

К вопросу о происхождении пород бугской серии

О. В. Усенко, 2019

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 3 мая 2019 г.

Вік порід бузької серії є предметом дискусії. Ізотопні методи не дають чіткої відповіді, тому що в одному відслоненні, одній пробі і навіть в одному кристалі циркону встановлено кілька дат утворення, достовірність яких є безсумнівною. Необхідне залучення додаткових критеріїв, які визначають час формування порід. При оцінюванні фазового складу і первинного джерела речовини потрібно враховувати розподіл температури і тиску на глибині формування порід, які нині залягають на поверхні.

Розглянуто мінеральний та хімічний склад порід і тектонічну будову структур. Показано, що склад порід є індикатором часу їх утворення. Карбонатити і кальцифири, карбонат-магнетитові породи утворилися не раніше ~2,0 млрд років тому. Значна частина товщі складена високоглиноземистими і графітовими сланцями, кварцитами і ультрабазитами, які разом зустрічаються тільки в указаний період часу.

Розміщення структур підпорядковане тектонічному контролю зонами глибинних розломів. Розломні зони визначають будову самих структур і прояв метасоматичних процесів.

Рівень, що виходить на сучасну поверхню, розміщувався на глибині понад 20 км, що ставить під сумнів осадову природу порід. Показано, що велика частина порід, які належать до бузької серії, є продуктом кристалізації магматичних розплавів, а також карбонатних, силікатних (водно-силікатних з хлором), вуглеводневих флюїдів у розломах (проникних зонах) кристалічного фундаменту у діапазоні *PT*-умов, що відповідають високій амфіболітовій та гранулітовій фаціям метаморфізму. Будова цих структур у плані подібна зрізу вулканотектонічних апаратів на глибині більшій 20 км.

Породи невеликих за площею структур утворені з розплавів і флюїдів, що сформувалися на різних глибинах (від 300 до 20 км) і в різних хімічних середовищах. Багаторазово накладений високотемпературний метасоматоз.

Зроблено висновок, що в будові структур Хащувато-Заваллівського блока і Голованівської шовної зони відображено не послідовність залягання первинно-осадових порід, а результат багаторазової кристалізації і метасоматичної перекристалізації розплавів і флюїдів.

Ключові слова: Український щит, бузька серія, ізотопний вік, протерозой, карбонатити, графіт, залізо-кременисто-карбонатна формація.

Введение. Дискуссия о последовательности появления, тектоническом строении и первичном генезисе метаморфических комплексов гранулитовых блоков Украинского щита (УЩ) продолжается более 40 лет. Согласно мнению, высказанному в работах [Лазько и др., 1975; Ярошук, 1983; Кирилук, 2015 и др.], породы бугской сери представляют собой первично вулканогенно-осадочные образования, смятые в складки и метаморфизованные

вследствие погружения. Однако в строении всех структур Среднего Побужья наблюдается преобладание тектонических и реакционных контактов между соседними «пластами». Поэтому вторая гипотеза рассматривает породы, относимые к бугской серии, как продукт кристаллизации расплавов и метасоматического воздействия флюидов, а их структурно-текстурные особенности как результат субгоризонтальных стрессовых нагрузок [Ентин и др., 2015;

Усенко, 2015; Гинтов и др., 2018; Пономаренко и др., 2018; Нечаев и др., 2019 и др.].

Различия в теоретических представлениях отражаются в оценке возраста пород, относимых к бугской серии. Согласно первой гипотезе, они являются архейскими образованиями [Лазько и др., 1975; Кирилюк, 2015 и др.], тогда как вторая предполагает палеопротерозойский возраст ее верхней части, что подтверждается и геохронологическими датировками [Пономаренко и др., 2018; Гинтов и др., 2018, и др.]. Однако при использовании изотопных датировок возникает сложность. В одном обнажении, образце и даже кристалле циркона устанавливается несколько дат, достоверность которых несомненна [Степанюк и др., 2010; Щербак и др., 2005, 2008; Лобач-Жученко и др., 2017а,б и др.].

В работе [Усенко, 2019] рассмотрены последствия трех тектономагматических циклов (по работе [Венидиктов, 1986]), отраженные в современном геологическом строении Побужья. Высказано предположение, что они протекали в течение периода, начинающегося не позднее 2,5 млрд лет назад и продолжающегося до ~2,05 млрд лет. В это время происходило перераспределение вещества в коре и верхней мантии, завершившееся формированием слоя частичного плавления на глубине 20—40 км. Его производными являются бердичевские граниты и мигматиты. Кристаллизация очага плавления произошла не позднее 2,03 млрд лет назад. Метаморфизм проявлен ~2,0 млрд лет назад [Щербак и др., 2008; Лобач-Жученко и др., 2017а]. Поскольку на значительной части территории Побужья протерозойский очаг частичного плавления выходит на современную поверхность, геологическое строение отражает последовательность внедрения расплавов и замещения более ранних породных ассоциаций. Переработанные и перемещенные в пространстве первично осадочные и вулканогенные породы сохранились в виде скиалитов, а связь между залеганием пород и их возрастом во многих случаях отсутствует.

В настоящей статье рассмотрены бо-

лее поздние события. В работе [Гранулитовая..., 1985] В. М. Венидиктов относит их к четвертому циклу, который в работе [Венидиктов, 1986] разделен на четыре неполные цикла. Изотопный возраст глиноземистого кварцита (с. Капитанка) — 2,0 млрд лет; эвлизита (высокожелезистого гранат-пироксенового кварцита) с. Завалье — 1,91 млрд лет, мрамора — 2,0 млрд лет, двупироксеновых кристаллосланцев (дайка, состав которой соответствует габбро) — 1,92—1,96 млрд лет [Щербак и др., 2008]. В работе [Геолого-геофизическая..., 2008] близкий возраст (2,0 млрд лет) назван и для ультрабазитов капитанского комплекса. Есть и граниты, образованные 1,95—1,91 млрд лет назад [Щербак и др., 2008]. Тогда в этом цикле образована значительная доля пород, традиционно относимых к бугской серии.

Цель работы — установить дополнительные критерии, которые определяют время формирования пород бугской серии и их первичный генезис. Ответы на эти вопросы имеют и более широкое применение, так как позволяют сделать выводы о флюидном режиме протерозоя.

Настоящая статья не является исследованием стратиграфии Побужья. Изучаются породы, которыми сложены структуры, включающие железистую формацию и графитовые гнейсы. Привязки к геологическим проявлениям глубинного процесса, изотопному возрасту требуют уточнения и детализации. Предлагается общая модель, которая отражает особенности строения и состава пород как результат перераспределения вещества в геодинамическом процессе. Рассмотрены:

- состав пород бугской серии как индикатор времени образования;
- тектоническое строение структур, вмещающих породы бугской серии;
- фазовое состояние и химический состав глубинных флюидов и расплавов, их возможные источники;
- поведение вещества в диапазоне *PT*-условий, соответствующих высокой амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма.

Описания структур, сложенных породами бугской серии. Породы хщеватовавальевской свиты представлены в Вавальевском месторождении графита [Стратиграфические..., 1985]. Внутри толщи, сложенной вертикально залегающими пластами, заключенными между мощной пачкой кальцифиров и эндербитами, наблюдаются взаимопереходы между биотит-графитовыми, гранат-биотит-графитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами. Вся толща насыщена кальцифирами, железистыми и плагиоклазовыми кварцитами, магнетит-пироксен-кварцевыми кристаллосланцами, широко развиты скарноиды.

На Молдовском участке породы бугской серии представлены практически вертикально залегающими гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами с силлиманитом и кордиеритом [Железисто-кремнистые..., 1978]. Присутствуют двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, переходящие в амфиболиты, а также прослой безрудных кварцитов и кальцифиров. В пределах участка описаны ультрабазиты (серпентиниты и пироксениты с тремолитом и актинолитом), состав и структуры которых соответствуют коматииту [Злобенко и др., 1983]. Множественные метасоматические преобразования железистых пластов отражены в постепенном переходе от неизмененных кальцифиров через зону безрудных метасоматитов и кальцифиров с вкрапленным магнетитом к силикат-магнетитовым рудам. Железистые кварциты испытали перекристаллизацию в напряженных тектонических условиях, что выражено развитием структур растрескивания, нагнетанием магнетита в зоны дробления, перекристаллизацией кварца и магнетита. «Подрудная» и «надрудная» толща насыщены прослоями кварцитов и кальцифиров [Ярощук, 1983]. В гранат-биотитовых гнейсах присутствуют жилковатые и гнездовидные выделения метасоматической кварц-полевошпатовой породы [Ентин и др. 2015].

Внедрение карбонатных расплавов с образованием эруптивных брекчий про-

явлено и после формирования общего структурного рисунка (рис. 1).

В последние годы проведено изучение Тарасовской структуры с использованием комплекса геолого-геофизических данных [Гинтов и др., 2018]. В ее строении участвуют первично-магматические апогабброиды (с прослоями кальцифиров), апонориты, серпентиниты (предполагаются по геофизическим данным), амфибол-пироксеновые кристаллосланцы и магнетит-кварц-пироксеновые скарноиды с линзами гондитов (марганцовистых пород), глиноземистые дистен-кордиерит-гранатовые и силлиманит-кордиеритовые гнейсы и кальцифиры.

В геофизических полях (гравитационном и магнитном) Молдовская и Тарасовская структуры характеризуются концентрически-зональным строением. Вертикальное залегание пластов в разрезе прослеживается на глубину [Гинтов, 2014; Гинтов и др., 2018].

Приведены очень общие описания, однако очевидны следующие особенности.

1. Связь с проницаемыми разломными зонами разного масштаба.

2. Отличие состава толщ бугской серии от состава всех более ранних толщ.

3. Присутствие первично-магматических пород, расплавы которых образованы в мантии (ультрабазитов и габбро), а также разнообразных гранитов (аплитов) — продуктов очагов плавления, размещавшихся в коре.

4. Во всех структурах, вмещающих породы бугской серии, обязательно представлены кварциты, кальцифиры, карбонатиты и эруптивные карбонатные брекчии. В плане и разрезе прослеживаются множественные этапы дробления и заполнения расплавами и флюидами.

5. Состав метасоматизирующих флюидов изменяется от кислых, перераспределяющих железо, к нейтральным — слабощелочным силикатно-глиноземистым и далее к щелочным, обогащенным глиноземом, с углеводородами. По меньшей мере два раза проявлено влияние силикатно-водных хлоридно-калиевых, которые



Рис. 1. Схема строения Молдавской структуры [Железисто-кремнистые..., 1978]: 1 — биотитовые мигматиты, 2 — рудные кальцифиров и магнетит-пироксеновые (в том числе с гранатом) скарны, 3 — безрудные кальцифиров с оливином, шпинелью клиногумитом, 4 — гиперстеновые и двупироксеновые эвлизиты с гранатом, 5 — гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, 6 — двупироксен-плагиоклазовые (в том числе с гранатом) гнейсы, переходящие в амфиболиты, 7 — зона дробления и брекчирования.

обеспечивают гранитизацию (образование слоя частичного плавления), а также участвуют в перераспределении железа в метасоматических процессах на самых поздних этапах.

6. Флюиды имеют разные источники. Мантийные представлены щелочными карбонатными, обогащенными глиноземом, и углеводородными, а мантийнокоровые — силикатно-водными (гранитизирующими).

7. Инъекции кальцифиров и кварцитов, «выклинивание» (растворение, плавление и метасоматическое замещение) гнейсов, перераспределение магнетита и графита в метасоматических процессах соответствует описанию М. А. Ярощук, где подобные геологические структуры описаны как проницаемые зоны, периодически заполняющиеся пластичным веществом [Ярощук, 1983]. Однако вещество, заполняющее эти проницаемые структуры, способно оказывать метасоматическое воздействие на окружающие породы, а значит, характеризуется высокой температурой. Тогда невозможна его осадочная природа, так как оно должно поступать из источника, имеющего еще более высокую температуру.

8. На глубине воздействия метасоматизирующих флюидов температуры и давления соответствуют высокой амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма. В этих условиях водно-силикатная смесь является флюидом, что обеспечивает ускорение всех процессов, не просто кристаллизацию из гидротермального раствора, а активное взаимодействие с вмещающей трещиноватой толщей.

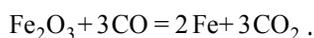
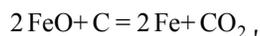
Состав пород бугской серии как индикатор времени их образования. Состав пород бугской серии совершенно отличается от состава более ранних метаморфических формаций. Все породы характеризуются высоким содержанием глинозема и часто магнезия, широко распространены графитовые гнейсы. В разрезах структур наблюдается переход к алюмосиликатным породам, кремнистым и алюмокремнистым разновидностям, а также силикат-магнетитовым кварцитам. Присутствуют карбонатные породы и карбонат-магнетитовые железные руды. Эти разновидности пород на УЩ ранее либо не образуются вовсе, либо представлены очень незначительно [Усенко, 2017].

Отличие состава формаций, образующихся в интервале 2,3—1,7 млрд лет назад, отмечено на всех шитах мира [Condie, 2011]. Время 2,0 (±0,1) млрд лет является временем глобальной гранитизации

[Condie, 2011], а также временем изменения вещественного состава мантийных расплавов, флюидов [Богатиков и др., 2010]. Последний пик появления железистых формаций и начало накопления графитосодержащих толщ наблюдается около 2,0 млрд лет назад (рис. 2). На УЩ появление карбонатно-кальциевого метасоматоза впервые отмечено накануне образования бердичевских гранитов Побужья [Венидиктов, 1986], т. е. около 2,05 млрд лет назад. До этого в составе метаморфических формаций присутствуют преимущественно железистые и магнезиально-железистые карбонаты. Разрезы бугской серии насыщены кальцифирами, упоминания о сидерите отсутствуют, а железо в основном концентрируется в магнетите.

Появление незначительного количества графита в составе метаморфических формаций относится к началу протерозоя. Образование графитоносных сланцев и гнейсов совпадает с максимумом развития кальцифиров (сложенных доломитом и кальцитом), что может служить признаком изменения флюидного режима Земли в целом. Происходит сокращение доли водных флюидов относительно карбонатных, снижение окислительного потенциала. Значительная доля вещества, выносимого на поверхность, — продукт окислительно-восстановительных реакций, протекающих в мантии.

Образование графита, типичного для пород бугской серии, связывают с восстановлением углерода при метаморфизме [Железисто-кремнистые..., 1991 и др.]. Окислительно-восстановительные взаимодействия в кристаллическом веществе невозможны. Но и в растворе направление реакции обратное: углерод окисляется, а железо восстанавливается.



Железистые пласты, образующиеся 2,0—1,8 млрд лет назад, относятся к железисто-кремнисто-карбонатной (ЖКК) формации [Железисто-кремнистые..., 1991].

Ее состав отличается от железисто-вулканогенно-сланцевой формации зеленокаменных структур архея и железисто-кремнисто-сланцевой формации, образующейся на рубеже архей—палеопротерозой (саксаганской и склеватской свит криворожской серии) [Усенко, 2015].

На УЩ можно выделить две разновидности структур, включающих породы ЖКК формации. Предполагаемое время образования бугской серии совпадает со временем формирования гданцевской и глееватской свит криворожской серии. Наблюдается сходство состава этих формаций. Однако их строение совершенно различно.

Стратиформные первично осадочные месторождения железа образуются при разгрузке гидротермальных металлоносных рассолов на дне морских бассейнов. Источники флюида размещаются в мантии и коре. Растворы распространяются в нижних слоях толщи морской воды, что и обуславливает нахождение их в виде пластов [Усенко, 2015]. Гданцевская свита криворожской серии Криворожско-Кременчугской зоны (ККЗ) — несомненно первично хемогенно-осадочная толща. Ее слагают (снизу вверх): железисто-карбонатные породы (сидерит-кальцитовые, кварц-кальцитовые и др.), безрудный кварцит, полосчатый силикатно(хлорит)-магнетитовый железистый кварцит, кальцитовые и кальцит-доломитовые мраморы, слюдистые сланцы, ультрабазит, полосчатый силикатно (биотит)-

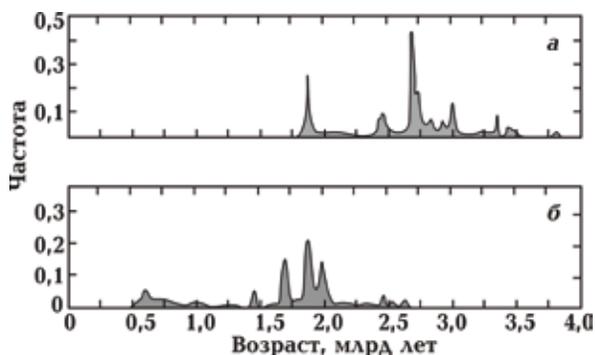


Рис. 2. Периодичность возникновения железистых формаций (а), черных сланцев (графитоносных формаций) (б). Приведено по работе [Condie, 2011].

магнетитовый кварцит, глиноземистый сланец ставролит-гранат-слюдистый с андалузитом и кордиеритом, слюдисто-графитовый сланец, ультрабазит, слюдистые метапелитовые и метаалевролитовые сланцы и полосчатый силикатно(биотит)-магнетитовый кварцит [Стратиграфические..., 1985]. Гданцевская свита метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Наблюдается общее сходство состава с породами бугской серии, которое еще более четко проявляется при сравнении с более ранними хемогенно-осадочными железистыми породами саксаганской и скелеватской свит [Усенко, 2015].

В разрезах гданцевской свиты можно проследить закономерное изменение состава глубинного флюида от карбонатного к водно-силикатному, последующее осаждение высокоглиноземистых флюидов-расплавов, в которых углерод присутствует в восстановленной форме. В ККЗ не наблюдается беспорядочное насыщение всей толщи продуктами кристаллизации флюидов — кальцифирами и кварцитами. Для пород бугской серии, например Молдовской структуры, более характерны процессы взаимопроникновения (внедрения) и взаимозамещения (наложение метасоматических преобразований), а залегание близко к вертикальному.

В Среднем Побужье железные руды — силикат-магнетитовые и карбонат-магнетитовые. Согласно описанию М. А. Ярощук силикат-магнетитовые руды в центре пластов представлены железистыми кварцитами. По периферии и в местах выклинивания они сменяются кварц-силикатными глиноземисто-железисто-кремнистыми сланцами. Наиболее распространены феррогиперстеновые железистые кварциты, в подчиненных количествах присутствуют двупироксеновые (с салитом, ферросалитом) и гранат-пироксеновые разности (с пироп-альмандином). Они образуют крупные пластовые тела и переслаиваются с пластами пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранат-биотитовых и других глиноземистых гнейсов, а также кальцифиров. Все

эти породы интродуцированы гранитоидами и мигматизированы [Ярощук, 1983].

Это описание содержит противоречие, так как «переслаиваются» породы, кристаллизующиеся из расплавов и флюидов, образованных в разных *PT*-условиях и в разных химических средах. Рядом залегают породы, образованные из окисленных щелочных карбонатных и кислых силикатных (с хлоридными комплексами железа), а также гнейсы, обогащенные графитом. Для образования флюидов, обогащенных углеводородами необходимы восстановительные условия (протекание химических реакций, приводящих к восстановлению части углерода). Следовательно, эти породы образованы в разное время, а совместное залегание не отражает последовательность появления на поверхности. Объединение в единую толщу и перераспределение магнетита происходит при перекристаллизации вследствие наложенных метасоматических изменений, протекающих при *PT*-условиях, соответствующих гранулитовой и высокой амфиболитовой фации на заключительных этапах общего геодинамического процесса.

Отдельного внимания заслуживают *магматические карбонаты и кальцифиры*. В строении Молдовской, а также Грушковской, Шамраевской и некоторых других структур участвуют шпинель-оливиновые кальцифиры с диопсидом и флогопитом. Карбонат-магнетитовые руды являются их разновидностью. В их составе присутствуют оливин, магнетит и карбонат (кальцит и доломит), а также пироксены, амфиболы, серпентин, флогопит и шпинель. Оливин представлен форстеритом, разбит трещинами, заполненными тонковолокнистым серпентином. Среди прочих — флогопит, клино- и ортопироксены, марганцовистая шпинель, апатит, графит [Ярощук, 1983]. Из описания следует:

- карбонатный расплав-флюид оказывает высокотемпературное воздействие на вмещающие силикатные породы. Подобные карбонатные породы не могли быть образованы вследствие разгрузки гидротермальных вод;

- оливин не образуется при метаморфических процессах, протекающих в коре. Это продукт кристаллизации мантийных расплавов либо ксеногенный минерал;
- железистый оливин и диопсид, флогопит формируются в разных химических средах.

Присутствие несомненно ксеногенных и магматических минералов указывает, что это мантийные карбонатные расплавы-флюиды, которые при подъеме захватывают включения расплава и ксенокристаллы [Усенко, 2015]. Их аналоги¹ — магматические породы Черниговского комплекса карбонатитов Приазовского мегаблока УЩ близкого возраста. Также их можно сопоставить с карбонатитами Маймеча-Котуйской провинции, сопряженными с щелочными ультрабазитами (пермь—триас). Взрывообразное отделение карбонатных флюидов, может происходить как с глубины 150—200 км, так и с границы кора—мантия, но их мантийный источник не вызывает сомнения. Присутствие железистых оливина и пироксена в составе части карбонатных пород с магнетитом, может свидетельствовать о смешении карбонатного и хлоридно-силикатного флюидов при подслаивании коры глубинными расплавами и флюидами.

Появление силикат-магнетитовых руд — результат активности окисленных и кислых водно-силикатных флюидов, концентрирующих хлоридные комплексы железа. На Побужье появление силикат-магнетитовых руд могло происходить до формирования бердичевских гранитов (до ~2,05 млрд лет), когда преобладали водные нейтральные и слабокислые флюиды с хлором, появление которых в коре и обусловило масштабную гранитизацию. После 2,0 млрд лет здесь образуются карбонат-магнетитовые руды, в которых карбонаты — доломит и кальцит, а железо

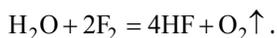
присутствует в окисленной форме. Кальций входит в состав карбонатов, а оксиды железа образуют магнетит и гематит. Сидерит отсутствует. Подобное сочетание возможно в щелочных и ультращелочных условиях, когда значительная часть железа находится в виде Fe^{3+} .

Однако главной причиной накопления железа является обогащение уже сформированных как карбонатных, так и силикатных железистых пластов в результате метасоматического воздействия водно-силикатных хлоридно-калиевых (с железом) флюидов, которое, по всей видимости, происходило около 1,9—1,8 млрд лет назад. Их химическая активность ниже, но взаимодействия протекают в близкосолидных условиях. Появление флюидов происходит неоднократно, так как слой частичного плавления в коре (его отдельные очаги) существует (подновляется) в течение длительного времени — до 1,7—1,65 млрд лет.

Ассоциация высокоглиноземистых пород и графитсодержащих гнейсов образуется вследствие последовательности физико-химических взаимодействий, протекающих на кровле слоя плавления. Образование ритмичной толщи происходит при размещении кровли слоя плавления на глубине 100 км ($P \sim 3$ ГПа) в режиме «складчатая область» [Усенко, 2018]. Сходная ритмичная толща образует, например, кочеровскую свиту тетеревской серии. В Волынском мегаблоке отчетливо прослеживается последовательность отложения хемогенных осадков на поверхности. Многократно повторяется ритм кальцифиры—глиноземистые породы—спилиты и туфы, состав которых соответствует измененному базальту—углеводороды (нефти и асфальты, преобразующиеся в уголь, графит). Последовательное отделение флюидов и расплавов такого состава, повторяющееся многократно, связано с физико-химическими взаимодействиями, происходящими в слое плавления. После подъема плюма происходит разделение на несмешиваемые карбонатную и силикатную фазы вследствие снижения давления. На

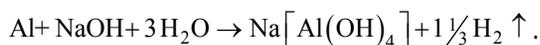
¹ Аналогичны *PT*-условия образования и преимущественно карбонатный состав флюида. Различия в химическом составе карбонатных пород Побужья и Приазовья связаны с ролью галогенов (хлора и фтора в составе флюида).

поверхности образуется слой кальцитовых известняков (кальцифиров). Далее карбонатные флюиды поступают к кровле слоя плавления небольшими порциями, образуя относительно тонкие прослои в начале каждого ритма. В большинстве случаев фиксируется и участие фторидно-натриевого флюида:



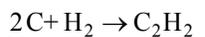
Высвободившийся кислород связывается с углеродом — отделяется карбонатная фаза, а HF «возвращается» в остаточный силикатный расплав астеносферы, будучи инициатором цепной реакции.

Именно присутствие фтора приводит к осушению силикатного расплава, повышению содержания глинозема и натрия. Вода в силикатном расплаве может взаимодействовать и со щелочными металлами, образуя раствор щелочи, а затем силикаты и алюмосиликаты:



На поверхности появляется слой, обогащенный глинистыми минералами.

С карбонатным флюидом выносятся только часть углерода. Часть углерода остается в силикатном расплаве и взаимодействует с водородом:



На поверхности появляется прослой, содержащий углеводороды (нефти, асфальты). При метаморфических преобразованиях он преобразуется в угольный или графитовый пласт.

Первично-вулканогенные породы, образующиеся в этом цикле, представлены спилитами (амфиболитами), так как все взаимодействия протекают при литостатическом давлении 3 ГПа.

В структурах, включающих породы бугской серии, отчетливо проявлена пространственная связь кальцифиров, углисто-глиноземистых сланцев и амфиболитов (базальтов) [Щербаков, 2005]. Но здесь отсутствует цикличность, присущая хемогенно-осадочной толще. Отдельные продукты вышеописанных реакций бес-

порядочно размещены в разрезе. Можно предположить, что кальцифиры, графитовые сланцы, и высокоглиноземистые породы являются продуктом кристаллизации смеси расплава и флюида, отделяющегося от слоя плавления, размещенного в мантии. Но кристаллизация осуществляется непосредственно в разломной зоне, по которой расплавы и флюиды поступают к поверхности. Поэтому залегание пород отражает не последовательность появления, а размещение проницаемых зон, активизированных (раскрытых) в тот или иной промежуток времени.

В случае первично вулканогенно-осадочной толщи, в которой последовательность залегания отражает последовательность появления, железистые кварциты не могут переслаиваться с подобной толщиной, так как образуются при значительно более высоком окислительном потенциале и в кислой среде, т. е. в условиях, запрещающих химическую осцилляцию. Они могут отделяться либо от более глубинного источника (как в архейских ЗКС), либо при подслаивании коры глубинными расплавами. В вулканогенно-осадочной толще они должны находиться либо ниже, либо выше кальцифиров, высокоглиноземистых и графитосодержащих гнейсов, а не «переслаиваться» с ними. Их совместное присутствие, например в Завальевском месторождении графита, можно объяснить только кристаллизацией из флюидов разного состава, имеющих разные источники, т. е. в разное время. В единую толщу они объединены вследствие наложения водно-силикатного метасоматоза, который связан с самым последним этапом гранитообразования. Активность водных флюидов с хлорид-ионами, образующими комплексные соединения с железом, может приводить к его перераспределению и образованию магнетита.

Появление на поверхности кварцитов и плагиоклазовых кварцитов — следствие отделения окисленного водно-силикатного флюида с глубин около 150 км. Они занимают определенное место в составе формации [Венидиктов, 1986; Усенко, 2019]. В

вулканогенно-осадочной толще они должны находиться под ритмичной толщей.

Обычно образование кварцитов связывают с отложением и перекристаллизацией кластогенных осадков. Тогда они должны размещаться вблизи поверхности. Однако кварциты и кварцито-гнейсы, сопоставимые с породами кондалитовой формации докембрийских щитов, обнаружены в составе ксенолитов нижней коры Южно-Гиссарской зоны Тянь-Шаня, наряду с гранат-плагиоклазовыми, ортопироксен-плагиоклазовыми, пироксеновыми сланцами с биотитом, корундом, силлиманитом, шпинелью, кварцем и калиевым полевым шпатом (образованными при $P=0,8\div 1$ ГПа и $T=900\div 950$ °С), а также эндербитами и чарнокитами [Лутков и др., 2002]. Это обломки пород, вынесенные непосредственно с глубин 25—30 км в виде ксенолитов. Появление и сохранность достаточно легкоплавких первично-осадочных пород на этой глубине и в этом диапазоне PT -условий представляется менее вероятными, чем кристаллизация из глубинных флюидов.

Все исследователи отмечают пространственную связь магнетитовых руд с высокомагнезиальными ультрабазитами [Ярошук, 1983], состав которых соответствует коматиитовому стандарту. В Молдовской структуре они залегают среди графит-биотитовых гнейсов и кальцифиров. Ультрабазиты перемежаются с железистыми кварцитами, в составе которых значительная доля принадлежит вулканогенному материалу (феррогиперстен, ферросалит, актинолит-тремолит). Содержание в ультрабазитах Молдовской структуры: $MgO\sim 22\div 32$ %, $FeO_t\sim 10$ %, $SiO_2\sim 40$ % [Злобенко и др., 1983]. Возраст аналогичных пород Капитанского массива, согласно мнению, высказанному в работе [Геолого-геофизическая..., 2008], — 2,0 млрд лет. Подобные ультрабазиты описаны во многих структурах Среднего Побужья (Полянецкой, Гарнаватской, Кумаровской и др.).

С коматиитами архея эти расплавы сближает высокое содержание магния и низкое кремнезема и глинозема. В капитанском комплексе они сопровождают

ся хромитовыми рудами, как, например, в Сурской зеленокаменной структуре Среднеприднепровского мегаблока. Высокое содержание магния и хрома в ультрабазитах капитанского комплекса указывает на высокий окислительный потенциал (большие глубины) образования первичного расплава. Но протерозойские ультрабазиты ассоциируют с карбонатами, сложенными доломитами и кальцитом, тогда как архейские коматииты — с брейнеритовыми слоями. Не только образование флюида-расплава, но и кристаллизация магнезиальных карбонатных пород должна происходить при высокой активности кислорода. Замена железа и магния кальцием в составе карбонатного флюида является следствием снижения окислительного потенциала и повышения щелочности, что характерно для флюидного режима протерозоя. Поэтому более корректно сопоставление не с коматиитами архея, а с ультрабазитами трапповых провинций (пикритами), а карбонатных пород — с карбонатитовыми комплексами палеозоя—фанерозоя. Температура кристаллизации расплава, оцененная по температуре гомогенизации включений в оливине пород гудчихинской свиты Сибирской трапповой провинции, 1640 ± 90 °С, давление 6—8 ГПа [Соболев и др., 2009]. Температура гомогенизации включений в оливинах пикритов плато Путорана $1630\text{—}1660$ °С, давление 7 ГПа [Рябчиков и др., 2009]. Соответственно, температуры начальных расплавов были выше.

В Голованевской шовной зоне (ГШЗ) карбонатиты и ультрабазиты появляются в одних и тех же структурах (например, в Молдовской), что свидетельствует о многократном поступлении вещества (карбонатного флюида, силикатного расплава) с глубин не менее 250—300 км. Неоднократное появление ультрабазитов «внутри» толщи фиксируется и в гданцевской свите, т. е. типично для этого периода.

На проницаемость разломных зон до очень больших глубин на отдельных этапах общего геодинамического процесса указывает полное отсутствие дифференциации

расплавов, так как при взаимодействии щелочных карбонатных флюидов с ультраосновным силикатным расплавом образовались бы щелочно-ультраосновные расплавы типа меймечита [Gudfinnsson, Presnal, 2005], как в черниговском комплексе карбонатитов. Щелочно-ультраосновные расплавы, из которых образованы меймечиты, отличаются крайне высоким содержанием флюида [Ivanov et al., 2018]. Подобные флюиды активны и при образовании изучаемых структур. Однако взаимодействия между расплавом и флюидом в промежуточных очагах (на глубине 50 км) не происходит вследствие высокой скорости поступления к поверхности. Присутствие высокотемпературного флюида, помимо H_2O и CO_2 , содержащего ионы и комплексные соединения Cl и F, объясняет интенсивность метасоматических замещений в проницаемых зонах и примыкающих блоках.

Амфиболиты и пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, обязательные на всех участках развития железистой формации, М. А. Ярошук называет измененными габбро-диабазами [Ярошук, 1983]. Формирование расплавов, состав которых соответствует базальту (габбро), может происходить при давлении 1,5—3 ГПа [Gudfinnsson, Presnal, 2005].

Многочисленные датировки цирконов гранитов относятся к периоду 2,08—1,9 млрд лет назад (пик встречаемости 2,06—2,03 и меньший — 1,95—1,91 млрд лет) [Щербак и др., 2008; Пономаренко и др., 2018 и др.]. Максимальное проявление гранитизации относится ко времени появления бердичевских гранитов (2,06—2,03 млрд лет). Около 1,95—1,91 млрд лет назад вновь происходит образование очага плавления в коре. Согласно работе [Венидиктов, 1986], в это время образуются житомирские и кировоградские граниты, более поздние чем бердичевские. На отдельных участках можно проследить преобразование бердичевских гранитов в житомирские и кировоградские [Венидиктов, 1986; Щербаков, 2005]. Частичное плавление коры и замещение существую-

щего субстрата на глубине 20 км и более происходит и после накопления железистых пород (силикатно- и карбонатно-железистых пластов). В коре возникают (неоднократно пополняются из мантийного источника?) остаточные очаги частичного плавления, обеспечивающие внедрение гранитных расплавов и просачивание водно-силикатных флюидов, вызывающих метасоматическое обогащение железистых пластов. Поэтому наблюдаются взаимопереходы между гнейсами, а инъекции кальцифиров имеют постепенные переходы к силикат-магнетитовым рудам.

Тектонический контроль и строение структур, сложенных породами бугской серии. Размещение структур, вмещающих породы бугской серии, имеет тектонический контроль. Большинство из них находится в поле развития нерасчлененных эндербитов и мигматитов (пород фундамента), а их расположение контролируют разломы. Структуры размещены вдоль оси ГШЗ, которая в современном строении контролируется ступенью на границе Мохо. Ее амплитуда составляет 10 км [Соллогуб, 1986].

Щацевато-Завальевский блок и южная часть ГШЗ приурочены к зонам пересечения глубинных разломов разных направлений. Кроме Тальновской, Первомайской, Брадиевской и 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].

Разломы играют важную роль и в строении отдельных структур. На схеме Молдовского участка (см. рис. 1) они не обозначены, однако отчетливо проявлены как в размещении пород железистой формации, так и тела карбонатитов. В строении, например, Тарасовской структуры главные разломы — широтного и северо-восточного простирания. По ним после образования зональной структуры проис-

ходят движения с амплитудой 600—800 м [Гинтов и др., 2018].

Контроль рудно-метасоматических процессов тектонически активными зонами отражен в структурных и вещественных изменениях продуктивных железистых пластов [Ярощук, 1983]. В рудных залежах и рудовмещающих толщах установлены процессы катаклаза, милонитизации и брекчирования, развиты маломощные тела аплито-пегматоидных гранитов, возраст которых 1,91 млрд лет [Щербак и др., 2008]. Вынесение расплавов и флюидов, дифференцированных на разных уровнях, связано с одними и теми же проницаемыми участками, активизированными неоднократно. Внедрения происходили в несколько фаз, затем был наложен высокотемпературный метасоматоз, обусловивший силификацию кальцифиров, образование новых генераций кварца и магнетита в железистых кварцитах, образование метасоматического магнетита.

PT-условия метаморфизма. Заполнение проницаемых зон флюидами и расплавами сопровождалось метасоматическими изменениями окружающих пород. Этот процесс протекает, если замещающий флюид или расплав имеет более высокие температуры. Его интенсивность возрастает, если замещаемые породы размещены на большой глубине, где температура и давление больше. Время проявления гранулитового метаморфизма Хашчевато-Завальевского блока — 2,0 млрд лет назад ($T > 700\text{ }^\circ\text{C}$, $P > 0,7 \div 0,8\text{ ГПа}$) [Лобач-Жученко и др., 2017a]. На момент образования железистых пластов Молдовского участка температура соответствовала 680—700 °C при давлении 0,7 ГПа [Ярощук, 1983]. Даже если учитывать, что оценка давления включает стрессовую составляющую, приблизительно 2,0—1,9 млрд лет назад породы, выходящие на современную поверхность, располагались на глубине не менее 20 км. Тогда над самыми молодыми «пластами» находилась многокилометровая толща. Однако это последний тектономагматический цикл, в котором происходило накопление мощных толщ осадков в этой части

УЩ. Вероятно, и на Побужье существовал осадочный чехол, сложенный породами, аналогичными гданцевской и глееватской свитам ККЗ. Этот слой размещался выше и позднее был эродирован.

М. А. Ярощук описывает структуры, вмещающие железистую формацию, как синклинали, сложенные первично-вулканогенными и осадочными породами, смятыми в складки. Однако указывает, что в районах развития последокембрийских железорудных месторождений такие структуры описаны как вулканотектонические [Ярощук, 1983]. По мнению В. А. Ентина [Ентин, 1987], подобные структуры являются остаточными фрагментами глубоко эродированных вулканоматматических аппаратов. Приведенные доводы подтверждают это мнение. Это не последовательные напластования, а разрывы сплошности и многократные внедрения по образующимся пустотам. Если представить, что современный уровень проходит по линии б на рис. 3, то получим структурный рисунок, сходный с наблюдаемым в Молдовской и Тарасовской структурах.

В проницаемых зонах могут присутствовать не только новообразованные породы, но и дезинтегрированные обломки фунда-

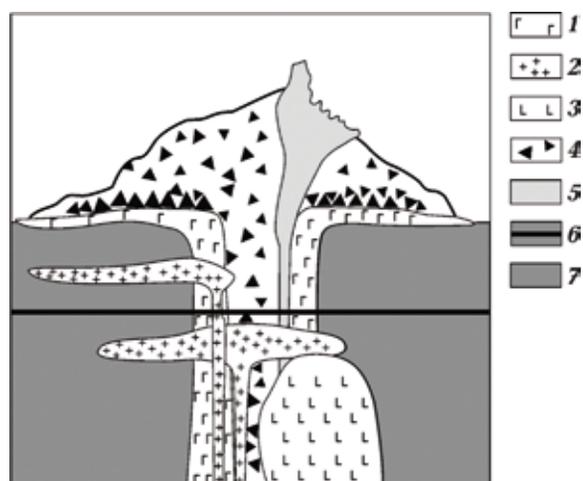


Рис. 3. Схематическое изображение вулканоматматического аппарата: 1 — габбро, 2 — граниты, 3 — ультрабазиты, 4 — карбонатиты с ксенолитами нижнекоровых и мангийных пород, 5 — кальцифиров, 6 — предполагаемая линия современного эрозионного среза, 7 — фундамент.

мента, подвергшиеся метасоматическим преобразованиям, а также кластогенные минералы (в том числе цирконы) разного возраста.

Выводы. Структуры, вмещающие породы бугской серии, находятся среди ультраметаморфических пород. Анализ состава и строения этих структур позволяет сделать следующие выводы.

1. Породы, слагающие разрезы бугской серии, образуются на определенном этапе развития Земли. Появление карбонатитов, кальцифиров, мраморов, значительных объемов кварцитов, графитоносных и высокоглиноземистых метаморфических пород, ультрабазитов, состав которых соответствует коматииту, но ассоциирующих с кальцифирами, а также пород ЖКК формации происходит около 2,0 млрд лет назад. Высокоглиноземистые и графитсодержащие породы образуются при взаимодействии расплавов мантийной астеносферы, обогащенных карбонатными флюидами, со щелочными фторидно-натриевыми флюидами. Преобладание углекислых и щелочных флюидов наблюдается на всех щитах мира в интервале 2,0—1,8 млрд лет. Ранее подобные ассоциации пород не встречаются. Поэтому возраст пород, описанных как бугская серия, должен быть близок к этому времени.

2. Структуры, включающие породы бугской серии, находятся в узлах пересечения разломных зон (проницаемых структур). Разломные зоны были активны в течение длительного времени, что также характерно для периода, который на УЩ начинается около 2,3 млрд лет и продолжается до 1,65 млрд лет.

3. Около 2,0 млрд лет назад разломы, контролирующие размещение структур, в которых развиты породы бугской серии, были проницаемы до глубин 300 км. Однако на следующих этапах по этим же разломным зонам происходило вынесение вещества с глубин 100, 50 и 20 км. Общий геодинамический процесс был длительным и включал этапы вынесения глубинных флюидов и расплавов с разных уровней.

4. Породы, которые традиционно от-

носят к бугской серии, не являются осадочными. Вертикально залегающие пласты Молдовской, Тарасовской и других структур Среднего Побужья не могут отражать последовательность залегания, так как рядом находятся породы, образованные в результате физико-химических взаимодействий, протекавших на разных глубинах, в разных химических средах и, следовательно, в разное время.

5. Это продукт кристаллизации магматических расплавов, а также карбонатных, силикатных (водно-силикатных с хлором), углеводородных флюидов в разломах (проницаемых зонах) кристаллического фундамента в диапазоне *PT*-условий, соответствующих высокой амфиболито-во-гранулитовой фации метаморфизма. Строение этих структур в плане подобно срезу вулcano-тектонических аппаратов, на глубине не менее 20 км. О длительном развитии и многократных раскрытиях проницаемых зон свидетельствуют высокотемпературные метасоматические замещения, сопровождающиеся перераспределением вещества. В них также принимают участие флюиды разного состава, отделение которых происходило в разное время с разных глубин.

Именно поэтому в породах бугской серии представлены цирконы разного возраста. Цирконы могут быть продуктом дезинтеграции архейских пород, а также образовываться вследствие многочисленных инъекций расплавов и флюидов в разное время. Поскольку основная часть циркона образуется при кристаллизации слоя частичного плавления, то наиболее часты датировки, соответствующие образованию слоя плавления в коре (гранитов).

Возможно, отдельные из признаков не являются достаточными доказательствами эндогенной природы этих образований, но их комплекс позволяет делать более обоснованные выводы.

Автор выражает глубокую признательность чл.-корр. НАН Украины, проф. О. Б. Гинтову за многочисленные консультации и критические замечания, 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. 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 рудоносности (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>.
- Гранулитовая фация Украинского щита. Под ред. И. С. Усенко. Киев: Наук. думка, 1985, 220 с.
- Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд. Ред. Кравченко В. М., Кулик Д. А. Киев: Наук. думка, 1991, 216 с.
- Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 1. Отв. ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1978, 328 с.
- Ентин В. А. Геолого-структурные особенности и прогнозная оценка ресурсов железорудных месторождений (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1987, 32 с.
- Ентин В. А., Гинтов О. Б., Мычак С. В., Юшин А. А. Структура Молдавского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118>.
- Злобенко И. Ф., Каневский А. Я., Металиди С. В., Дусяцкий В. А., Лепигов Г. Д., Комайтицы Среднего Побужья (Украинский щит). *Сов. геология.* 1983. № 9. С. 103—108.
- Кирилюк В. П. Ще раз про проблеми стратиграфії побужького гранулітового комплексу (з нагоди складання нової регіональної стратиграфічної схеми нижнього докембрію Українського щита). Стаття 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., 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. АН.* 2017а. Т. 477. № 5. С. 567—571. doi: 10.7868/S0869565217350134.
- Лобач-Жученко С. Б., Рыборак М. В., Салтыкова Т. Е., Сергеев С. А., Лохов К. И., Боброва Е. М., Сукач В. В., Скублов С. Г., Бережная Н. Г., Альбеков А. Ю. Формирование континентальной коры Сарматии в архее. *Геология и геофизика.* 2017б. Т. 58. № 12. С. 1886—1914. doi: 10.15372/GiG20171204.
- Лутков В. С., Могаровский В. В., Луткова В. Я. Геохимическая модель нижней коры складчатых областей Памира и Тянь-Шаня (Таджикистан) по данным изучения ксенолитов в щелочных базитах. *Геохимия.* 2002. № 4. С. 386—398.
- Нечаев С. В., Гинтов О. Б., Мычак С. В. О связи редкоземельно-редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 2. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 2. С. 58—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450>.

- Пономаренко А. Н., Гинтов О. Б., Степанюк Л. М. О так называемых «лейкогранулитовой формации» и «зеленовадовской свите» раннего докембрия Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 5. С. 47—70. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147474>.
- Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н., Соловова И. П. Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плума по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции. *Петрология.* 2009. Т. 17. № 3. С. 311—322.
- Соболев А. В., Криволицкая Н. А., Кузьмин Д. В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции. *Петрология.* 2009. Т. 17. № 12. С. 276—310.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986, 183 с.
- Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В., Пономаренко О. М., Довбуш Т. І., Висоцький О. Б., Дьюйм Бр. До питання про вікові межі формування кошаро-олександрівської світи бузької серії Побужжя. *Геохімія та рудоутворення.* 2010. № 28. С. 4—10.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Под ред. К. Е. Есипчука. Киев: Наук. думка, 1985, 168 с.
- Усенко О. В. Геодинамический процесс и его геологические проявления на континентах. *Геофиз. журн.* 2018. № 5. Т. 40. С. 137—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147477>.
- Усенко О. В. Отражение последовательности геодинамических процессов в геологическом строении Побужжя. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 3. С. 78—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172425>.
- Усенко О. В. Периодизация и характерные особенности глубинных процессов в докембрии на примере Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 6. С. 41—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116366>.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Среднего Побужжя. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 32—56. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111122>.
- Шумлянський Л. В. Вік та ізотопний склад гафнію цирконів з кварцитів Середнього Побужжя Українського щита. *Геохімія та рудоутворення.* 2012. Вип. 31-32. С. 136—143.
- 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: ЗукЦІ, 2005, 366 с.
- Ярощук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев: Наук. думка, 1983, 224 с.
- Condie, K. C. 2011. *Earth and evolving planetary system.* Elsevier, 574 p.
- Ivanov, A. V., Mukasa, S. B., Kamenetsky, V. S., Ackerson, M., Demonterova, E. I., Pokrovsky, B. G., Vladykin, N. V., Kolesnichenko, M. V., Litasov, K. D., & Zedgenizov, D. A. (2018). Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melaneophelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology*, 483, 442—462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>.
- 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/egj029>.

To the problem of origin of the Bug series rocks

O. V. Usenko, 2019

The age of the Bug series rocks is an object for discussion. Isotopic methods do not give a distinct answer, because in the same outcrop, the same sample and even in the same crystal of zircon several dates of formation are to be found with evident significance. Involvement of additional criteria is required to determine the time of the Bug series formation. While examining the phase composition and the initial source of the material we need taking into account temperature and pressure distribution in the depth of formation of rocks, which are on the surface nowadays. Mineral and chemical composition of rocks and tectonic structure of including patterns have been considered. It has been shown that the composition of the Bug series is an indicator of time of formation. Carbonatites and calcyphyres, carbonate-magnetite rocks are not produced earlier than ~2.0 Ga ago. A considerable part of the stratum is presented by high-clayish and graphite shale, quartzite, and ultrabasite that occur jointly only in this period of time. Arrangement of the structures is subdued to tectonic control by zones of deep faults. Smaller fault zones are determinative in the pattern of structures themselves and in manifestations of metasomatic processes. By the moment of their formation the level outcropped on the modern surface occurred at a depth more than 20 km that makes sedimentary nature of composing rocks doubtful. It has been shown that the most part of rocks attached to the Bug series are crystallization products of magmatic melts as well as carbonate, silicate (water-silicate with chlorine), hydrocarbon fluids in faults (permeable zones) of crystalline basement in diapason of *PT*-conditions, corresponding to high amphibolites-granulites metamorphic facies. The pattern of these structures in projection is similar to the section of volcano-tectonic apparatuses at a depth not less than 20 km. In the structures small by their area, the rocks formed at different depths (from 300 to 200 km) from melts and fluids in different chemical media are presented. High temperature multiple metasomatism has been superposed. A conclusion has been made that the pattern of the structures of Khashchevato-Zavalye block and the Golovaniv suture zone does not reflect the succession of primary sedimentary rocks occurrence but a result of multiple crystallization and metasomatic re-crystallization of melts and fluids.

Key words: the Ukrainian shield, the Bug series, isotopic age, Proterozoic, carbonatites, graphite, ferruginous-silicon-carbonate formation.

References

- Bogatikov, O. A., Kovalenko, V. I., & Sharkov, E. V. (2010). *Magmatism, tectonics and geodynamics of the Earth: connection in time and in space*. Moscow: Nauka, 606 p. (in Russian).
- Venidiktov, V. M. (1986). *Polycyclic development of granulite facies*. Kiev: Naukova Dumka, 267 p. (in Russian).
- Antsiferov, A. V. (Ed.). (2008). *Geological and geophysical model Golovanevsk suture zones of the Ukrainian Shield*. Donetsk: Weber, 308 p. (in Russian).
- Gintov, O. B. (2014). Scheme of periodization of faulting stages in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *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 basite-metabasite 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).
- Usenko, I. S. (Ed.). (1985). *Granulite facies of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 220 p. (in Russian).

- Kravchenko, V. M., & Kulik, D. A. (Eds.). (1991). *Ferruginous-siliceous formations of Precambrian in the European part of the USSR. The genesis of iron ores*. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Russian).
- Semenenko, N. P. (Ed.). (1978). *Ferruginous-siliceous formations of the Ukrainian shield*. Vol. 1. Kiev: Naukova Dumka, 328 p. (in Russian).
- Entin, V. A. (1987). Geological and structural features and predictive resource assessment of iron ore deposits (Ukraine Shield) according to geological and geophysical data and its possible endogenous nature: *Extended abstract of candidates thesis*. Kiev, 32 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 nature. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(4), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118> (in Russian).
- Zlobenko, I. F., Kanevskiy, A. Ya., Metalidi, S. V., Dusyatskiy, V. A., & Lepigov, G. D. (1983). Komatiite of the Middle Pobuzhya (Ukrainian shield). *Sovetskaya geologiya*, (9), C. 103—108 (in Russian).
- Kirilyuk, V. P. (2015). Once again about the problems of the stratigraphy of the Pobuzh granulite complex (on the occasion of the adoption of a new regional stratigraphic scheme of the lower Precambrian of the Ukrainian shield). Article 2. The ratio of retinues of the pobozhsky stratigraphic complex. *Collection of scientific works UkrGGRI*, (3), 147—168 (in Ukrainian).
- Lazko, E. M., Kirilyuk, V. P., Sivoronov, A. A., Yatsenko, G. M. (1975). *Lower Precambrian of the Ukrainian Shield*. Lviv: Vysshaya shkola, 239 p. (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S. B., Baltybaev, Sh. K., Glebovitsky, V. A., Sergeev, S. A., Lokhov, K. I., Yegorova, Yu. S., Balagansky, V. V., Skublov, S. G., Galankina, O. L., & Stepanyuk, L. M. (2017a). U-Pb-SHRIMP-II-Age and origin of zircon from lhertzolite of the Bug Paleoproterozoic complex (Ukrainian shield). *Doklady RAN*, 477, 567—571. doi: 10.7868/S0869565217350134 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S. B., Ryborak, M. V., Saltykova, T. E., Sergeev, S. A., Lokhov, K. I., Bobrova, E. M., Sukach, V. V., Skublov, S. G., Berezhnaya, N. G., & Albekov, A. Yu. (2017b). The Archean formation of the Sarmatian continental crust. *Geologiya i geofizika*, 58(12), 1886—1914. doi: 10.15372/GiG20171204 (in Russian).
- Lutkov, V. S., Mogarovskiy, V. V., & Lutkova, V. Ya. (2002). Geochemical model of the lower crust of the folded regions of the Pamir and Tien Shan (Tajikistan) according to a study of xenoliths in alkaline basites. *Geokhimiya*, (4), 386—398 (in Russian).
- Nechaev, S. V., Gintov, O. B., & Mychak, S. V. (2019). On a link of rare earth-rare metal and gold-ore mineralization with fault-block tectonics of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal*, 41(2), 58—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450> (in Russian).
- Ponomarenko, A. N., Gintov, O. B., & Stepanyuk, L. M. (2018). On the so-called «leucogranulite formation» and «zelenovadov 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).
- Ryabchikov, I. D., Kogarko, L. N., & Solovova, I. P. (2009). Physical and chemical conditions of magma formation at the base of the Siberian plume according to the study of melt microinclusions in meymechites and alkaline picrites of Maymech-Kotuy province. *Petrologiya*, 17(3), 311—322 (in Russian).
- Sobolev, A. V., Krivolutsкая, N. A., & Kuzmin, D. V. (2009). Petrology of the parent melts and mantle sources of magmas of the Siberian trap province. *Petrologiya*, 17(12), 276-310 (in Russian).
- Sollogub, V. B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 183 p. (in Russian).
- Stepanyuk, L. M., Shumlyansky, L. V., Ponomarenko, O. M., Dovbush, T. I., Vysotsky, O. B., & Dyuy, Br. (2010). On the question of the age limits of the formation of the Koshar-Alexandrov suite of the Bug Bug Series. *Heokhimiya ta rudoutvorenniya*, (28), 4—10 (in Ukrainian).
- Esipchuk, K. E. (Ed.). (1985). *Stratigraphic sections of the Precambrian Ukrainian shield*. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).

- Usenko, O. V. (2018). Geodynamic process and its geologic manifestations in the continents. *Geofizicheskiy zhurnal*, 40(5), 137—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147477> (in Russian).
- Usenko, O. V. (2019). 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. (2017). Periodization and specific features of deep processes in Precambrian by example of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy zhurnal*, 39(6), 41—83. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116366> (in Russian).
- Usenko, O. V. (2015). Conditions of formation of ferruginous rocks of the Middle Bug area. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(4), 32—56. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111122> (in Russian).
- Shumlyanskiy, L. V. (2012). Age and isotopic composition of hafnium zircons from quartzite from the Middle Pobuzh'ya Ukrainian shield. *Heokhimiya ta rudoutvorenniya*, (31-32), 136—143 (in Ukrainian).
- Scherbak, 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).
- Scherbak, 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*. Lviv: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Yaroshchuk, M. A. (1983). *Iron-ore formations of the Belotserkov-Odessa metallogenic zone*. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Condie, K. C. 2011. *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- Ivanov, A. V., Mukasa, S. B., Kamenetsky, V. S., Ackerson, M., Demonterova, E. I., Pokrovsky, B. G., Vladykin, N. V., Kolesnichenko, M. V., Litasov, K. D., & Zedgenizov, D. A. (2018). Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology*, 483, 442—462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>.
- 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>.