

Ш. К. БАЛТЫБАЕВ, С. Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО (ИГГД РАН), В. В. БАЛАГАНСКИЙ (ГИ КНЦ),
А. В. ЮРЧЕНКО, Ю. С. ЕГОРОВА, Е. С. БОГОМОЛОВ (ИГГД РАН)

ВОЗРАСТ И МЕТАМОРФИЗМ КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВ ПОБУЖСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА УКРАИНСКОГО ЩИТА – ДРЕВНЕЙШИХ ВУЛКАНИТОВ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучены метаморфизованные мафиты и ультрамафиты (кристаллосланцы) днестровско-бугской серии западной части Украинского щита в пределах Днестровско-Бугской провинции. Основная часть кристаллосланцев содержит гранат-клинопироксен-ортопироксеновые и двупироксеновые минеральные парагенезисы, относящиеся к гранулитовой фации метаморфизма. Протолитом кристаллосланцев служат вулканиды с возрастом древнее 3,2 млрд лет, что позволяет отнести их к древнейшей зеленокаменной ассоциации фундамента Восточно-Европейской платформы. Кристаллосланцы испытали неоднократные деформации и полиметаморфизм, главные метаморфические минеральные парагенезисы в них образовались или полностью переуравновесились в отношении главных и примесных элементов в палеопротерозойский этап, как это следует из U-Pb данных по циркону и Sm-Nd определению возраста граната. Пиковые условия палеопротерозойского этапа метаморфизма кристаллосланцев соответствуют давлению 7–9 кбар и температуре 780–900 °С, регрессивный тренд характеризуется сопряженным снижением давления и температуры до 4–6 кбар и 600–650 °С.

Ключевые слова: Украинский щит, кристаллосланцы, минеральные парагенезисы, гранулитовая фация метаморфизма, циркон, Sm-Nd возраст граната.

Metamorphosed mafic and ultramafic rocks of the Dniestr-Bug sequence located at the the Dniestr-Bug province were studied in the western Ukrainian shield. The most part of the basic metamorphic rocks consists of garnet-clinopyroxene-orthopyroxene and two-pyroxene assemblages of granulite facies. An age of 3 Ga or older of the volcanic rocks suggested as a protholite of the studied rocks imply the oldest greenstone association of the East-European platform. The mafic metamorphic rocks have been suffered several deformations and polymetamorphism, the main metamorphic mineral assemblages were occurred or their main and isotope elements were totally re-equilibrated during Early Proterozoic time as it follows from U-Pb data of zircon and Sm-Nd age of garnet. The peak conditions of the Proterozoic stage of metamorphism recorded in the rocks were estimated as $P = 7-9$ kb and $T = 780-900$ °C, while the regressive path is characterized by a coherent decreasing of P and T down to 4–6 kb and 600–650 °C.

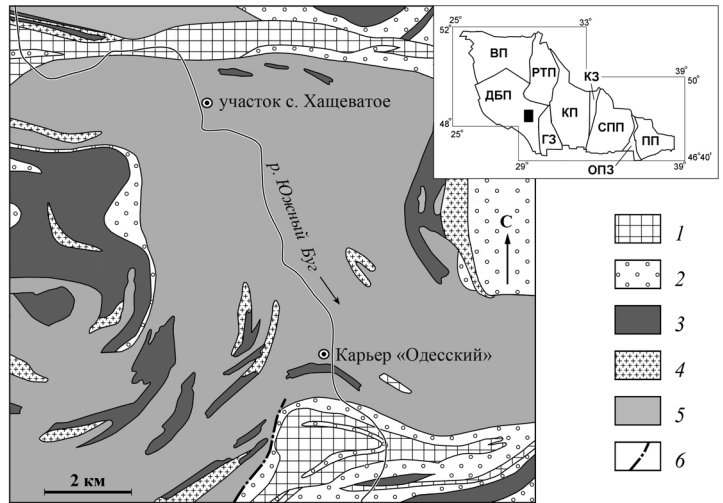
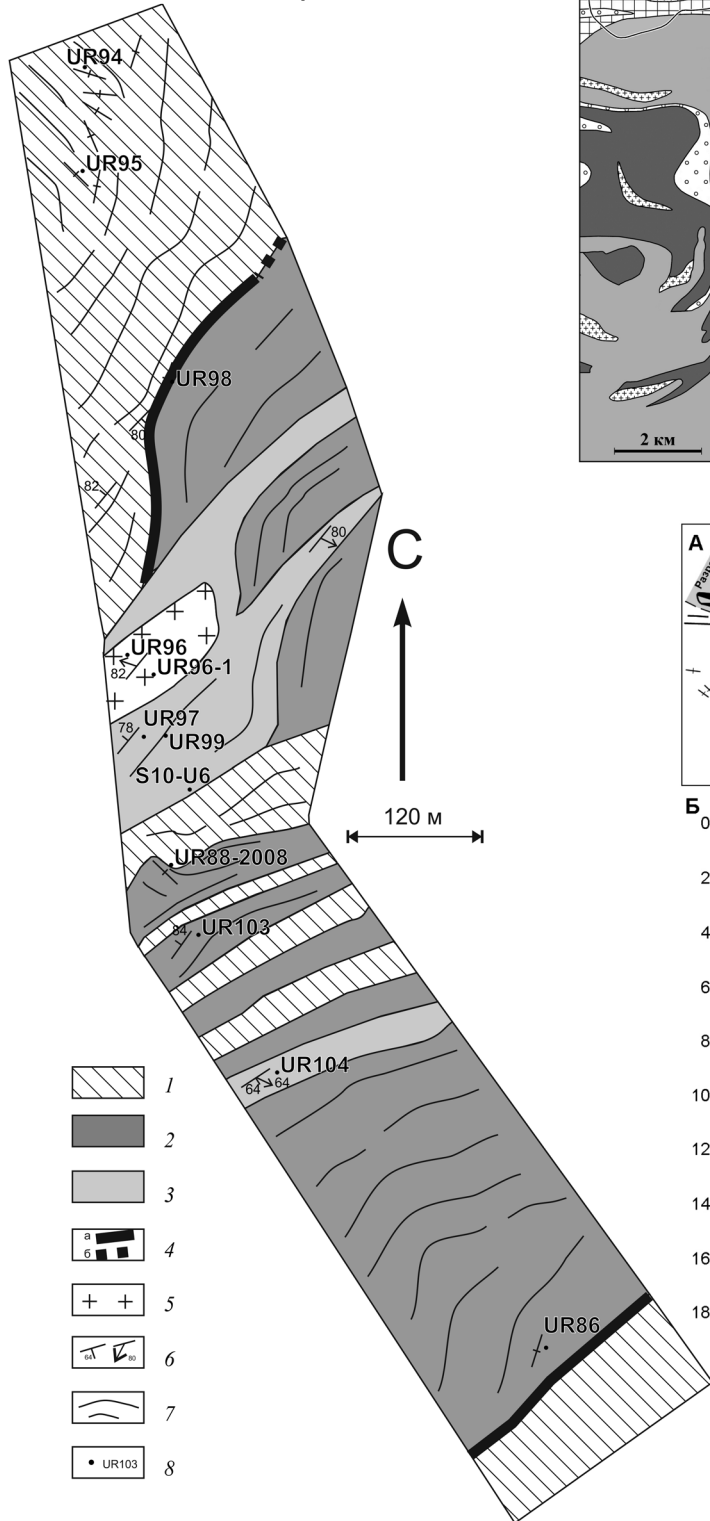
Keywords: Ukrainian shield, mafic metamorphic rocks, mineral assemblages, granulate facies, zircon, Sm-Nd age of garnet.

Введение. Побужский гранулитовый комплекс расположен в западной части Украинского щита на юге Днестровско-Бугской провинции (ДБП) (рис. 1, врезка). Этот комплекс состоит из пород с широко варьирующим содержанием кремнезема, в которых доля мафитов и ультрамафитов составляет около 10% [5]. Среди мафитов преобладают пироксенсодержащие кристаллосланцы, которые слагают толщи, небольшие линзы и дайки в гнейс-сэндербитах [3]. Поскольку кристаллосланцы ДБП всеми исследователями региона относятся к палеоархейским образованиям [5 и ссылки к ней], то их изотопный возраст и метаморфические преобразования представляют особый интерес. Выяснение этих вопросов позволяет реставрировать ранние этапы эволюции процессов, раскрывающие особенности тектонических обстановок, и, в частности, роль и значение участия базитового вещества в образовании древней архейской коры. Многостадийная тектоно-метаморфическая история кристаллосланцев определила главную задачу исследований: установление времени и параметров метаморфизма. Рассмотрим новые материалы преимущественно по изотопной геохронологии и петрологии кристал-

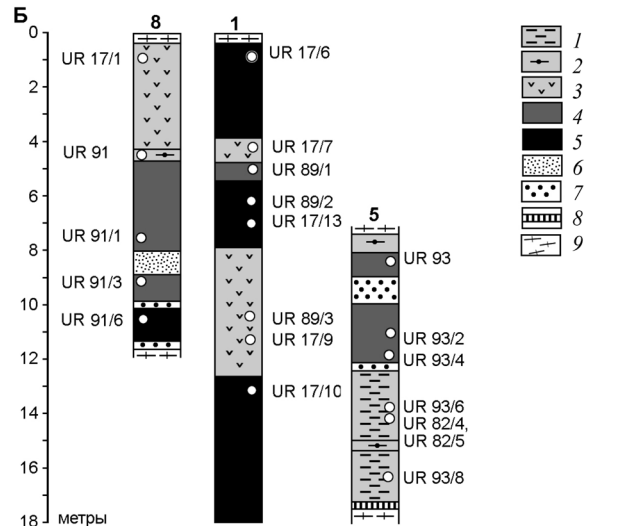
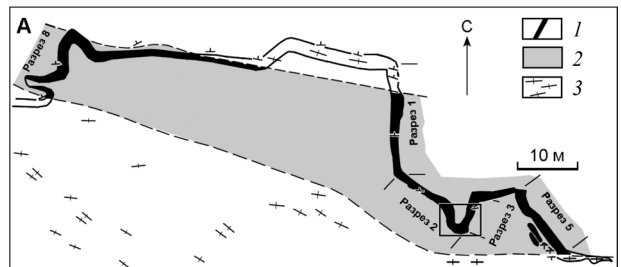
лосланцев. Данные по петро- и геохимии кристаллосланцев, включая изотопную Nd-геохимию, будут представлены в статье «Происхождение кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита» (С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, А. Б. Вревский, Ю. С. Егорова, Ш. К. Балтыбаев, В. В. Балаганский, Е. С. Богомолов, Л. М. Степанюк, А. В. Юрченко).

Аналитические методы и подходы. Анализ Sm-Nd систем пород и минералов производился с применением метода изотопного разбавления для определения концентраций самария и неодима (ИГГД РАН, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). В предварительно растертые навески проб добавлялись взвешенные количества растворов смешанного индикатора $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$. Затем пробы разлагались в смеси азотной и плавиковой кислот. Выделение самария и неодима для изотопного анализа производилось в две ступени. Первая – катионообменная хроматография на смоле AG50W-X8 для отделения редкоземельных элементов от общей массы вещества пород и минералов. Вторая – экстракционная хроматография с использованием

Участок с. Хашеватое



Карьер «Одесский»



жидкого катионообменного экстрагента HDEHP на тефлоновом носителе.

Изотопный анализ Sm и Nd выполнялся на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,7219. Нормализованные отношения приводились к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,511860 в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний

Sm и Nd 0,5%. Уровень холостого опыта для Sm 10 и для Nd 20 пкг.

Результаты анализа параметров международного стандартного образца BCR-1: содержание Sm 6,45, Nd 28,4 мкг/г, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $0,1383 \pm 3$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $0,512654 \pm 8$ (средние значения из десяти определений). Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста пород, а также параметра ϵ_{Nd} осуществлялись по программе ISOPLOT [13] с использованием значений констант: $\lambda_{^{147}\text{Sm}}$ $6,54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ 0,512636, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ 0,1967

Рис. 1. Изученные кристаллосланцы на схеме геологического строения района с. Хашеватое и детальных разрезах карьера «Одесский» (Днестровско-Бугская провинция Украинского щита). Сост. В. В. Балаганский, Ш. К. Балтыбаев, С. Б. Лобач-Жученко, Л. М. Степанюк, А. В. Юрченко

Участок с. Хашеватое. 1 – гнейсоэндербиты, гнейсохарнокиты; 2 – кристаллосланцы Орх-Срх, Grt-Орх-Срх; 3 – гранатовые гнейсы, «гранулиты»; 4 – кварциты обнажающиеся (а) и задернованные (б); 5 – граниты двуполовошпатовые; 6 – элементы залегания (сланцеватость, линейность); 7 – вспомогательные структурные линии; 8 – обнажение и его номер.

Карьер «Одесский». А. 1–3 – днестровско-бугская серия: 1 – коренные выходы (стенки карьера), 2 – дно карьера, 3 – гнейсоэндербиты; Б. 1–4 – метабазалты (1 – железистые, 2 – глиноземистые, 3 – толеитовые, 4 – высокомагнезиальные); 5 – метакоматииты; 6–8 – кварциты (7 – гранатовые, гранат-магнетитовые и гранат-пироксеновые, 8 – магнетитовые); 9 – гнейсоэндербиты.

На врезке. Положение изученных детальных участков в структурах региона и схема тектонического строения Украинского щита: 1 – кварциты и карбонатные породы бугской серии; 2 – высокоглиноземистая толща (гнейсы силлиманитовые, кордиеритовые, гранатовые, биотитовые, амфиболовые, графитовые и графитосодержащие); 3 – основные породы (мафитовые гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты и габбро-амфиболиты); 4 – граниты нерасчлененные; 5 – эндербиты, мигматиты, чарнокиты; 6 – разломы.

ДБП – Днестровско-Бугская, СПП – Среднеприднепровская, КП – Кировоградская, ПП – Приазовская, РТП – Россинско-Тикичская, ВП – Волынская провинции. ГЗ – Голованевская, КЗ – Криворожская, ОПЗ – Орехово-Павлоградская шовные зоны

[10]. При расчетах вводились следующие значения относительных погрешностей определения Sm-Nd: 0,5% для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,005% для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Параметр ϵ_{Nd} определялся с точностью до $\pm 0,5$. Это соответствует уровню воспроизводимости результатов Sm-Nd анализа в ИГД РАН.

С целью избирательного растворения возможных включений, имеющих низкое отношение Sm/Nd, для исследуемых образцов гранатов применялся метод серноокислотного выщелачивания, включающий в себя обработку истертых в агатовой ступке кристаллов граната в течение 24 ч концентрированной H_2SO_4 при температуре 180 °C [6]. Такая обработка позволила значительно увеличить диапазон вариации отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и соответственно точность датирования исследуемых объектов.

Изотопные исследования U-Pb системы циркона выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург (SHRIMP II), где также были получены анализы содержания петрогенных и редкоземельных элементов в изученных породах. Валовой состав пород установлен методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, а анализ на редкие и редкоземельные элементы проводился на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELAN-DRC-6100.

Анализ химического состава минералов проводился в ИГД РАН (Санкт-Петербург) на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL, Япония).

Для термобарометрических оценок и расчета полей устойчивости метаморфических минеральных парагенезисов использованы компьютерные методы расчета на основе программ THERIAK-DOMINO

([8] с обновлениями К. де Капитани (1995–2012 гг.), компиляция программы от 16.10.2012), WINTWQ v.2.34 ([7] с обновлением 2007 г. из интернет-ресурса <http://geogratias.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst>), THERMOCALC ([11] с обновлениями 2003–2011 гг. из интернет-ресурса <http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc>). Используются две широко распространенные современные термодинамические базы данных минералов и моделей твердых растворов * (Р. Берман, Л. Аранович, 1996–2005; Т. Холланд, Р. Пауэлл, 1998–2010, с обновлениями 2012 г. из интернет-ресурса <http://titan.minpet.unibas.ch/>).

В расчетах WINTWQ использовалась база данных V&A96 (с обновлениями и исправлениями авторов) и соответствующие этой базе модели твердых растворов для гранулитовых парагенезисов (DEC06.SLN) (<http://geogratias.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst>).

Краткая геологическая характеристика и структурное положение кристаллосланцев, изотопные данные о возрасте протолита и времени метаморфизма кристаллосланцев. Кристаллосланцы изучены на двух участках ДБП: по левому берегу р. Южный Буг в районе с. Хашеватое (рис. 1) ($48^{\circ}17'$ с.ш., $29^{\circ}56'$ в.д.) и в карьере «Одесский» ($48^{\circ}13'$ с.ш., $29^{\circ}59'$ в.д.), в северной части которого кристаллосланцы слагают небольшую тектоническую линзу (рис. 1, врезка).

При детальном изучении разрезов карьера «Одесский» вместе с кристаллосланцами были обнаружены прослои метаморфизованных осадочных пород, представленных мономинеральными кварцитами, гранатовыми, гранат-пироксеновыми и магнетит-пироксеновыми кварцитами и гнейсами. В районе с. Хашеватое кристаллосланцы изучены в двух обнажениях, в одном из них они контактируют с пачкой метаморфизованных железистых осадков (обн. UR86, рис. 1). Участие в строении единого разреза вместе с кристаллосланцами также и метаморфизованных осадков указывает на то, что протолитом кристаллосланцев были скорее всего вулканические породы.

Кристаллосланцы испытали несколько этапов деформаций и метаморфизма. В карьере «Одесский» преобладает субширотное направление сланцеватости и полосчатости вулканогенно-осадочных пород, но внутреннее строение толщи супракрупных пород характеризуется тектонически осложненным линзовидным строением. Ни осадочные породы, ни различные по составу кристаллосланцы не прослеживаются по простиранию в субширотном направлении, что отражает сложную тектоническую и метаморфическую историю всей вулканогенно-осадочной толщи.

* В расчетах использовались модели смешения растворов: двухкомпонентная (шпинель-герцинит) идеальная для шпинели на основе базы данных JUN92 ([7] с модификацией К. де Капитани) (см. выше); четырехкомпонентная (пироп-гроссуляр-альмандин-спессартин) для граната (JUN92), трехкомпонентная (альбит-анортит-калишпат) для полевого шпата; трехкомпонентная (флогопит-аннит-Mn-биотит) для биотита (JUN92); четырехкомпонентная (мусковит-парагонит-Fe-селадонит-Mg-селадонит) для белой слюды, модификация Л. Келлера на основе JUN92, двухкомпонентная (Fe-Mg) идеальная для кордиерита и четырехкомпонентная (амезит-пеннин-Fe-амезит-Fe-пеннин) (JUN92), шестикомпонентная для ортопироксена на основе модификации JUN92 Ж. Ханзикером, трехкомпонентная (диопсид-геденбергит-жадеит) для клинопироксена на основе JUN92.

Наблюдаемые в кристаллосланцах района карьера «Одесский» субширотные плоскостные структуры соответствуют нескольким этапам деформаций архейского и палеопротерозойского времени. Ранние деформации сопровождались образованием линейности, близкой к вертикальной, поздние — горизонтальной линейностью. К одному из ранних этапов деформаций относится формирование местами тонкой полосчатости, определяемой в основном развитием амфибола и биотита за счет более ранних пироксенов. По-видимому, этот этап деформации архейский (~2,9 млрд лет), судя по геологическим соотношениям с некоторыми датированными породами региона, а также в соответствии с полученным U-Pb возрастом циркона (см. ниже). Полосчатость сминается вблизи тектонического контакта с гнейсоэнтербитами в широкие складки с пологими шарнирами, которые в свою очередь секутся крутой субширотной сланцеватостью. Последний этап деформаций проявлен широко и сопровождается кристаллизацией граната, который, как будет показано ниже, имеет палеопротерозойский возраст. Наблюдаются и более поздние тонкие зоны милонитизации, сложенные тонкозернистым амфиболом. Ассоциации минералов, образованные на палеопротерозойском этапе, преобладают, их РТ параметры рассмотрены ниже.

Время формирования изученной части супра-крупного комплекса определяется следующими данными. Линза кварцита, расположенная среди кристаллосланцев (пр. UR82/6, карьер «Одесский»), содержит разновозрастные детритовые цирконы, анализ которых позволяет оценить нижнюю границу образования вулканитов не древнее чем 3,5–3,4 млрд лет [1]. TDM_{Nd} для пяти образцов кварцитов от 3,37 до 3,5 млрд лет (наши неопубликованные данные). Верхним возрастным ограничением времени формирования кристаллосланцев служит присутствие включения в виде ксенолита деформированного кристаллосланца в гнейсоэнтербитах с возрастом 3,1 млрд лет (Zrn, SHRIMP II) [2]. Возраст от 3,5–3,4 до 3,1 млрд лет, полученный U-Pb датированием циркона [1, 2], совпадает с оценкой модельного возраста вулканитов по изотопному составу неодима [1] и позволяет ограничить нижнюю возрастную границу формирования вулканогенно-осадочных пород.

Анализ изотопного состава Nd (табл. 1) показывает, что у трех образцов кристаллосланцев ϵ_{Nd} (3,4 Ga) находится в пределах 1,1–1,6, а наименее измененный кристаллосланец UR17/16 имеет ϵ_{Nd} (3,4 Ga) = 1,1. Эти значения близки к значению 1,2, которое на линии эволюции DM [9] соответствует возрасту 3,4 млрд лет.

Таким образом, U-Pb возраст детритовых цирконов из кварцитов и TDM_{Nd} осадков позволяют ограничить время формирования изученной вулканогенно-осадочной толщи 3,4–3,2 млрд лет, а Sm-Nd данные кристаллосланцев соответствуют модельному возрасту 3,4 млрд лет.

Время протерозойского этапа метаморфизма, наложенного на протолит кристаллосланцев, определялось U-Pb и Sm-Nd методами (рис. 2, б, табл. 1, 2). U-Pb SHRIMP возраст циркона измерен для кристаллосланца UR82/4 (карьер «Одесский»). Был проанализирован U-Pb изотопный состав восьми зерен циркона в десяти точках. Все зерна округлой или овальной формы, существенно дис-

кордантны (6–11, одно 17%). Зерна различаются по свечению в КЛ и по этому признаку разбиты на две группы.

В первой цирконы характеризуются сильным свечением, есть единичные зерна с секториальной зональностью, а также имеющие строение «елочки». В одном из зерен отмечена также слабая осцилляторная (реликтовая?) зональность. Зерно с секториальной зональностью имеет максимальный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 3084 млн лет, дискордантность 6%. Все светлые в КЛ зерна характеризуются низкими (менее 100 ppm) содержаниями U и Th. Эти цирконы по форме, внутреннему строению и низким содержаниям U и Th могут рассматриваться как гранулитовые.

Вторая группа цирконов — темная, не прозрачная в КЛ. Они отличаются более высокими содержаниями U 145–875 и Th 33–137 ppm и характеризуются несколько меньшим $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом (~2,6 млрд лет), а также большой дискордантностью. Некоторые темные зерна имеют светлые каймы. $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст этих кайм определяется как раннепротерозойский, хотя и с большой погрешностью.

Для цирконов обеих групп возраст по $^{207}Pb/^{206}Pb$ отношению находится в диапазоне 3084–2225 млн лет. Надо отметить, что U-Pb система цирконов сильно нарушена, поэтому фигуративные точки проанализированных цирконов в основном находятся вне кривой конкордии. Построенная по всем точкам дискордия пересекает конкордию у верхнего значения 2958 ± 85 млн лет; $MSWD = 2,3$ (рис. 2, а). Исходя из этого, можно с некоторой долей условности предполагать проявление мезоархейского этапа метаморфизма. В то же время очевидно, что наблюдаемый разброс фигуративных точек проанализированных зерен циркона (рис. 2, а) свидетельствует о значительном и, возможно, неоднократном нарушении U-Pb системы цирконов. Судя по значению нижнего пересечения дискордии с конкордией, наиболее сильно проявившийся процесс, вызвавший дискордантность возраста, был палеопротерозойским. В пользу этого говорит и время (1741 ± 150 млн лет), определенное по нижнему пересечению дискордии с конкордией, которое, несмотря на большую погрешность, совпадает с Sm-Nd возрастом граната 1747 ± 11 млн лет (рис. 2, б, табл. 2). Вероятно, полученный нами возраст указывает на завершающие стадии палеопротерозойской эндогенной активности, когда температура достигла значения, соответствующего закрытию Sm-Nd системы в гранате (по разным оценкам минимальная около $600^\circ C$), потому что известные для пород региона изотопные данные указывают на пик протерозойской переработки 1,9–2,0 млрд лет. Выявлен, в частности, возраст циркона 1992 млн лет из линзовидного тела энтербита, апофиза которого сечет дайку кристаллосланца с возрастом циркона 1,95 млрд лет (карьер «Казачий Яр», находящийся в непосредственной близости к карьере «Одесский»). Помимо этого, практически во всех породах, в обоих карьерах, наряду с мезо- и палеоархейскими значениями возраста, содержится циркон с возрастом 1,96–1,93 млрд лет. Цирконы палеопротерозойского возраста 1,98–1,91 млрд лет в различном жильном материале пегматитов и гранитов выявлены и в соседнем с «Одесским» «Графитовом» карьере [3]. Известны монациты с возрастом 2034–2040 млн лет в чарноките карьера г. Гайворон и гранат-биотито-

U-Pb изотопный анализ циркона кристаллосланца UR82/4

Номер анализа	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	corr
1.1	0,24	49	11	0,23	17,2	2,474	1,7	0,1533	1,5	2,48	1,7	0,1512	1,7	8,4	2,4	0,403	1,7	0,71
2.1	0,17	53	13	0,26	20,4	2,229	1,8	0,1747	4,5	2,233	1,8	0,1733	4,6	10,69	4,9	0,4476	1,8	0,36
3.1	0,01	872	137	0,16	383	1,958	1,4	0,2003	1	1,958	1,4	0,2002	1	14,1	1,7	0,5108	1,4	0,81
3.2	—	93	36	0,40	27,5	2,911	1,6	0,1377	1,2	2,904	1,6	0,1398	1,5	6,64	2,2	0,3445	1,6	0,73
4.1	0,00	145	33	0,24	59,3	2,105	1,5	0,194	2,6	2,105	1,5	0,194	2,6	12,71	3	0,4751	1,5	0,51
4.2	0,22	338	146	0,45	133	2,18	2,1	0,18345	0,5	2,184	2,1	0,1815	0,59	11,45	2,2	0,4575	2,1	0,96
5.1	—	286	77	0,28	118	2,077	1,4	0,1923	0,71	2,076	1,4	0,1928	0,72	12,81	1,6	0,4819	1,4	0,89
8.1	0,00	2265	251	0,11	893	2,179	1,4	0,1774	0,94	2,179	1,4	0,1774	0,94	11,22	1,7	0,4589	1,4	0,84
6.1	0,06	26	4	0,17	15	1,503	2	0,2352	1,4	1,504	2	0,2346	1,4	21,51	2,4	0,665	2	0,82
7.1	0,00	569	106	0,19	216	2,265	1,5	0,1752	3,6	2,265	1,5	0,1752	3,6	10,66	3,9	0,4414	1,5	0,38

Примечание. Pb_e , Pb^* – содержание обыкновенного и радиогенного свинца. Ошибки приведены с погрешностью до 1σ.

Sm-Nd изотопный анализ граната кристаллосланца

Номер анализа	Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t_{DM} , млн лет	t_{DM} , 1800 млн лет
1	UR82/4-1A фр. 0.1	4,391	17,31	0,1533	0,512148±8	2520	2260
2	UR82/4 фр. 0.1	2,884	2,545	0,6863	0,518534±17	—	—
3	UR82/4 гранат Н	2,530	1,180	1,3004	0,525327±8	—	—

Примечание. фр. – фракция, мм. Н – после выщелачивания в соляной кислоте.

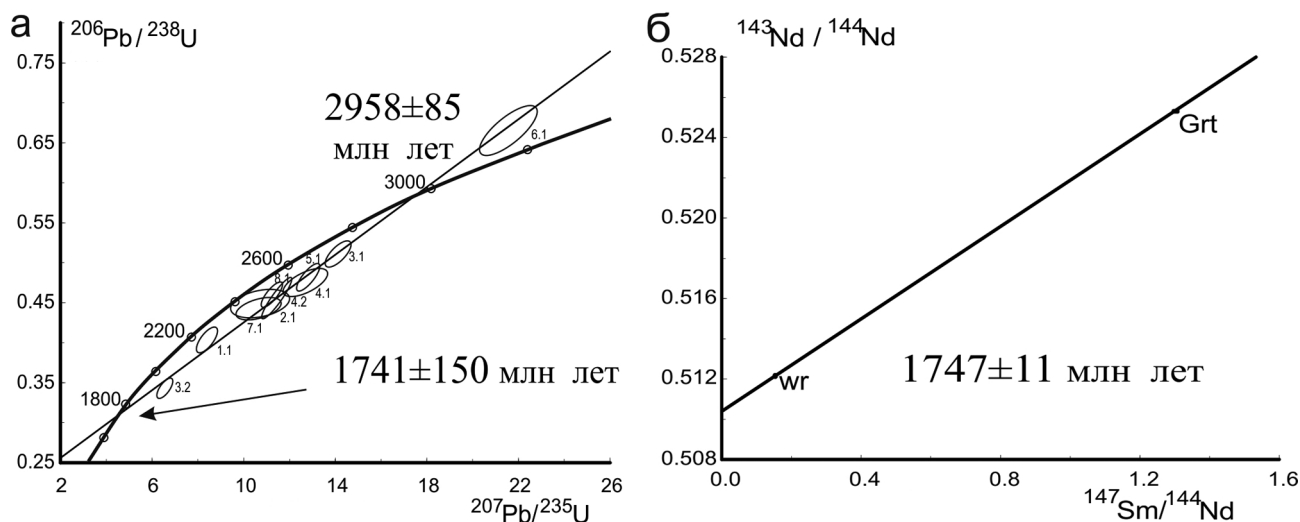


Рис. 2. Графики изотопного анализа U-Pb, Sm-Nd систем в цирконе и гранате

a – диаграмма с конкордией для популяции цирконов, преобразованных в палеопротерозойский этап метаморфизма. Цифры при эллипсах соответствуют номерам проанализированных точек, приведенных в табл. 2; *b* – двухточечная диаграмма Sm-Nd изотопного состава граната: вал (wr) – гранат (Grt) после сернокислотной обработки (табл. 2). Образец UR82/4

вом гнейсе с. Хашеватое. В регионе также выявлены монациты с возрастом 1858 ± 1 млн лет, как, например, из кварцита кошаро-александровской свиты бугской серии [3].

Таким образом, изотопный возраст циркона пр. UR82/4 предположительно определяет мезоархейский возраст одного из ранних этапов мета-

морфизма, что должно свидетельствовать о более древнем, чем 2,9–3,0 млрд лет, возрасте протолита (кристаллосланцев). Палеопротерозойский этап метаморфизма кристаллосланца определяется по нижнему пересечению дискордии с конкордией и совпадающей с такой оценкой Sm-Nd возрастом метаморфического граната.

Минеральный состав и условия метаморфического преобразования кристаллосланцев. Изученные кристаллосланцы карьера «Одесский» характеризуются минеральным составом, который определяется как исходным валовым составом пород, так и наложенными РТ условиями метаморфического преобразования. Минеральный состав изученных метабазальтов и метакоматиитов, по данным петрографического определения, приведен в табл. 3.

Следует отметить, что в основном распространены двупироксеновые кристаллосланцы, которые прямо указывают на условия гранулитовой фации метаморфизма. Гранат присутствует только в наиболее богатых железом метабазальтах,

или точнее, в породах, имеющих повышенное (Fe + Al)/Mg отношение. Во всех изученных (ранних) минеральных парагенезисах метабазальтов практически отсутствуют гидроксилсодержащие минералы, а выявленные небольшие количества биотита, амфибола чаще всего развиваются по клино- и ортопироксенам (биотит, иногда и по гранату) как вторичные фазы. В редких случаях встречается биотит, который пространственно отделен от других железомagneзиальных минералов (как правило, это единичные зерна), в таких случаях, возможно, он относится к раннему парагенезису. Полевые шпаты встречаются в менее Fe-Mg разновидностях кристаллосланцев. Содержание рудного минерала достигает 10 об.% и более; судя

Таблица 3

Минеральный состав пород по данным петрографического изучения

Номер образца/минерал	Grt	Bt	Orx	Cpx	Amph	Ol	Pl	Kfs	Qtz	R	Ser	Sos	Ms	Chl
Железистый метабаза́льт														
UR82/9	–	3–5	20–25	10–15	3–5	–	30–45	–	+	5	–	–	–	–
UR82/5	10–15	–	10	10–15	15–20	–	25	+	+	10	–	–	–	–
UR89/8	15–20	–	5–10	20–25	2–3	–	25–35	+	+	10	–	–	–	–
UR82/4	15–20	–	5–10	20–25	2–3	–	25–35	+	+	10	–	–	–	–
UR93/4	15–20	–	5–10	20–25	2–3	–	25–35	+	+	10	–	–	–	–
UR93/8	15–20	–	5–10	20–25	2–3	–	25–35	+	+	10	–	–	–	–
Толитовый метабаза́льт														
UR89/3	15	–	15	10–15	5	–	20–30	+	+	5–7	+	+	Ед.з.	–
17-1	7	–	15	10	10–12	–	20–30	+	+	5–7	+	+	Ед.з.	–
17-7	10–15	–	15	10	15	–	20–30	+	+	5–7	+	+	Ед.з.	–
17-9	15	–	15	10	5	–	20–30	+	+	5–7	+	+	Ед.з.	–
Глиноземистый метабаза́льт														
UR86	–	Ед.з.	5–10	15–25	10	–	25–35	–	+	1–5	–	–	–	–
UR 94/ 3-2011	–	–	Ед.з.	15–20	20	–	30	5–10	+	8–10	–	–	–	–
Высокомagneзиальный метабаза́льт														
UR89/1	–	–	?	15–20	20	–	20–30	5–10?	+	8–10	–	–	–	–
UR93	–	–	?	15–20	20	–	20–30	5–10?	+	8–10	–	–	–	–
UR89/9	–	–	5–10	15–20	15–20	–	20–30	5?	+	5	+	–	–	–
UR89/16	–	–	5–10	15–20	15–20	–	20–30	5?	+	5	+	–	–	–
UR91/1	–	1–2	15–20	15–20	1–3	–	25–35	–	+	5	–	–	–	–
Метакоматиит														
UR82/7	–	–	15	25	30–35	15	–	–	–	5	–	–	–	5
17/16	–	–	20	30–40	10–15	–	–	–	–	5	–	–	–	–
UR89/19	–	–	15–20	20–25	30–40	–	–	–	–	10	–	–	–	–
UR89/20	–	–	15–25	20–25	30–35	–	–	–	–	10–15	–	–	–	–
17/10	–	3-5	10	10–20	65	–	1–3	–	–	1–3	–	–	–	–

Примечание. Группы пород выделены по химическому составу, их обсуждение приводится в статье «Происхождение кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита». Содержание минералов в об.%. Знак плюс (+) обозначает, что указанный минерал может присутствовать в шлифе, Ед.з. – единичные зерна.

Приняты следующие сокращения названий минералов и миналов: ab – альбит, alm – альмандин, Amph – амфибол, an – анортит, ann – аннит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, en – энстатит, fs – ферросилит, Fsp – полевой шпат, gkl – гейкилит, gr – гроссуляр, Grt – гранат, hem – гематит, Ilm (ilm) – ильменит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, Ol – оливин, Orx – ортопироксен (гиперстен), ор – ортоклаз, phl – флогопит, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, rrp – пиррофанит, prg – паргасит, prp – пироп, R – рудный, Ser – серицит, Sos – сосюрит, sps – спессартин, wo – волластонит, Zrn – циркон.

по данным электронного микрозондового анализа, это чаще всего ильменит или магнетит. В качестве аксессуаров встречаются сульфиды железа, циркон, апатит, рутил, в одном случае бастнезит, карбонат.

В некоторых ключевых метабазах изучен химический состав минералов (табл. 4). Отмечается близость составов одноименных минералов по содержанию основных компонентов, хотя есть и некоторые особенности, о которых сказано ниже.

Клинопироксены относятся к диопсидам: средний состав близок к $en(\sim 0,36)fs(0,13-0,17)wo(\sim 0,47)$. Они часто встречаются в сростаниях с ортопироксеном и гранатом. Несмотря на некоторую изменчивость состава (например, $\#mg = 0,60-0,74$, табл. 4), какая-либо правильная зональность в диопсидах не выявлена.

Ортопироксены ферросилит-энстатитового ряда ($\#mg \sim 0,52-0,58$, табл. 4), с содержанием глинозема от 0,7 до 1,5 вес.%. Отмечается незначительное, но устойчиво повышенное содержание Mn (0,2–0,4 вес.%) в ортопироксенах из парагенезиса, где не встречается гранат (в последнем случае содержание Mn обычно не превышает 0,2 вес.%).

Гранаты пироп-гроссуляр-альмандинового состава: $\sim prp(15-19); gr(19-20); alm(59-65); sps(1);$ внутренняя композиционная зональность в них не проявлена (табл. 4).

Плагиоклазы с содержанием анортитовой молекулы 40–47%, в одном зерне (обр. UR82-4) обнаружен плагиоклаз с an 68% (табл. 4).

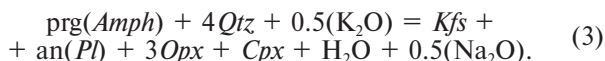
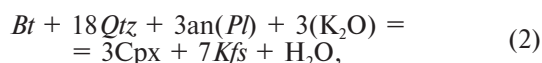
Биотиты аннит-флогопитового ряда ($\#mg = 0,53-0,55$) с содержанием TiO_2 от 5,5 до 6,5 вес.%(табл. 4).

Амфиболы, имеющие по сравнению с другими минералами наибольший диапазон составов, классифицируются [12] как магнезиальные и железистые паргаситовые роговые обманки (табл. 4); встречены отдельные зерна жедрита и антофиллита.

Имеющийся набор метаморфогенных минералов позволяет провести термо- и барометрические оценки с применением разных подходов.

На основе программы THERIAK-DOMINO с термодинамической базой данных [11] рассчитаны поля устойчивости минеральных парагенезисов для реальных валовых химических составов пород. Наибольший интерес представляло сравнение гранатосодержащих и безгранатовых ассоциаций с целью установления PT ограничений для появления критических $Grt-Opx-Cpx$ и $Opx-Cpx$ парагенезисов. Были выбраны химические составы метабазатов, отвечающие таким минеральным парагенезисам (обр. UR82-4, UR82-9). Из расчетов с использованием состава наиболее железистого (гранатосодержащего) метабазальта (рис. 3) вытекает, что парагенезис граната с двумя пироксенами возможен при достаточно высоких давлениях от 7 кбар и выше для температурного диапазона гранулитовой ступени метаморфизма. Для наблюдаемого раннего парагенезиса минералов в железистых метабазах ($Grt + Cpx + Opx + Pl + Kfs + Qtz \pm Bt$) параметры метаморфизма определяются как T 780–900 °C и P 8–10 кбар. В зависимости от величины активности воды температурная устойчивость биотита значительно варьирует: он может сохраняться примерно до 900 °C, если активность

воды (aH_2O) равна 1 или разлагается, начиная с ~ 700 °C с образованием калиевого полевого шпата (и ортопироксена) при $aH_2O \sim 0,3$ (рис. 3). Низкая активность H_2O обычно предполагается для гранулитовой ступени метаморфизма, точный расчет величины активности воды для рассматриваемых пород затруднителен из-за отсутствия равновесных составов, включающих водосодержащие минералы. Отметим, что расчеты указывают на появление калиевого полевого шпата только при распаде биотита, который служит основным поставщиком калия для образования Kfs. Строго говоря, нельзя исключить появление в метаморфической системе добавки калия извне при поступлении растворов и/или гранитных расплавов. В таком случае в метабазах образование калиевого полевого шпата можно ожидать как результат протекания следующих вероятных реакций:



Возможность третьей реакции определяется неустойчивостью амфибола при появлении двупироксен-калишпатового парагенезиса, что подтверждается нашими расчетами в THERIAK-DOMINO с использованием состава другого (более магнезиального и безгранатового) парагенезиса. В целом имеет место аналогичная предыдущему расчету картина, но для появления граната потребовалось более высокое давление от 8,5 до 9–10 кбар в зависимости от принятой температуры образования граната. Этот расчет вполне согласуется с природными наблюдениями гранатосодержащих парагенезисов в породах с разным Fe/Mg отношением. Для иллюстрации влияния Fe/Mg отношения на возникновение гранатосодержащих парагенезисов проведен расчет для системы с широкой вариацией этих элементов (рис. 4). Для некоторого диапазона состава пород Fe/Mg отношение у них меняется от 0,69 до 0,39, а реальный образец имеет Fe/Mg 0,51 и показан стрелкой у основания диаграммы (рис. 4), определены нижние границы давления, при котором может образоваться гранат от $\sim 7,8$ кбар у наиболее железистого состава и 9,8 кбар у наиболее магнезиального. Из этих данных следует, что отсутствие граната при умеренно магнезиальных составах породы можно объяснить тем, что давление минералообразования вряд ли было намного выше 9–10 кбар.

Совместный расчет по программе THERIAK-DOMINO полей устойчивости метаморфических минеральных парагенезисов и сопоставление результатов с наблюдаемыми парагенезисами в метабазах позволяют ограничить условия метаморфизма примерным диапазоном P от 7 до 9 кбар и T от 780 до 900 °C.

Методами расчета равновесных реакций на базе программ WINTWQ и THERMOCALC установлено, что химические составы минералов в основном не отвечают условиям равновесия в рамках критериев, принятых в вышеуказанных методиках. Это проявляется в отсутствии устойчивых пересечений

Выборочные химические

Компо- ненты	UR82/10				UR82/4				UR82/9					
	Орх	Орх	Орх	Орх	Орх*	Орх	Орх	Орх	Орх	Орх	Орх	Орх	Срх	Срх
	022	023	025	026	033	057	072	079	023	002	012	053	011	005
SiO ₂	51,75	52,21	51,91	51,81	51,93	52,36	52,48	52,28	51,23	51,59	52,23	52,59	51,78	51,81
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	1,51	1,07	1,46	1,55	1,40	1,26	0,83	0,73	1,49	1,36	1,03	0,67	2,05	2,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	28,46	28,23	28,37	27,38	28,47	26,81	27,29	27,91	28,83	28,38	25,72	26,93	10,33	11,46
MnO	0,16	0,13	0,00	0,00	0,00	0,23	0,18	0,19	0,26	0,29	0,40	0,24	0,00	0,22
MgO	17,82	18,15	17,91	18,88	17,65	18,91	18,89	18,49	17,72	17,94	20,14	19,09	12,64	12,05
CaO	0,30	0,21	0,35	0,38	0,55	0,43	0,33	0,40	0,47	0,44	0,48	0,48	22,72	21,90
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48	0,40
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Соотношение														
Si ⁴⁺	1,98	1,99	1,98	1,97	1,98	1,99	1,99	1,99	1,97	1,97	1,98	2,00	1,95	1,96
Ti ⁴⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ³⁺	0,07	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,04	0,03	0,07	0,06	0,05	0,03	0,09	0,10
Cr ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,91	0,90	0,91	0,87	0,91	0,85	0,87	0,89	0,93	0,91	0,81	0,86	0,33	0,36
Mn ²⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg ²⁺	1,02	1,03	1,02	1,07	1,01	1,07	1,07	1,05	1,01	1,02	1,14	1,08	0,71	0,68
Ca ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,92	0,89
Na ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
K ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Mg}	0,53	0,53	0,53	0,55	0,53	0,56	0,55	0,54	0,52	0,53	0,58	0,56	0,69	0,65

Компо- ненты	UR82/9	UR82/10			UR82/9	UR82/4				UR82/10			
	Amph	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Grt	Grt	Grt	Grt*	Grt	Grt	Grt	Grt
	050	008	014	017	008	001	006	031	046	002	004	005	021
SiO ₂	43,02	0,00	0,00	0,00	0,00	37,82	37,70	38,26	37,63	37,89	37,83	38,02	37,86
TiO ₂	1,85	51,29	52,88	51,62	49,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	12,42	0,00	0,00	0,00	0,00	21,27	21,24	21,31	21,31	21,68	21,63	21,24	21,07
Cr ₂ O ₃	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	15,77	48,41	45,22	48,06	48,58	28,22	28,96	28,06	28,04	29,37	29,81	29,66	30,44
MnO	0,00	0,00	1,53	0,00	1,32	0,47	0,72	0,56	0,60	0,40	0,44	0,47	0,59
MgO	10,77	0,00	0,00	0,00	0,50	4,71	4,17	4,85	4,78	5,41	4,89	5,18	4,73
CaO	12,59	0,00	0,00	0,00	0,00	7,50	7,22	6,96	7,64	5,25	5,40	5,43	5,31
Na ₂ O	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	1,87	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,77	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Соотношение													
Si ⁴⁺	6,34	0,00	0,00	0,00	0,00	2,98	2,98	3,00	2,97	2,98	2,98	3,00	3,00
Ti ⁴⁺	0,21	0,98	1,00	0,98	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ³⁺	2,16	0,00	0,00	0,00	0,00	1,98	1,98	1,97	1,98	2,01	2,01	1,97	1,97
Cr ³⁺	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,94	1,03	0,95	1,02	1,04	1,86	1,92	1,84	1,85	1,93	1,97	1,95	2,01
Mn ²⁺	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
Mg ²⁺	2,37	0,00	0,00	0,00	0,02	0,55	0,49	0,57	0,56	0,63	0,57	0,61	0,56
Ca ²⁺	1,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,63	0,61	0,59	0,65	0,44	0,46	0,46	0,45
Na ⁺	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ⁺	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{Mg}	0,55												
ilm		0,98	0,97	0,99	0,89	0,60	0,63	0,61	0,60	0,64	0,65	0,64	0,66
ppn		0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
gkl		0,00	0,00	0,00	0,02	0,18	0,16	0,19	0,18	0,21	0,19	0,20	0,18
hem		0,02	0,00	0,01	0,07	0,21	0,20	0,19	0,21	0,15	0,15	0,15	0,15

* Составы минералов, использованные для расчета PT по программе расчета равновесий WINTWQ (рис. 5).

составы минералов

		UR82/4		UR82/4										
	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх*	Срх	Вт	Вт	Вт*	Вт	Аmph	Аmph	Аmph	Аmph
	004	072	082	084	085	089	020	021	064	065	015	077	051	054
	51,89	52,48	53,30	52,06	53,18	52,69	36,87	37,44	38,09	38,40	45,39	52,86	42,14	43,45
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,49	5,41	5,51	5,72	1,16	0,00	1,99	1,72
	2,29	1,84	1,16	1,65	1,28	2,15	15,26	15,42	14,61	14,43	14,96	17,57	13,49	12,43
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,26	0,17	0,19	0,00	0,00	0,00	0,24
	10,21	9,25	8,61	9,73	9,31	11,24	18,74	18,33	18,86	18,18	28,42	9,90	18,20	16,67
	0,12	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,94	0,00	0,00	0,00
	12,20	12,60	13,60	12,91	13,41	12,20	11,76	12,55	12,76	12,62	4,39	6,04	8,90	10,35
	22,86	23,30	23,07	23,28	22,55	21,33	0,00	0,00	0,00	0,00	1,88	10,57	12,09	12,18
	0,43	0,40	0,26	0,37	0,27	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48	2,97	1,71	1,45
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,52	10,47	9,76	10,36	0,00	0,09	1,36	1,42
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,81	99,88	99,90	99,90	97,62	100,0	99,88	99,91
КАТИОНОВ														
	1,95	1,97	1,99	1,96	1,98	1,98	2,69	2,72	2,76	2,78	6,84	7,22	6,25	6,39
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,30	0,30	0,31	0,13	0,00	0,22	0,19
	0,10	0,08	0,05	0,07	0,06	0,10	1,31	1,32	1,25	1,23	2,66	2,83	2,36	2,15
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
	0,32	0,29	0,27	0,31	0,29	0,35	1,15	1,11	1,14	1,10	3,58	1,13	2,26	2,05
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00
	0,68	0,70	0,76	0,72	0,75	0,68	1,28	1,36	1,38	1,36	0,99	1,23	1,97	2,27
	0,92	0,94	0,92	0,94	0,90	0,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	1,55	1,92	1,92
	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,79	0,49	0,41
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,97	0,90	0,96	0,00	0,02	0,26	0,27
	0,68	0,71	0,74	0,70	0,72	0,66	0,53	0,55	0,55	0,55	0,21	0,52	0,47	0,53

		UR82/4		UR82/9		UR82/4				UR82/9			
		Fsp	Fsp	Fsp	Fsp	Pl	Pl*	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
		026	027	061	060	074	008	034	090	016	063	025	038
		63,95	63,97	62,73	63,46	49,79	57,04	55,52	56,37	55,97	56,43	56,79	57,08
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		19,25	18,82	20,11	19,69	31,79	27,31	28,28	27,69	28,27	27,73	27,57	27,64
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		0,00	0,00	0,01	0,03	0,52	0,08	0,00	0,00	0,14	0,00	0,04	0,00
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		0,00	0,00	0,00	0,00	14,19	8,64	9,88	9,26	9,44	8,79	8,86	8,43
		0,86	0,54	1,54	1,10	3,57	6,73	6,11	6,47	6,07	6,81	6,52	6,68
		15,43	15,97	13,69	15,12	0,15	0,20	0,21	0,21	0,11	0,24	0,22	0,17
		99,5	99,3	98,1	99,4	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
КАТИОНОВ													
		2,96	2,98	2,93	2,94	2,28	2,56	2,50	2,53	2,51	2,54	2,55	2,56
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		1,05	1,03	1,11	1,08	1,71	1,44	1,50	1,47	1,50	1,47	1,46	1,46
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,42	0,48	0,45	0,45	0,42	0,43	0,40
		0,08	0,05	0,14	0,10	0,32	0,59	0,53	0,56	0,53	0,59	0,57	0,58
		0,91	0,95	0,82	0,90	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
	an	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68	0,41	0,47	0,44	0,46	0,41	0,42	0,41
	ab	0,08	0,05	0,15	0,10	0,31	0,58	0,52	0,55	0,53	0,58	0,56	0,58
	or	0,92	0,95	0,85	0,90	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

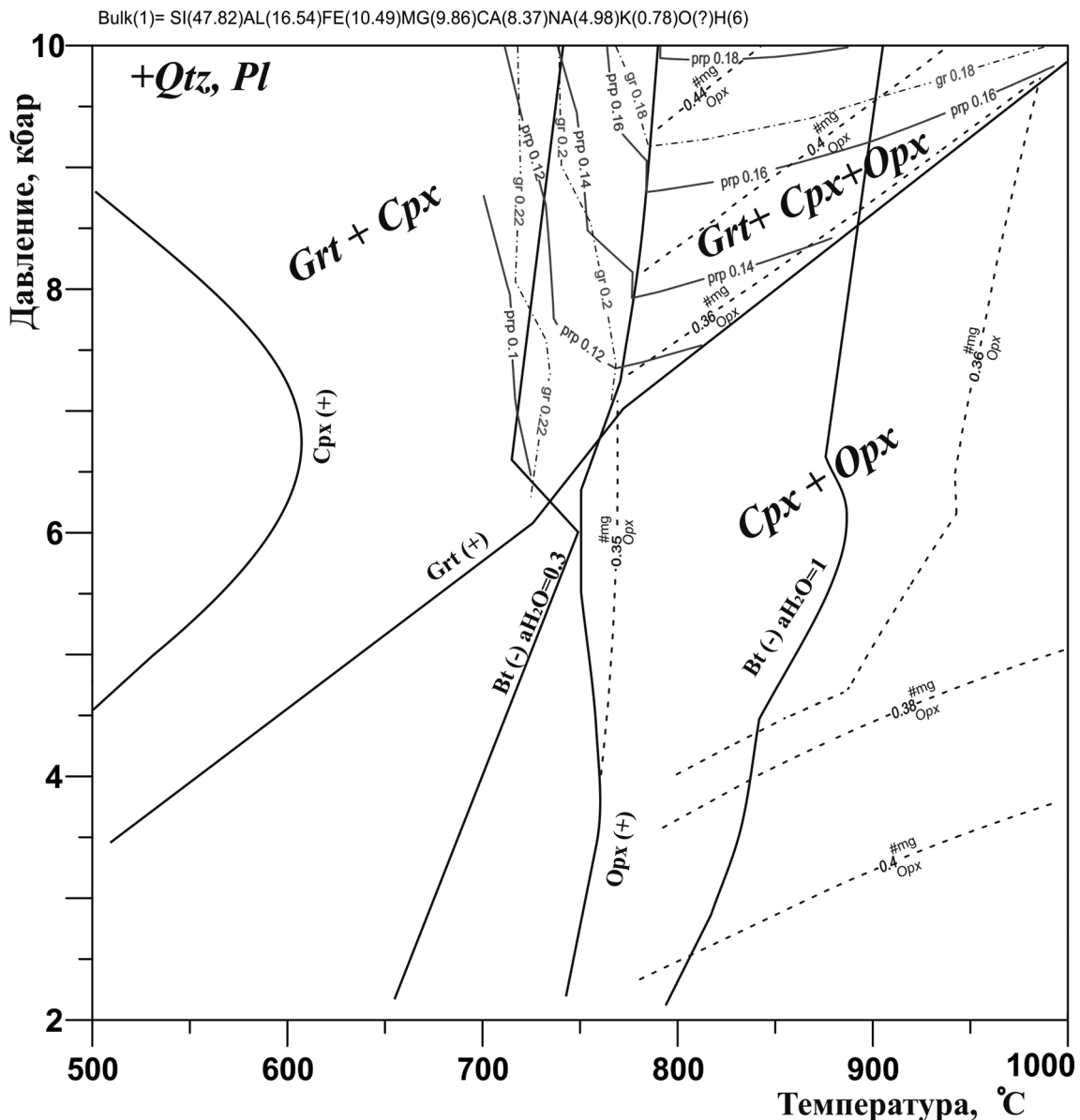


Рис. 3. *PT* диаграмма с указанием полей устойчивости минеральных парагенезисов метабазитов
 Сплошными линиями показаны поля появления (+) или исчезновения (-) минерала в соответствующем минеральном парагенезисе. Для биотита (*Bt*) показаны две области предельной устойчивости с повышением температуры, но с разной активностью воды в системе (a_{H_2O} 0,3 и 1)

трех или более независимых реакций в определенном узком *PT* диапазоне. Обращает на себя внимание и то, что не все расчетные составы твердых растворов совпадают с наблюдаемыми, например, магниальность *Opx* несколько ниже 0,42–0,46 (рис. 3) для предполагаемого *PT* диапазона формирования пород по сравнению с реальными составами. В отдельных случаях (рис. 5) удается выявить составы минералов, которые показывают *PT* условия образования, совпадающие с оценками по расчету THERIAK-DOMINO. Как нам представляется, практическое отсутствие равновесных «пучков» минеральных реакций говорит об изменении состава минералов при неоднократных тектонотермальных событиях, о которых, в частности, свидетельствуют нарушения U-Th-Pb системы цирконов из кристаллосланцев карьера «Одесский». В связи с этим использование валового состава породы для расчета *PT* условий метаморфизма может оказаться более надежным

в силу большей уверенности в сохранности валового химического состава породы, несмотря на перераспределение химических компонентов между минералами (в основном это касается перераспределения Fe и Mg между минералами при высоких постпиковых температурах).

Несмотря на широкие вариации средних *P* и *T*, методы расчета по WINTWQ и THERMOCALC все же подтверждают условия высокотемпературного (от 700 °C и выше) и относительно высокобарного (7 кбар и выше) метаморфического преобразования базитов. Расчет *PT* диапазона метаморфизма с привлечением наложенного амфибола указывает на тенденцию последующего снижения давления до 4–6 кбар и температуры до 600–650 °C.

Заключение. Возраст протолита кристаллосланцев древнее 3,2 млрд лет, что позволяет отнести их

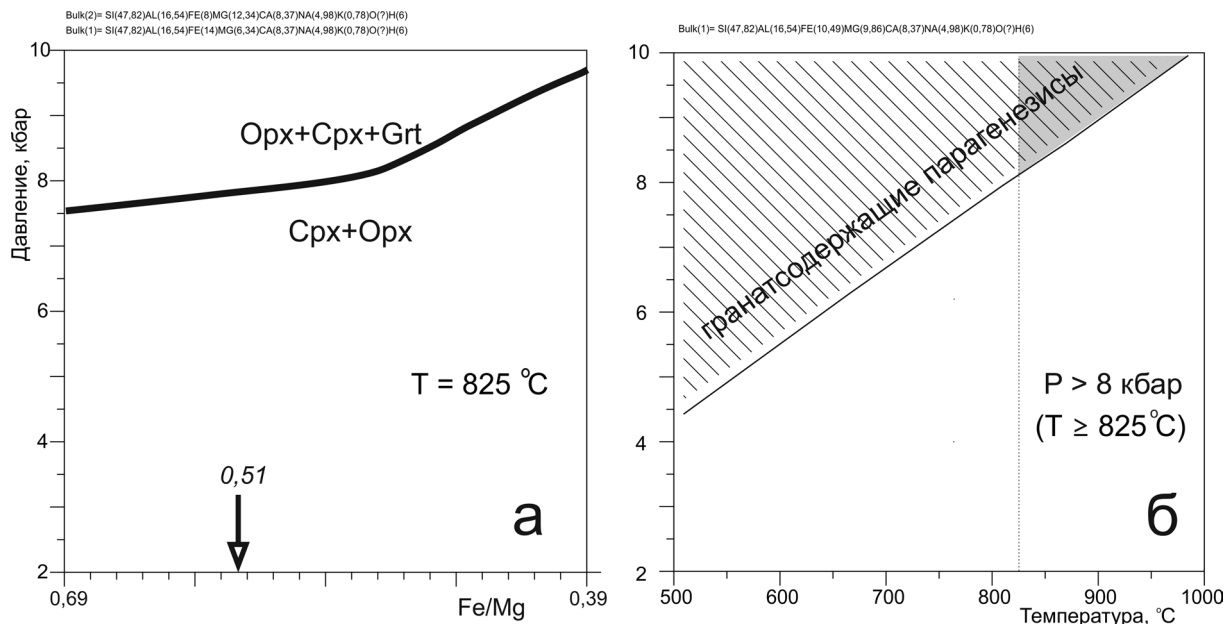


Рис. 4. Бинарная P - Fe/Mg (а) и PT (б) диаграммы, демонстрирующие влияние Fe/Mg отношения и термодинамических условий на появление граната в породе при метаморфизме метабазитов

Повышение магнезиальности пород способствует уменьшению поля устойчивости граната (диаграмма а). Поле устойчивого гранат-двупироксенового парагенезиса в метабазитах в условиях гранулитовой фации показано серым цветом (диаграмма б)

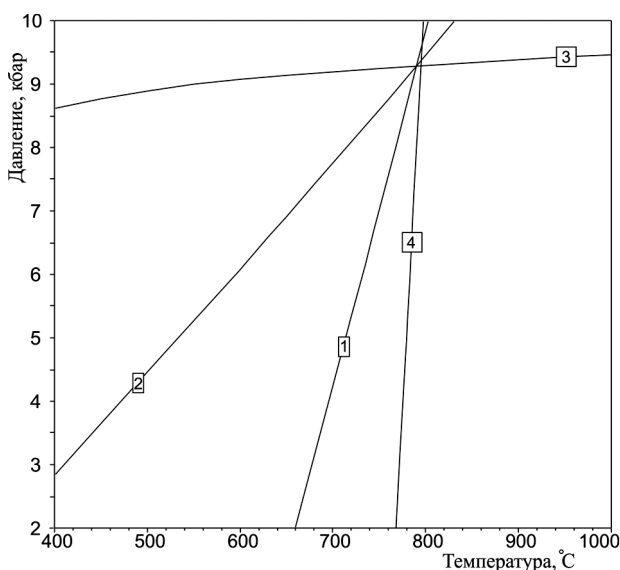


Рис. 5. PT диаграмма для кристаллосланцев с рассчитанными равновесными реакциями по программе WINTWQ

- 1) $alm = (Al)Opx + 3fs$; 2) $2alm + grs + 3Qtz = 6fs + 3an$;
- 3) $3Qtz + grs + 2(Al)Opx = 3an$; 4) $alm + phl = prp + ann$

к древнейшей зеленокаменной ассоциации фундамента Восточно-Европейской платформы.

Кристаллосланцы испытали неоднократные деформации и полиметаморфизм в архее и протерозое, основные наблюдаемые метаморфические минеральные парагенезисы возникли в палеопротерозойский этап.

Пиковые условия палеопротерозойского метаморфизма кристаллосланцев ограничиваются диапазоном P 7–9 кбар и T 780–900 °C. Регрессивный тренд метаморфизма характеризуется снижением давления и температуры до 4–6 кбар и 600–650 °C.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты № 09-05-00160 Укр_а, 12-05-01036, 12-05-31162 мол_а и ГФФИ Украины, проект № Ф40.6/029.

1. Бибилова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия. 2013. № 2. – С. 99–121.

2. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Бережная Н.Г. и др. Состав и возраст ксенолитов метаортопироксенитов и вмещающих их эндербитогнейсов Побужского гранулитового комплекса (Украинский щит) // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 5. – С. 659–663.

3. Степанюк Л.М. Кристаллогенезис и возраст цирконов из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минералогический журнал. Киев. 1996. Т. 18. № 4. – С. 10–19.

4. Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Довбуш Е.И. и др. Уран-свинцевый изотопный вік монациту та кластогенного циркону із кварциту кошаро-олександрівської світи – вікові межі формування // Збірник наукових праць УкрДГПРІ. 2004. № 2. – С. 43–50.

5. Щербак І.Б. Петрологія України. – Львов: Изд-во ТзОВ «ЗУКЦ», 2005. – 364 с.

6. Anczkiewicz R., Thirlwall M.F. Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H_2SO_4 leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem // Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures / Eds. D. Vance, W. Muller, I.M. Villa – London: Special Publications, 2003. 220. – P. 83–91.

7. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. Vol. 32. – P. 833–855.

8. De Capitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. – P. 2639–2652.

9. De Paolo D.J. Nd Isotopes in the Colorado Front Range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. Vol. 291. – P. 193–196.

10. *De Paolo, D.J., Wasserburg G.J.* Nd Isotopic Variations and Petrogenetic Models // *Geophys. Rev. Lett.* 1976. Vol. 3. – P. 249–252.

11. *Holland T.J.B., Powel R.* An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *J. Metam. Geology.* 1998. Vol. 16. – P. 309–344.

12. *Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S.* et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Am. Mineral.* 1997. Vol. 82. – P. 1019–1037.

13. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot/Ex. Vers. 2.05 // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1a. – 49 p.

Балтыбаев Шаукет Каимович – доктор геол.-минер. наук, зам. директора по научной работе, ИГГД РАН. <sb@ipgg.ru>.

Лобач-Жученко Светлана Борисовна – доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, ИГГД РАН.
<lobach-zhuchenko@mail.ru>.

Балаганский Виктор Валентинович – доктор геол.-минер. наук., зав. лабораторией, ГИ КНЦ РАН.
<balagan@geoksc.apatity.ru>.

Юрченко Анастасия Владимировна – мл. науч. сотрудник, ИГГД РАН. <yurchenko-nastya@yandex.ru>.

Егорова Юлия Сергеевна – мл. науч. сотрудник, ИГГД РАН. <ax-ox-ux@mail.ru>.

Богомолов Евгений Сергеевич – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ИГГД РАН. <e.bogomolov@mail.ru>