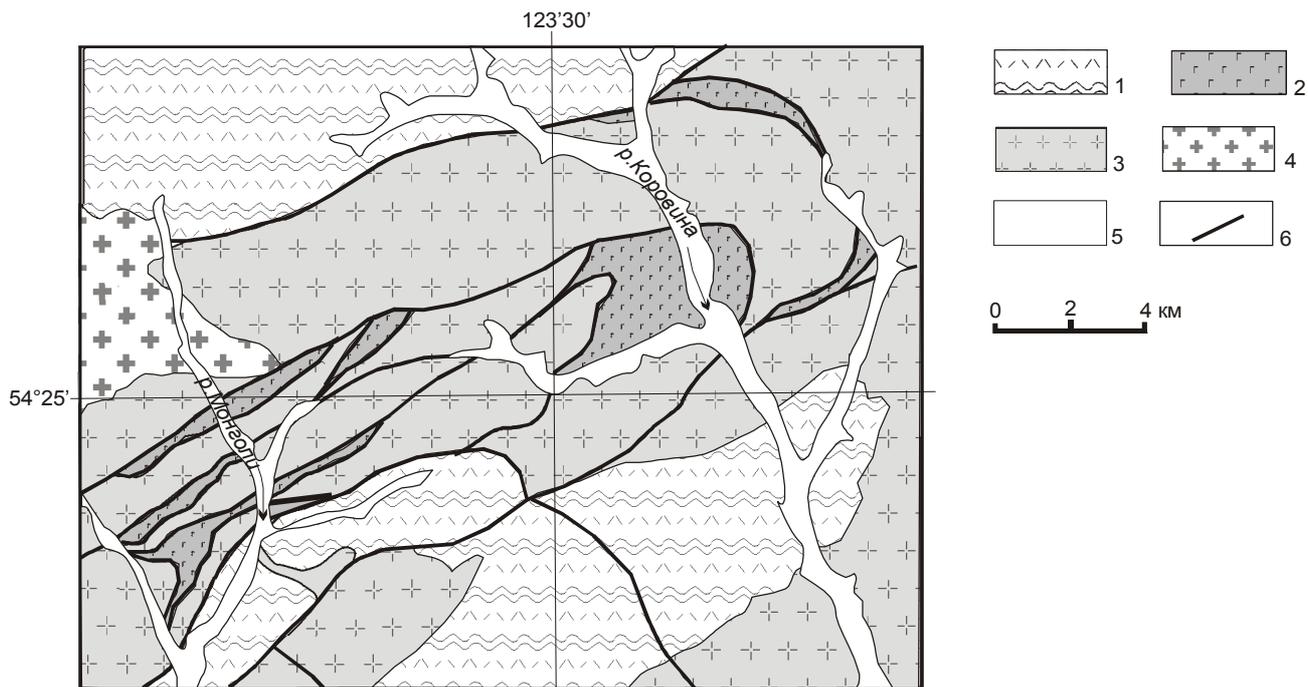
## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Исследования химического состава** пород проводилось с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в ИМГРЭ (г. Москва). Для рентгено-флуоресцентного анализа выполнялась гомогенизация порошковой пробы сплавлением с боратным флюсом – метабо-



**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта Кенгуракского габбро-анортозитового массива. Составлена по материалам [7, 8].

1 – нижнеархейские(?) кристаллосланцы и гнейсы; 2 – породы Кенгуракского массива: пироксениты, габбро, габброанортозиты; 3 – раннепротерозойские(?) плагиограниты, кварцевые сиениты; 4 – позднепермские вулканогенные образования: трахиандезиты, андезиты, риолиты; 5 – средне-верхнеюрские песчаники, алевролиты; 6 – позднеюрские кварцевые диориты, граниты, граносиениты; 7 – четвертичные рыхлые отложения; 8 – тектонические нарушения.



**Рис. 4.** Схематическая геологическая карта Монгольского габбро-анортозитового массива. Составлена по материалам [7, 8].

1 – нижнеархейские(?) кристаллосланцы и гнейсы; 2 – породы Монгольского массива: пироксениты, габбро, габбро-анортозиты; 3 – раннепротерозойские(?) плагиограниты, кварцевые сиениты; 4 – мезозойские кварцевые диориты, граниты, граносиениты; 5 – четвертичные рыхлые отложения; 6 – тектонические нарушения.

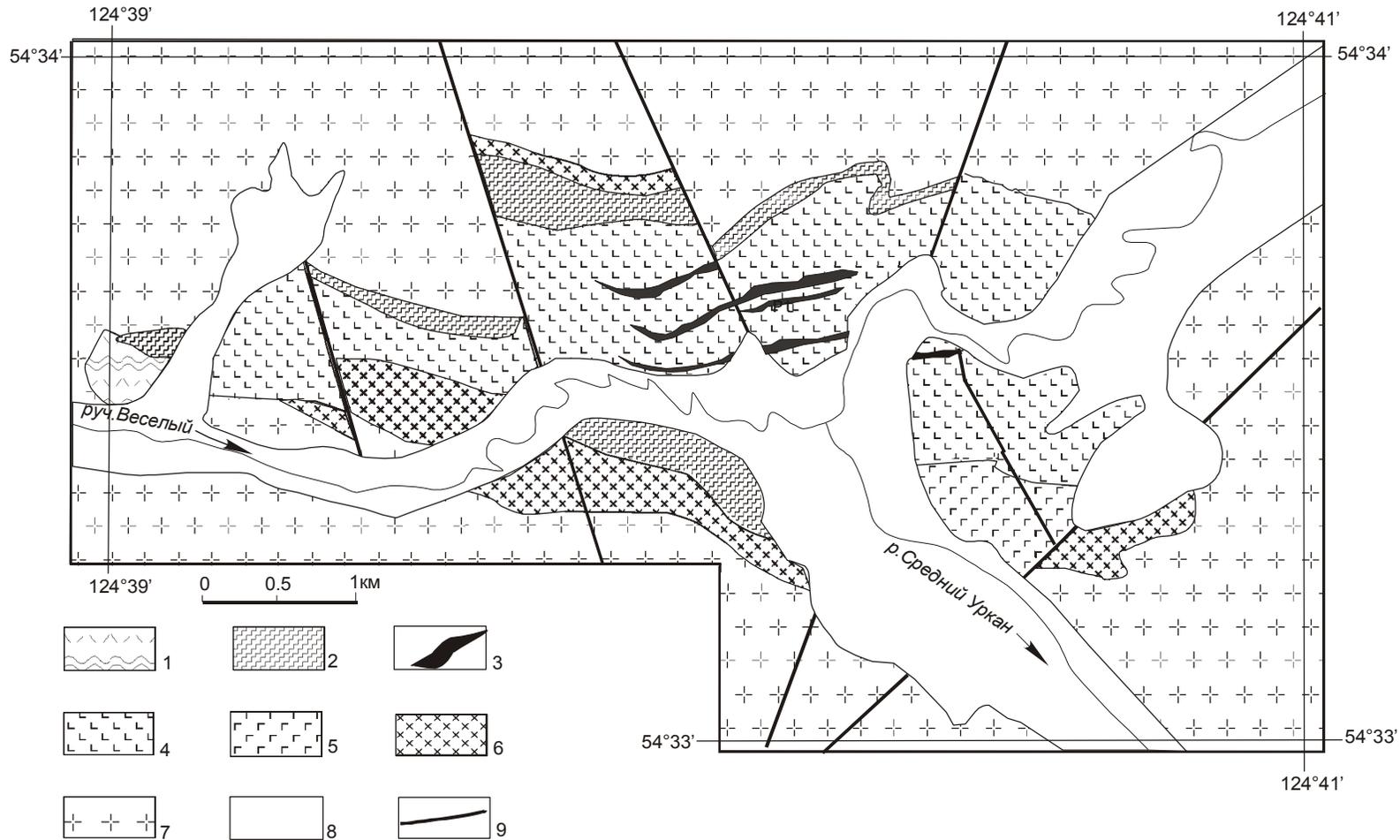
том лития в высокочастотной печи при температуре 1050–1100°. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой печи MULTIWAVE. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Точность анализа составляла 3–10 отн. %.

**Изотопное U-Pb датирование** выполнено в Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201-Т. Выделение аксессуарных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей, а их химическое разложение и выделение U и Pb – по методике Т.Е. Кроу [17]. Ошибка определения U/Pb отношений составила 0.7 %, значения масс-фракционирования –  $0.18 \pm 0.06$  amu, холостое загрязнение не превышало 0.1–0.2 нг для Pb и 0.05 нг для U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [18] и ISOPLOT [19].

#### ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

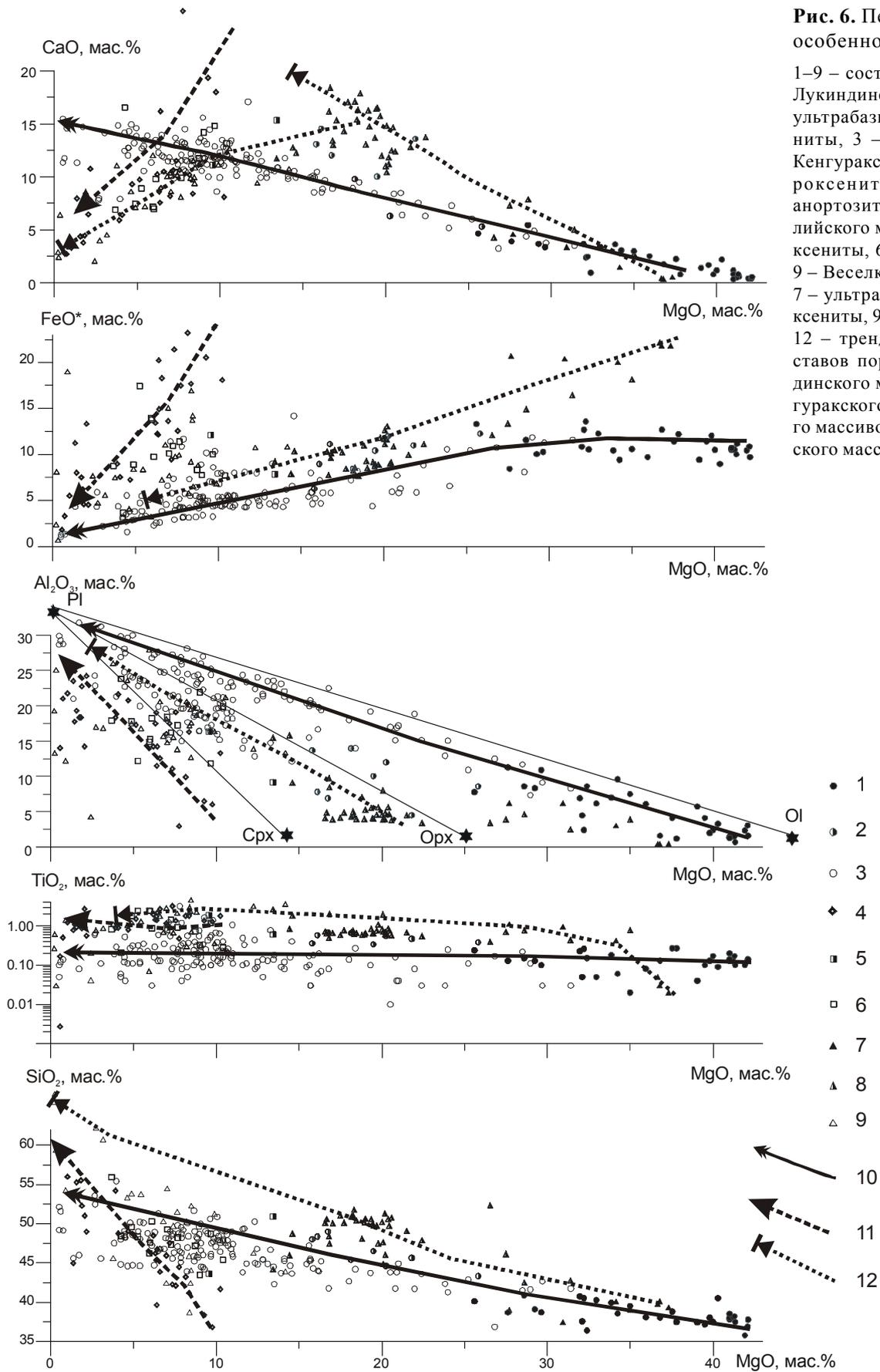
К наиболее характерным петрохимическим особенностям пород *Лукиндинского массива* (табл. 1) следует отнести недосыщенность кремнеземом ( $\text{SiO}_2 < 55.94$ ), высокую магнезиальность ( $\text{MgO} > 28\%$ ),  $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 0.61$  и глиноземистость ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 28–30 %) при низких содержаниях титана ( $\text{TiO}_2 < 1.24\%$ ), фосфора ( $\text{P}_2\text{O}_5 < 0.18\%$ ) и щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 4.89\%$ ). В соответствии с основными минералогическими тенденциями в процессе кристаллизационной дифференциации (с уменьшением MgO) в породах наблюдается увеличение  $\text{SiO}_2$ , CaO, уменьшение  $\text{FeO}^*$  при практически постоянных  $\text{TiO}_2$ , что выражается в отчетливой троктолитовой (Ol-Pl) тенденции (рис. 6).

В породах *Кенгуракского и Монгольского массивов* (табл. 2,3), в виду отсутствия ультрабазитов, максимальные содержания MgO приближаются к 15 % и отмечены в пироксенитах Монгольского массива. В процессе кристаллизации от пироксенитов к габбро происходит резкое увеличение  $\text{SiO}_2$  (до 58.93 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 24.23 %) и снижение  $\text{FeO}^*$  (до 4.54 %), CaO (до 4.37 %) (рис. 6). По соотношению  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  комплекс принадлежит  $\text{Sr}_{\text{px}}-\text{Pl}$  котектике,



**Рис. 5.** Схематическая геологическая карта Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива. Составлена по материалам авторов.

1 – верхнеархейские (?) кристаллосланцы; 2–6 – породы веселкинского массива: 2 – краевая серия (пироксениты, габбро, диориты); 3–4 – нижняя расслоенная серия: 3 – дуниты, оливиниты, 4 – перидотиты, лерцолиты, вебстериты, клинопироксениты и их оливиновые разновидности, оливиновые габбро, габбро; 5 – верхняя расслоенная серия: габбро, габбронориты, диориты; 6 – диориты; 7 – мезозойские граниты; 8 – четвертичные отложения; 9 – тектонические нарушения.



**Рис. 6.** Петрохимические особенности массивов.

1–9 – составы пород: 1–3 – Лукиндинского массива: 1 – ультрабазиты, 2 – пироксениты, 3 – габброиды; 4 – Кенгуракского массива: пироксениты, габброиды, анортозиты; 5–6 – Монгольского массива: 5 – пироксениты, 6 – габброиды; 7–9 – Веселкинского массива: 7 – ультрабазиты, 8 – пироксениты, 9 – габброиды; 10–12 – тренды эволюции составов пород: 10 – Лукиндинского массива, 11 – Кенгуракского и Монгольского массивов, 12 – Веселкинского массива.



что выражается в существенно клинопироксеновом составе пироксенитов, в которых отмечаются максимальные содержания CaO (до 25.67%). Если для пород лукиндинского массива снижение содержания FeO\* от дунитов к габброидам обусловлено ранней кристаллизацией магнетита, то низкая железистость кенгуракских габброидов связана с ранней отсадкой титаномагнетитов в клинопироксенитах.

Породы *Веселкинского массива* (табл. 4) отличаются более низкой магниальностью и глиноземистостью при более высоких содержаниях SiO<sub>2</sub> (37.46–66.54 %), TiO<sub>2</sub> (до 3.58 %) CaO (до 18.42 %). Их состав принадлежит Ol-Orх котектике (рис. 6). Наиболее существенные отличия наблюдаются на диаграмме MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, где породы рассматриваемых массивов распадаются по линиям котектических составов. Ультрабазиты отличаются высокой железистостью, что резко отличает их от подобных образований Лукиндинского массива. В целом, для пород характерно наличие двух трендов при кристаллизации. Первый свойственен для дунитов и пироксенитов нижней расслоенной серии и выражается в закономерном увеличении содержаний CaO при снижении MgO (клинопироксенитовый тренд). Второй, характерный для габброидов верхней расслоенной серии – это снижение содержаний CaO при уменьшении MgO.

#### ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Главной геохимической особенностью пород *Лукиндинского массива* являются отчетливая деплецированность их в отношении большинства крупноионных литофилов (за исключением Sr), а также редкоземельных и высокозарядных элементов. Им же свойственна умеренная обогащенность тугоплавкими элементами группы железа (Ni, Cr) по сравнению с легкоплавкими членами этой группы (Sc, V, Co) (табл. 1). Содержания REE в породах массива не превышают 10-ти кратных хондритовых норм, при этом, максимальные их концентрации отмечаются в породах нижней расслоенной серии (рис. 7). Для дунитов и плагиодунитов (обр. С3-245, С3-339.2) характерны слабо дифференцированные графики распределения лантаноидов при величине отношения La/Yb<sub>(n)</sub> = 0.98–3.14. В габброанортозитах нижней серии (обр. С3-985) резко снижаются содержания LREE (La/Yb<sub>(n)</sub> = 6.9–7.8) и проявляется положительная европиевая аномалия (Eu/Eu\*<sub>(n)</sub> = 2.4–3.0) (рис. 7). Практически идентичный график распределения лантаноидов характерен также для габбро и габброанортозитов (обр. С3-5.5, С3-90, С3-113) верхней расслоенной серии (La/Yb<sub>(n)</sub> = 3.4–7.1, Eu/Eu\*<sub>(n)</sub> = 2.9–4.0), однако общий уровень нормированных со-

держаний лантаноидов в этих породах значительно ниже.

В целом, за единичными исключениями, составы пород Лукиндинского массива близки составу недифференцированной мантии.

Магматические образования *Кенгуракского и Монголийского массивов*, характеризуясь близким интервалом кремнекислотности, существенно отличаются по своим геохимическим особенностям от пород вышерассмотренного Лукиндинского массива. В первую очередь это выражается в обогащении крупноионными литофилами Rb (8–35 ppm), Ba (69–502 ppm), Sr (119–690 ppm), редкоземельными элементами, при умеренных содержаниях высокозарядных элементов Zr (6.45–32.46 ppm), Nb (0.2–4.47 ppm), Hf (0.2–1.4 ppm) (табл. 2, 3).

Спектры редкоземельных элементов умеренно дифференцированы, о чем свидетельствует величина отношения La/Yb<sub>(n)</sub> = 3.5–8.4, почти во всех разновидностях отмечается слабая положительная европиевая аномалия Eu/Eu\*<sub>(n)</sub> = 1.1–1.6 (рис. 7). При этом, в более дифференцированных разновидностях уровень содержания лантаноидов существенно выше, а европиевая аномалия либо отсутствует, либо практически не выражена (Eu/Eu\*<sub>(n)</sub> 1–1.1).

В составе *Веселкинского массива*, как отмечалось выше, выделены нижняя и верхняя расслоенные серии, отличающиеся не только по минеральному составу, но и петролого-геохимическим особенностям.

Общими геохимическими особенностями пород нижней расслоенной серии являются незначительная титанистость (TiO<sub>2</sub> = 0.36–2.12 %), сравнительно низкие (за исключением разновидностей с кумулятивным плагиоклазом) содержания Sr (74–100 ppm), Ba (40 ppm), Nb (0.18 ppm), Zr (33 ppm) (табл. 4). Спектры редкоземельных элементов в пироксенитах, вебстеритах, габброноритах характеризуются отчетливым преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения La/Yb<sub>(n)</sub> = 3.9–4.7, которое достигает 7.4 в лейкократовых габброидах (рис. 7). В плагиоклазовых разновидностях отмечается слабая положительная европиевая аномалия Eu/Eu\*<sub>(n)</sub> = 1.1–1.25, тогда как составы других пород характеризуются слабым дефицитом европия Eu/Eu\*<sub>(n)</sub> = 0.85–0.97.

Верхняя серия представлена преимущественно амфиболовыми биотитсодержащими габбро, которым свойственна умеренная титанистость (TiO<sub>2</sub> = 1.78 %), сопровождающаяся высокими содержаниями Sr (1690 ppm), Ba (634 ppm) при сравнительно низких количествах Nb (4.97 ppm), Zr (98 ppm), Hf (2.89 ppm) (табл. 4). В этих породах содержание редкоземельных элементов несколько ниже, чем в породах

Таблица 1. Химический состав пород Лукиндинского массива.

Обра- зец	C3-5.5	C3-90	C3-113	C3-245	C3-339	C3-339.2	C3-385
SiO <sub>2</sub>	45.01	37.96	42.74	41.96	42.64	40.72	49.92
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.10	0.08	0.38	0.14	0.23	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.07	13.59	22.70	8.95	17.98	6.89	28.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.04	8.66	4.40	10.43	7.22	10.85	2.06
MnO	0.02	0.10	0.05	0.13	0.12	0.18	0.02
MgO	2.92	28.74	12.41	28.46	18.01	31.96	2.31
CaO	15.34	5.33	11.37	5.35	8.95	3.69	13.27
Na <sub>2</sub> O	1.66	0.64	1.42	1.22	0.90	0.30	3.09
K <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.21	0.14	0.10	0.05	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.02	0.09	0.03	0.03	0.04
ппп	0.61	4.72	4.61	3.12	3.66	4.56	0.49
Σ	99.84	99.93	100.01	100.22	99.75	99.46	99.93
Cs	0.02	0.22	0.55	0.07	0.24	0.01	0.03
Rb	1	1	6	2	1	1	1
Sr	462	176	393	294	510	42	706
Ba	34	21	64	55	46	13	65
Ga	11	8	9	6	11	2	13
La	0.93	0.52	0.96	2.47	1.20	0.73	1.78
Ce	1.99	1.07	1.64	5.44	2.79	1.38	3.58
Pr	0.23	0.16	0.23	0.87	0.32	0.32	0.48
Nd	0.95	0.71	1.11	4.44	1.29	1.85	2.21
Sm	0.19	0.12	0.25	1.13	0.34	0.60	0.52
Eu	0.27	0.13	0.26	0.46	0.31	0.17	0.40
Gd	0.22	0.15	0.28	1.23	0.27	0.73	0.49
Tb	0.04	0.03	0.04	0.22	0.04	0.14	0.08
Dy	0.20	0.12	0.22	1.13	0.22	0.89	0.42
Ho	0.05	0.04	0.05	0.24	0.06	0.21	0.09
Er	0.13	0.10	0.09	0.54	0.12	0.49	0.21
Tm	0.01	0.02	0.02	0.09	0.01	0.08	0.03
Yb	0.09	0.09	0.11	0.53	0.10	0.49	0.17
Lu	0.01	0.02	0.01	0.06	0.02	0.06	0.03
Y	1.16	1.00	1.16	5.30	1.40	5.03	2.09
Th	0.03	0.03	0.06	0.12	0.05	0.11	0.08
U	0.02	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02	0.03
Zr	4.21	4.40	4.67	8.73	4.64	14.58	5.57
Hf	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.4	0.2
Nb	0.25	0.32	0.21	0.63	0.28	0.41	0.38
Ta	0.07	0.10	0.06	0.11	0.09	0.08	0.12
Zn	76	49	30	58	12	41	12
Cu	2028	122	25	53	125	96	15
Co	63	86	39	73	22	107	10
Ni	2395	989	382	812	312	1055	38
Sc	2	4	2	9	2	12	2
V	<0.02	7	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	14
Cr	485	3183	380	709	433	1391	68

Примечание. Обр. C3-339.2, C3-245 – плагиодуниты; C3-339, C3-90, C3-113 – габбро; C3-55, C3-385 – анортозиты. Оксиды даны в мас.%, элементы – в ppm.

нижней серии, а сами графики характеризуются умеренным обогащением легкими лантаноидами в сравнении со средними и тяжелыми ( $La/Yb_{(n)} = 7.4$ ) и положительной европиевой аномалией ( $Eu/Eu_{(n)}^* = 1.2$ ) (рис. 7).

#### ВОЗРАСТ МАССИВОВ

На данный момент авторам удалось получить изотопно-геохронологические данные (U-Pb метод по

Таблица 2. Химический состав пород Монголийского массива.

Обра- зец	I-605	I-606	I-607	I-608	I-609	I-611	I-612	I-613
SiO <sub>2</sub>	47.17	48.23	49.26	50.31	48.43	45.39	43.46	50.91
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.92	0.78	0.87	0.21	0.28	0.33	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.04	17.25	18.41	18.24	23.83	19.90	21.92	9.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.34	11.41	10.10	9.76	3.65	7.73	7.75	7.89
MnO	0.06	0.15	0.14	0.14	0.06	0.10	0.10	0.16
MgO	8.73	7.67	7.04	6.11	4.25	10.40	9.02	13.42
CaO	11.77	9.92	10.14	9.80	16.57	13.15	14.21	15.34
Na <sub>2</sub> O	2.00	2.56	2.80	3.13	1.92	1.23	1.04	1.31
K <sub>2</sub> O	0.89	0.87	0.60	0.88	0.24	0.53	0.54	0.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.21	0.14	0.15	0.02	0.06	0.02	0.04
ппп	1.24	0.86	0.56	0.64	0.72	1.19	1.56	0.72
Σ	99.99	100.05	99.96	100.03	99.90	99.96	99.95	100.02
Cs	2.54	1.54	1.13	1.67	0.89	1.35	0.59	0.81
Rb	34	25	17	25	8	23	17	31
Sr	413	420	492	500	690	494	528	119
Ba	232	251	187	345	128	109	95	69
Ga	15	15	17	16	18	12	14	8
La	4.09	7.86	6.96	9.71	5.18	4.98	1.99	4.32
Ce	10.95	18.00	14.87	21.83	10.61	10.37	4.83	8.62
Pr	1.57	2.33	1.93	2.68	1.46	1.29	0.56	1.21
Nd	7.58	10.75	8.60	11.49	6.65	5.24	2.63	5.53
Sm	1.82	2.63	1.94	2.55	1.60	1.14	0.63	1.53
Eu	0.71	0.83	0.84	0.97	0.79	0.44	0.35	0.50
Gd	1.67	2.24	1.77	2.34	1.55	1.05	0.69	1.72
Tb	0.28	0.34	0.27	0.35	0.25	0.16	0.12	0.27
Dy	1.48	1.74	1.55	2.03	1.36	0.88	0.59	1.78
Ho	0.29	0.34	0.29	0.40	0.27	0.18	0.12	0.35
Er	0.79	0.90	0.82	1.10	0.71	0.49	0.33	1.01
Tm	0.11	0.12	0.11	0.15	0.10	0.07	0.05	0.14
Yb	0.61	0.76	0.69	0.98	0.49	0.40	0.25	0.78
Lu	0.10	0.11	0.10	0.15	0.06	0.05	0.04	0.11
Y	7.47	8.23	7.71	10.60	6.69	4.48	3.17	9.22
Th	0.11	0.28	0.35	0.27	0.12	1.31	0.13	0.80
U	0.02	0.04	0.05	0.07	0.03	0.46	0.24	0.46
Zr	11.90	6.83	7.23	8.46	8.22	19.24	6.45	14.27
Hf	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.5	0.2	0.6
Nb	1.86	1.03	0.84	2.54	0.29	0.98	0.42	0.87
Ta	0.16	0.10	0.09	0.18	0.10	0.11	0.07	0.07
Cu	27	47	42	22	33	19	44	107
Co	31	33	32	30	14	40	37	36
Ni	62	46	49	32	28	84	69	177
Sc	26	25	25	25	29	20	21	69
V	176	251	200	179	70	74	118	110
Cr	169	149	151	137	30	231	152	1103

Примечание. Обр. I-613 – клинопироксениты; I-606, I-607, I-608 – габброиды; I-605, I-609, I-611, I-612 – габбро-анортозиты. Оксиды даны в мас.%, элементы – в ppm.

цирконам) для габбро Веселкинского массива. Для изотопного датирования были использованы три размерные фракции наиболее идиоморфных зерен циркона: более 100 μm, -100+75 μm и -75+50 μm (табл. 5). Фигуративные точки изотопного состава свинца двух последних фракций оказались, соответственно, конкордантной и субконкордантной, а в первой отмечается примесь более древней компоненты

Таблица 3. Химический состав пород Кенгуракского массива.

Образец	I-600	I-602	I-603	76/1	75/9	75/11	I-76/2	68	69/24	69/40	71/13	I-76/5	69/8	69/11	69/17	71/21
SiO <sub>2</sub>	43.61	47.33	48.69	38.36	39.58	44.50	36.78	42.08	46.18	45.94	53.72	44.92	48.94	52.29	49.03	55.96
TiO <sub>2</sub>	1.86	1.00	1.20	1.37	1.39	0.48	1.29	1.37	1.45	1.16	1.09	0.78	0.56	0.88	0.81	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.34	16.21	11.85	6.52	11.53	2.95	6.00	19.06	17.47	16.01	17.77	23.48	24.23	22.74	20.78	21.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.12	10.94	10.01	20.54	20.24	17.49	23.81	12.60	12.24	13.65	8.04	11.26	4.54	4.62	7.24	5.50
MnO	0.13	0.17	0.22	0.28	0.33	0.35	0.27	0.05	0.16	0.16	0.12	0.18	0.06	0.07	0.10	0.07
MgO	9.56	7.26	9.67	9.26	6.39	7.76	9.75	7.55	6.31	6.99	1.43	1.36	2.17	1.86	4.67	1.03
CaO	11.11	10.47	14.80	19.32	16.19	25.67	18.00	10.65	8.61	8.18	6.92	8.00	10.77	8.42	9.28	3.33
Na <sub>2</sub> O	1.87	2.28	1.85	0.36	1.05	0.20	0.58	2.48	3.33	2.36	4.42	0.43	4.38	4.75	3.83	6.90
K <sub>2</sub> O	1.42	1.63	0.51	0.26	0.87	0.08	0.53	1.09	0.29	0.78	2.72	7.57	0.64	1.41	0.81	2.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.27	0.16	1.14	1.11	0.418	2.43	0.02	0.17	0.16	0.88	0.53	0.13	0.36	0.14	0.19
ppp	1.87	1.93	1.14	0.43	1.21	0.26	0.73	1.65	2.33	3.09	2.01	1.02	2.88	2.44	3.18	0.97
Σ	100.04	99.93	100.10	97.84	99.90	100.15	100.17	98.60	98.54	98.48	99.12	99.52	99.30	99.84	99.87	99.05
Cs	0.29	0.48	0.13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	26	35	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	438	417	321	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	386	502	89	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	15	16	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	6.95	12.27	9.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	17.55	25.51	20.47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr	2.62	3.81	2.79	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	13.18	17.57	13.69	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	3.46	4.24	3.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1.31	1.38	1.25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	3.42	3.83	3.53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.57	0.60	0.61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	3.12	3.35	3.44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	0.65	0.76	0.65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	1.72	1.87	1.76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.23	0.24	0.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.33	1.54	1.31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0.20	0.24	0.20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	16.03	17.52	15.75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	1.03	1.55	0.77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	0.56	0.94	0.83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	31.50	30.94	32.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	1.4	1.4	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	2.72	4.47	2.74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	0.24	0.32	0.15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	18	26	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	44	33	35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	31	42	93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	50	33	66	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	391	283	259	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	42	26	140	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Обр. I-600, I-603, 76/1, 75/9, 75/11, I-76/2 – клинопироксениты; I-602, 68, 69/24, 69/40, 71/13 – габброиды; I-76/5, 69/8, 69/11, 69/17, 71/21 – габброанортозиты, анортозиты. Оксиды даны в мас.%, элементы – в ppm, прочерк – нет данных.

(рис. 8). Значение возраста, рассчитанное для конкордантной и субконкордантной фракций, по отношению <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U составляет 165±25 млн лет [3]. Учитывая магматический облик циркона, это значение принимается в качестве оценки возраста рассматриваемого интрузива. В то же время, полученные значения характеризуются достаточно большой погрешностью, в силу чего авторы рассматривают их как предварительные.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше материалы в первую очередь свидетельствуют о том, что рассматриваемые массивы обладают яркими индивидуальными особенностями. Так, неотъемлемой частью породной ассоциации, слагающей *Лукиндинский массив*, являются высокомагнезиальные дуниты и троктолиты, отсутствующие в строении других изученных массивов, а состав магматических образований отвечает оливин-

Таблица 4. Химический состав пород Веселкинского массива.

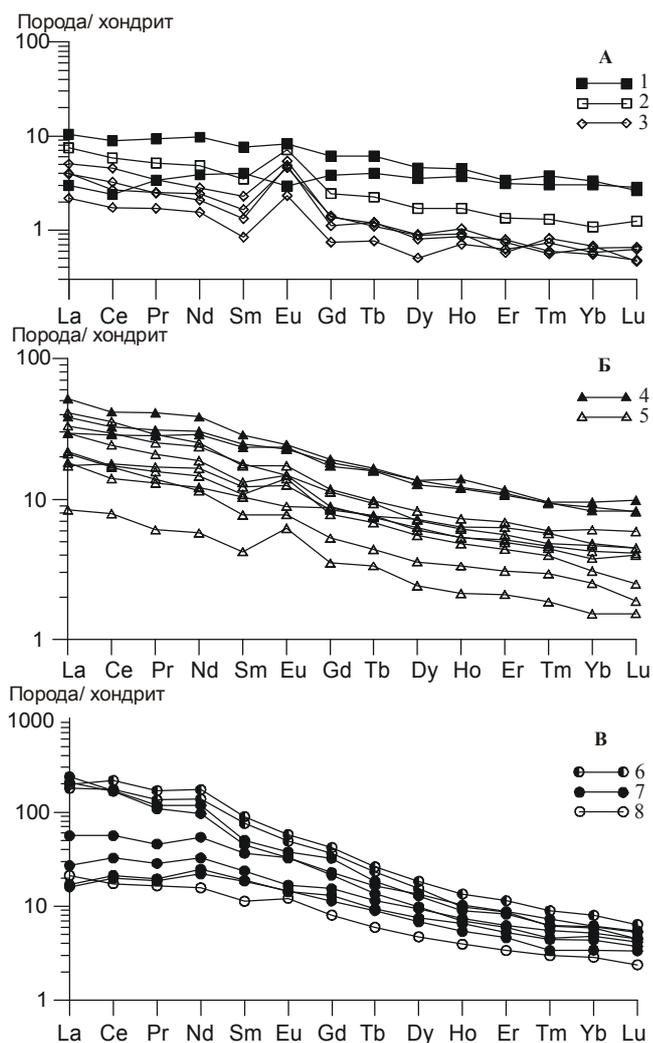
Образец	I-416	I-417	I-418	I-420	I-421	I-422	I-423	I-424	I-425	I-426	I-428	I-429	I-433	I-434	I-435	I-431
SiO <sub>2</sub>	53.80	53.75	44.04	54.50	51.49	48.43	48.08	51.28	46.03	47.65	50.07	50.06	51.26	51.06	50.20	46.86
TiO <sub>2</sub>	1.22	1.30	4.56	1.07	2.12	0.50	0.58	0.60	0.70	0.73	0.73	0.65	0.36	0.59	0.83	1.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.48	16.83	12.71	14.81	13.87	9.75	7.08	3.97	4.79	3.89	4.11	3.92	16.34	4.13	4.53	20.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.42	8.36	14.21	7.71	9.96	9.66	11.00	11.65	13.08	11.14	10.33	10.48	6.88	10.25	11.72	7.24
MnO	0.13	0.11	0.11	0.13	0.09	0.15	0.16	0.19	0.17	0.16	0.17	0.17	0.12	0.15	0.17	0.05
MgO	4.89	5.46	8.46	7.04	7.63	16.81	18.79	20.18	20.2	20.07	16.59	17.04	9.88	17.50	20.00	6.59
CaO	7.14	7.23	9.39	8.65	8.12	13.43	13.08	11.21	11.85	14.82	16.19	15.35	11.16	14.31	11.05	10.57
Na <sub>2</sub> O	4.17	4.17	2.68	3.69	3.19	0.86	0.71	0.42	0.51	0.62	0.61	0.66	2.32	0.66	0.66	3.32
K <sub>2</sub> O	1.41	1.28	1.61	1.14	1.79	0.07	0.08	0.11	0.10	0.10	0.12	0.09	0.28	0.17	0.16	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.34	1.43	0.32	0.96	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04
ппп	0.8	1.04	0.67	0.73	0.79	0.25	0.40	0.45	2.62	0.68	1.10	1.65	1.30	0.99	0.72	1.62
Σ	99.87	99.86	99.86	99.8	100.01	99.93	100.00	100.08	100.10	99.90	100.04	100.1	99.93	99.84	100.07	99.80
Cs	-	0.91	0.55	0.49	0.61	0.07	-	0.08	-	-	-	-	0.31	0.1	-	0.27
Sr	1170	1070	676	1370	779	663	422	74	86	95	100	87	1180	90	126	1690
Ba	-	940	1053	822	1170	52	-	40	-	-	-	-	219	149	-	634
Ga	-	24	24	24	26	11	-	8	-	-	-	-	15	8	-	23
La	-	56.65	42.39	49.31	46.71	3.79	-	4.02	-	-	-	-	5.02	6.39	-	13.29
Ce	-	102.88	106.41	101.91	132.83	12.07	-	12.97	-	-	-	-	10.63	19.89	-	34.40
Pr	-	10.98	12.50	10.07	15.71	1.72	-	1.82	-	-	-	-	1.53	2.65	-	4.25
Nd	-	54.20	63.00	44.12	79.17	10.07	-	11.27	-	-	-	-	7.14	14.85	-	24.71
Sm	-	7.43	11.21	6.65	13.28	2.73	-	2.79	-	-	-	-	1.67	3.51	-	5.40
Eu	-	2.12	2.76	1.85	3.25	0.81	-	0.80	-	-	-	-	0.68	0.94	-	1.83
Gd	-	6.41	7.22	4.24	8.37	2.25	-	2.61	-	-	-	-	1.60	3.05	-	4.53
Tb	-	0.66	0.84	0.49	0.95	0.32	-	0.34	-	-	-	-	0.21	0.41	-	0.59
Dy	-	3.17	3.78	2.41	4.51	1.67	-	1.84	-	-	-	-	1.16	2.31	-	3.31
Ho	-	0.49	0.53	0.38	0.73	0.29	-	0.35	-	-	-	-	0.21	0.40	-	0.56
Er	-	1.31	1.38	0.95	1.82	0.74	-	0.84	-	-	-	-	0.54	0.99	-	1.40
Tm	-	0.15	0.15	0.11	0.22	0.08	-	0.11	-	-	-	-	0.07	0.14	-	0.18
Yb	-	0.97	0.94	0.77	1.28	0.55	-	0.70	-	-	-	-	0.46	0.82	-	0.99
Lu	-	0.13	0.11	0.10	0.16	0.08	-	0.09	-	-	-	-	0.06	0.11	-	0.13
Y	-	17	17	12	23	9	-	10	-	-	-	-	5	13	-	17
Th	-	1.99	1.98	4.14	3.74	0.12	-	0.44	-	-	-	-	0.28	0.71	-	0.92
U	-	0.33	0.39	0.78	0.66	0.01	-	0.08	-	-	-	-	0.07	0.14	-	0.23
Zr	-	101	94	190	94	22	-	33	-	-	-	-	22	46	-	98
Hf	-	2.42	2.89	4.63	2.96	0.89	-	1.23	-	-	-	-	-	1.65	-	2.89
Nb	-	7.11	7.31	7.07	7.70	0.03	-	0.18	-	-	-	-	0.66	0.59	-	4.97
Sn	-	-	2	1	2	1	-	1	-	-	-	-	-	1	-	1
Mo	-	1	1	2	1	1	-	1	-	-	-	-	2	1	-	2
Zn	-	113	192	175	106	67	-	85	-	-	-	-	45	74	-	50
Cu	-	56	147	29	62	149	-	177	-	-	-	-	40	211	-	45
Co	-	40	58	36	55	78	-	99	-	-	-	-	45	77	-	53
Ni	-	110	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	16	27	30	34	37	-	42	-	-	-	-	31	49	-	41
V	-	213	395	150	352	147	-	183	-	-	-	-	117	198	-	342

Примечание. Обр. I-416, I-420 – метагаббро; I-417, I-421, I-431, I-433 – габбро; I-422 – габбронорит; I-418 – плагиопироксенит; I-423, I-424, I-425, I-426, I-428, I-429, I-434, I-435 – пироксениты. Оксиды даны в мас.%, элементы – в ppm.

плагиоклазовой котектике. Породы этого массива характеризуются наименьшим уровнем содержаний LILE, HFSE, низкими концентрациями и слабо дифференцированным спектром REE. Модельные расчеты [10] показывают, что состав первичного расплава Лукиндинского массива, вероятнее всего, образовался при равновесном парциальном плавлении деплетированного шпинельсодержащего мантийного источника, при давлении 25 кбар, температуре 1750–

1800°C, содержании воды в источнике 0.1% и степени плавления 40–50 %.

Для образований *Кенгуракского и Монголийского массивов* характерной особенностью являются преобладание среди породообразующих темноцветных минералов клинопироксена и практическое отсутствие оливина, поэтому наиболее основными породами массивов являются пироксениты. Наличие ультрабазитов на глубине не исключается, так как



**Рис. 7.** Распределение REE в породах Лукиндинского, Кенгуракского, Монголийского и Веселкинского массивов, нормированных по хондриту C<sub>1</sub> [16].

А – породы Лукиндинского массива: 1 – дуниты, плагиодуниты, 2 – габброиды, троктолиты, 3 – анортозиты; Б – породы Кенгуракского и Монголийского массивов: 4 – пироксениты, 5 – габбро, габброанортозиты; В – породы Веселкинского массива: 6 – габбро, пироксениты краевой группы, 7 – пироксениты, габбро нижней расслоенной серии, 8 – габбро верхней расслоенной серии.

массивам соответствуют положительные гравитационные аномалии, а анортозиты и пироксениты не являются породами повышенной плотности.

Несмотря на интенсивные изменения пород массивов основные петрохимические особенности проявлены достаточно ярко и обусловлены особенностями минерального состава. Для описываемых образований характерны незначительные колебания MgO при резком увеличении SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и снижении CaO и

FeO. Составы пород принадлежат оливин-клинопироксеновой котектике, что отличает их от других массивов Западно-Станового террейна. Габброиды и клинопироксениты характеризуются резко дифференцированным спектром REE, что характеризует высокую степень фракционирования исходного расплава. Ведущая роль в этом принадлежала кристаллизации и осаждению клинопироксена и плагиоклаза.

В составе *Веселкинского массива* представлена широкая гамма пироксенитов и габброидов, образующих достаточно полный разрез расслоенного интрузива.

Геохимические особенности пород, в том числе дифференцированный спектр лантаноидов, свидетельствуют о высокой степени фракционирования исходного расплава. При этом, определенный дефицит LREE может быть объяснен большой глубиной и температурой его формирования, при которых эти элементы могли войти в состав пироксенов. Согласно модельным расчетам, становление Веселкинского массива происходило при давлении не менее 8 кбар, о чем свидетельствует совместное существование трех пироксенов – бронзита, пижонита, авгита (диопсида) и структур распада феррихромпикотита на хромшпинель и хроммагнетит, что характерно либо для малых интрузий, либо для глубинных условий формирования, но при быстром выходе на поверхность, либо на контактах с холодной вмещающей средой.

Состав исходного расплава Веселкинского массива, определенный независимыми способами – средневзвешенным и моделированием – отвечает субщелочному пикритоиду, кристаллизация которого происходила при давлении около 10 кбар, начальной температуре кристаллизации 1320–1350°C. Фракционирование субщелочного пикритоидного расплава привело к формированию, с одной стороны, дунитов, с другой стороны – пород габбро-монцитонитоидной ассоциации [4].

Выше упоминалось, что возраст ультрабазит-базитовых массивов Западно-Станового террейна является предметом дискуссий, при этом абсолютное большинство геологов относит их к докембрийским образованиям. Полученные авторами изотопно-геохронологические данные для габброидов Веселкинского массива свидетельствуют о том, что, по крайней мере, некоторые из них имеют существенно более молодой, раннемезозойский возраст. Эти данные находятся, с одной стороны, в остром противоречии с существующими представлениями о формировании континентальной коры Западно-Станового террейна, с другой – они хорошо согласуются с результатами изотопно-геохронологических исследований после-

Таблица 5. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из габбро Веселкинского массива.

№ обр./ № фракции	Размер фракции, $\mu\text{м}$ /навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
И-417/1	+100/11.7	7.5	174.9	248	0.1088±11	0.7559±15	0.02476±7	0.1709±14	0.47	157.7±7	160.2±8	197.9±18
И-417/2	-100+75/5.2	5.8	139.7	360	0.08964±9	0.7223±7	0.02534±8	0.1719±21	0.41	161.3±4	161.1±7	157.8±26
И-417/3	-75+50/8.8	5.3	129.8	527	0.07653±8	0.6869±7	0.02615±5	0.1764±15	0.42	166.4±6	164.9±7	144.4±18

Примечание. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [21]. Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ . Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. \* – Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси-Крамера [20].

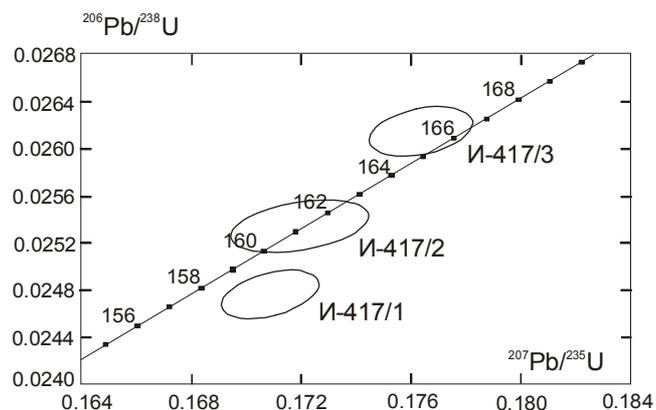


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбро Веселкинского массива.

дного времени, проводимых в данном регионе [11–13].

Следует обратить внимание, что базитовые массивы, близкие по вещественному составу Веселкинскому, образуют прерывистую цепочку вдоль северного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса. Если предположить, что они имеют и такой же возраст, то их становление безусловно связано с процессами формирования указанного пояса.

### ВЫВОДЫ

Приведенные выше материалы в первую очередь свидетельствуют о том, что рассматриваемые массивы обладают яркими индивидуальными особенностями, которые выражаются в следующем.

1. По формационному составу пород Лукиндинский массив принадлежит дунит-троктолит-габбровой, Кенгуракский и Монголийский – габбро-анортозитовой, Веселкинский – перидотит-вебстерит-габбровой формациям.

2. По своим петрохимическим особенностям составы пород изученных массивов отвечают оливин-

плагиоклазовой (Лукиндинский), клинопироксен-плагиоклазовой (Кенгуракский и Монголийский) и ортопироксен-плагиоклазовой (Веселкинский) котектикам.

3. В целом, за единичными исключениями, составы пород Лукиндинского массива близки составу недифференцированной мантии, тогда как породы Кенгуракского, Монголийского и Веселкинского массивов существенно обогащены LILE, HFSE, REE. При этом, геохимические особенности пород Кенгуракского, Монголийского массивов, с одной стороны, и Веселкинского, с другой, существенно различны.

Таким образом, изученные массивы, по нашему мнению, принадлежат различным магматическим комплексам. Полученная для них петролого-геохимическая характеристика позволяет рассматривать эти массивы в качестве своеобразных «реперных» объектов или прообразов «петротипов» в пределах Западно-Станового террейна.

Возраст ультрабазит-базитовых комплексов южного обрамления Северо-Азиатского кратона до сих пор является предметом дискуссий. Авторами получены данные, что некоторые из них имеют не докембрийский, а раннемезозойский возраст. На этом основании можно предполагать связь образования этих комплексов с процессами формирования Монголо-Охотского складчатого пояса, хотя характер этой связи, ввиду крайней ограниченности данных, в настоящее время раскрыть невозможно.

Авторы статьи выражают глубокую признательность рецензенту чл.-корр. РАН В.А. Глебовицкому за конструктивные замечания, которые позволили значительно улучшить текст рукописи.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

2. Бучко И.В. Минералого-геохимические особенности и природа расслоенных ультрабазит-базитов юго-восточного обрамления Сибирской платформы (на примере Веселкинского массива): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Благовещенск, 1999. 24 с.
3. Бучко И.В., Кудряшов Н.М., Деленицин А.А. Геохимия и геохронология расслоенного мафит-ультрамафитового комплекса (южное обрамление Сибирского кратона) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 94–96.
4. Бучко И.В. Состав исходного расплава и магматического субстрата веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2005. Т.24, №1. С. 85–92.
5. Геологическая карта региона БАМ. Лист N-51-Б. 1:500 000 / Ред. Л.П. Карсаков. Л.: ВСЕГЕИ. 1984.
6. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000: Объясн. зап. СПб., Благовещенск, Харбин, 1999. 135 с.
7. Козак З.П., Давыдов А.С., Вахтомин К.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000: 2-е изд. Серия Становая. Лист N-51-XV. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
8. Козак З.П., Давыдов А.С., Вахтомин К.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. 2-е изд. Серия Становая. Лист N-51-XVI. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
9. Кривенко А.П., Балькин П.А., Майорова О.Н. Хромшпинелиды дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1981. № 12. С. 71–79.
10. Лавренчук А.В., Балькин П.А., Бородина Е.В. Состав исходного расплава и мантийного субстрата Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива Становой складчатой системы // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск. 2002. Т.1. С. 114–119.
11. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.
12. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геология и геофизика. 2002. Т.43, № 4. С. 395–399.
13. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Саватенков В.М. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 253–257.
14. Магматические формации СССР. Т.1, 2 / Ред. В.Л. Масайтис. Л.: Недра, 1979. 319 с.
15. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объясн. зап. к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО "Дальгеология", 1990. 215 с.
16. McDonough W., Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.
17. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
18. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–557. 1991. 64 p.
19. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
20. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
21. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36, N 2. P. 359–362.

Поступила в редакцию 20 мая 2004 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

*I.V. Buchko, N.M. Kudryashov*

**Geochemical peculiarities of stratified massifs of the eastern part of the West-Stanovoy terrane (southern framing of the North Asian craton)**

The paper offers a comprehensive petrological and geochemical characteristic of the Lukinda, Kengurak, Mongoli, and Veselkinsky ultrabasic-basite massifs of the West Stanovoy terrane in the southern framing of the North Asian craton. The study massifs have genuine peculiarities expressed in their rock associations, petrogeochemistry of their rocks, and most likely they belong to different intrusive complexes. The petrological and geochemical characteristics obtained for the above massifs allowed us to consider them as peculiar "bench marks" or models of "petrotypes" within the West Stanovoy terrane. Using the U-Pb method, the authors have placed the age of the Veselkinsky massif in the range 165±25 Ma. It is the evidence that some ultrabasic-basite massifs of the West Stanovoy terrane are rather of Early Mesozoic age than of Precambrian age, and are likely to be related to the processes of formation of the Mongol-Okhotsk fold belt.