

Отражение последовательности геодинамических процессов в геологическом строении Побужья

О. В. Усенко, 2019

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

Поступила 18 марта 2019 г.

Вік формацій, що складають гранулітові блоки Українського щита, — предмет дискусії. Для з'ясування первинного генезису і умов перетворення порід Побужжя запропоновано встановлення перебігу глибинного процесу за складом магматичних і хомогенно-осадових порід. Використано опис формацій і послідовність геологічних подій, запропонованих В. М. Венідіктовим у 1986 р. Протягом періоду, що розпочався не пізніше 2,5 млрд років тому і тривав до 2,0 млрд років тому, відбулися три тектоно-магматичні цикли, які можна зіставити з режимом "складчаста область". Використання загальних схем дає змогу встановити склад і температури розплавів і флюїдів, що надходять до кори (термодинамічний режим), оцінити характер взаємодій (метасоматичні заміщення, кристалізація, плавлення—розчинення тощо) між глибинною речовиною (відомого складу і температури) і речовиною кори на встановленій глибині (за відомих літостатичного тиску і температури). Режим "складчаста область" характеризують магматичні породи, що утворюються на глибинах 220, 150, 100, 50 км. Підшарування кори мантійними (ультрасновними) розплавами і поповнення шарів плавлення, верхня кромка яких розміщується на глибинах 50 і 20 км, відбувається неодноразово, що передбачає ускладнення базового режиму. Встановлено, що на Побужжі температура і тиск метаморфічних перетворень перевищували необхідні умови для утворення шару часткового плавлення в корі. На сучасний ерозійний зріз виведений рівень розміщення астеносфери, в якій сформувалися граніти, що належать до бердичівського комплексу. Послідовність залягання порід замінена послідовністю їх вторгнення та заміщення. Первинно-осадові породи не збереглися, а зв'язок між заляганням порід і їх віком відсутній.

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

Введение. Дискуссия о последовательности появления и первичном генезисе метаморфических комплексов гранулитовых блоков Украинского щита (УЩ) продолжается более 40 лет. В работе [Гранулитовая ..., 1985] представлены три различные геолого-структурные схемы строения Побужья, а спор об относительном возрасте стратиграфических подразделений продолжается до настоящего времени. Существует две главные гипотезы. Первая предполагает, что вулканогенно-осадочная толща была смята в складки и метаморфизована [Лазько и др., 1975; Ярошук, 1983; Кирилюк, 2015 и др.], а последовательность за-

легания соответствует последовательности появления. Эта логика успешно объясняет строение Среднеприднепровского мегаблока, Ингулецко-Криворожской шовной зоны и других структурных единиц УЩ, в которых проявлен метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Однако сложное строение гранулитовых блоков невозможно объяснить с помощью этих представлений. "В глубоко метаморфизованных и дислоцированных толщах докембрия полностью утеряны признаки их первичного генезиса, при "снятии" метаморфизма одного этапа обнаруживается другой метаморфически-метасоматический

парагенезис, которому предшествует третий и т. д., а перекристаллизация часто полностью уничтожает следы предшествующих деформаций" [Венидиктов, 1986, с. 35]. Другими словами, вместо последовательности напластования наблюдается последовательность внедрения, замещения, а граница между метаморфизмом и частичным плавлением практически стерта. Для установления генезиса и относительного возраста пород, слагающих гранулитовые блоки УЩ, необходима принципиально другая логика. Между соседними "пластами" преобладают тектонические и реакционные контакты. Поэтому вторая гипотеза рассматривает их как продукт кристаллизации расплавов и метасоматического воздействия флюидов, а их структурно-текстурные особенности — как результат субгоризонтальных стрессовых нагрузок [Гинтов, 2005; Ентин и др., 2015; Усенко, 2015а; Гинтов и др., 2018; Пономаренко и др., 2018 и др.].

Различия в теоретических представлениях отражаются в оценке возраста стратиграфических подразделений Побужья, в частности пород, относимых к бугской серии. Согласно первой гипотезе, они являются архейскими образованиями [Лазько и др., 1975; Кирилюк, 2015 и др.], тогда как вторая предполагает их архейско-палеопротерозойский возраст, что подтверждается и геохронологическими датировками [Щербак и др., 2005; Пономаренко и др., 2018; Гинтов и др., 2018, и др.].

Цель работы — восстановление вертикальной (плюмовой) составляющей палеогеодинамического процесса по геологическим проявлениям, оценка распределения и перераспределения температур и вещества в средней—нижней коре в течение палеопротерозоя. Создание общей схемы развития позволит установить геологические процессы, следствия которых отражены в современном строении Побужья.

Описания формаций и последовательность геологических событий приведены по работе [Венидиктов, 1986]. Геологические данные вследствие объективных причин не имеют точности определения *РТ*-

условий, изотопных дат каждого события, получаемых в работах последних лет (см., например, [Перчук, 2002; Lobach-Zhuchenko et al., 2014]). Поэтому автором используется понятие о базовых геодинамических режимах ("складчатая область", "рифт", "трапшовая провинция" по работе [Богатиков и др., 2010]). Это идеализированные схемы, для которых в первом приближении определены термодинамические параметры [Усенко, 2018]. Если известен общий режим, то можно определить размещение кровли слоя частичного плавления (границы литосфера—астеносфера (ЛАГ)) под исследуемой территорией на каждом этапе геодинамического процесса. Сопоставление тепловой модели [Гордиенко, 2007] и событий, предполагаемых базовыми режимами, рассмотрено в работах [Усенко, 2014, 2018].

По мнению В. М. Венидиктова, природные геологические формации в полиметаморфических комплексах — ассоциации пород, возникающие при определенной комбинации тектонического, геохимического и термодинамического режимов [Венидиктов, 1986]. Использование общих (базовых) схем позволяет установить состав и температуры расплавов и флюидов, поступающих в кору (термодинамический режим), и оценить характер взаимодействий (метасоматическое замещение, кристаллизация, плавление—растворение и т. д.) между глубинным веществом (известного состава и температуры) и веществом коры на установленной глубине (при известном литостатическом давлении и температуре) [Усенко, 2018].

Термин "складчатая область" употребляется исключительно для обозначения последовательности изменения расположения ЛАГ в мантии и нижней части коры. В данном случае его употребление не совсем удачно, так как никаких складок первично-осадочно-вулканогенной толщи, как и самой толщи, мы видеть не можем. Самые "поверхностные" события протекают на уровне размещения пород гранулитовой фации метаморфизма и очага плавления в коре, т. е. на глубине более 20 км.

С использованием результатов геохимических и петрологических исследований решается обратная геофизическая задача для палео процессов. Геологическая информация разрозненна, поэтому предлагаемая интерпретация дискуссионна. Данная работа не является исследованием стратиграфии Побужья, не предполагается рассмотрение петрологических задач, например, выяснение причин разнообразия гранитоидов. На Побужье представлены граниты разного возраста и состава как палингенные (образованные вследствие многочисленных этапов метасоматического замещения, частичного плавления и кристаллизации), так и интрузивные. Задача работы — выделить главные этапы гранитообразования, т. е. главные этапы образования слоя частичного плавления в коре, что позволит привязать тектономагматические циклы к изотопным датировкам.

За пределами возможностей используемого метода остается и тектоническая составляющая. Речь идет о создании общей модели, учитывающей роль восходящей ветви конвективных течений (плюмовых процессов) протерозоя в современном строении Побужья.

Время образования литосферной мантии под крагонами 2,8—2,5 млрд лет [Carlson et al., 2005; Griffin et al., 2014 и др.]. Рубеж архей—протерозой — время начала плюмовой или плитовой тектоники в виде, близком к современному [Griffin et al., 2014]. Это предполагает правомочность сопоставления глубинной части процессов палеопротерозоя и фанерозоя.

Периоды развития Побужья по данным геохронологии. В работе [Лобач-Жученко и др., 2017б] выделяется ряд глобальных этапов развития коры Побужья.

1. Формирование древнейших пород в интервале 3,7—3,3 млрд лет, включавшее неоднократное внедрение основных расплавов и несколько этапов гранулитового метаморфизма.

2. В кварцитах с. Кошаро-Александровка обнаружены цирконы, возраст которых 3,115—2,915 млрд лет [Степанюк и др.,

2010]. В кварцитах обнажения “Белая скала” установлены кластогенные цирконы, образованные 3,25—3,15; 3,1—3,0; 2,8 млрд лет назад [Шумлянський, 2012]. Архейские датировки всегда присутствуют в эндробитах гайворонского, литинского и побужского комплексов [Щербак и др., 2005; Лобач-Жученко и др., 2017а]. Время проявления гранулитового метаморфизма — 2,8 млрд лет [Щербак и др., 2005; Лобач-Жученко и др., 2017б]. Есть и ультрамафиты, образованные 2,8 млрд лет назад [Лобач-Жученко и др., 2017а]. Эти датировки совпадают с главными этапами формирования гранит-зеленокаменной области Среднеприднепровского мегаблока [Щербак и др., 2005 и др.]. В западной части УЩ зеленокаменный этап развития только предполагается [Лобач-Жученко и др., 2017б].

3. В незначительном количестве датировок отражен процесс (часть процесса), проходивший на границе архей и палеопротерозоя (2,5 млрд лет назад). Факт его протекания — предмет дискуссии. Считается, что он проявлен незначительно [Лобач-Жученко и др., 2017б], либо не проявлен вовсе [Vogdanova et al., 2016]. Однако цирконы этого возраста установлены и в кварцитах [Шумлянський, 2012], и в эндробитах побужского комплекса [Щербак и др., 2008].

4. Максимальным количеством определенных охарактеризован геодинамический процесс, который начинается не ранее 2,3 млрд лет назад появлением ультрамафитов. В Голованевской шовной зоне и Хашчевато-Завальевском блоке установлены единичные датировки пироксеновых и биотитовых гнейсов (2,26, 2,23 млрд лет) и эндробитов (2,26 млрд лет). Многочисленные датировки цирконов магматических и метаморфических пород относятся ко времени 2,08—1,9 млрд лет назад (пик встречаемости 2,06—2,03, меньший — 1,95—1,91 млрд лет) [Щербак и др., 2008; Пономаренко и др. 2018 и др.].

В. М. Венидиктовым по совокупности структурно-вещественных признаков выделены четыре тектономагматических цик-

ла [Гранулитовая ..., 1985]. Для каждого установлена последовательность проявления геологических событий, отраженных в строении средней—нижней коры, а также последствия наложения метасоматических проявлений и деформаций каждого более позднего цикла на все более ранние. В работе [Венидиктов, 1986] нет привязки к изотопным датировкам. Однако детально описано каждое событие, его проявления в составе формаций и в отдельных минералах (см. приложение). Это позволяет установить отношения раньше/позже между циклами и внутри каждого.

В данном исследовании рассмотрены геологические проявления третьего цикла. Однако в первых трех циклах наблюдается одинаковая последовательность образования формаций близкого состава, что предполагает и сходное протекание глубинного процесса (см. приложение). Уже в работе [Венидиктов, 1986] четвертый цикл дробится еще на четыре, каждый из которых представлен неполным набором формаций и фаз складчатости. В настоящей статье он не рассматривается.

Соотнесение циклов В.М. Венидиктова с приведенными периодами развития Побужья базируется на ряде соображений. Возраст гранитов, объединенных названием "бердичевские", составляет от 2,1 до 1,91 млрд лет [Щербак и др., 2008]. В.М. Венидиктов разделяет их по последовательности образования и составу: виннициты образованы во втором цикле, чудново-бердичевские граниты — в третьем, а житомирские и кировоградские граниты — в четвертом [Венидиктов, 1986]. Далее считается, что возраст винницитов ~2,1 млрд лет, чудново-бердичевских гранитов ~2,05 млрд лет, а житомирских и кировоградских ~1,9 млрд лет. Указан приблизительный возраст, соответствующий времени этапа гранитизации в каждом цикле. На самом деле каждая разновидность палингенных гранитов образована и преобразована в нескольких этапах и включает цирконы разного возраста.

Четвертый цикл начинается не позднее 2,0 млрд лет назад. Образуются глинозе-

мистый кварцит (с. Капитанка). В работе [Геолого-геофизическая ..., 2008] подобный возраст назван и для ультрабазитов капитанского комплекса. Возраст эвлизитов (высокожелезистых гранат-пироксеновых кварцитов) с. Завалье составляет 1,91 млрд лет, мрамора — 2,0 млрд лет, двушироксенового кристаллосланца (дайка, состав которой соответствует габбро) — 1,92—1,96 млрд лет [Щербак и др., 2008].

В качестве дополнительных аргументов в пользу окончания третьего цикла до 2,0 млрд лет можно привести еще ряд соображений. Около 2,0 млрд лет назад на всех кратонах мира зафиксированы изменения:

- вещественного состава мантийных расплавов;
- протекания тектонических процессов [Богатиков и др., 2010];
- состава хемогенно-осадочных формаций (появление кальцифиров и пород железисто-кремнисто-карбонатной формации, широкое развитие графитовых сланцев) [Condie, 2011].

Согласно В.М. Венидиктову, на Побужье углекислый и кальциевый метасоматоз впервые проявлен накануне образования чудново-бердичевских гранитов в третьем цикле, а появление пачек кальцифиров происходит в четвертом.

Привязка тектономагматических циклов к изотопным датировкам дискуссионна. Их могло быть больше чем три, так как архейские породы могли быть полностью переработаны в последующих циклах. "В некоторых случаях первичные полиметаморфические и полициклические формации полностью исчезают, а облик образующейся формации обусловлен главным образом составом флюида [Венидиктов, 1986, с. 42]. Наблюдается соответствие минерального и химического состава метаморфических формаций первого цикла нижней (спасовской) свите ингуло-ингулецкой серии. Но и относительно возраста ингуло-ингулецкой серии нет однозначного мнения.

Сопоставление событий, отраженных в геологическом строении, с результатами определений изотопного возраста требуют уточнения, привлечения дополни-

тельной геохимической информации. Однако остальные (помимо возраста) термодинамические параметры геологического процесса не изменятся.

Геодинамические процессы, в которых образован кристаллический фундамент Побужья. Для первых трех циклов достаточно уверенно проводится аналогия с

глубинными процессами фанерозоя, протекание которых можно установить по составу магматических пород [Богатиков и др., 2010; Усенко, 2014, 2018].

В табл. 1 приведено сопоставление фанерозойских магматических пород, последовательно появляющихся в режиме "складчатая область" (по работе [Богати-

Т а б л и ц а 1. Сопоставление последовательности появления магматических и осадочных комплексов в режиме "складчатая область фанерозоя" [Богатиков и др., 2010] и в третьем тектономагматическом цикле протерозоя (Верхнее Побужье) [Венидиктов, 1986]

Режим «складчатая область фанерозоя»	Тектономагматический цикл (третий цикл, Верхнее Побужье)	ЛАГ, км
Ультрабазитовый комплекс (расслоенные массивы альпинотипных гипербазитов)	<i>Появление даек метабазитов</i>	220
Переслаивающиеся ультрамафиты и габбро, выше перекрытые габбро и габброноритами. Осадочные породы этой стадии представлены кварцитами, часто с плагиоклазом	<i>Формация плагиогнейсов, кварцитов, кварцито-гнейсов и (или) лептинитов с равномерной сланцеватостью. Гранат-биотитовые плагиогнейсы с двумя генерациями граната</i>	150
Параллельные дайки толеитовой серии (подводящие каналы лавовых излияний). Лавовые потоки и покровы пиллоу лав. Перекрыты известняками, кремнистыми углисто-глинистыми сланцами, базальтами, вулканогенными породами спилит-диабазовой и спилит-диабаз-кремнистой ассоциаций	<i>«Метаморфиды» преимущественно основного состава с реликтовой сланцеватостью. Биотит-гиперстеновые гнейсы. Куммингтонит-плагиоклазовые породы с реликтовым гиперстеном (дайки габбро-диабазов). Массивные и сланцеватые амфиболиты</i>	100
Образования переходного этапа. Ряд магматических ассоциаций: ранняя базальт-андезитовая (50), плагиогранит-плагиориолитовая (50—20)	Диопсидовые породы и известковые кальцифиры, которые образуются в две стадии: кальциевого и углекислого метасоматоза. <i>Раннеорогенные полосчатые плагиомigmatиты</i>	50 20
Орогенная стадия представлена базальт-андезит-риолитовой и андезит-дацит-риолитовой ассоциациями. Характерны бимодальные ряды вулканитов	<i>Синорогенные гранодиориты и граниты и мигматиты. Образование происходит в две фазы: базификация и гранитизация, структуры типа эруптивная брекчия и реликтовые плоскости бластомилонитизации, растрескивания, брекчирования</i> Чудново-бердичевские граниты Структура указывает как на перемещение материала, так и автохтонное происхождение	50 20
Позднеорогенная стадия. Андезитовая, андезит-дацит-риолитовая, монзонит-гранодиорит-сиенитовая, лейкогранит-аласкитовая формации	<i>Позднеорогенные существенно калишпатовые граниты, аляскиты, пегматиты, контролируемые новыми разрывами и зонами расланцевания</i>	20

ков и др., 2010]), с протерозойскими формациями третьего цикла по работе [Венидиктов, 1986]. В первых двух циклах наблюдается сходная последовательность появления формаций, что предполагает и сходное протекание геодинамического процесса (см. приложение). В первых двух циклах более представлены амфиболиты и менее гнейсы, отсутствуют кальцифиры.

Одинаковая последовательность появления пород близкого состава (расплавы которых образованы на близких глубинах, т. е. в близких *PT*-условиях) в тектономагматических циклах палеопротерозоя и режиме "складчатая область" отмечена и В.М. Венидиктовым (который употребляет термин "геосинклинальный режим"). Это подтверждает тезис о сходном протекании глубинных процессов протерозоя и фанерозоя [Griffin et al., 2014].

Следствия глубинного процесса, проявленные в геологическом и тектоническом строении. Режим "складчатая область" характеризуют магматические породы, образующиеся на глубинах 220, 150, 100, 50 км. В фанерозое изменение глубины происходит через 60 млн лет. Подъем ЛАГ вызван поступлением вещества с глубины 220—450 км. Этап, когда ЛАГ размещена под корой (подслаивания коры), не последний (см. табл. 1). Подслаивание коры мантийными (ультраосновными) расплавами и пополнение слоев плавления, верхняя кромка которых размещена на глубинах 50 и 20 км, происходит неоднократно [Усенко, 2018].

Протекание этого режима имеет характерные общие следствия, отраженные в геологическом строении.

1. Состав магматических и хемогенной (эксталяционной) части осадочных пород, последовательно появляющихся на поверхности в режиме складчатая область.

В составе пород, отделяющихся от слоя плавления, верхняя кромка которого размещена на глубине 220 км, преобладают лерцолиты (измененные ультрабазиты) и/или кимберлиты. При размещении ЛАГ на 150 км появляются кварциты или полевошпатовые кварциты. Это — породы пол-

ностью или частично образованные при разгрузке глубинных окисленных силикатных флюидов. Вулканогенные породы этого этапа часто отсутствуют либо представлены пикритами и базальтами малой мощности. Появление значительных объемов базальтов происходит на этапе, когда ЛАГ находится на глубине 100 км [Усенко, 2014, 2018]. На щитах в большинстве случаев они преобразованы в амфиболиты.

На этапе, когда ЛАГ размещена на глубине 50 км (подслаивания коры расплавом, поступающим с глубины 200 км и более), сначала появляются основные (габбро, диабазы), часто ультраосновные породы. В присутствии водных флюидов образуются расплавы, из которых на поверхности кристаллизуются породы с высоким содержанием основного плагиоклаза (нориты, анортозиты). Характерны бимодальные формации. Через ~5 млн лет появляются андезиты и граниты, так как вследствие прогрева и проникновения расплавов и флюидов в кору образуется слой частичного плавления на глубине 20—40 км.

2. Образование слоя частичного плавления в коре.

Продуктами частичного плавления коры являются магматические породы, состав которых соответствует граниту, а также флюиды, которые вблизи поверхности преобразуются в гидротермальные растворы. Неперемещенные (палингенные) граниты представляют слой частичного плавления, выведенный на поверхность.

В используемой модели размещение слоя частичного плавления в коре контролируется глубиной распространения пород амфиболитовой фации (20—40 км), температура солидуса которых в присутствии воды составляет 600 °С [Гордиенко, 2007]. Плавление происходит вследствие кондуктивного прогрева теплом плюма, но в большей степени — в результате поступления в кору мантийных расплавов и флюидов. В каждом случае стадии гранитизации предшествует стадия базификации, т. е. сначала в кору поступают более основные расплавы, образованные в мантии (см. приложение) [Венидиктов, 1986].

Понятие слой частичного плавления — геофизическое. Наличие этого слоя определяется с помощью методов, фиксирующих изменение физических свойств. Его фактическое строение отражено в описании процесса образования бердичевских гранитов (см. приложение). В большинстве случаев это кристаллическая толща, пропитанная расплавом-флюидом, который перемещается по проницаемым зонам. Происходит частичное замещение более ранних парагенезисов и кристаллизация новообразованных минералов. При постоянстве *PT*-условий характер взаимодействия определяется составом исходных пород и проникающих флюидов, а степень взаимодействия — интенсивностью деформации [Венидиктов, 1986].

Согласно петрохимическим исследованиям, гранитизация (частичное плавление амфиболита, габбро) протекает при температуре 650—750 °С и давлении 0,5—0,7 ГПа при участии водного флюида, содержащего хлорид-ионы и щелочи [Перчук, 1997]. В присутствии "сухих" карбонатных флюидов температуры и давления, необходимые для плавления, намного выше [Перчук, 2002]. В коре количество водных флюидов увеличивается за счет плавления минералов, содержащих структурную воду — амфиболов, слюд и т.д. Соответственно возрастает и степень плавления. Мантийный источник флюида во всех случаях проявлен в общих геохимических характеристиках мантийных и коровых расплавов [Усенко, 2013]. Изотопные характеристики также подтверждают мантийно-коровый источник флюидов [Геря, 1990]. Активность водных флюидов с хлором определяет скорость образования слоя частичного плавления в коре и состав гранитного расплава [Пуртов и др., 2002], а присутствие фторид-ионов — длительность существования остаточных очагов, состав пегматитов и др. [Эндогенные ..., 1991].

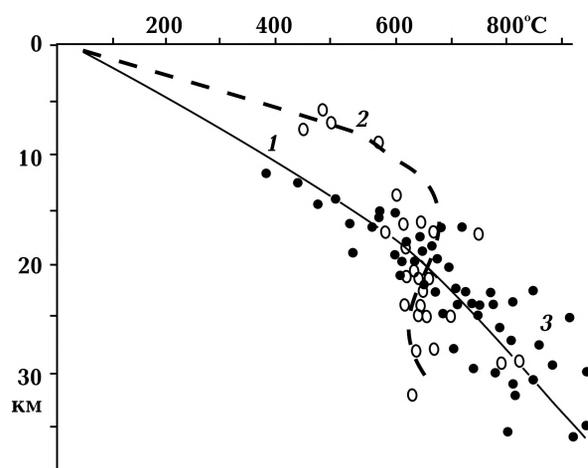
3. Следствия существования очага плавления в коре.

Метаморфизм (региональный) является следствием длительного процесса и обусловлен повышением регионального геотер-

мического градиента до 35 °С/км [Гордиенко, 2007]. Появление источника тепла в коре — слоя частичного плавления, температура которого на 300—400 °С превышает фоновую, приводит к прогреву ее верхней части (выше 20 км). Метаморфизм проявлен после появления очага плавления, т.е. в отрезке времени, в течение которого тепло слоя плавления обеспечивает поддержание максимального градиента.

Температуры метаморфических преобразований пород, установленные непосредственно в образцах, располагаются вдоль прямой, которая соответствует градиенту 35 °С/км до глубины 18—20 км (рисунок). На глубине 20 км средние температуры превышают температуры солидуса пород амфиболитовой фации (600 °С). Здесь диапазон температур на одном уровне составляет более 250 °С, что отражает разброс температур в очаге плавления. Может объясняться поступлением и остыванием высокотемпературного глубинного расплава. На глубинах более ~20 км метаморфизм заменяется частичным плавлением.

Во всех случаях над слоем плавления образуются (раскрываются) разломы и трещины. По ним внедряются гранитные маг-



PT-условия регионального метаморфизма в коре УЩ (1), распределение температур при гидротермальной активности (2), *PT*-условия метаморфических и гидротермальных преобразований, установленные для метаморфических пород УЩ (точки 3) (по работе [Гордиенко, 2007]).

матические расплавы, просачиваются водные флюиды и гидротермальные растворы. Вторая (конвективная) составляющая геотермического градиента проявлена локально и обусловлена теплом, переносимым расплавами и флюидами по проницаемым зонам (кривая 2). Обязательно происходит метасоматическое замещение пород, окружающих пути миграции флюидов. Преобразование тем интенсивнее, чем больше температуры, давления и, соответственно, глубина.

Поскольку тепловая аномалия связана с нарушением сплошности пород, которое возникает при тектонических нагрузках, давление, определяемое в образцах, может не соответствовать литостатическому (включает стрессовую составляющую, т. е. не обязательно отражает глубину погружения). Вклад горизонтальной составляющей может быть существенным.

4. Кристаллизация мантийных расплавов и флюидов в коре.

Для данного исследования важно, что на всех этапах геодинамического процесса расплавы и флюиды отделяются от очага плавления, который может размещаться на глубинах 220, 150, 100, 50 и 20 км, и просачиваются вверх по проницаемым разломным зонам разного масштаба и глубины заложения. На поверхности образуется вулканогенно-хемогенно-осадочная толща, залегание пород в которой определено последовательностью появления, т. е. возрастом (например, как в криворожской или тетереvской сериях).

Естественно предположить, что часть расплава и флюида кристаллизуется непосредственно в проницаемых разломных зонах в нижней—средней части коры. Подобным образом может происходить образование кварцитов при выпадении кремнезема из состава силикатно-водного флюида. Образование кварцитов привычно связывать с поверхностной эрозией. Трудно представить их наличие на уровне размещения пород амфиболитовой или гранулитовой фации. 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 $T = 900 \div 950$ °C), а также эндербитами и чарнокитами [Лутков и др., 2002].

5. Возраст порог коры.

Режим "складчатая область" предполагает частичное замещение вещества коры и мантии, существовавших до начала процесса. В интервале 20—40 км представлены продукты внедрения, мигматизации, частичного плавления, замещения. Наряду с более древними участками и минералами появятся более молодые, образованные при кристаллизации новых порций расплавов и флюидов. Поскольку на всех этапах плавление было частичным, то в этой части коры (в настоящее время выходящей на поверхность) могут присутствовать цирконы, возраст которых отражает все глобальные этапы развития коры Побужья.

Полицикличность. Все перечисленные события и следствия режима "складчатая область" на Побужье неоднократно наложены на результат более ранних периодов (циклов) развития, в которых образован (не позднее 3,8 млрд лет назад) и преобразован (в архее и палеопротерозое) кристаллический фундамент. "Комплекс формаций следующего цикла напоминает многофазный плутон, внедрившийся в дислоцированную и метаморфизованную раму, только вместо генераций расплава образуются разновозрастные зоны деформации—перекристаллизации, в которых формируются основные и гранитизированные породы" [Венидиктов, 1986]. Проявления следующего цикла выражены наложением деформаций, бластомилонитизации и перекристаллизации на все формации предыдущего цикла. В геологическом строении Побужья сохранились метаморфические комплексы последних четырех циклов, однако наличие цирконов

разного возраста в эндербитах и чарнокитах позволяет предполагать и ряд архейских этапов развития (см. выше).

Множественность тектономагматических циклов характерна не только для УЩ. Так, основные этапы формирования нижней коры центральной части Якутской алмазоносной провинции, установленные по изотопному возрасту ксенолитов, составляют 3,8—3,5; 3,35—3,184; 2,95—2,38 млрд лет, а возрастная этап 2,0—1,78 млрд лет соответствует метаморфизму, который в некоторых случаях сопровождался плавлением [Belousova et al., 2010]. По мнению авторов работы [Шацкий и др., 2005], в эти периоды происходило многостадийное подслаивание коры более поздними ультрабазитовыми расплавами. Процессы, отраженные в ее составе, являются продолжением и следствием мантийных событий. Протекание мантийной части процесса фиксируется в возрасте ксенолитов, вынесенных с глубин 70—200 км. Мантия Сибирского кратона образована 2,9—2,6 и преобразована ~2,0 млрд лет назад [Iopov et al., 2015].

PT-условия “(ультра)метаморфизма” пород кристаллического фундамента Среднего Побужья и фазовое состояние вещества при соответствующих параметрах. Оценка температуры метаморфизма для гранат-гиперстен-кордиеритового парагенезиса Хашчевато-Завальевского блока Среднего Побужья составляет 750—850 °С при давлении 0,8—1,0 ГПа [Венидиктов, 1986]. По мнению И.Б. Щербакова, реальным условиям более соответствуют давление 0,7 ГПа при той же температуре [Щербаков, 2005].

Температуры и давления изменялись во времени и пространстве: от цикла к циклу, от участка к участку. Метасоматические замещения неоднократны в каждом из трех циклов, а каждый парагенезис образован при различных температурах и давлениях. Например, центральные части зерен граната и кордиерита в породах второго цикла находились в равновесии при 720—770 °С и 0,65—0,75 ГПа. Периферические части зерен и матрица отражают две фазы при температуре 630—

560 °С и давлении 0,53—0,55 ГПа и при 580—605 °С и 0,48—0,5 ГПа [Гранулитовая ..., 1985]. Равновесие центральных частей гранатов с кордиеритом и биотитом в бердичевских гранитах достигается при 660—670 °С и 0,49 ГПа [Венидиктов, 1986].

Частичное плавление амфиболита, габбро протекает при температуре 650—750 °С и давлении 0,5—0,7 ГПа в присутствии водного флюида, содержащего хлорид-ионы и щелочи [Перчук, 1997]. *PT*-условия метаморфизма пород, установленные в Среднем Побужье, превышают эти значения. Тогда:

- на современный эрозионный срез выведен уровень размещения протерозойских очагов плавления;
- первично-осадочные породы не сохранились;
- отсутствует связь между залеганием пород и их возрастом.

Температура солидуса пород гранулитовой фации метаморфизма (уже метаморфизованных к началу процесса) и ультрабазитов 1100 °С при $P = 0,6 \div 1,2$ ГПа, поэтому они сохраняются в виде скиалитов. Поскольку распределение температур (и давлений) неравномерное, степень замещения и плавления различна и связана с расстоянием от зон, пронизываемых для высокотемпературных флюидов. На одной горизонтальной плоскости (одном уровне) степень плавления и замещения пород даже одинакового состава будет различна. Даже в одном образце минералы могут замещаться частично. В каждом образце может присутствовать несколько генераций циркона разного возраста.

Выводы. Для выяснения условий, при которых происходило образование кристаллического фундамента Побужья, были использованы представления о распределении температур и давлений при протекании процесса по схеме “складчатая область” [Усенко, 2018]. Закономерности распределения вещества и *PT*-условий на каждом этапе плюмового процесса сопоставлены с описаниями последовательности геологических событий, приведенными в работе [Венидиктов, 1986].

Привязка тектономагматических циклов к изотопному возрасту неоднозначна и требует дальнейших исследований. Предполагается, что формирование фундамента началось с момента образования протокры 3,75 млрд лет назад. В работе рассмотрены события, завершившиеся формированием чудново-бердичевских гранитов 2,06—2,03 млрд лет назад.

В течение периода, начинающегося не позднее 2,5 млрд лет назад и продолжающегося до 2,0 млрд лет, произошло три тектономагматических цикла, которые можно сопоставить с режимом "складчатая область" [Богатиков и др., 2010; Усенко, 2018]. Каждый из циклов проявлен в веществе, отделяющемся с разных глубин (от 220 до 20 км), тектонических движениях, образовании проницаемых зон разного масштаба. Метаморфические преобразования пород Побужья происходили в условиях гранулитовой фации, температуры и давления которой превышают солидус базальта в присутствии водных флюидов.

На Побужье в большинстве случаев события следующего цикла практически полностью уничтожают проявления предыдущих. Их восстановление возможно только в отдельных обнажениях. Согласно распределению температур, заданному режимом "складчатая область", эта картина возникнет в случае, когда на поверхности представлена часть процесса, происходившая на глубине более 20 км (в слое частичного плавления). Частичное плавление и замещение более ранних парагенезисов повторяется в нескольких тектономагматических циклах. Выше (до глубины 20 км?) в каждом цикле должна была образовываться первично-вулканогенно-осадочная толща, интродуцированная магматическими расплавами. Породы более поздних циклов должны надстраивать разрез, залегая на более ранних со структурным несогласием. Подобная картина для архейских пород наблюдается в зеленокаменных структурах Среднеприднепровского мегаблока, для палеопротерозойских — в Криворожско-Кременчугской зоне. Однако на Побужье эта часть отсутству-

ет, а современный эрозионный срез выводит на поверхность уровень размещения очагов частичного плавления первых трех тектономагматических циклов. Поэтому последовательность накопления заменяется последовательностью внедрения, плавления, замещения.

Частичное замещение пород нижней—средней коры новыми порциями расплавов и флюидов происходит неоднократно. Поскольку степень взаимодействия определяется интенсивностью деформации, в некоторых случаях сохраняются участки развития полиметаморфических формаций и скиалиты пород более ранних циклов, а также участки развития пород, имеющих более высокие температуры плавления, и даже отдельные минералы (в том числе — цирконы). Состав расплавов и флюидов каждого цикла имеет свои геохимические особенности, что позволяет их различать.

Автор выражает глубокую признательность чл.-корр. НАН Украины, проф. О.Б. Гинтову за многочисленные консультации и интерес, проявленный к данной работе. Все критические замечания были учтены при доработке статьи.

Приложение. На основе изучения деформаций и перекристаллизаций В.М. Венидиктовым определена взаимосвязь структурно-пространственных (тектонических с привлечением нагрузок) и вещественных (образования и преобразования с привлечением вещества) изменений [Венидиктов, 1986]. В полевых условиях в многокилометровых обнажениях изучено залегание геологических формаций и тектонические нарушения. В шлифах установлена последовательность дроблений и замещений на уровне отдельных кристаллов. Эти исследования служат основой для выделения тектономагматических циклов, в каждом из которых проявлена близкая последовательность появления комплексов сходных пород, фазы деформаций и метасоматические замещения (табл. 2). В таком цикле описано до пяти фаз деформации—кристаллизации. Каждый следующий цикл проявлен наложением тектоничес-

Т а б л и ц а 2. Сопоставление формаций, образованных в тектономагматических циклах I—III по работе [Венидиктов, 1986]

I цикл	II цикл	III цикл	ЛАГ, км
<i>Появление гаек метабазитов</i>			220
<i>Формация плагиогнейсов, кварцитов, кварцито-гнейсов и (или) лептинитов с равномерной сланцеватостью</i>			
Биотит гиперстеновые плагиогнейсы и эндербиты	Графит-гранат-биотитовые плагиогнейсы (графит в виде отдельных чешуек)	Гранат-биотитовые плагиогнейсы с двумя генерациями граната, графитом	150
<i>«Метаморфические породы» преимущественно основного состава с реликтовой сланцеватостью</i>			
Биотит-гиперстеновые, двупироксеновые гнейсы, роговообманково-двупироксеновые кристаллосланцы. Амфиболиты. Содержат магнетит	Гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы. Замещение биотит-гранатовых-гнейсов двупироксеновыми и клинопироксеновыми (внедрение базитов). Амфиболиты с биотитом и роговой обманкой	Биотит-гиперстеновые гнейсы. Куммингтонит-плагиоклазовые породы с реликтовым гиперстеном (дайки габбро-диабазов). Массивные и сланцеватые амфиболиты	100
<i>Раннеорогенные полосчатые плагиомигматиты и плагиограниты с неравномерной полосчатостью</i>			
Полосчатые плагиомигматиты — эндербит-мigmatиты натриево-кремнекислотный метасоматоз	Гранат-биотитовые мигматиты. Присутствует калиевый полевой шпат	Диопсидовые породы и известковые кальцифиры, которые образуются в две стадии: кальциевого и углекислого метасоматоза. Плагиомигматизация	50 50—20
<i>Синорогенные (позднескладчатые гранитоиды) гранодиориты, граниты и мигматиты</i>			
Чарнокиты, сложенные плагиоклазом, пироксенами, биотитом и серо-голубым кварцем	Биотит-гранатовые и гранат-гиперстеновые гранодиориты (виннициты) с ксенолитами субстрата	Чудново-бердичевские граниты. Структура указывает как на перемещение материала, так и автохтонное происхождение	50 и 20
<i>Позднеорогенные существенно калишпатовые граниты</i>			
Пегматоидные граниты. Магнетитсодержащие кварцитовидные и плагиоклаз-кварцевые породы	Секущие жилы аляскитов и пегматоидных гранитов	Аляскиты, пегматиты, контролируемые новыми разрывами и зонами расланцевания	20

ких нагрузок на все формации предыдущего цикла, образованием проницаемых структур разного масштаба и перекристаллизацией. С помощью аналитических методов установлены геохимические особенности проявления метасоматических изменений в каждой фазе каждой формации каждого цикла.

Вещественное наполнение, направление тектонических нарушений, а также термодинамический режим в каждом цикле индивидуальны, что отражает особенности развития земной коры. Эта общая закономерность докембрия — предмет современных исследований в работах [Богатиков и др., 2010; Condie, 2011; Усенко, 2015 б и др.].

Циклы I и II обнаружены в реликтовых блоках (участках) в поле регионального диафтореза. Геохимический режим цикла I характеризуется высокой активностью оснований (Ca, Mg, Na), свойственной породам нормального ряда. Метаморфические породы представлены роговообманковыми амфиболитами и гиперстеновыми гнейсами, которые замещают кислые и глиноземистые породы рамы (архейские?). Раннеорогенная гранитизация — плагиогранитизация, которую отличает привнесение кремнезема и натрия при вынесении кальция, понижение основности плагиоклаза и сокращение поля устойчивости клинопироксена. При синорогенной гранитизации происходит еще большее раскисление породы при существенном привносе калия. Наблюдается преобладание гиперстена среди темноцветных. Обязательно присутствуют магнетит и биотит, характерно развитие граната, но без графита.

Условия регионального метаморфизма: $T = 780 \div 880$ °C и $P = 0,6 \div 0,7$ ГПа. Максимальное давление, согласно В.М. Вендиктову, наблюдается в Гайворон-Завальевском блоке (1—1,1 ГПа).

II цикл устанавливается по зонам расланцевания метаморфических пород и гранитов I цикла, контролирующим образование магнезиального граната. Образуются графит-гранат-биотитовые плагиогнейсы, клинопироксеновые, гиперстено-

вые, биотит-гранат-гиперстеновые, иногда двупироксеновые гнейсы, графит-биотитовые-бластомилониты, меланократовые биотит-гранатовые гнейсы с массивами синорогенных гранитов и позднеорогенных аляскитов, согласными жилами пегматоидных гранитов. Широко распространены гранат-гиперстеновые гранодиориты (виннициты) с ксенолитами субстрата, послескладчатые секущие жилы аляскитов и пегматоидных гранитов. Формации синорогенных гранитоидов образуются вследствие фаз базификации (глиноземистой) и гранитизации (кремнекислотный метасоматоз).

Значительная часть образований II цикла является глубоко диафторированными и структурно-переработанными породами I цикла.

Центральные части зерен граната и кордиерита в породах II цикла находились в равновесии при $T = 720 \div 770$ °C и $P = 0,65 \div 0,75$ ГПа. Периферические части зерен и матрица отражают две фазы $T = 630 \div 560$ °C, $P = 0,53 \div 0,55$ ГПа и $T = 580 \div 605$ °C, $P = 4,8 \div 5,0$ ГПа.

По сравнению с первым циклом повышена железистость пород и минералов, однако уменьшается количество магнетита и ильменита, появляется графит — диагностический признак II цикла. Широко распространены богатые кальцием клинопироксеновые гнейсы. Более проявлена дифференциация пород по геохимическому режиму, который отражает ослабление роли сильных оснований при повышении роли глинозема. Происходит вытеснение метабазитов и чарнокитов глиноземистыми породами.

III цикл характеризует сильная дифференциация по геохимическому режиму. Одни районы сложены глиноземистыми сериями, другие — метабазит-лептинитовыми. Наблюдается еще большее разнообразие метаморфических формаций: наряду с биотит-гиперстеновыми гнейсами в отдельных районах образуются мощные тела роговообманково-двупироксеновых кристаллосланцев и амфиболитов, впервые появляются скарноиды и кальцифиры.

Формации цикла III в зоне прогрессивного развития отличаются более низкими *PT*-параметрами по сравнению с циклом II.

В описании В. М. Венидиктова *гранитизация* — не просто плавление и последующая кристаллизация расплава, а длинная цепочка замещений, включающая повторяющиеся процессы дробления, поступления порций флюидов-расплавов, перекристаллизации, образования гранитных расплавов, новых стадий дробления и перекристаллизации. Например, для чудново-бердичевских гранитов 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 (синорогенных гранитов предыдущего цикла) 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 также 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 растрескиванием, 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.

Другими словами, на первой стадии зафиксировано поступление основных расплавов и флюидов в кору, что позволяет связать их источник с мантией и подслаиванием

коры. Характерно присутствие графита в мантийных производных. На второй стадии метасоматические преобразования происходят при участии гранитных расплавов, образованных вследствие взаимодействия глубинных флюидов с породами коры.

Это описание свидетельствует, что формирование и существование слоя частичного плавления в коре — длительный процесс, начинающийся с внедрения мантийных флюидов и расплавов по разломам, объединяющим кору и мантию. В коре наблюдается дробление на ячейки меньшего размера, часть из которых измельчается вплоть до образования мелкоячеистой матрицы, состоящей из раздробленных минеральных зерен. Происходит образование фрактальной структуры, которая существует до кристаллизации очага плавления. До окончательной кристаллизации отдельные минералы претерпевали ряд метасоматических замещений, что отразилось на составе формации в целом. Это косвенным образом свидетельствует о высоких региональных температурах и давлениях (соответствующих гранулитовой фации метаморфизма), в которых протекали эти процессы, а также указывает на проявление постоянно возобновляющихся тектонических нагрузок, сопровождающихся образованием проницаемых зон разного масштаба, привнесением вещества, состав которого изменялся в течение цикла и от одного цикла к другому. Преобразования, которые происходили в течение всего цикла, уже в следующем могли быть полностью уничтожены.

В работе [Венидиктов, 1986] многократно подчеркивается определяющая роль тектонической составляющей, так как проникновение метасоматирующих флюидов связано с образованием проницаемых зон разного масштаба, а разнообразие пород обусловлено взаимодействием исходных пород и метасоматирующих растворов, синхронных фазе деформации. Область метасоматоза связана с зонами разломов и трещин, по которым происхо-

дит поступление расплавов и флюидов, а химические реакции идут только там, где нарушена сплошность породы и есть доступ растворам. В результате различного сочетания этих факторов в одних формациях сохраняются реликты предшествующих формаций (полиметаморфические или полициклические формации), в других полностью исчезают, а облик формации обусловлен главным образом составом флюида (зоны базификации и гранитизации).

Сегодня связь деформаций и метасоматических замещений доказана на многочисленных примерах, в которых проведены определения изотопного возраста и *PT*-параметров каждого единичного процесса деформации — перекристаллизации (см., например, [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]).

Структура Молдовского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная endogenous природа. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118>.

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.
- Геря Т.В. *P-T* тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Москва: МГУ, 1990, 35 с.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005, 572 с.
- 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.
- 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 endogenous 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 побужського гранулітового комплексу (з нагоди складання нової регіональної стратиграфічної схеми нижнього докембрію Українського щита). Стаття 2. Співвідношення світ побужського стратиграфічного комплексу. *Зб. наук. праць УкрДГПІ.* 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.А., Степанюк Л.М. U-Pb-SHRIMP-II-возраст и происхождение циркона из лерцолита побужского палеоархейского комплекса (Украинский щит). *Докл. АН.* 2017 а. 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.

- Перчук А. Л. Эклогиты комплекса Берген Аркс, Норвегия: петрология и минеральная хронометрия. *Петрология*. 2002. Т. 10. № 2. С. 115—136.
- Перчук А. Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита. *Соросовский образовательный журнал*. 1997. № 6. С. 56—63.
- 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>.
- Пуртов В. К., Анфилогов В. Н., Егорова Л. Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*. 2002. № 10. С. 1084—1097.
- 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.
- 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. Глубинное развитие Ингульского блока Украинского щита в период формирования Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 54—69. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116394>.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Среднего Побужжя. *Геофиз. журн.* 2015а. Т. 37. № 4. С. 32—56. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111122>.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014, 240 с.
- Усенко О. В. Эволюция мантийных расплавов и флюидов в докембрии. *Доп. НАН України*. 2015б. № 7. С. 99—104.
- Шацкий В. С., Бузлукова Л. В., Ягоуц Э., Козменко О. А., Митюхин С. И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов). *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273—1289.
- 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: ЗукЦ, 2005, 366 с.
- Эндогенные источники рудного вещества. Отв. ред. Ф. В. Чухров. Москва: Наука, 1991, 248 с.
- Ярошук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев: Наук. думка, 1983, 224 с.
- Belousova, E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L., Begg, G. C., O'Reilly, S. Y., & Pearson, N. J. (2010). The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119 (3-4), 457—466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>.
- Bogdanova, S. V., Gorbatshev, R., & Garetsky, R. G. (2016). EUROPE | East European Craton. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 3—17). Elsevier.
- Carlson, R. W., Pearson, D. G., & James, D. E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43 (1), 1—24. <http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000156>.

- Condie, K.C. 2011. *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- 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 Sciences Letters*, 428, 108—119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>.
- 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>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybaev, Sh.K., Bibikova, E.V., Chekulaev, V.P., Yurchenko, A.V., Arestova, N.A., Artemenko, G.V., Egorova, Yu.S., Bogomolov, E.S., Sergeev, S.A., Skublov, S.G., & Presnyakov, S.L. (2014). The Orekhov-Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Research*, 252, 71—87. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.027>.

Reflection of sequence of geodynamic processes in geological structure of the Bug area

O. V. Usenko, 2019

The age of formations composing granulite blocks of the Ukrainian shield is a problem for disputes. In order to ascertain the primary genesis and conditions of transduction of the Bug area rocks it is proposed to find out how was deep process realized according to composition of magmatic and chemogenic-sedimentary rocks. Description of formations was used and sequence of geological events, given in the paper [Venidictov, 1986] for the Upper Bug area. During the period that began not later than 2.5 Ga and lasted up to 2.0 Ga three tectono-magmatic cycles happened that can be compared with a regime "folded area". Application of over-all schemes allows to ascertain composition and temperatures of melts and fluids supplied to the crust (thermodynamic regime), and to appraise the character of interactions (metasomatic substitution, crystallization, melting-dissolution etc.) between deep material (of the known composition and temperature) and crust material at the ascertained depth (with known lithostatic pressure and temperature). Regime "folded area" is characterized by magmatic rocks generated at depths 220, 150, 100, 50 km. Underlaying of the crust by mantle (ultrabasic) melts and replenishment of melting layers with their upper edge at depths 50 and 20 km, occurs repeatedly, that assumes complication of basic regime. It has been determined that in the Bug area temperatures and pressures of metamorphic transformations exceeded those ones needed for production of the layer of partial melting in the crust. To present-day erosion section the level of asthenosphere position, where granites attached to the berdychiv complex was drawn. Sequence of occurrence was replaced by the order of incorporation and substitution. Primary sedimentary rocks were not preserved and there is no relation between occurrence of rocks and their age.

Key words: Proterozoic, metamorphism, granulite area, melting, metasomatic substitution, isotopic age.

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).
- Gerya, T.V. (1990). *PT trends and model forming complexes granulitovyh Precambrian: Author's abstract of the dis. of Dr. geol.-min. sci.* Moscow: Moscow State University, 35 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2005). *Field Tectonophysics and Its Applications for the Studies of Deformations of the Earth's Crust of Ukraine*. Kiev: Feniks, 572 p. (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). *Geofizicheskij 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).
- 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. *Geofizicheskij 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 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 pobuzhsky 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 Urtzolit 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., Berzhnaya, 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).
- Perchuk, A.L. (2002). Eclogites of the Bergen-Arks complex, Norway: petrology and mineral chronometry. *Petrologiya*, 10(2), 115—136 (in Russian).
- Perchuk, L.L. (1997). Deep Fluid Flows and Granite Birth. *Sorosovskiy obrazovatel'nyy zhurnal*, (6), 56—63 (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. *Geofizicheskij zhurnal*, 40(5), 47—70. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147474> (in Russian).
- Purtov, V.K., Anfilogov, V.N., & Egorova, L.G. (2002). The interaction of basalt with chloride solutions and the mechanism of formation of acid melts. *Geokhimiya*, (10), 1084—1097 (in Russian).
- Stepanyuk L.M., Shumlyansky L.V., Ponomarenko A.N., Dovbush T.I., Vysotsky A.B., Dyuyum Br. On wikis limits the formation of Koshar-Alexandrov worlds Pobuzhuya Bug series. *Heokhimiya ta rudoutvorenniya*, (28), 4—10 (in Ukrainian).

- 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. (2013). The development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield during the formation of the Novoukrainsky and Korsun-Novomirgorod Plutons. *Geofizicheskiy zhurnal*, 35 (3), 54—69. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116394> (in Russian).
- Usenko, O. V. (2015a). 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).
- Usenko, O. V. (2014). *Formation of melts: a geodynamic process and physical-chemical interactions*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Usenko, O. V. (2015b). Evolution of mantle melts and fluids in Precambrian. *Dopovidi NAN Ukrainy*, (7), 99—104 (in Russian).
- Shatskiy, V. S., Buzlukova, L. V., Yagoutts, E., Kozmenko, O. A., & Mityukhin, S. I. (2005). The structure and evolution of the lower crust of the Daldyn-Alakitsky region of the Yakutsk diamondiferous province (according to a study of xenoliths). *Geologiya i geofizika*, 46 (12), 1273—1289 (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 Russian).
- 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).
- Chukhrov, F. V. (Ed.). (1991). *Endogenous sources of ore matter*. Moscow: Nauka, 248 p. (in Russian).
- Yaroshchuk, M. A. (1983). *Iron-ore formations of the Belotserkov-Odessa metallogenic zone*. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Belousova, E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L., Begg, G. C., O'Reilly, S. Y., & Pearson, N. J. (2010). The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119 (3-4), 457—466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>.
- Bogdanova, S. V., Gorbatshev, R., & Garetzky, R. G. (2016). EUROPE|East European Craton. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 3—17). Elsevier.
- Carlson, R. W., Pearson, D. G., & James, D. E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43 (1), 1—24. <http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Condie, K. C. 2011. *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- 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 Sciences Letters*, 428, 108—119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>.
- 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>.
- Lobach-Zhuchenko, S. B., Balagansky, V. V., Baltybaev, Sh. K., Bibikova, E. V., Chekulaev, V. P., Yurchenko, A. V., Arestova, N. A., Artemenko, G. V., Egorova, Yu. S., Bogomolov, E. S., Sergeev, S. A., Skublov, S. G., & Presnyakov, S. L. (2014). The Orekhov-Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Research*, 252, 71—87. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.027>.