

Современное строение Побужья: условия формирования и история развития

О.В. Усенко, 2021

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,
Киев, Украина

Поступила 21 декабря 2020 г.

Установление общей последовательности геологических событий докембрия и привязка образованных при этом формаций к результатам определения изотопного возраста — задача, которая для юго-западной части Украинского щита пока не имеет однозначного решения. Актуальным является создание общей модели развития, описывающей современное геологическое строение района, структурные и текстурные особенности пород с учетом распределения *PT*-условий в коре в течение архея—палеопротерозоя.

Определения изотопного возраста демонстрируют, что от момента образования протолита (не позднее 3,75 млрд лет назад) до 1,9 млрд лет назад многократно происходили внедрения мантийных расплавов и частичное плавление пород нижней коры. Строение Побужья нельзя представить как единый процесс накопления, погружения, смятия в складки и метаморфизма осадочной толщи. Необходим учет плюмовой (мантийной) составляющей общего геодинамического процесса.

В строении Бугского мегаблока и Голованевской шовной зоны проявлены два главных структурных плана. Большая часть территории представляет собой область ареального распространения архейских эндербитов (образованных до 2,8 млрд лет назад) и протерозойских гранитов (образованных до 2,03 млрд лет назад). В работе сопоставлены распределение температур с глубиной, соответствующее тепловой модели, температуры метаморфизма, установленные в образцах, и температуры солидуса основных пород. Показано, что на момент проявления метаморфизма 2,0 млрд лет назад породы находились на глубине более 20 км, а до этого — на еще большей. На протяжении архея и палеопротерозоя здесь многократно возобновлялся очаг частичного плавления, так как температуры превышали температуру солидуса габбро. Метаморфические изменения (а чаще — мигматизация, частичное плавление и последующая кристаллизация в условиях гранулитовой фации) происходили вследствие наличия термальной астеносферы на границе кора—мантия и сопровождалась привнесением из нее вещества. Поэтому большая часть современной поверхности сложена палингенными гранитами — продуктами кристаллизации очагов плавления архея и протерозоя. В архее и палеопротерозое состав вещества был разным.

После 2,0 млрд лет уровень современной поверхности размещался выше. Второй структурный план представлен вертикальными структурами, строение которых часто близко к концентрически зональному либо линейному моноклиальному. Они приурочены к разломным зонам и узлам их пересечений. В этих структурах залегают комплексы пород возрастом менее 2,0 млрд лет, которые не встречаются ни на одном кратоне мира.

Ключевые слова: докембрий, метаморфизм, гранулитовая область, плавление, метасоматическое замещение, изотопный возраст.

Введение. Дискуссия о первичном генезисе и времени образования стратиграфических единиц Побужья продолжается до настоящего времени [Кирилюк, 2015; Ентин и др., 2015; Пономаренко и др., 2018; Гинтов

и др., 2020 и др.]. Среди геологов Украины распространено мнение, что структурный рисунок гранулитовых блоков щита сформировался вследствие накопления вулканогенно-осадочной толщи, ее погружения

на большую глубину, где происходило частичное плавление пород с образованием гранитных расплавов. Высокая степень метаморфизма пород, выходящих на современную поверхность, многими авторами рассматривается как признак их древнего происхождения [Лазько и др., 1975; Ярошук, 1983; Кирилюк, 2015]. Однако определения изотопного возраста показали, что на Побужье протерозойские породы развиты не менее широко, чем архейские, а породы одного и того же комплекса, свиты и даже одного образца содержат морфологически различные цирконы, образованные от 3,7 до 1,7 млрд лет назад [Щербак и др., 2005, 2008; Шумлянський, 2012; Лобач-Жученко и др., 2013, 2017; Степанюк та ін., 2016; Пономаренко и др., 2018 и др.]. Установление общей последовательности геологических событий и привязка образованных в них формаций к результатам определения изотопного возраста — задача, которая пока не имеет однозначного решения.

В последние десятилетия все больше исследователей признают необходимость включения плюмовой составляющей в геодинамические (плитово-тектонические) построения [Isley, Abbott, 2002; Ernst, Buchan, 2003; Condie, 2011 и др.]. В настоящее время размещение термальной астеносферы прошлых, в том числе докембрийских, активизаций может быть установлено с помощью петрологической информации, так как состав расплава определяется давлением на глубине плавления (дифференциации) [Walter, 2003; Gudfinnsson, Presnal, 2005; Jakobsson, Holloway, 2008]. Температуры кристаллизации расплавов могут быть независимо выяснены по температурам гомогенизации газовой-жидких включений и минеральному составу магматических комплексов [Усенко, 2014; Sobolev et al., 2016 и др.]. Это позволяет проверить возможность гипотетического протекания глубинного процесса и существенно уточняет тепловую модель [Усенко, 2014]. Необходимость учета плюмовой составляющей при рассмотрении геодинамических процессов, определивших развитие Побужья в протерозое, рассмотрена в работе [Усенко, 2019б].

В большинстве работ, посвященных Побужью, геологическое развитие представляется как единый процесс накопления и метаморфизма осадочной толщи, начавшийся в архее [Лазько и др., 1975; Кирилюк, 2015], либо как двухактный — палеопротерозойский и неоархейский — протерозойский [Ярошук, 1970]. Очевидно, датировки изотопного возраста и состав датируемых пород опровергают это мнение. Только бердичевские граниты образованы вследствие трех этапов гранитизации — 2,08, 2,03 и 1,9 млрд лет назад (даты осредненные) [Щербак и др., 2005, 2008]. И поступление мантийных расплавов (ультраосновных и основных), и образование очага частичного плавления в коре, включающее рассланцевание и мигматизацию, происходят многократно и в архее, и в палеопротерозое [Гранулитовая ..., 1985; Венидиктов, 1986; Щербаков, 2005].

Привлечение тепловой модели [Гордиенко, 2007] накладывает ряд ограничений на возможность и способ протекания геологических процессов (накопление осадков, метаморфизм, плавление, кристаллизация и т. д.) в заданном диапазоне *PT*-условий. Сравнение температур и давлений метаморфизма, установленных в образцах пород [Гранулитовая ..., 1985; Венидиктов, 1986; Щербаков, 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2016], с результатами экспериментальных и теоретических исследований поведения вещества в заданных условиях [Wyllie, 1977; Перчук, 1997 и др.] вызывает ряд вопросов, которые почти не рассматриваются при установлении генезиса и возраста пород гранулитовых блоков УЩ.

Почему в «осадочных» разрезах одного карьера присутствуют ультрабазиты разного возраста (3,5, 3,3, 3,0, 2,8, 2,7, 2,3 млрд лет) [Лобач-Жученко и др., 2013, 2017 и др.], если формирование ультраосновного расплава возможно на глубине более 150 км [Gudfinnsson, Presnal, 2005; Усенко, 2014]?

Часть измененных базальтов может представлять собой реликты первичной коры, однако в Одесском карьере (ОК) присутствуют основные кристаллосланцы ар-

хейского (2,8 млрд лет) и протерозойского возраста (1,9 млрд лет) [Лобач-Жученко и др., 2017]. Это интрузии, состав которых соответствовал габбро [Щербаков, 2005] (глубина формирования расплава 50—100 км [Gudfinnsson, Presnal, 2005; Усенко, 2014]). Как связаны процессы, происходящие в коре, и плюмовый процесс, о котором свидетельствует появление мантийных расплавов [Isley, Abbott, 2002]?

Может ли региональный метаморфизм обеспечить *PT*-условия, установленные в образцах? Необходимы ли дополнительные источники тепла и вещества?

Какие фазовые превращения вероятны при этих условиях (плавление, кристаллизация, взаимодействия кристалл—флюид и т. д.)?

Почему в эндербитах и гранитах присутствуют цирконы разного возраста — от 3,7 до 1,9 млрд лет [Шумлянський, 2012; Lobach-Zhuchenko et al., 2016 и др.]?

На поверхность выведены палингенные граниты, представляющие многократно возобновляющийся очаг частичного плавления коры. Плавление габбро в присутствии воды возможно при давлении 0,6—0,7 ГПа и температуре не менее 600 °С, т. е. на глубине 20 км и более [Wyllie, 1977; Гордиенко, 2007]. Могли ли на эту глубину опуститься осадочные породы? И можно ли считать эти породы осадочными, если на протяжении этого времени они многократно подвергались частичному плавлению и мигматизации?

Цель работы — создание **общей модели развития**, описывающей современное геологическое строение района, структурные и текстурные особенности пород и распределение *PT*-условий в коре от момента образования протолита до ~1,9 млрд лет назад.

Для этого должны быть учтены: изотопный возраст пород района (множественность этапов гранитизации и мигматизации); петрологические особенности пород, указывающие на процесс их образования; изменение *PT*-условий метаморфизма во времени; поведение вещества (физико-химические процессы), вероятные при задан-

ных условиях; направленное изменение состава мантийных магматических расплавов и флюидов в докембрии.

Предлагается упрощенная геолого-геофизическая модель, которая не рассматривает причины разнообразия гранитоидов изучаемого района, не отражает горизонтальных движений, а также неравномерность вертикальных перемещений отдельных блоков. Используются преимущественно данные, установленные для Бугского мегаблока (БМБ) и Голованевской шовной зоны (ГШЗ). Данная работа не является исследованием стратиграфии гранулитовой области юго-западной части щита.

Геологические события, отраженные в строении Побужья. В строении БМБ и ГШЗ проявлены два главных структурных плана [Гранулитовая ..., 1985], которые отчетливо прослеживаются и на геологической карте Побужского горнорудного района [Гинтов и др., 2020]. Большая часть территории — это область ареального распространения архейских эндербитов и протерозойских гранитов [Гранулитовая ..., 1985]. Это кристаллическая основа, в пределах которой развиты палингенные гранитоиды разных типов (разного возраста), включающие останцы пироксенбиотит-гранатовых кристаллосланцев и гранат- и амфибол-биотитовых плагиогнейсов. Палингенные граниты — результат неоднократного частичного плавления и замещения существующих пород. Они являются неперемещенными, т. е. на современной поверхности видны процессы, которые происходили на глубине размещения слоя частичного плавления коры.

Второй план представлен вертикальными структурами, строение которых часто близко концентрически зональному либо линейному моноклиальному [Гранулитовая ..., 1985; Ентин и др., 2015; Гинтов и др., 2018; Усенко, 2019б]. Эти структуры, занимающие небольшие площади, размещаются вдоль разломов мантийного заложения и включают в себя породы, не характерные для областей ареального развития гранитоидов: пласты железисто-кремнисто-карбонатной формации, ультрабазиты, состав

которых соответствует коматиитовому стандарту, кальцифиры, графитовые сланцы и др. Эти особенности строения позволяют рассматривать слагающие их эксталяционные и магматические породы в качестве продуктов кристаллизации флюидов и расплавов в разломных зонах.

Таким образом, формирование двух главных структурных планов происходило в разное время, характеризует разные тектонические обстановки и разные *PT*-условия.

Геологические события, отраженные в определениях изотопного возраста. Многократность появления очага частичного плавления в коре. Согласно хронологической последовательности геологических событий, предложенной в работе [Лобач-Жученко и др., 2013], время образования эндербито-гнейсового протолита — 3,62—3,75 млрд лет назад. Возраст 3,48 млрд лет назад соответствует метаморфическому событию гранулитовой фации (окончание формирования протолита). Рассланцевание и мигматизация происходили в несколько этапов, последний — 2,82 млрд лет назад. Метаморфические события маркируют также метаортопироксениты, образованные 3,334 и 2,86 млрд лет назад. Кроме этого, выделяется этап мигматизации, проходивший 3,0—2,9 млрд лет назад. Метаортопироксениты с плагиоклазом (до 10 %) и флогопитом образованы 2,814—2,785 млрд лет назад вследствие метаморфизма, плавления и метасоматоза, наложенных на породы, испытавшие более древние метаморфические и деформационные преобразования. Вторичные изменения цирконов связаны с процессами, происходившими 2,6—2,4 млн лет назад. Палеопротерозойская структурно-метаморфическая переработка и этап гранулитового метаморфизма проявлены 2,08—2,03 млрд лет назад.

В нижней части обнажения эти породы секутся небольшой дайкой метатрахибазальта (возраст 1988 ± 4 млн лет), ориентированной в северо-восточном направлении. Ассоциация минералов, слагающих дайку, не несет признаков гранулитового метаморфизма, т. е. после 2,0 млрд лет этот уровень находится значительно выше.

В работе [Усенко, 2021] приведен более полный перечень определений изотопного возраста пород Хашчевато-Завальевского блока. Важно, что большинство дат характеризует породы одного карьера (Одесского). Появление здесь гранитного расплава, сопровождающегося кристаллизацией и перекристаллизацией цирконов, фиксируется от момента образования протолита до ~2,6 млрд лет. Более поздние события (образование гранитов, возраст которых 2,08—1,9 млрд лет) в Хашчевато-Завальевском блоке проявлены в меньшей степени, однако на территории центральной и западной части УЩ преобладают граниты бердичевского, кировоградского и других комплексов этого возраста.

Наглядным изображением повторяемости процессов частичного плавления и мигматизации, происходивших в коре, а также внедрений мантийных расплавов (появление лерцолитов) могут служить гistogramмы (рис. 1, 2).

***PT*-условия метаморфизма и поведение вещества при установленных параметрах.** Метаморфические преобразования пород до 2,8 млрд лет происходили при $P = 0,72 \div 1,0$ ГПа и $T = 750 \div 820$ °C [Lobach-Zhuchenko et al., 2016]. Эти температуры и давления отражают условия метаморфиз-

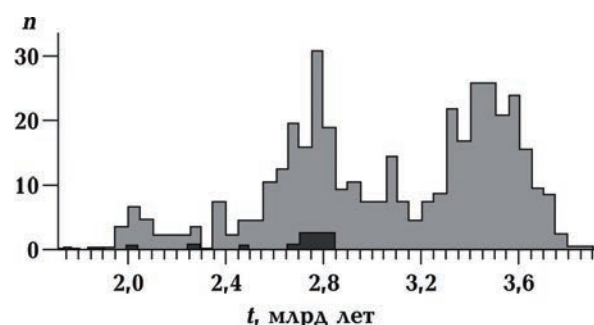


Рис. 1. Гistogramма изотопных возрастов цирконов из эндербитов побужского комплекса. Заливкой выделены возрастные данные по циркону из лерцолита (включения в эндербитах) [Лобач-Жученко и др., 2017б].

Fig. 1. Histogram of isotopic ages of zircons from enderbites of the Pobuzhsky complex. The fill marks the age data for zircon from lherzolite (inclusions in enderbites) [Лобач-Жученко и др., 2017].

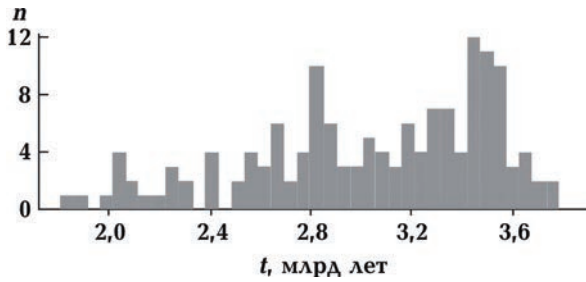


Рис. 2. Гистограмма изотопных возрастов цирконов из эндербито-гнейсов Одесского карьера [Шумлянський, 2012]

Fig. 2. Histogram of isotopic ages of zircons from the enderbit-gneisses of the Odessa quarry [Шумлянський, 2012].

ма в ОК Хашчевато-Завальевского блока. Подобные T и P для этого блока приведены в работе [Венидиктов, 1986]. Последний этап гранулитового метаморфизма датирован 2,0 млрд лет назад ($T > 700$ °C и $P > 0,7 \div 0,8$ ГПа) [Лобач-Жученко и др., 2017]. Кристаллизация грахибазальта 1,9 млрд лет назад происходила при сходной температуре (отражает температуру расплава, а не окружающих пород), но давление было ниже на 0,2—0,3 ГПа [Lobach-Zhuchenko et al., 2016].

PT -условия метаморфизма пород в архее—раннем протерозое (до 2,03 млрд лет назад) не одинаковы в разное время и на разных участках. В Приднестровье и Верхнем Побужье температура (780—880 °C) приблизительно такая же, а давление ниже на протяжении всех событий (0,6—0,7 ГПа).

Расчеты, описывающие распределение температур с глубиной при наличии и в отсутствие мантийных источников тепла [Гордиенко, 2007] и сопоставленные с температурами плавления вещества при приведенных выше PT -параметрах метаморфизма [Wyllie, 1977; Перчук, 1997] (рис. 3), приводят к следующим выводам.

1. На момент проявления метаморфизма 2,0 млрд лет назад породы находились на глубине более 20 км, а до этого — на еще большей. Буквальный пересчет литостатического давления соответствует глубине 30—35 км. Даже предполагая стрессовые нагрузки, возникающие при горизонталь-

ных движениях блоков коры, образовании проницаемых зон и внедрении расплавов, глубина размещения не могла быть меньше 25 км. На современную поверхность выведен уровень, который с момента кристаллизации коры и до 2,0 млрд лет назад соответствовал нижней коре.

2. На протяжении архея и палеопротеро-

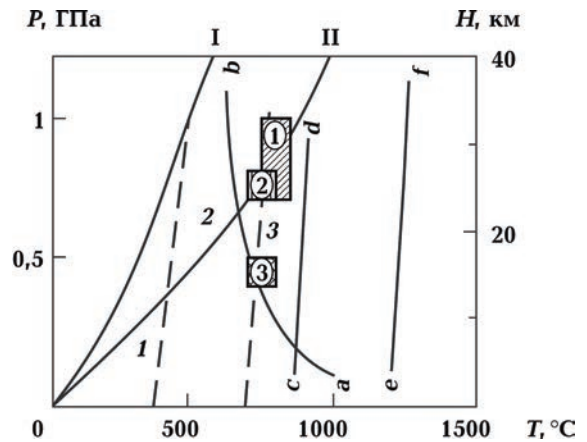


Рис. 3. PT -диаграмма, моделирующая условия метаморфизма и возможность появления гранитных расплавов при плавлении базальта коры: I, II — распределение температур в коре (I — без учета конвективных процессов в мантии, II — при подслаивании коры ультраосновным расплавом, поступающим с глубины 250 км и более) [Гордиенко, 2007]), 1—3 — PT -условия образования пород зеленосланцевой (1), амфиболитовой (2), гранулитовой (3) фаций метаморфизма [Bucher, Grapes, 2011], ab — водонасыщенный солидус базальта, cd — водонасыщенный солидус гранулитов, ef — безводный ликвидус тоналита [Gliksun, 1993, Wyllie, 1977]. Цифры в кружках: 1 — распределение PT -условий в архее, 2 — 2,0 млрд лет назад; 3 — 1,9 млрд лет назад [Lobach-Zhuchenko et al., 2016].

Fig. 3. PT -diagram modeling the conditions of metamorphism and possibility of granite melts appearance at basalt crust melting: I, II — temperature distribution in the Earth's crust (I — without accounting convective processes in mantle, II — at underlaying of the crust with ultrabasic melt, which comes from depth 250 km and more) [Гордиенко, 2007]), 1—3 — PT -formation conditions of green-schist (1), amphibolitic (2), granulitic facies (3) of metamorphism [Bucher, Grapes, 2011], ab — water-saturated basalt solidus, cd — water-saturated granulite solidus, ef — anhydritic tonalite liquidus [Gliksun, 1993, Wyllie, 1977]. Numbers in circles: 1 — PT -conditions distribution in Archean, 2 — 2,0 billions years ago; 3 — 1,9 billions years ago [Lobach-Zhuchenko et al., 2016].

розоя здесь многократно возобновлялся очаг частичного плавления, так как солидус амфиболита и базальта соответствует 600—750 °С при давлении 0,5—0,7 ГПа в присутствии водного флюида, содержащего хлорид-ионы и щелочи [Wyllie, 1977; Перчук, 1997].

3. Температура, которая может быть обеспечена геотермическим градиентом в отсутствие очага плавления, размещенного на границе мантии и коры (кривая I), ниже температуры солидуса габбро. Поэтому ультраметаморфизм (частичное плавление за счет погружения) невозможен. В отсутствие конвективных процессов в мантии, приводящих к подслаиванию коры ультраосновными расплавами, кривая распределения температур не пересекает линию солидуса базальта (кривая ab). Изучение геологического строения подтверждает этот вывод, так как появление очага частичного плавления в коре предваряется появлением ультрабазитов и основных пород [Гранулитовая ..., 1985; Венидиктов, 1986; Лобач-Жученко и др., 2013, 2017 и др.]. Расплавы, из которых они образуются, могли быть образованы только в мантии.

4. Метаморфические изменения (а чаще частичное плавление, мигматизация и последующая кристаллизация в условиях гранулитовой фации) происходили вследствие образования термальной астеносферы на границе кора—мантия и сопровождалась привнесением из нее вещества, так как температуры «метаморфизма» архея и гранитизации, происходившей 2,03 млрд лет назад, соответствуют рассчитанным (кривая II) [Гордиенко, 2007; Усенко, 2014].

5. После образования чудново-бердичевских гранитов 2,03 млрд лет назад уровень, соответствующий современной поверхности Хащевато-Завальевского блока, находился на 6—9 км выше, т. е. выше размещения кровли слоя частичного плавления (~20 км согласно тепловой модели [Гордиенко, 2007]), так как на этой глубине температуры, задаваемые геотермическим градиентом значительно ниже. В архее, когда мантийные флюиды и расплавы имели большие температуры (температура тона-

литов архея соответствует ef на рис. 3), кровля слоя частичного плавления могла располагаться выше, на глубине ~15 км [Усенко, 2021]. Температуры, приведенные для 1,9 млрд лет назад, отражают температуры кристаллизации перемещенных расплавов.

6. Температуры кристаллизации архейских тоналитов (в условиях гранулитовой фации — эндербитов) намного превышают расчетные и экспериментально установленные температуры солидуса пород коры. Они соответствуют температурам плавления лерцолита мантии в присутствии флюида [Gudfinnsson, Presnal, 2005 и др.].

7. Условия образования пород 1,9 млрд лет назад не могут быть обеспечены региональным метаморфизмом. Это температуры кристаллизации в коре основного (мантийного) расплава.

Что это означает для объяснения современного геологического строения.

1. Большая часть пород, выведенных на современную поверхность, на момент образования находилась на уровне размещения нижней коры. Здесь многократно возобновлялся очаг частичного плавления. В качестве модельных можно привести даты: 3,5; 3,3; 3,0—2,9; 2,8; 2,6 млрд лет назад.

2. В протерозое происходит изменение расположения этого уровня. Первые проявления регрессивного метаморфизма наблюдаются в биотитовых и биотит-гранатовых плаггиогнейсах. Граниты, образованные 2,5, 2,08, 2,03 млрд лет назад, формировались на глубине не менее 20 км, т. е. в границах очага частичного плавления. Однако этот уровень находился выше архейского.

3. После 2,0 млрд лет уровень современной поверхности находился над слоем плавления.

4. Поскольку внедрения, мигматизация и частичное плавление до 2,0 млрд лет происходили в нижней и средней коре, более поздние породы замещают более ранние. Этот процесс повторяется многократно.

5. Так как плавление и замещение было частичным, то более древние породы замещались не полностью. Поэтому в одном

карьере и даже в одном образце встречаются цирконы разного возраста (см. рис. 1, 2), т. е. на одном срезе размещаются породы, образованные при кристаллизации первичной коры, а также мигматиты и интрузивы, формирование которых продолжалось до 2,0 млрд лет. Породы, возраст которых менее 2,0 млрд лет, — интрузивные (в том числе граниты), метасоматические и гидротермальные.

6. Появлению очага частичного плавления в коре предшествовало (сопутствовало) внедрение ультраосновных и основных расплавов, образованных в мантии. Образование ультрабазитов, основных пород, преобразованных в кристаллосланцы, метаморфические преобразования и мигматизация — процессы, связанные хронологически, что позволяет предположить и наличие причинно-следственной связи. Появление очага плавления в коре и в архее, и в палеопротерозое является следствием процессов, происходивших в мантии, что подтверждается и тепловой моделью. В данном исследовании мантийная часть процессов не рассматривается.

История формирования пород, выходящих на современную поверхность. Образование области ареального распространения гранитоидов делится на два периода: формирование эндербитов с включениями кристаллосланцев (до неоархея) и формирование плагиогнейсов и гранитов бердичевского и побужского комплексов (неоархей — палеопротерозой до 2,03 млрд лет).

Вещественный состав пород архея описан во многих работах, в которых неизменно отмечается его уникальность [Cordie, 2011; Орса, 1988; Щербаков, 2005; Петрология ..., 2011; Усенко, 2021 и др.]. Эндербиты сложены орто- и клинопироксеном, плагиоклазом, кварцем. Изучение плагиоклаза из реликтов эндербитов и эндербитовых плагиогнейсов Побужья показало, что древние эндербиты практически не содержали калий, а архейские метабазиты характеризуются повышенным содержанием магния и железа [Гранулитовая ..., 1985; Щербак и др., 2005; Щербаков, 2005].

Они достаточно уверенно идентифицируются, в том числе в юго-западной части щита. До 2,8—2,7 млрд лет назад состав вещества, поступающего из мантии, не изменяется. Это высокожелезистые и магнетизальные ультраосновные — основные расплавы, а также водные и водно-силикатные хлоридно-натриевые флюиды. Многократная перекристаллизация и замещение гнейсов и эндербитов происходили в пластичном состоянии [Щербаков, 2005], т. е. на уровне замещений температуры превышали температуры солидуса базальта в присутствии воды, что и отражает рис. 3.

Представление об образовании формаций гранулитовых блоков УЩ вследствие внедрения, частичного замещения и перекристаллизации более древних пород поддерживается большинством петрологов. В работе [Гранулитовая ..., 1985] (раздел Б.Г. Яковлева, Г.Л. Кравченко, П.И. Лаврова, В.В. Слипченко) приведено следующее описание эндербито-гнейсовой толщи Побужья. «Преобладающая масса эндербитов возникла в результате многофазного процесса мигматизации вследствие многочисленных фаз неравномерно проявленных деформаций, контролирующих приток флюида в широком интервале PT -условий гранулитовой фации» [Гранулитовая ..., 1985, с. 39]. «Эндербиты претерпевали два—три этапа перекристаллизации с образованием эндербитовых плагиогнейсов (пироксеновых гнейсов), которые возникли за счет синдеформационного кристаллобластеза массивных эндербитов. На участках, где породы гранулитового комплекса сильно мигматизированы, создается обманчивое впечатление, что измененные дупироксен- и гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты «переслаиваются» с гранат-биотитовыми или биотитовыми плагиогнейсами. Но детальное изучение показывает, что такие гнейсы всегда содержат реликты эндербитов или эндербитовых плагиогнейсов, т. е. происходит их замещение» [Гранулитовая ..., 1985, с. 27]. Во времени чередуются внедрения основных мантийных расплавов, кристаллизующихся в виде основных гранулитов, и их за-

мещения кварц-альбитовыми расплавами-флюидами. Более высокие температуры расплавов и флюидов, поступающих в кору, и большая частота их внедрений обусловили пластичное состояние средней и нижней коры до 2,8 млрд лет [Орса, 1988; Щербаков, 2005], поэтому кристаллосланцы и эндербиты при тектонических нагрузках деформируются совместно.

Сходное описание приведено в работе [Лобач-Жученко и др., 2013]. Тывровская свита днестровско-бугской серии ОК представлена гнейсо-эндербитами крайне неоднородного состава и строения. Среди них наблюдаются массивные разности со слабо проявленной сланцеватостью, более рассланцованные с намечающимся обособлением кварц-полевошпатового материала, а также милонитизированные, полосчатые и мигматизированные. Другая черта неоднородности гнейсо-эндербитов — повсеместные включения кристаллосланцев. Кристаллосланцы деформированы совместно с эндербитами, значительно переработаны и присутствуют в виде отдельных полос меланократового материала либо изолированных включений. Зафиксированы включения метаортопироксенитов и метагарцбургитов палео- и мезоархейского возраста.

Наблюдаются взаимные переходы между эндербитами, эндербито-гнейсами и гнейсами. По мнению И.Б. Щербакова, двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы являются составной частью эндербитов гайворонского комплекса и имеют дайковую природу. Более ранние образуют небольшие пятна и тонкие жилы среди эндербитов. Второй тип — более молодые и более железистые дайки, которые внедрились в эндербиты 3,2—2,8 млрд лет назад. Переходы от гиперстеновых плагиогнейсов тывровской толщи днестровско-бугской серии к эндербитам гайворонского комплекса постепенные, происходят при повышении кремнекислотности. Иногда трудно определить с названием породы [Щербаков, 2005]. Так, порода из ОК, в образце которой был установлен изотопный возраст цирконов в работе [Шумлянський, 2012],

в одних случаях относится к тывровской толще [Степанюк та ін., 2004], в других — к гайворонскому комплексу [Петрологія ..., 2011].

Архейские тоналиты имеют крайне высокие температуры кристаллизации — 1000—1200 °С. Это позволяет выдвинуть предположение, что они являются мантийными производными, а мантия архея не была полностью кристаллической (см. подробно в работе [Усенко, 2021]). По разным оценкам кристаллизация верхней части мантии происходила от 2,8 [Ionov et al., 2015] до 2,5 [Griffin et al., 2014] млрд лет назад.

Можно предположить, что ко времени 2,8—2,65 млрд лет назад верхняя кора юго-западной части щита представляла собой типичную для архея гранит-зеленокаменную область (ГЗО), в которой гранитогнейсовые купола окаймляются зеленокаменными структурами. Ее строение соответствовало строению Среднеприднепровского мегаблока и других ГЗО мира. А на современной поверхности БМБ и ГШЗ можно увидеть только нижнюю кору того времени — гранитогнейсовую область, размещавшуюся на уровне нижней коры (обоснование приведено в работе [Усенко, 2021]).

Позже (2,57 млрд лет назад [Щербак и др., 2005]) образуются биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы и гранитогнейсы. Они чередуются с породами мафитового ряда и являются продуктом регрессивного метаморфизма эндербитовых плагиогнейсов [Ярошук, 1970; Гранулитовая ..., 1985]. Минеральный и химический состав эндербитов, перешедших в плагиогнейсы, практически не изменяется. Плагиоклаз реликтов эндербитов, не испытавших влияния мигматизации в протерозое, не содержит калия. КПШ в виде антипертитовых сростков, которые распределены крайне неравномерно, появляется после 2,5 млрд лет. Его количество существенно увеличивается в гранитах бердичевского комплекса [Гранулитовая ..., 1985, с. 27].

С момента образования гранат-биоти-

товых плагиогнейсов (первого проявления регрессивного метаморфизма не позднее 2,5 млрд лет назад) процессы протекают в кристаллической коре, начинают преобладать упругие деформации. Разнообразие пород обусловлено взаимодействием исходных пород и метасоматизирующих растворов, синхронных фазе деформации. При постоянных *PT*-условиях характер взаимодействия определяется составом исходных пород и проникающих флюидов, а степень взаимодействия — интенсивностью деформации. В результате различного сочетания этих факторов в одних формациях сохраняются реликты предшествующих формаций (полиметаморфические или полициклические формации), в других полностью исчезают [Венидиктов, 1986]. Гранитизация — не просто частичное плавление и последующая кристаллизация части коры, а длинная цепочка замещений, включающая повторяющиеся процессы дробления, поступления порций мантийных флюидов-расплавов, перекристаллизации, образования гранитных расплавов, новых стадий дробления и перекристаллизации. Для чудново-бердичевских гранитов (возраст 2,03 млрд лет назад [Щербак и др., 2008]) установлены две фазы синорогенного гранитообразования [Венидиктов, 1986, с. 174].

1. Стадия дробления и базификации-бластомилонитизации и растрескивания с заполнением полостей синкинематическим биотитом и графитом. Зерна граната из винницитов (возраст 2,08 млрд лет [Щербак и др., 2008]) разламываются и замещаются биотитом по плоскостям скольжения. Избыток железа осаждается в виде магнетита. Струи биотита прямо по простиранию замещаются посткинематическими зернами кордиерита с включениями биотита. Кордиерит тоже подвергается дроблению, но цементируется уже новой модификацией биотита с последующим замещением андалузитом, магнетитом, мусковитом, спессартином (гранатом) и кальцитом, микроклином, кварцем.

2. На стадии гранитизации, сопряженной с бластомилонитизацией и растрески-

ванием, образованием синкинематического кварца, мирмекита и посткинематических антипертита и микроклина, формируются более перекристаллизованные и лейкократовые породы. Появляется новая модификация граната с включениями зонального циркона, а в новой модификации биотита присутствует циркон с пятнистой окраской. На позднеорогенной стадии циркон часто замещается магнетитом.

По мнению И.Б. Щербакова, полутора-миллиардная история формирования эндербитов (гайворонский комплекс) задокументирована в ряде генераций циркона: 3,65; 3,2—3,1; 2,8—2,7 и 2,02 млрд лет. Древние эндербиты претерпевали многочисленные этапы перекристаллизации и мигматизации, а протерозойские граниты формировались за счет частичного плавления пород разного возраста и состава, размещавшихся на глубине 20 км и более. Образование бердичевских гранитов (2,08—1,9 млрд лет назад [Щербак и др., 2005]) происходило за счет предварительно мигматизированной толщи гранат-биотитовых гнейсов, но также и древних эндербитов и пород тывровской толщи, останцы которых присутствуют в бердичевских гранитах [Щербаков, 2005]. Более поздние породы формируются за счет полного или частичного замещения более ранних.

Описания пород подтверждают выводы, сделанные на основе тепловой модели. Формирование области ареального распространения гранитоидов начиналось кристаллизацией протолита и продолжалось до 2,03 млрд лет. В течение этого времени происходили неоднократные внедрения мантийных расплавов, пропитывание толщи расплавами-флюидами кварц-полевошпатового состава (мигматизацией). В архее это расплавы, образующие исключительно кварц-альбитовые мигматиты, в протерозое в их составе появляется калий и кристаллизуется калиевый полевой шпат. В архее замещения происходили в пластичной толще [Щербаков, 2005], в протерозое — в кристаллических породах, а степень замещения определялась интенсивностью деформаций [Венидиктов, 1986].

В работе [Степанюк та ін., 2016] период 2,03—2,04 млрд лет назад назван финальным этапом гранитоидного магматизма Днестровско-Бугского мегаблока УЩ. Более поздние и самые молодые из гранитоидов (1,98—1,96 млрд лет) развиваются только по породам бугской серии [Степанюк та ін., 2016], которые размещаются преимущественно в вертикальных структурах.

Вертикальные структуры, строение которых часто близко к концентрически зональному либо линейному моноклиальному, появляются среди поля ареального развития гранитоидов около 2,0 млрд лет назад. В этих структурах размещается формация мафит-ультрамафит-железистых пород [Гранулитовая ..., 1985]. Во многих присутствуют кальцифиры, в том числе железистые. Эти структуры обязательно приурочены к зонам разломов и узлам их пересечения. Размещение Молдовской, Тарасовской, Секретарской и др., включающих породы бугской серии, проецирует на поверхность зону разлома, который в современном строении проявлен ступенью на границе коры и мантии [Старостенко и др., 2018]. Кроме Гальновской, Первомайской, Вradiевской, Емиловской разломных зон, ограничивающих ГШЗ и определяющих ее строение, проявлена и широтная система зон разломов (Гайворонская, Костюковская), которую можно проследить в Ингульском (Субботско-Мошоринская, Бобринецкая), Среднеприднепровском и Приазовском (Девладовская, Конкская) мегаблоках [Гинтов, 2014]. Движения по этим разломным зонам обусловили, в частности, высокий уровень эрозионного среза Хашчевато-Завальевского блока.

Согласно мнению, приведенному в работе [Гранулитовая ..., 1985, с. 33, раздел Б.Г. Яковлева, Г.Л. Кравченко, П.И. Лаврова, В.В. Слипченко], заключенные в линияментах мафитовые и ультрамафитовые породы соответствуют субвулканическим интрузиям, а сами линияменты представляют зоны дометаморфических глубинных разломов или подводящие каналы, по которым поднимались расплавы. Пачки высокометаморфизованных мафитовых,

ультрамафитовых и железистых пород ГШЗ не могут быть синклиналими верхнего структурного этажа, так как характеризуются моноклиальным залеганием при почти вертикальном падении. «Объективное построение объемного макета территории неизбежно трансформирует синклинали в цилиндрические структуры, прослеживающиеся на большую глубину. Они являются субвулканическими интрузиями» [Гранулитовая ..., 1985, с. 33]. В последние годы проведено детальное геологическое и геофизическое изучение этих структур [Ентин и др., 2015; Гинтов и др., 2018; Старостенко и др., 2018]. Для многих установлено концентрическое строение (рис. 4) при субвертикальном залегании пластов, установлена пространственная связь с зоной глубинного разлома, проходящего через осевую часть ГШЗ [Гинтов и др., 2018].

Глиноземистый кварцит (с. Капитанка) образован 2,0 млрд лет назад [Щербак и др., 2005]. В работе [Геолого-геофизическая ..., 2008] подобный возраст назван и для ультрабазитов капитанского комплекса. Характерно, что серпентиниты капитанского комплекса, включающие месторождение хромитовых руд, карбонизированы и ассоциируют с кальцифирами. Это однозначно свидетельствует об их палеопротерозойском возрасте [Усенко, 2019а]. Эвлизиты (высокожелезистые гранат-пироксеновые кварциты) с. Завалье образованы 1,91 млрд лет назад, мрамор — 2,0 млрд лет назад, двупироксеновый кристаллосланец (дай-ка, состав которой соответствует габбро) — 1,92—1,96 млрд лет [Щербак и др., 2008].

Протерозойский возраст пород бугской серии часто ставится под сомнение [Лазько и др., 1975; Ярощук, 1983; Кирилюк, 2015]. Однако есть дополнительные подтверждения времени их образования. Около 2,0 млрд лет назад на всех кратонах мира происходит резкая смена флюидного режима [Богатиков и др., 2010; Condie, 2011 и др.]. Преобладание углекислых щелочных флюидов наблюдается в интервале 2,0—1,8 млрд лет. Фиксируется появление карбонатов, кальцифиров, мраморов, значитель-

ных объемов кварцитов, графитоносных и высокоглиноземистых метаморфических пород, ультрабазитов, состав которых со-

ответствует коматииту, но ассоциирующих с кальцифирами, а также пород железисто-кремнисто-карбонатной формации. В архее подобные ассоциации пород не встречаются, в протерозое до 2,0 млрд лет их количество очень незначительно.

В структурах, включающих породы бутской серии, отчетливо проявлена пространственная связь кальцифиров, углисто-глиноземистых сланцев и амфиболитов (базальтов) [Щербаков, 2005]. Полосчатые кальцифиры представляют собой чередование карбонатных и силикатных минералов (кальцита, доломита, форстерита и серпентина по нему, диопсида, флогопита, тремолита, шпинели) с линзами мономи-

←

Рис. 4. Геологический разрез и геологическая карта (м-б 1 : 2000) Молдавского железорудного участка [Ентин и др., 2015]: 1 — граниты и мигматиты, 2 — кальцифиры безрудные с оливином, пироксеном и шпинелью, 3 — кварциты железистые, преимущественно магнетит-феррогиперстеновые и магнетит-двупироксеновые с гранатом, 4 — кристаллосланцы двупироксен-плагиоклазовые, переходящие в амфиболиты, 5 — кальцифиры рудные с магнетитом, оливином, пироксеном, шпинелью, 6 — гнейсы гранат-биотитовые и биотитовые с силлиманитом и кордиеритом, гнейсы графитовые и пироксеновые, 7 — скарны безрудные пироксеновые и гранат-пироксеновые, 8 — кварциты безрудные гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, и биотит-гранат-гиперстеновые, 9 — зоны дробления и брекчирования, 10 — разрывные нарушения, 11 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые), 12 — линия разреза, 13 — буровые скважины, 14 — положение на разрезе (а — глубокие скважины, б — вошедшие в кристаллический фундамент).

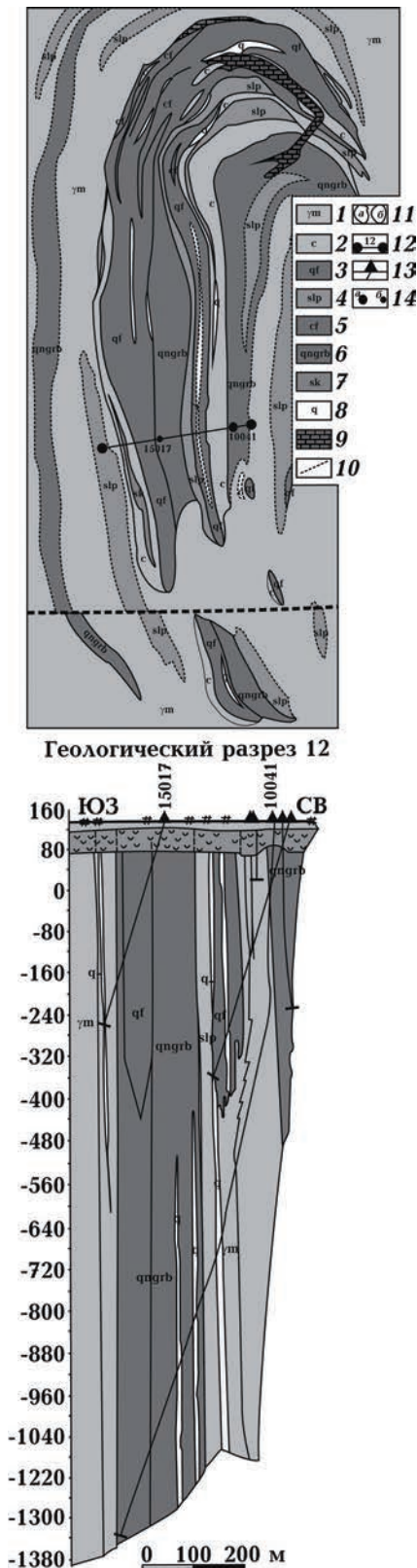


Fig. 4. Geological section and geological map (scale 1 : 2000) Moldavian iron ore site [Ентин и др., 2015]: 1 — granites and migmatites, 2 — calciphyre with olivine, pyroxene and spinelle, 3 — ferruginous quartzites mainly magnetite-ferrohypersthen and magnetite-twopyroxen with garnet, 4 — crystal schists twopyroxene-plagioclase, proceeding to amphibolites, 5 — ore-calciphyres with magnetite, olivine, pyroxene, spinelle, 6 — gneisses garnet-biotitic and biotitic with sillimanite and cordierite, gneisses graphitic and pyroxenic, 7 — ore-free skarns pyroxenic, and garnet-pyroxenic, 8 — quartzites ore-free hypersthenic, garnet-hypersthenic, and biotite-garnet-hypersthenic, 9 — fragmenting and brecciation zones, 10 — breaking faults, 11 — geological boundaries (a — established, b — assumed), 12 — section line, 13 — borehole, 14 — position at the section (a — deep borehole, b — entered the crystalline basement).

нерального диопсидита. Набор минералов свидетельствует, что это карбонатные эксплозии, источник которых — мантия. Наличие ксеногенного магнезиального оливина свидетельствует о значительных глубинах магмоотделения. Обогащение глиноземом сланцевых пластов (от парагенезиса граната и биотита до высокоглиноземистых, но бедных кальцием с силлиманитом и кордиеритом) — результат экстракции кальция в карбонатную фазу (образования карбонатных эксплозий) и дальнейшей дифференциации в присутствии флюидов, обогащенных фтором в щелочной среде (подробно в работе [Усенко, 2014]).

На рубеже архея и протерозоя представлена железисто-кремнисто-сланцевая формация (например, скелеватская и саксаганская свиты Криворожья), карбонаты в которой представлены сидеритом и магнезитом. В железисто-кремнисто-карбонатной формации железо концентрируется в магнетите и гематите, а кальцит и доломит входят в состав кальцифиров. На Побужье с повышением содержания магнетита доломит становится все более железистым, переходя в брейнерит. Присутствие доломита и брейнерита — следствие высокого окислительного потенциала. В условиях повышенной щелочности увеличение окислительного потенциала возможно только с увеличением глубины образования магм.

Серпентиниты и породы с брейнеритом образуются из расплавов и карбонатных флюидов, отделяющихся с глубин не менее 250—300 км. Можно предположить, что в протерозое (2,0—1,9 млрд лет назад) разлом, проходящий через центральную часть ГШЗ и с которым связана большая часть концентрически-зональных структур, был проницаем до этих глубин. Смесь ультраосновного расплава и карбонатного флюида поступала непосредственно к поверхности. При меньшей скорости процесса на границе кора—мантия происходили бы физико-химические взаимодействия между магнезиальным силикатным расплавом и карбонатным флюидом, а на поверхности были бы представлены щелочные ультраосновные породы типа меймечита

[Gudfinnsson, Presnal, 2005; Усенко, 2014]. Значит, в это время существовала кристаллическая мантия, а тектонические движения не ограничивались корой. Необходимо отметить, что в это время горизонтальные движения в коре происходят постоянно и достигают максимальных значений. Согласно мнению О.Б. Гинтова, начало маньковского этапа разломообразования — 2,05—2,04 млрд лет назад. Этапы разломообразования продолжаются до 1,73 млрд лет назад. Возможно, активное разломообразование начинается 2,3 млрд лет назад (гальновский этап) [Гинтов, 2014].

Горизонтальные движения сопровождались вертикальными перемещениями, амплитуда которых, по мнению И.Б.Щербакова, была не менее 20 км [Щербаков, 2005]. Вследствие подъема территории 2,0 ± 0,5 млрд лет назад, современный уровень находится выше уровня очага частичного плавления коры. Дайка метатрахибазальта ОК (возраст 1988 ± 4 млн лет) не несет признаков гранулитового метаморфизма [Лобач-Жученко и др., 2013]. По мнению В.М. Венидиктова, степень преобразований не превышает условий эпидот-амфиболитовой фации. Температуры метаморфизма ~660 °С при давлении ~0,3 ГПа [Венидиктов, 1986]. Эти значения значительно меньше необходимых для образования слоя плавления (см. рис. 3). Изменение структурного плана (смена областей ареального развития структурами, залегающими вертикально и тяготеющими к зонам пересечения разломов) происходит вследствие изменения положения уровня, выходящего на современную поверхность.

На глубине 12—15 км при этих температурах (на площади) замещения не протекают столь интенсивно. Очаг частичного плавления размещается ниже на 5—7 км. На этой глубине и в этих *PT*-условиях по разломным зонам возможно проникновение расплавов и флюидов разного состава и в разное время, т. е. образование интрузий, а также кристаллизация карбонатных и силикатных флюидов. В узлах пересечения разломов образуются структуры, строение которых либо моноклиальное,

либо близко к концентрически зональному. В разломных зонах при образовании железистых пластов Молдовского участка температура соответствовала 680—700 °С при давлении 0,7 ГПа [Ярощук, 1983]. Очевидны как более высокие температуры внедряющихся глубинных расплавов, так и стрессовые нагрузки, связанные с горизонтальными тектоническими движениями блоков. Эти значения объясняют протекание силикатного метасоматоза при участии водных хлоридно-калиевых флюидов, который приводит к перераспределению железа около 1,9 млрд лет назад. Но только непосредственно в зонах разломов. Температура в участках, удаленных от разломных зон, по которым происходило перемещение расплавов, не превышала 400 °С.

Поскольку кристаллизация осуществляется непосредственно в разломной зоне, залегание пород отражает не последовательность появления, а размещение проницаемых зон, активизированных (раскрытых) в тот или иной промежуток времени.

Выводы. Использование тепловой модели, учитывающей хронологическую последовательность геологических событий, предлагает новый подход к описанию особенностей геологического строения гранулитовых блоков УЩ.

Современное геологическое строение района, результаты определений изотопного возраста пород можно объяснить исключительно *многократностью* внедрения мантийных расплавов в кору и многократностью возобновления в ней очага частичного плавления. От момента образования древнейших эндербитов до образования гранитов 2,03 млрд лет назад плавление и замещения происходили в одном объеме, а уровень, который в настоящее время находится на поверхности (на глубине более 25 км в архее и не менее 20 км в протерозое) — на глубине размещения слоя частичного плавления. Поэтому формирование области ареального распрост-

ранения гранитоидов продолжалось вплоть до образования бердичевских гранитов (2,03 млрд лет назад).

Изменение реологии средней—нижней коры (смена пластичного состояния кристаллическим), первые изменения состава глубинных флюидов (смена кислых водных хлоридно-силикатно-натриевых флюидов архея нейтральными и слабощелочными водными хлоридно-калиевыми) происходило на границе архея и палеопротерозоя.

После 2,03 млрд лет увеличилась амплитуда горизонтальных и вертикальных тектонических движений. Уровень современной поверхности переместился на 6—9 км вверх и на момент гранитизации (1,9 млрд лет) находился над слоем частичного плавления коры. Сочетание горизонтальных и вертикальных движений значительной амплитуды изменило структурный рисунок. Ареальное распространение заменилось появлением в разломных зонах и узлах их пересечений вертикальных структур, которые служили подводными каналами, заполненными веществом, поступающим из мантии. Произошла и резкая смена состава. Из карбонатных флюидов-расплавов кристаллизовались кальцифиры (часто с оливином), были широко распространены графитовые сланцы, сопряженные с высокоглиноземистыми породами. От очага плавления в коре отделялись гранитные расплавы и флюиды, которые ближе к поверхности преобразовывались в гидротермальные растворы.

Поэтому большая часть пород, относимых к бугской серии (заклученных в рассматриваемых структурах), является продуктами кристаллизации флюидов и расплавов в проницаемых зонах, образующихся над слоем частичного плавления коры, что подтверждается и их описаниями. Высокая степень «метаморфизма» этих пород объясняется кристаллизацией в условиях высокой амфиболитовой—гранулитовой фаций метаморфизма.

Автор выражает благодарность чл.-корр. НАН Украины О. Б. Гинтову за критические замечания и дополнения, которые были учтены при доработке статьи.

Список литературы

- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника и геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве. Москва: Наука, 2010. 606 с.
- Венидиктов В.М. Полициклическое развитие гранулитовой фации. Киев: Наук. думка, 1986. 268 с.
- Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. Под ред. А.В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2008. 308 с.
- Гинтов О.Б., Ентин В.А., Мычак С.В., Фарфуляк Л.В. Побужский горнорудный район Украинского щита. Структурно-петрофизическая карта кристаллического фундамента и некоторые вопросы геологии раннего докембрия. *Геофиз. журн.* 2020. Т. 42. № 3. С. 16—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204699>.
- Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145>.
- Гинтов О.Б., Ентин В.А., Мычак С.В., Павлюк В.Н., Гуськов С.И. Уникальные базит-метабазитовые структуры Побужского горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудности (по геофизическим и геологическим данным). *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 3. С. 3—26. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170>.
- Гордиенко В.В. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвин пресс, 2007. 170 с.
- Гранулитовая фация Украинского щита. Под ред. И.С. Усенко. Киев: Наук. думка, 1985. 220 с.
- Ентин В.А., Гинтов О.Б., Мычак С.В., Юшин А.А. Структура Молдовского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная природа. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118>.
- Кирилюк В.П. Ще раз про проблеми стратиграфії по бузького гранулітового комплексу (з нагоди складання нової регіональної стратиграфічної схеми нижнього докембрію Українського щита). 2. Співвідношення світ побужького стратиграфічного комплексу. *Зб. наук. праць УкрДГРІ.* 2015. № 3. С. 147—168.
- Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий Украинского щита. Львов: Высшая школа, 1975. 239 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомоллов Е.С. Возраст цирконов из энедербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита). *Мінерал. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 86—98.
- Лобач-Жученко С.Б., Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Сергеев С.А., Лохов К.И., Егорова Ю.С., Балаганский В.В., Скублов С.Г., Галанкина О.Л., Степанюк Л.М. U-Pb-SHRIMP-II-возраст и происхождение циркона из лерцолита побужского палеоархейского комплекса (Украинский щит). *Докл. РАН.* 2017. Т. 477. № 5. С. 567—571. <https://doi.org/10.7868/S0869565217350134>.
- Орса В.И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Киев: Наук. думка, 1988. 202 с.
- Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита. *Соровский образовательный журнал.* 1997. № 6. С. 56—63.
- Петрологія і геохімія чарнокітоїдів Українського щита. Відп. ред. О.М. Пономаренко. Київ: Наук. думка, 2011, 216 с.
- Пономаренко А.Н., Гинтов О.Б., Степанюк Л.М. Отак называемых «лейкогранулитовой формации» и «зеленовладовской свите» раннего докембрия Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 5. С. 47—70.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макарен-

- ко И.Б., Савченко А.С., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 3. С. 27—53.
- Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Курило С.І., Лісна І.М. Фінальний етап гранітоїдного магматизму в Дністровсько-Бузькому мегаблоці Українського щита. *Геохімія та рудоутворення*. 2016. Вип. 36. С. 72—81.
- Степанюк Л.М., Скобелєв В.М., Довбуш Т.І., Пономаренко О.М. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту та кластогенного циркону із кварциту кошаро-олександрівської світи — вікові межі формування порід бузької серії. *Зб. наук. праць УкрДГРІ*. 2004. № 2. С. 43—50.
- Усенко О.В. К вопросу о происхождении пород бугской серии. *Геофиз. журн.* 2019а. Т. 41. № 4. С. 60—76.
- Усенко О.В. Отражение последовательности геодинамических процессов в геологическом строении Побужья. *Геофиз. журн.* 2019б. Т. 41. № 3. С. 78—95.
- Усенко О.В. Тоналит-трондьемит-гранодиоритовая формация архея. Особенности состава и условия образования на примере Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2021. Т. 43. № 1. С. 38—68.
- Усенко О.В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014. 240 с.
- Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах. *Мінерал. журн.* 2012. Т. 34. № 2. С. 64—79.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Ярошук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев: Наук. думка, 1983. 224 с.
- Ярошук Э.А. Геологическое строение, геохронология и история развития докембрия Нижнего Побужья: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1970. 344 с.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 428 p. doi:10.1007/978-3-540-74169-5.
- Condie, K.C. (2011). *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- Ernst, R.E., & Buchan, K.L. (2003). Recognizing mantle plumes in the geological record. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 469—523. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>.
- Glikson, A.Y. (1993). Asteroids and Early Precambrian crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 35(3), 285—319. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(93\)90041-5](https://doi.org/10.1016/0012-8252(93)90041-5).
- Griffin, W., Belousova, E., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N., Spetsius, S., & Wilde, S. (2014). The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189, 2—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.018>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Ionov, D.A., Carlson, R.W., Doucet, L.S., Golovin, A.V., & Oleinikov, O.B. (2015). The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 108—119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>.

- Isley, A.E., & Abbott, D.H. (2002). Implication of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time. *The Journal of Geology*, 110(2), 141—158. <https://doi.org/10.1086/338553>.
- Jakobsson, S., & Holloway, J.R. (2008). Mantle melting in equilibrium with an Iron–Wüstite–Graphite buffered COH-fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 247—256. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0240-6>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Kaulina, T.V., Baltybaev, S.K., Balagansky, V.V., Egorova, Yu.S., Likhov, K.I., Skublov, S.G., Sukach, V.V., Bogomolov, E.S., Stepanyuk L.M., Galankina O.L., Berzhnaya N.G., Kapitonov I.N., Antonov, A.V., & Sergeev S.A. (2016). The long (3.7—2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-P bages and geochemistry of zircons from a single sample. In J. Halla, M.J. Whitehouse, T. Ahmad, Z. Bagai (Eds.), *Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons* (Vol. 449, pp. 175—206). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP449.3>.
- Sobolev, A.V., Asafov, E.V., Gurenko, A.A., Arndt, N.T., Batanova, V.G., Portnyagin, M.V., Garbe-Schönberg, D., & Krashenninnikov, S.P. (2016). Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir. *Nature*, 531, 628—636. <https://doi.org/10.1038/nature17152>.
- Walter, M.J. (2003). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithospheres. *Treatise on Geochemistry*, 2, 363—394. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02008-9>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.

Present structure of the Near-Bug area: conditions of formation and history of development

O.V. Usenko, 2021

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

General sequence establishment of geological Precambrian events and associating formations, which were created in them, to the results of isotope age definition, is the task, which has no single valued solution for southwestern part of the Ukrainian Shield. Important is to create a general development model, which will describe the modern geological structure of an area, structural and textural rocks features, accounting *PT*-conditions in the Earth's crust during the Archean—Paleoproterozoic.

Isotopic age determination demonstrates, that from the moment of protolith creation (not later than 3.75 billion years ago, up to 1.9 billion years ago), intrusion of mantle melts and partial melting of the lower crustal rocks, occurred many times over. Pobuzhie formation cannot be imagined, as a single process of accumulation, plunge, crumpling into folds and sedimentary strata metamorphism. It is necessary, to take into account, the plume (mantle) component of the general geodynamic process.

In the structure of the Bug megablock and Golovanevskaya suture zone, two main structural plans are displayed. The main part of the territory displays a region of areal distribution of Archean enderbites (generated 2.8 billion years ago) and Proterozoic granites (generated 2.03 billion years ago). The paper compares the temperature distribution with depth, corresponding to the thermal model of the metamorphic temperatures found in the samples, and the solidus temperatures of the basic rocks. It is shown that at the time of the metamorphism development, 2.0 billion years ago, the rocks were at a depth of more than 20 km, and before that — at an even greater depth. During the Archean and Paleoproterozoic, the center of partial melting was repeatedly renewed here, since the temperatures

were higher than the solidus temperature of gabbro. Metamorphic changes (and more often migmatization, partial melting and following crystallization in the granulite facies conditions) happened after the presence of the thermal asthenosphere on the core—mantle border, and were accompanied by bringing the substance from it. Therefore the main part of modern surface is folded by palingenic granites. In Archean and Paleoproterozoic the composition of substances were different.

After 2.0 billion years ago the level of modern surface was located higher. The second structural plan is presented with vertical structures, building of which often close to concentrically zonal or linear monoclinial. They are confined to fault zones and nodes of their intersections. These structures contain rock complexes, which did not occur until 2.0 billion years ago on any craton in the world.

Key words: Precambrian metamorphism, granulite area, melting, metasomatic replacement, isotopic age.

References

- Bogatikov, O.A., Kovalenko, V.I., & Sharkov, E.V. (2010). *Magmatism, Tectonics and Geodynamics of the Earth: Relationship in Time and Space*. Moscow: Nauka, 606 p. (in Russian).
- Venidiktov, V.M. (1986). *Polycyclic development of granulite facies*. Kiev: Naukova Dumka, 268 p. (in Russian).
- Antsiferov, A.V. (Ed.). (2008). *Geological and geophysical model of the Golovanevskaya suture zone of the Ukrainian Shield*. Donetsk: Weber, 308 p. (in Russian).
- Gintov, O.B., Entin, V.A., Mychak, S.V., & Farfuliak, L.V. (2020). The Bug mining area of the Ukrainian Shield. Structural-petrophysical map of the crystalline basement and some problems of the Early Precambrian geology. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 42(3), 16—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204699> (in Russian).
- Gintov, O.B. (2014). Scheme of periodization of faulting stages in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(1), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145> (in Russian).
- Gintov, O.B., Entin, V.A., Mychak, S.V., Pavlyuk, V.N., & Guskov, S.I. (2018). Unique basic-metabasic structures of the Pobuzhsky ore mining region, their geological significance and ore-bearing prospects (by geophysical and geological data). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(3), 3—26. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170> (in Russian).
- Gordienko, V.V. (2007). *Advection-polymorphic hypothesis of deep processes in the tectonosphere*. Kiev: Corvin press, 170 p. (in Russian).
- Usenko, I.S. (Ed.). (1985). *Granulite facies of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 220 p. (in Russian).
- Entin, V.A., Gintov, O.B., Mychak, S.V., & Yushin, A.A. (2015). The structure of the Moldovan iron ore deposit (Ukrainian Shield) according to geological and geophysical data and its possible endogenous nature. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 37(4), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118> (in Russian).
- Kirilyuk, V.P. (2015). Once again about the problems of stratigraphy on the Bug granulite complex (on the occasion of drawing up a new regional stratigraphic scheme of the lower Precambrian of the Ukrainian Shield). 2. The ratio of the world of Pobuzh stratigraphic complex. *Collection of scientific works of UkrDGRI*, (3), 147—168 (in Ukrainian).
- Lazko, E.M., Kirilyuk, V.P., Sivoronov, A.A., & Yatsenko, G.M. (1975). *Lower Precambrian of the Ukrainian Shield*. Lvov: Vysshaya shkola, 239 p. (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balaganskiy, V.V., Baltybaev, Sh.K., Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, A.N., Lokhov, K.I., Koreshkova, M.Yu., Yurchenko, A.V., Egorova, Yu.S., Sukach, V.V., Berzhnaya, N.G., & Bogomolov, E.S. (2013). The age of zircons from the enderbitic-gneisses of the Middle Bug region (Dniester-Bug megablock of the Ukrainian Shield). *Mineralohichnyy Zhurnal*, 35(4), 86—98 (in Russian).

- Lobach-Zhuchenko, S.B., Baltybaev, Sh.K., Glebovitskiy, V.A., Sergeev, S.A., Lokhov, K.I., Egorova, Yu.S., Balaganskiy, V.V., Skublov, S.G., Galankina, O.L., & Stepanyuk, L.M. (2017). U-Pb-SHRIMP-II-age and origin of zircon from lherzolite of the Pobuzhsky Paleoproterozoic complex (Ukrainian Shield). *Doklady RAN*, 477(5), 567—571. <https://doi.org/10.7868/S0869565217350134> (in Russian).
- Orsa, V.I. (1988). *Granite formation in the Precambrian of the Middle Dnieper granite-greenstone region*. Kiev: Naukova Dumka, 202 p. (in Russian).
- Perchuk, L.L. (1997). Deep fluid flows and the birth of granite. *Sorosovskiy obrazovatel'nyy zhurnal*, (6), 56—63 (in Russian).
- Ponomarenko O.M. (Ed.). (2011). *Petrology and geochemistry of black kitoids of the Ukrainian Shield*. Kyiv: Naukova Dumka, 216 p. (in Ukrainian).
- Ponomarenko, A.N., Gintov, O.B., & Stepanyuk, L.M. (2018). On the so-called «Leucogranulite formation» and «Zelenovladov formation» of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(5), 47—70. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147474> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Savchenko, A.S., & Legostaeva, O.V. (2018). Three-dimensional Earth's crust density model of the central part of the Golovanevsk suture zone of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(3), 27—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172> (in Russian).
- Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I., Kurilo, S.I., & Lisna, I.M. (2016). The final stage of granitoid magmatism in the Dniester-Bug megablock of the Ukrainian Shield. *Heokhimiya ta rudovirovnyya*, (36), 72—81 (in Russian).
- Stepanyuk, L.M., Skobelev, V.M., Dovbush, T.I., & Ponomarenko, O.M. (2004). Uranium-lead isotopic age of monazite and clastogenic zircon from quartzite of the Koshara-Alexander world — age limits of formation of rocks of the Bug series. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDHRI*, (2), 43—50 (in Ukrainian).
- Usenko, O.V. (2019a). To the problem of origin of the Bug series rocks. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(4), 60—76. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177365> (in Russian).
- Usenko, O.V. (2019b). Reflection of sequence of geodynamic processes in geological structure of the Bug area. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(3), 78—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172425> (in Russian).
- Usenko, O.V. (2021). Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite formation. Features of the composition and conditions of education on the example of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 43(1), 38—68.
- Usenko, O.V. (2014). *Formation of melts: geodynamic process and physicochemical interactions*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Shumlyanskiy, L.V. (2012). Geochemistry of pyroxene plagiogenesis (enderbits) of Pobuzhye and isotopic composition of hafnium in zircons. *Mineralohichnyy zhurnal*, 34(2), 64—79 (in Russian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., & Ponomarenko, A.N. (2005). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. *Archaea*. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., & Shumlyanskiy, L.V. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. *Proterozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lvov: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Yaroshchuk, M.A. (1983). *Iron ore formations of the Belotserkovsko-Odessa metallogenic zone*. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Yaroshchuk, E.A. (1970). Geological structure, geochronology and history of the Precambrian development of the Lower Bug: Dis. ... Cand. geol.-min. sciences. Kiev, 344 p. (in Russian).
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 428 p. doi:10.1007/978-3-540-74169-5.

- Condie, K.C. (2011). *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- Ernst, R.E., & Buchan, K.L. (2003). Recognizing mantle plumes in the geological record. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 469—523. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>.
- Glikson, A.Y. (1993). Asteroids and Early Precambrian crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 35(3), 285—319. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(93\)90041-5](https://doi.org/10.1016/0012-8252(93)90041-5).
- Griffin, W., Belousova, E., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N., Spetsius, S., & Wilde, S. (2014). The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189, 2—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.018>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Ionov, D.A., Carlson, R.W., Doucet, L.S., Golovin, A.V., & Oleinikov, O.B. (2015). The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 108—119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>.
- Isley, A.E., & Abbott, D.H. (2002). Implication of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time. *The Journal of Geology*, 110(2), 141—158. <https://doi.org/10.1086/338553>.
- Jakobsson, S., & Holloway, J.R. (2008). Mantle melting in equilibrium with an Iron–Wüstite–Graphite buffered COH-fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 247—256. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0240-6>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Kaulina, T.V., Baltybaev, S.K., Balagansky, V.V., Egorova, Yu.S., Likhov, K.I., Skublov, S.G., Sukach, V.V., Bogomolov, E.S., Stepanyuk L.M., Galankina O.L., Berezhnaya N.G., Kapitonov I.N., Antonov, A.V., & Sergeev S.A. (2016). The long (3.7—2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-P bages and geochemistry of zircons from a single sample. In J. Halla, M.J. Whitehouse, T. Ahmad, Z. Bagai (Eds.), *Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons* (Vol. 449, pp. 175—206). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP449.3>.
- Sobolev, A.V., Asafov, E.V., Gurenko, A.A., Arndt, N.T., Batanova, V.G., Portnyagin, M.V., Garbe-Schönberg, D., & Krashenninnikov, S.P. (2016). Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir. *Nature*, 531, 628—636. <https://doi.org/10.1038/nature17152>.
- Walter, M.J. (2003). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithospheres. *Treatise on Geochemistry*, 2, 363—394. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02008-9>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.

Сучасна будова Побужжя: умови формування та історія розвитку

О.В. Усенко, 2021

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Встановлення загальної послідовності геологічних подій докембрію і прив'язка утворених при цьому формацій до результатів визначення ізотопного віку — завдання, яке для південно-західної частини Українського щита поки що не має однозначного вирішення. Актуальним є створення загальної моделі розвитку, яка описує сучасну геологічну будову району, структурні й текстурні особливості порід з урахуванням розподілу *PT*-умов у корі протягом архею—палеопротерозою.

Визначення ізотопного віку демонструють, що від моменту утворення протоліту (не пізніше 3,75 млрд років тому) до 1,9 млрд років тому багаторазово відбувалися проникнення мантійних розплавів і часткове плавлення порід нижньої кори. Будову Побужжя не можна уявити як єдиний процес нагромадження, занурення, змінання у складки і метаморфізму осадової товщі. Необхідний облік плюмової (мантійної) складової загального геодинамічного процесу.

У будові Бузького мегаблоку і Голованівської шовної зони виявлено два головні структурні плани. Велика частина території є зоною ареального поширення архейських ендербітів (утворених до 2,8 млрд років тому) і протерозойських гранітів (утворених до 2,03 млрд років тому). У статті зіставлено розподіл температур з глибиною, який відповідає тепловій моделі, температури метаморфізму, встановлені у зразках, і температури солідусу основних порід. Показано, що на момент прояву метаморфізму 2,0 млрд років тому породи знаходилися на глибині понад 20 км, а до цього — на ще більшій. Протягом архею і палеопротерозою тут багаторазово поновлювався осередок часткового плавлення, оскільки температури перевищували температуру солідусу габбро. Метаморфічні зміни (частіше мігматизація, часткове плавлення і подальша кристалізація в умовах гранулітової фації) відбувалися внаслідок наявності термальної астеносфери на межі кора—мантія і супроводжувалися привнесенням з неї речовини. Тому велика частина сучасної поверхні складена палінгенними гранітами — продуктами кристалізації вогнищ плавлення архею і протерозою. В археї і палеопротерозої склад речовини був різним.

Після 2,0 млрд років рівень сучасної поверхні розміщувався вище. Другий структурний план представлений вертикальними структурами, будова яких часто близька до концентрично зональної або лінійної моноклінальної. Вони приурочені до розломних зон і вузлів їх перетинів. У цих структурах наявні комплекси порід віком менш як 2,0 млрд років, які не спостерігаються у жодному кратоні світу.

Ключові слова: докембрій, метаморфізм, гранулітова область, плавлення, метасоматичні заміщення, ізотопний вік.