

## Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в неоархее — палеопротерозое. Стратиграфические следствия

© О. В. Усенко, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 5 сентября 2016 г.

*Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым*

Еволюція складу докембрійських магматичних і метаморфічних комплексів пов'язана зі спрямованою зміною складу глибинних флюїдів. Це дає змогу використовувати речовинний склад порід як ознаку для кореляції. Проведено зіставлення речового складу метаморфічних комплексів Українського щита, утворених в неоархейі—палеопротерозої (після 2,8 і до 2,2 млрд років тому). Вони утворені в процесі активізації, яка складалася з двох тектономагматичних циклів. Перший проходив у центральній і західній частині щита. Утворення магматичних і ексгалаційно-осадових товщ на блоках відбувалося за участю глибинних хлоридно-водних флюїдів з калієм і глиноземом. На поверхні широко представлені породи, утворені з розплавів і флюїдів, диференційованих на глибині ~100 км.

У другому тектономагматичному циклі (на рубежі неоархея і палеопротерозоя) відбувся поділ Українського щита на блоки і шовні зони, які відрізняються складом товщ, що накопичуються, і розміщенням джерел речовини. На блоках склад флюїдів і умови геодинамічного процесу не змінилися. У шовних зонах, що утворилися в другому тектономагматичному циклі, відбувалося розвантаження глибинних розплавів і флюїдів. В шарі плавлення, верхня межа якого розташовувалася під корою, проходили окиснювально-відновні реакції за участю незначної кількості фторидно-карбонатно-натрієвих флюїдів. Це приводило до відокремлення в самостійну фазу більш окисненого водно-хлоридного флюїду, збагаченого залізом, і утворення продуктивних залізистих пластів на поверхні.

**Ключові слова:** Український щит, палеопротерозой, флюїд, еволюція, магматизм, стратиграфія, астеносфера, літосфера.

**Введение.** По аналогии с фанерозойскими структурами строение докембрийских щитов многими исследователями представляется как результат последовательного накопления первично-осадочных пород. Предполагается, что и в докембрии более молодые осадки отлагались на более древних, а возраст толщи увеличивался сверху вниз. Нижние (более древние) слои подвергались метаморфическим преобразованиям, степень которых также увеличивалась сверху вниз. Время от времени происходило плавление участков коры с образованием палингенных гранитов. Причиной метаморфизма и плавления принято считать высокий геотермический градиент (региональный).

На Украинском щите (УЩ) традиционно выделяют архейские и палеопротерозойские мегаблоки. К архейским относят мегаблоки, на которых широко развиты породы гранулит-

вой фации метаморфизма — Бугский (БМБ), Приазовский (ПМБ). Самые древние цирконы (3,65; 3,5; 3,3 млрд лет [Геохронология..., 2005; Лобач-Жученко и др., 2012]) обнаружены в породах БМБ и Орехово-Павлоградской шовной зоны (ОПШЗ). В ОПШЗ и ПМБ архейские породы образуют метаморфические, ультраметаморфические и магматические комплексы (новопавловский и добропольский). В строении мегаблока участвуют и структуры, сходные с зеленокаменными структурами Среднеприднепровского мегаблока (СПМБ), образованные синхронно с породами конкской серии, но в значительно большей степени редуцированные. Однако и в ОПШЗ, и в Западном Приазовье встречаются породы, образованные в протерозое.

В БМБ картина еще более усложняется. Архейские породы наблюдаются в виде линз эндербито-гнейсов, претерпевших много-

кратные изменения. В эндербитах гайворонского комплекса присутствуют четыре генерации циркона (3,65; 3,2—3,1; 2,8 и 2,02 млрд лет). В чарнокитоидах литинского комплекса представлены три генерации (2,8; 2,5—2,4; 2,1—2,0 млрд лет), что отражает три главных этапа их формирования [Геохронология 2005; Геолого-геофизическая..., 2009]. Однако в результате широкомасштабных определений изотопного возраста, проведенным для пород УЩ и обобщенным в работах [Геохронология..., 2005, 2008], было установлено, что вопреки ожиданиям в БМБ преобладают породы, возраст которых составляет около 2,0 млрд лет. Достаточно широко представлены породы возрастом 2,7—2,8 млрд лет, а более ранние встречаются крайне редко.

Исключительно архейскими породами, образованными после 3,17 до 2,8 млрд лет назад, сложены разрезы СПМБ, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Здесь температуры преобразований изменялись от 350 до 550 °С, а уровень эрозионного среза составлял менее 15 км, тогда как для БМБ и ПМБ максимальные температуры преобразований пород, выходящих на современную поверхность, составляют до 800 °С при давлении до 1 ГПа [Щербakov, 2005]. Считается, что уровень эрозионного среза достигает 30—35 км.

Еще в работе [Семененко, 1966] было отмечено, что метаморфизм именно потому и возникает в «подвижных складчатых зонах», что здесь происходит привнесение тепловой, механической и химической энергии. Поэтому температура и давление представляют собой независимые переменные, не пропорциональные глубине. В работе [Гинтов и др., 2016] показано, что в условиях стрессовых нагрузок при сдвиговых перемещениях блоков температура и давление на отдельных участках могут резко возрастать, тем самым приближая уровень метаморфических преобразований к поверхности. Очевидно, воздействие высокотемпературных расплавов, флюидов и гидротермальных растворов также оказывает существенное влияние на степень метаморфических и метасоматических преобразований пород. Значит, буквальная аналогия между фанерозойскими и докембрийскими структурами невозможна, а относительный возраст пород щитов не связан со степенью метаморфизма.

В работах [Щербак, Артеменко, 2014, Пономаренко и др., 2014] приведены хроностратиграфические схемы, основанные на определениях изотопного возраста, который и являет-

ся главным критерием времени образования. Однако создание единой стратиграфической схемы для УЩ затрудняется тем, что для некоторых стратиграфических единиц изотопный возраст определить невозможно (ввиду отсутствия уран- и торийсодержащих минералов), а некоторые комплексы содержат 3-4 генерации циркона разного возраста.

Необходимо введение дополнительных признаков, позволяющих установить время образования (относительный возраст) стратиграфических единиц, провести корреляцию свит и серий. Таким признаком может служить вещественный состав магматических и экспозиционных пород состав расплавов и флюидов, образующихся в мантии до 2,0—1,75 млрд лет, изменялся закономерно.

Закономерное изменение состава пород УЩ во времени установлено Н. П. Семененко, И. Н. Бордуновым и другими исследователями [Железисто-кремнистые..., 1978; Бордунов, 1983]. Разделение железистых формаций на железисто-кремнисто-вулканогенную (архейскую) и на железисто-кремнисто-сланцевую и железисто-кремнисто-карбонатную (протерозойские) обосновано в работе [Железисто-кремнистые..., 1983]. В сборнике работ [Геохимия..., 1987] показано, что сходные породные комплексы характерны для всех докембрийских щитов. Применение структурно-петрологической шкалы, составляющей основу для выделения тектономагматических циклов, предложено в работе [Венидиктов, 1986].

В настоящей статье предполагается установить причинно-следственные связи между составом вещества, накапливающегося на поверхности, и геодинамическим процессом, протекающим в мантии и коре в неоархее—палеопротерозое. Для корреляции разрезов УЩ использованы зависимости, обоснованные в работах [Усенко, 2014, 2015а, б, 2016].

На примере пород гранит-зеленокаменной области СПМБ показано, что состав магматических и сланцевых пластов, полезных ископаемых (в том числе железистых формаций) связан между собой, так как является следствием единого геодинамического процесса [Усенко, 2016]. Минеральный и химический состав пластов определяется двумя факторами: изменением расположения границы литосфера—астеносфера (ЛАГ) и составом глубинного флюида (физико-химическими взаимодействиями между частицами расплава и флюида) [Усенко, 2014]. В ряде статей автора показано, что различия в составе и строении трех желе-

зистых формаций УЩ обусловлены закономерным изменением состава глубинного флюида в активизациях, проходивших 3,2—2,8; 2,7—2,2 и 2,2—1,75 млрд лет назад, и соответствуют изменению состава всей синхронно накапливающейся толщи [Усенко 2015а, б, 2016]. Можно обозначить три периода вынесения глубинного вещества:

- 1) окисленные и содержащие воду расплавы с HCl (до 2,8 млрд лет) в палео- и мезоархее;
- 2) слабощелочные расплавы, содержащие воду и KCl, (до 2,0 млрд лет) на блоках и более окисленные (с FeCl) в шовных зонах в мезоархее и палеопротерозое I;
- 3) ультращелочные и щелочные расплавы, сопряженные с карбонатным флюидом и NaF (после 2,0 млрд лет), в палеопротерозое II.

Предлагаемое автором объяснение эволюции состава расплавов и флюидов в докембрии следует из общих представлений о развитии термодинамических систем. Направлением развития Земли от архея до современности является вынесение тепла и образование оболочек, которые формируются в поле градиентов давления и температуры. Переход к упорядоченному состоянию или состоянию термодинамического равновесия — процесс, который длится 4 млрд лет и еще далек до завершения. Однако на пути к конечному состоянию планета проходит через ряд промежуточных, характеризующихся распределениями энергии и вещества. Между этими состояниями происходят активизации, сопровождающиеся растратой тепла, большая часть которого выносится конвективным путем. Высокоэнтропийные расплавы и растворы перемещаются вверх, а запасенная энергия тратится на их преобразование (повышение степени плавления, химические реакции, отделение флюида, раствора), разогрев окружающих пород, а также работу по перемещению и образованию проницаемых зон, ореолов флюидно-термального воздействия, магматизм и формирование гидротермальных систем.

При аккреции распределение элементов было более или менее случайным. В процессе развития Земли кислород, водород, углерод, азот выносятся в гидро- и атмосферу. Щелочи, кальций, железо, кремнезем и глинозем — в кору. Формируются стратифицированные оболочки. Их минеральный и химический состав должен соответствовать *PT*-условиям существования. В коре присутствуют полевые шпа-

ты и кварц, мантия до глубины 410—450 км сложена лерцолитом. Ниже устойчивы вадслеит и рингвудит, которые на глубине 660 км могут сменяться Mg-периклазом и ферропериклазом. Если до глубины 250 км представления о составе мантийных пород базируются на изучении ксенолитов, то ниже — на результатах экспериментальных исследований. Фазовое состояние вещества ядра неизвестно, однако именно ядро является генератором энергии, растрчиваемой в активизациях сегодня.

В докембрии происходило формирование коры и мантии в виде, приближающемся к современному. На всех континентах образовывались сходные региональные структуры. Изучение магматических пород и ксенолитов показало, что кора образована в архее (~4 млрд лет назад), а кристаллизация верхней мантии до максимальных глубин кимберлитобразования (опробованная ксенолитами) не позднее 3,0—2,7 млрд лет [Pearson et al., 2005]. Кора и мантия — оболочки, вещество которых неоднократно преобразовывалось. Плавление частичное, поэтому и в коре, и в мантии сохранились и более древние породы. После этого фиксируется как минимум одна глобальная гранитизация, в которой задействованы кора и мантия — 2,0 млрд лет назад. Слой плавления в коре образуется повсеместно. Этот этап проявлен и в мантийных ксенолитах. Деплетирование мантии происходит 1,75—2,0 млрд лет назад. После этого плавление выше 450 км возможно только при повторном обогащении «горячим» веществом, привносимым с больших глубин, что и фиксируется в изотопном составе ксенолитов Байкало-Монгольского региона [Коваленко и др., 1990].

Не только накопление пород, но и этапы деформации, а соответственно, разломообразование и деление УЩ на структурные единицы (блоки, шовные зоны и др.), объясняются глубинными процессами. О. Б. Гинтовым создана геохронологическая шкала этапов деформации [Гинтов, 2014]. Ее использование позволяет установить время образования (вычленения) структурных единиц.

Построение хроностратиграфических схем — геологическая задача, которая требует детальных исследований условий залегания и состава пород. Уточнение и детальная корреляция могут проводиться только на геологических объектах. Автором использованы литературные источники, в которых зачастую названия одних и тех же свит и серий различаются и не всегда понятно их распространение на площади. Также не ста-

вится задача детализации состава отдельных пород, соблюдения точности петрологической номенклатуры, необходимой для геологического описания. Главное внимание уделяется выявлению *тенденций* изменения состава пород и применение к стратиграфическим подразделениям УЩ. Преимуществом данного исследования является использование представлений о протекании разномасштабных процессов (от перемещения плюмов и астенолитов до самоорганизации вещества на разных уровнях) в *РТ*-условиях коры и мантии, а также их проявлений на поверхности.

**Методические приемы.** Выделены активизации, каждая из которых отличается комплексом признаков: составом и количественным соотношением первично-магматических и осадочных пород, железистых пластов, тектоническими движениями и т. д. Активизация является законченным геодинамическим процессом, необратимо изменяющим вещественный и фазовый состав оболочек Земли. Вследствие этого каждая активизация по-разному проявлена на поверхности в составе пород и в тектонических движениях.

Изучение строения УЩ показывает, что активизация состоит из нескольких тектономагматических циклов (ТМЦ), результаты которых, как правило, относят к одному стратиграфическому подразделению — толще или свите. Понимание циклов близко к таковому в работе [Венидиктов, 1986]. ТМЦ объединяет последовательность событий — накопление эксгальционно-осадочной толщи, магматизм, метаморфизм, складчатость и другие поверхностные проявления глубинного процесса. Архейская активизация, в которой образуются породы гранит-зеленокаменных областей, состоит из двух циклов [Усенко, 2016]. В первом образуются метабазитовая, коматиитовая и андезит-базальтовая, а во втором — верхняя коматиитовая формация, слагающие (зеленокаменные структуры (ЗКС)) и образующие конкскую серию. Каждый цикл сопровождается образованием слоя плавления в коре на пике процесса. В неоархее—палеопротерозое слой плавления в коре в процессе активизации образуется один раз в конце первого ТМЦ.

Цикл объединяет последовательность этапов. В течение одного этапа размещение ЛАГ постоянно. В течение одного ТМЦ расположение ЛАГ изменяется следующим образом: 200—250 км→150 (не всегда)→ 100→ (50→20 (один этап и два слоя плавления)) → 100 км. На заключительных этапах ТМЦ происходит на-

ращивание мощности литосферы. В докембрии подобная последовательность характерна для всех ТМЦ. Один или несколько этапов могут повторяться. Например, при образовании коматиитовой толщи зеленокаменных структур СПМБ фиксируется как минимум трехкратное вынесение глубинных ультраосновных расплавов под кору, их дальнейшая дифференциация под корой и в коре с образованием гранитоидов [Усенко, 2016]. Для фанерозойских активизаций продолжительность этапа изменяется в широких пределах от 2 до 60 млн лет в зависимости от процесса. Длительность этапов в докембрии выяснить невозможно, так как ошибка измерения изотопного возраста значительно больше.

Корреляция стратиграфических разрезов и установление относительного возраста проводится на основе вышеизложенных представлений. Главными координатами служат возраст и состав метаморфических и магматических комплексов (в одно время образуются близкие по составу породные комплексы). Разделение каждой активизации на более мелкие ТМЦ, разделение циклов на этапы позволяет ввести временную сетку (шаг 1), к которой привязываются стратиграфические подразделения близкого состава (шаг 2), образующиеся на разных блоках и в шовных зонах УЩ (табл. 1). Для многих магматических комплексов состав позволяет установить глубину дифференциации (привязка к геодинамическому процессу). Изотопный возраст — главный критерий.

Принципиально важным является наличие территорий, где на поверхность выходят проявления только одной активизации, что позволяет выделить специфические особенности, присущие каждой активизации и каждому ТМЦ, и с их использованием провести корреляцию толщ, слагающих глубоко эродированные блоки. Так, для архея это СПМБ, ОПШЗ и Западное Приазовье, для второй активизации — Ингульский (ИМБ), Волынский (ВМБ), Подольский мегаблоки (ПДМБ) и Криворожско-Кременчугская зона (ККЗ), для третьей — ВМБ и ПМБ.

**Геотектоническое районирование УЩ 2,7—2,2 млрд лет назад по данным изотопного возраста (с учетом состава магматических и метаморфических комплексов).** При выделении геотектонических единиц (блоков, шовных зон) необходимо рассматривать Восточно-Европейскую платформу в целом. Однако, поскольку тектоническое строение не является целью работы, главное внимание

Т а б л и ц а 1. Схема корреляции стратиграфических разрезов УЩ. Состав свит и серий приведен по работе [Стратиграфические..., 1985]

Возраст, млрд лет	ВМБ, ПАМБ	РТМБ	БМБ, ГПШЗ	ИМБ	ККЗ	ОПШЗ, ПМБ
1,75					Глеватская свита Сланцы карбонат-биотит-кварцевые, метапесчаники	Садовая свита
<i>Третья активизация. Второй ТМЦ</i>						
<i>Третья активизация. Первый ТМЦ</i>						
<i>Гранитизация</i>						
2,0	Тетеревская серия Кочеровская свита Верхняя подсвета: чередование силикатных, силикатно-карбонатных, карбонатных пород; кальцифиры и карбонатно-диопсидовые карбонатные породы;	Белоцерковская толща Кальцифиры, скарноиды, мраморы, пироксен-магнетитовые железистые кварциты Володарская толща Кварциты, железистые кварциты, гнейсы гранат-биотитовые, кристаллосланцы	Бугская серия Хачевато-завальевская Мраморы, кальцифиры, графит-биотитовые, гранат-биотитовые, пироксеновые гнейсы, железистые кварциты Березинская толща Гранат-биотитовые (с кордиеритом) гнейсы с прослоями гиперстен-плагиоклазовых сланцев и кальцифиров Кошаро-александровская свита Кварциты, биотит-гранат, графитовые гнейсы, амфибол-гиперстен-плагиоклазовые кристаллосланцы		Криворожская серия Гранцевская свита Кварцито-песчаники, сланцы графит-углистые, кварц-биотитовые. Мраморы доломитовые. Сланцы карбонатальк-тремолитовые. Кварциты гематит-магнетитовые	Сачинская Карбонатно-графитовая пачка. Магнетит-пироксеновые кварциты. Пироксен-графит-гранатовые гнейсы. Пироксен-магнетитовые кварциты, амфибол-биотитовые и пироксен-амфибол-сланцы Темрюкская свита Гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, графит-биотитовые, диопсид-плагиоклазовые
2,2	Биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы	амфибол-биотитовые, амфиболиты				

Вторая активизация. Второй ТМЦ				
<p><i>Городская свита</i> Биотитовые, силлиманитовые, графитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы</p>	<p><i>Росинско-тикичская серия</i> Биотитовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты с прослоями гранатсодержащих гнейсов, кварцитов, метаультрабазитов и пироксеновых амфиболитов</p>	<p><i>Днестровско-бугская серия</i> <i>Павловская толща</i> Магнетит-авушироксеновые, гиперстеновые, магнетит-гранат-гиперстеновые гнейсы, железистые кварциты</p>	<p><i>Ингуло-ингулецкая серия</i> <i>Рощаховская свита</i> Гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы</p>	<p><i>Чечелевская свита</i> Биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, графитом, диопсидовые гнейсы</p>
Вторая активизация. Первый ТМЦ				
Гранитизация				
<p><i>Васильевская свита</i> Биотитовые с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом гнейсы. Амфиболиты</p>	<p><i>Тыровская толща (накопление)</i> Биотит-авушироксен-плагноклазовые с амфиболом, магнетитом кристаллосланцы, гнейсы биотит-ортопироксеновые.</p>	<p><i>Каменно-костоватская свита</i> Гранат-графит-биотит-пироксеновые (гиперстеновые) гнейсы с силлиманитом и кордиеритом</p>	<p><i>Спасовская свита</i> Пироксеновые гнейсы с биотитом, магнетитом, гранатом</p>	<p><i>Гуляйпольская (белозерская) свита</i></p>
2.7				

уделено выделению структурных единиц, которые сложены близкими по составу породными ассоциациями.

До начала формирования ЗКС СПМБ (3,65—3,3 млрд лет назад) проходила активизация, в которой образованы породы новопавловского комплекса, аульская и западно-приазовская серии. Ее продукты сохранились очень ограниченно, что не позволяет восстановить историю глубинного развития. В данной работе она не рассматривается и является «до первой» или нулевой.

Архейская активизация заканчивается формированием гранит-зеленокаменных областей, представленных в СПМБ, ОПШЗ и Западном Приазовье. Протекание геодинамического процесса можно установить по породам, слагающим зеленокаменные структуры СПМБ, то есть не ранее 3,2 млрд лет назад. Поэтому она рассматривается в качестве первой. На заключительных этапах кратонизации СПМБ формируются массивы гранитоидов мокромосковского и токовского комплексов (2,8—2,6 млрд лет назад). Значит, в это время существовал очаг плавления в коре, состав которого постепенно изменялся. На поверхности в течение 0,2 млрд лет плагиоклазовые граниты сменялись микроклиновыми. Их формирование сопровождалось подъемом территории, причем не только СПМБ, но также ОПШЗ и ПМБ. Поэтому структурный рисунок ОПШЗ и Западного Приазовья наследует строение архейской гранит-зеленокаменной области. На стыке СПМБ и ОПШЗ на поверхность выведены породы, образованные в палеоархее, а также продукты последнего архейского очага плавления, кристаллизация которого происходила 2,8 млрд лет назад (шевченковские граниты). В ОПШЗ и ЗКС представлены самые древние дозеленокаменные комплексы пород (новопавловский и добропольский), останцы ЗКС, железистые пласты, относящиеся к архейской железисто-кремнисто-вулканогенной формации. Эта территория претерпела существенные структурно-метасоматические преобразования в третьей активизации палеопротерозоя, однако архейский структурный рисунок сохранился, так как в процессе второй активизации мощные толщи осадков не накапливались (она не испытывала существенного погружения), а образования слоя плавления в коре 2,5 млрд лет назад в восточной части щита не зафиксировано.

Реликты палео- и мезоархейских пород в палеопротерозойских комплексах известны в БМБ [Лобач-Жученко и др., 2012], Голова-

невской шовной зоне (ГШЗ) и в западной части Ингулецко-Криворожской шовной зоны (ИКШЗ) [Пономаренко и др., 2014]. На остальных блоках на поверхность выходят неоархейские и палеопротерозойские породы. Нельзя ни утверждать, ни опровергнуть факт протекания зеленокаменного этапа развития на всем УЩ.

Промежуток после 2,8 и до 2,1 млрд лет достаточно бедно охарактеризован в определениях изотопного возраста. На большинстве блоков с высоким уровнем эрозионного среза породы подверглись преобразованиям вплоть до частичного плавления 2,0 млрд лет назад. Время начала и второй, и третьей активизаций не установлено.

Можно утверждать, что не ранее 2,8 млрд лет (после последней глобальной гранитизации архея) и не позже 2,6 млрд лет назад территории, размещенные на запад от Западно-Ингулецкой разломной зоны, вступают в новый цикл развития (рис. 1)<sup>1</sup>. В первом ТМЦ второй активизации накапливаются мощные толщи (васильевская свита тетеревской серии, каменно-костоватская и спасовская свиты ингуло-ингулецкой серии), состав и строение которых отличаются от пород зеленокаменных структур СПМБ мегаблока.

Автор полностью согласен с мнением, что возраст тетеревской серии составляет 2,0—2,6 млрд лет [Щербак, Пономаренко, 2000]. Длительное формирование объясняет ее значительную мощность (около 12 км). В последних работах имеется тенденция считать породы Волынского блока исключительно палеопротерозойскими [Пономаренко и др., 2014], однако существуют датировки, указывающие, что на ВМБ и ПДМБ протекал и первый ТМЦ второй активизации. В работе [Пономаренко и др., 2014] городская свита тетеревской серии датируется 2,09 млрд лет. Согласно представлениям автора этот возраст может соответствовать ее верхней границе. Накопление подобной толщи является длительным процессом, (не менее 0,2 млрд лет). Тогда васильевская свита может быть образована еще раньше.

В работе [Геохронология..., 2005] указано, что Литинская куполовидная структура в северной части ПДМБ сложена архейскими эндербитами (возраст 2,82 млрд лет), которые подверглись нескольким этапам преобразова-

<sup>1</sup> Вынесено на современную схему тектонического строения УЩ. В неоархее—палеопротерозое блоки и шовные зоны имели другие очертания.

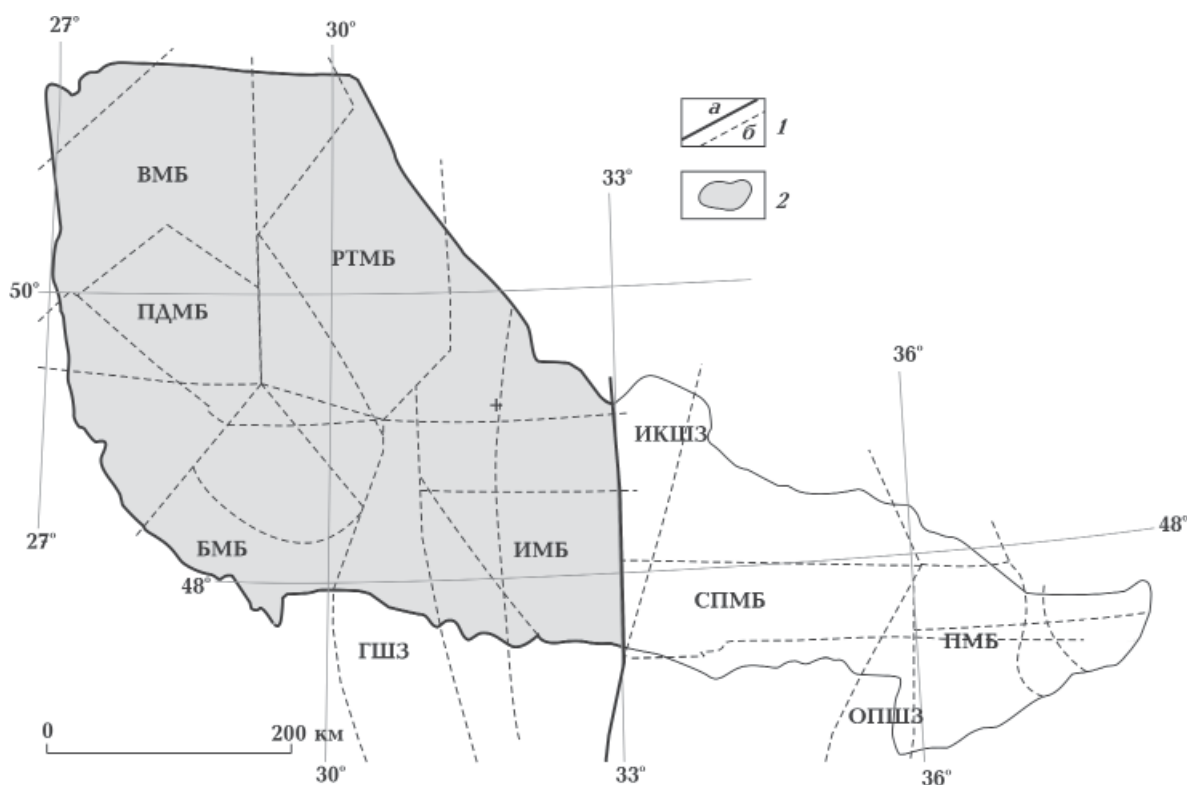


Рис.1. Схема районирования мегаблоков в первом ТМЦ второй активизации (~2,7—2,5 млрд лет назад): 1 — разломы (а — ограничивающие территорию активизации, б — современные); 2 — территория, на которой представлены породы первого ТМЦ. Разломно-блоковое строение УЩ приведено по работе [Гинтов, 2014].

ния (2,1 и 2,05 млрд лет назад), проявленного в чарнокитизации. На границе Росинско-Тикичского мегаблока (РТМБ) и ПДМБ в породах юрьевского и тетиевского комплексов обнаружены цирконы, возраст которых 2,48—2,82 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Изотопный возраст шереметьевских гранитов ВМБ (2,43 млрд лет) приведен в работе [Верхогляд, Скобелев, 1995]. И для побужского, и для шереметьевского комплексов имеются две датировки, более поздняя около 2,0 млрд лет. Однако наличие нескольких датировок является частым явлением для гранитоидов высокометаморфизованных блоков.

В ИМБ распространены породы ингулингулецкой серии. Их накопление во второй активизации не вызывает сомнений, так как они дважды испытывали метаморфические преобразования (2,45 млрд лет назад — прогрессивные и 2,0 млрд лет назад — регрессивные), а на момент гранитизации 2,0 млрд лет назад находились на глубине как минимум 15 км. В центральной части мегаблока на поверхность выведен очаг палинггенного плавления (кировоградские граниты), а значит, в момент его

образования сверху должна была находиться мощная толща пород. Возраст пород чечелевской свиты 2,4—2,67 млрд лет [Геохронология..., 2008].

Гранитизация является пиком второй активизации и делит ее на два ТМЦ. Время появления гранитов шереметьевского, побужского и ташлыкского комплексов — 2,44—2,45 млрд лет [Геохронология..., 2008], что означает, что под центральной и западной частями УЩ существовал слой плавления в коре. Тогда начало палеопротерозоя можно считать временем заложения шовных зон, отличающихся составом накапливаемых толщ, их структурными характеристиками. На всех щитах мира образование шовных зон происходит ~2,5 млрд лет назад [Геохимия..., 1987].

Типичной шовной зоной оказывается ИКШЗ, включающая ККЗ. Криворожская серия (без гданцевской свиты) образована в течение одного ТМЦ. Есть изотопные датировки, указывающие на мезоархейский возраст нижней новокриворожской свиты [Пономаренко и др., 2014]. Присутствие кластогенных монацитов, возраст которых составляет



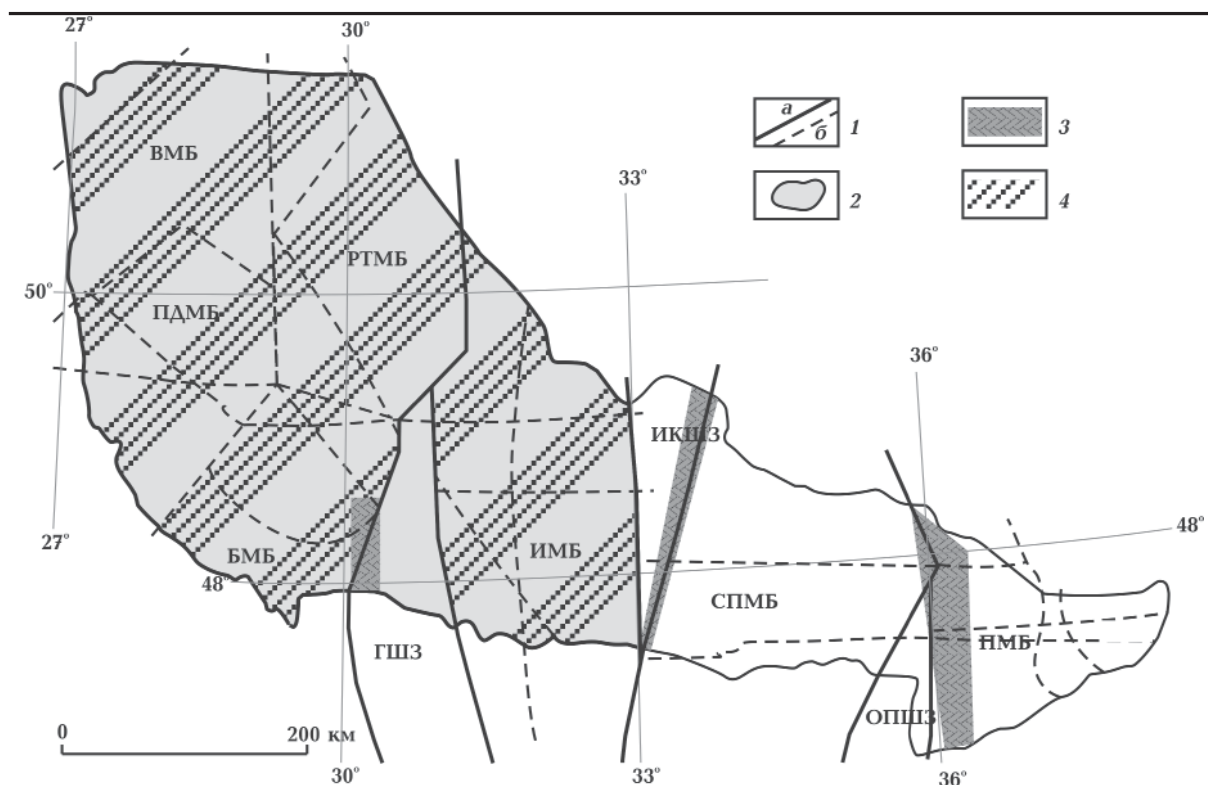


Рис. 2. Схема районирования мегаблоков во втором ТМЦ второй активизации (~2,5—2,2 млрд лет назад): 1 — разломы (а — разделяющие блоки и шовные зоны, б — современные); 2 — территория, на которой представлены породы первого ТМЦ; 3 — территории на которых сохранились породы железисто-кремнисто-сланцевой формации шовных зон; 4 — территория, представляющая блоки во втором ТМЦ второй активизации. Разломно-блоковое строение УЩ приведено по работе [Гинтов, 2014].

2,84 млрд лет, вполне объяснимо именно их кластогенной природой, так как на восток от ККЗ находится архейский СПМБ, консолидация которого была завершена 2,8—2,6 млрд лет назад. Кластогенный циркон, возраст которого составляет 3,195 млрд лет, обнаружен в биотитовых гнейсах Клиновского месторождения [Щербак и др., 1995]. Однако, учитывая состав ингуло-ингулецкой серии, не приходится настаивать на ее мезоархейском возрасте. Амфиболиты и апопорфириты новокриворожской свиты — вулканогенные породы, которые наложены на архейскую кору выветривания. Они подстилаются плагиогранитами тоналит-трондьемитовой формации, возраст которых не моложе 2,8 млрд лет. Достоверно известно, что породы криворожской серии (вместе с гданцевской свитой) образованы до 2,06—2,04 млрд лет назад. Поэтому нельзя не согласиться с мнением, что по изотопным датировкам «положение границы между археем и протерозоем в разрезе криворожской серии в настоящее время не известно и требует дальнейших исследований» [Пономаренко и др., 2014, с. 53]. Отдельным доводом в пользу

палеопротерозойского возраста низов криворожской серии является возраст разломов 2,45 млрд лет, по которым и выносились к поверхности глубинные расплавы, слагающие новокриворожскую свиту [Гинтов, 2014].

В настоящей статье обосновывается, что в течение второго ТМЦ второй активизации после перерыва (от 2,8 до 2,5 млрд лет назад) образуются криворожская серия (без гданцевской свиты), белозерская серия и гуляйпольская свита (рис. 2). Сохранность пород, по которым уверенно устанавливается последовательность их образования, а также дельнейшая изученность разрезов ККЗ позволяют считать ее эталоном, к которому проводится корреляция с остальными шовными зонами. Шовные зоны обрамляют СПМБ, который в активизации не участвует. Они закладываются на архейском основании блока, надстраивая архейский этаж. Присутствие пластов железисто-кремнисто-сланцевой формации служит характерным признаком шовных зон и предполагает протекание второго ТМЦ второй активизации там, где они обнаружены. На основании этого и других признаков криворожская серия

уверенно сопоставляется с белозерской свитой. Конкско-Белозерская структура СПМБ, ОПШЗ, часть Западного Приазовья (Корсакский и Гуляйпольский блоки) в это время представляли единую шовную зону.

В ГШЗ в первом ТМЦ накапливается вулканогенно-эксталяционно-осадочная толща, как и на западной и центральной частях УЩ. На рубеже неоархея и палеопротерозоя ГШЗ вычленяется в шовную зону. Здесь присутствуют породы железисто-кремнисто-сланцевой формации. К ней относятся павловская толща и породы, отнесенные в работе [Лазько и др., 1975] к железорудно-гнейсовой формации. Таким образом, шовная зона в палеопротерозое распространялась и на Хашчевато-Завальевский блок. Не исключено, что она продолжалась и на север в РТМБ. Возраст Тальновского и Первомайского разломов, ограничивающих ГШЗ, палеопротерозойский.

Время окончания второй и начала следующей (третьей) активизации привязано к образованию палингенных микроклиновых гранитов палеопротерозоя 2,1—1,99 млрд лет назад. Поскольку образование кислых расплавов происходит в коре на пике активизации, то ее начало отнесено ко времени 2,2 млрд лет назад. Она длится до 1,75 млрд лет.

Наибольшее количество споров вызывает установление относительного возраста пород ПДМБ, БМБ, а также ГШЗ. Нет сомнений в наличии здесь минералов и пород архейского, вплоть до эоархейского возраста [Лобач-Жученко и др., 2012]. В работе [Пономаренко и др., 2014] говорится о двух структурных этажах, нижний из которых представлен палеоархейскими породами днестровско-бугской серии, тогда как бугская серия, выполняющая грабен-синклинали, считается палеопротерозойской. По мнению автора, при описании разрезов глубоко метаморфизованных блоков термины «структурные этажи, синклинорий, синклиналь» нельзя употреблять для докембрийских тектонических единиц, особенно метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

В неоархее—палеопротерозое накопление пород здесь происходило в течение двух ТМЦ второй и двух ТМЦ третьей активизаций, что отражено в изотопном возрасте. В глубоко эродированных блоках при последовательном «снятии» этапов деформаций и метаморфизма чаще всего выявляются метаморфические и метасоматические породы, а перекристаллизация часто полностью уничтожает следы

предшествующих деформаций (складок) [Венидиктов, 1986]. Следствия каждой следующей активизации накладываются на результат предыдущих. Для объяснения их строения необходимо учитывать множество параметров (РТ-условия и состав как самих пород, так и привносимого извне вещества), а также последовательность изменения этих параметров для каждой отдельной структурной единицы, для каждого единичного объема в каждом ТМЦ.

На тектонофизической основе геологоструктурной карты ГШЗ [Гинтов и др., 2016] отчетливо видно, что ГШЗ сложена многочисленными небольшими блоками разного состава, который во многом определяется уровнем эрозионного среза каждого блока. Накануне последней глобальной гранитизации (~2,0 млрд лет назад) происходили горизонтальные и вертикальные тектонические движения, которые усилились после нее. Их амплитуда составляла до 20 км. Если складчатые структуры над этим очагом плавления и существовали, то они эродированы. Современное строение является следствием разломно-блоковой тектоники: небольшие блоки реверсно двигались относительно друг друга в разных направлениях, образуя зоны скалывания, структуры подворота, складки волочения [Гинтов и др., 2016]. Ввиду близкого расположения слоя плавления 2,0 млрд лет назад возможно пластичное состояние части толщи и несомненно образование проницаемых зон и перемещение флюидов.

Вследствие вертикальной составляющей тектонических движений практически во всех мегаблоках УЩ (кроме СПМБ и Западного Приазовья) непосредственно на большие участки поверхности выведены продукты последнего очага плавления, который 2,0 млрд лет назад находился на глубине 20—40 км — палингенные микроклиновые граниты. Обогащение калием является его характерной особенностью.

Размещение слоя плавления контролируется линией солидуса пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, в присутствии воды. Для плавления пород гранулитовой фации, располагающихся в общем случае глубже 35—40 км, требуются температуры более 1000 °С [Гордиенко, 2007]. Над очагом плавления формируется слой флюидно-термального воздействия, в котором протекают метасоматические замещения. В ПДМБ и БМБ плагиоклазы эндербитов в зависимости от удаления от слоя плавления замещаются микроклином в большей или меньшей степени. Происходит чар-

нокитизация. Поскольку в самой астеносфере плавление было частичным, то сохранились и продукты более ранних магматических очагов — эндербиты, образованные в архее и около 2,5 млрд лет назад (в процессе второй активизации), а также остатки архейских метаморфических и магматических комплексов. Одни и те же блоки оказываются на глубине слоя плавления или в непосредственной близости от него несколько раз. Даже не понятно, что можно считать возрастом толщи: время ее накопления (что и принято) или последний этап ее преобразования, который отражается в наименьшем изотопном возрасте.

Многочисленные наложение тектономагматических и метасоматических событий проявляется и в нескольких датировках изотопного возраста гранитоидов побужского, литинского, гайсинского комплексов. В Хащевато-Завальевской структуре определен изотопный возраст эндербитов: 3,65; 3,38; 3,12; 3,01; 2,72—2,82 млрд лет [Геохронология..., 2005], что соответствует этапам гранитообразования в ОПШЗ и СПМБ [Усенко, 2016]. Там же и в ГШЗ возраст плагиогнейсов составляет 2,57, а плагиогранитов побужского комплекса Савранского рудного поля 2,5—2,6 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Они образованы в процессе второй активизации. А многочисленные определения 1,96—2,06 млрд лет [Геохронология..., 2008] датируют последнюю глобальную гранитизацию.

Существует еще одна причина совместного залегания разновозрастных пород — магматическая деятельность. В ГШЗ и Хащевато-Завальевском блоке более молодые ультраосновные и карбонатные расплавы могли проникать по разломным зонам, очень многочисленным на территории ГШЗ и БМБ. Поэтому ультрабазиты капитанского комплекса (2,0 млрд лет [Геолого-геофизическая..., 2009]) могут очень различаться временем образования от пород, залегающих в непосредственной близости.

Это общая схема, далее в работе детально рассмотрен вещественный состав пород, восстановлен геодинамический процесс второй активизации на блоках (в двух ТМЦ) и в шовных зонах (во втором ТМЦ). Исследованы физико-химические процессы, протекавшие на кровле астеносферы на блоках и в шовных зонах, установлен состав глубинных флюидов, сопровождавших дифференциацию расплавов во второй активизации. Выявлены особенности глубинного процесса и состава флюидов, отли-

чающие только этот период развития УЩ. Это позволяет использовать выделенные особенности в качестве дополнительного признака для корреляции метаморфических комплексов.

**Вторая глобальная активизация (2,7—2,2 млрд лет назад).** Описания метаморфических и магматических комплексов приведены по работам [Стратиграфические..., 1985; Геолого-геоэлектрическая..., 2005; Щербаков, 2005; Геолого-геофизическая..., 2008, 2009].

Минеральный и химический состав толщ, накопленных в процессе второй активизации (неоархей—начало палеопротерозоя), и в блоках, и в шовных зонах совершенно отличен от пород ЗКС. Высокая степень метаморфических преобразований затрудняет восстановление первичного состава, но очевидно, что значительная часть представляла собой эксталяционно-осадочную толщу, тогда как в ЗКС развиты первично-вулканогенные породы.

Метаморфизованные магматические породы — преимущественно амфиболиты. Относительное количество ультрабазитов, как и общее количество первично-вулканогенных пород, сокращается по сравнению с археем. Во второй активизации образуются ритмичные серии, обязательно содержащие биотит, достаточно редкий в ЗКС архея. Обязательно присутствуют высокоглиноземистые минералы — силлиманит, кордиерит. Они, как и графит, никогда не встречаются в архейских породах. В архее образуются исключительно карбонаты.

В составе сланцевых пластов шовных зон появляются графит, щелочные амфиболы и пироксены. Вся толща менее магнезиальная. В отличие от пород ЗКС, железистые пласты сложены сидеритом и кварцем с магнетитом и гематитом, вулканогенная составляющая в их составе отсутствует. Железо накапливается в составе водного флюида, переносящего хлоридные комплексы железа и кремнезем.

**Первый ТМЦ. Васильевская свита тетевской серии ВМБ, ПДМБ.** в разных частях ВМБ характеризуется близким строением. Для разреза нижней части васильевской свиты типичны переслаивания биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых, гранат-силлиманит-биотитовых, графитовых и графит-биотитовых гнейсов. Встречаются биотитовые мигматиты и амфибол-биотитовые сланцы. Выше по разрезу еще шире распространены графит-биотитовые сланцы, также встречаются актинолит-тремолитовые, амфибол-диопсидовые с прослоями кальцифи-

ров, а также кальцит-цоизит-амфиболитовые прослои.

Ритмичность является важным признаком протекания геодинамического процесса. Она не характерна ни для архейских пород, ни для пород следующей активизации. Васильевскую свиту образуют шесть толщ с различным характером чередования слагающих их пород. В составе нижней толщи (0,3 км) закономерно переслаиваются биотитовые, биотит-силлиманитовые и гранат-биотитовые гнейсы и сланцы с подчиненными прослоями гранат-кордиерит-силлиманитовых и амфибол-биотитовых гнейсов. Вторая толща (мощность 0,5 км) сложена биотитовыми и силлиманит-биотитовыми гнейсами, в составе третьей (0,8 км) выделяются 15 ритмов, в основании каждого из которых залегают графитовые гнейсы и сланцы, сменяющиеся биотит-силлиманитовыми сланцами, а затем актинолит-тремолитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами и кальцифирами. Четвертая толща (0,36 км) представлена чередующимися актинолит-тремолитовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми сланцами, биотит-силлиманитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, а также кальцифирами. Они образуют семь ритмов, в основании каждого из которых залегают биотитовые гнейсы.

**Протекание последовательности физико-химических взаимодействий** на одном этапе активизации (при постоянной мощности литосферы) отражается в ритмичности первого порядка, которая определяет последовательность появления пачек и пластов, отличающихся по составу. По всей видимости, мощность литосферы (100 км) играет важную роль при формировании ритмичных пачек. Флюиды и расплавы отделяются небольшими порциями, на кровле астеносферы протекают окислительно-восстановительные реакции, а следующий ритм образуется вследствие поступления к ЛАГ новой порции вещества. На кровле астеносферы формируется система, подобная химическому осциллятору. Благодаря градиенту давления поддерживается приток реагентов, а вследствие протекания окислительно-восстановительных реакций — ритмичные колебания концентраций компонентов и кислотности-щелочности. Затем происходит разделение на фазы (карбонатную, алюмосиликатную, углеводородную) и последовательное вынесение к поверхности расплавов и растворов с образованием ритмичной толщи.

Вероятно, не последнюю роль играет тот факт, что 3 ГПа — граница устойчивости воды. При больших давлениях вода неустойчива. Поэтому добавление очень незначительных количеств веществ, присутствие которых приводит к повышению смесимости силикатного расплава и водного флюида (HCl, KCl) и, возможно, устойчивости самого водного флюида или, наоборот, разрушению кремнекислородных тетраэдров и воды (NaF) и высвобождению кислорода, именно на этой глубине способствует созданию подобной системы.

Можно предположить, что при невысокой щелочности присутствие водного флюида способствовало протеканию окислительно-восстановительных реакций, а флюиды, сопровождавшие дифференциацию расплавов, были близки к нейтральным и, по всей видимости, представляли собой смесь карбонатных и водно-хлоридно-калиевых. В процессе взаимодействия с расплавом, обогащенным глиноземом и кремнеземом, происходили реакции восстановления углерода и полимеризация углеводородов, из которых после литификации и метаморфизма образовывался графит. Колебания кислотности-щелочности обеспечивались соотношением калия и хлора, а также разбавлением расплава водным флюидом. Катализатором образования углеводородов служили  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\pm\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ ).

Сходные по составу ритмичные пачки, включающие, помимо алевролитов и аргиллитов (кремнисто-глиноземистых), карбонатные и углистые ритмы, а также туфовые прослои, образуются в Донбассе в карбоне. Общая мощность толщи также значительна. Ее накопление продолжалось около 60 млн лет и было включено в единый процесс, в течение которого происходило изменение расположения ЛАГ 200—250 км → 150 → 100 → (50 → 20) → 100 км. Изменение мощности литосферы установлено по составу магматических пород [Усенко, 2014]. Такое развитие отмечено для герцинской активизации Донбасса и других складчатых областей. На поверхности мощной флишевой толщей проявлен этап, когда мощность литосферы соответствовала 100 км. На других этапах также накапливаются осадочные породы, однако их меньше, а ритмичность не характерна. Можно предположить подобное протекание геодинамического процесса во время формирования васильевской свиты тетеревской серии. В данной аналогии речь идет только о последовательности изменения расположения ЛАГ.

**Магматические породы.** Гипотеза о многоэтапном протекании процесса полностью подтверждается составом пород нарцызовского комплекса в ВМБ и юрьевского в РМБ. Усредненный возраст габбро-амфиболитов юрьевского комплекса 2,6—2,7 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Нарцызовский комплекс является его аналогом [Щербаков, 2005]. В состав комплексов входят перидотиты и пироксениты, и амфиболиты (роговая обманка 55—70 %, плагиоклаз 35 %, биотит, микроклин). В амфиболитах обнаружены реликты оливины и пироксена, что позволяет относить их к пикритобазальтам. Подобные породы могут быть образованы при размещении ЛАГ на 200 и 150 км [Усенко, 2014].

Горнблендиты содержат до 80 % роговой обманки. Их образование должно быть синхронно накоплению ритмичной толщи. Расплавы, из которых образуются магматические породы, сложенные амфиболом, дифференцированы на 100 км.

Присутствуют и сильно измененные (до актинолититов и серпентинитов) перидотиты, в которых содержание MgO достигает 30 %. Образование подобных расплавов происходит на глубине 200—250 км, но отделение от слоя частичного плавления может осуществляться под корой. По подобной схеме происходит образование коматиитов в архее. Возможно, тогда же происходит накопление актинолит-тремолитовых кальцифиров васильевской свиты. И совершенно однозначно об этапе, когда кровля астеносферы располагалась под корой, свидетельствуют породы базальт-андезитобазальтовой формации нарцызовского комплекса, которая представлена амфиболитами, метапорфиритами и метагабброидами. Породы сложены роговой обманкой, плагиоклазом и биотитом.

Шереметьевские плагиограниты (2,44 млрд лет), в том числе палингенные с переходами в биотитовые, амфибол-биотитовые гранодиориты и микроклин-плагиоклазовые граниты, мигматиты и биотитовые гнейсы, являются логическим продолжением предполагаемого геодинамического процесса. Формирование гранитоидов, включая палингенные, происходит при двухуровневом размещении слоев плавления. Глубинный очаг, производными которого являются метагабброиды, размещался под корой. Из него происходили вторжения расплава, содержащего водный флюид, в кору. Дифференциация расплавов до плагиогранитных осуществлялась в коре.

Детального разделения пород нарцызовского комплекса на серии, для каждой из которых установлен возраст, не существует. Однако набор пород однозначно определяет схему протекания геодинамического процесса [Усенко, 2014]. Подобная ассоциация магматических пород так же, как и накопление «флишевой» толщи, соответствует геодинамическому процессу, в котором расположение ЛАГ изменялось 200—250 км → 150 (?) → 100 → (50 → 20) (2,44 млрд лет назад) → 100 км. В отличие от фанерозоя вынесение расплавов и растворов к кровле астеносферы, размещавшейся на 100 км, могло быть неоднократным.

**Второй ТМЦ. Городская свита тетеревской серии** залегает на васильевской. Нижняя толща городской свиты (0,4 км) сложена биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами и сланцами, образующими шесть двучленных ритмов, в отдельных ритмах появляются графитовые гнейсы. Вторая толща (0,2 км) состоит из трех ритмов, каждый из которых начинается биотитовыми, а завершается графитовыми гнейсами. Третья толща (0,15 км) представляют собой чередование графитовых и силлиманитовых гнейсов, образующих пять ритмов. Четвертая (0,2 км) образует семь ритмов, каждый из которых представляет чередование биотитовых и мусковит-биотитовых гнейсов и сланцев с гнейсами силлиманитовыми, реже с гранатом. Пятая толща (0,6 км) представлена биотитовыми, биотит-силлиманитовыми и графитовыми гнейсами. Шестая толща (0,2 км) состоит из четырех двухкомпонентных и одного четырехкомпонентного ритма. Нижняя часть представлена графитовыми сланцами или гнейсами, которые сменяются биотит-силлиманитовыми или биотитовыми, четырехкомпонентный ритм представлен сланцем биотит-графитовым и амфибол-биотитовым, биотит-силлиманитовым и биотитовым гнейсом. Седьмая (0,16 км) образует семь ритмов, каждый из которых начинается пластом биотитовых и мусковит-биотитовых гнейсов, выше которого графитовые сланцы, в отдельных ритмах сменяются гнейсами силлиманитовыми, гранатовыми, амфиболовыми.

По всей видимости, городская толща образуется через какое-то время после гранитизации, проходившей 2,44 млрд лет назад. Разделение геодинамического процесса на этапы провести невозможно. Напрашивается аналогия с условиями формирования васильевской свиты. Ритмичная толща глиноземистых пород с прослоями графита накапливается на

всех рассматриваемых блоках. Скорее всего, процесс протекал сходно.

Нельзя исключить и возможность образования городской свиты в третьей активизации (после 2,2 млрд лет назад), а ко второму ТМЦ второй активизации отнести верхнюю часть васильевской свиты, в которой распространены вулканогенные актинолит-тремолитовые и амфибол-диопсидовые сланцы с прослоями кальцифиров. Такое деление распространено гораздо шире [Пономаренко и др., 2014], чем предложенное выше. Метаморфические породы городской, кошаро-александровской и темрюкской свит сходны и могли быть образованы в одном процессе. Их сопоставление с породами днестровско-бугской, ингуло-ингулецкой и росинско-тикичской серий затруднительно, так как состав очень близкий, а различия проявлены в составе нескольких слоев. Речь идет об описаниях, используемых автором. Возможно, на геологических объектах их корреляция или ее отсутствие более очевидны. Необходимы дополнительные исследования.

**Состав ингуло-ингулецкой серии ИМБ** отличен в западной и восточной частях, в каждой из которых выделяют нижнюю и верхнюю свиты, образованные в первом и втором ТМЦ. Нижние свиты — спасовская и каменно-костоватская. Спасовская представлена в восточной части ИМБ. Сложена преимущественно пироксеновыми гнейсами с биотитом, магнетитом, гранатом. В каменно-костоватской (в западной части ИМБ) шире представлены гранат-графит-биотит-гиперстеновые гнейсы часто с силлиманитом и кордиеритом. Характерные черты обеих свит — пачки переслаивания магнетит-биотит-гиперстеновых гнейсов с амфибол-гиперстен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми, магнетит-гранат-кордиерит-биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, магнетит-гранат-кордиерит-биотитовыми. В рамках данного исследования различия между этими свитами не являются принципиальными, так как во многом определяются степенью метаморфизма, большей щелочностью и глиноземистостью первичных пород и, соответственно, большим количеством углеродсодержащих ритмов в каменно-костоватской свите.

Во втором ТМЦ в восточной части ИМБ в это время образуется чечелевская свита, сложенная гранат-биотитовыми, биотитовыми, кордиерит- и графит-биотитовыми, диопсидовыми гнейсами. В рощаховской свите преобла-

дают гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы.

По составу ингуло-ингулецкой серии можно предполагать, что она образована в процессе двух тектономагматических циклов, в течение которых происходит накопление мощных осадочных толщ, наложение метаморфических преобразований прогрессивного этапа. Образование слоя плавления в коре, обусловившее повышение регионального геотермического градиента, происходит только на стыке первого и второго ТМЦ около 2,45 млрд лет назад.

Довольно много работ посвящено выяснению первичного состава пород ингуло-ингулецкой серии. Противопоставление вулканогенных и экгалационно-осадочных пород представляется автору несколько надуманным, так как в любом случае существенна доля эндогенной составляющей. А воздействие температур 700—780 °С, давлений 0,5—0,6 ГПа при высокой доле водного флюида [Щербаков, 2005] привело к базификации, поскольку *PT*-условия превышают температуры плавления андезита и приближаются к температурам плавления амфиболита. Там, где эта температура была превышена, образуются пироксеносодержащие породы гранулитовой фации.

**Росинско-тикичская серия** сложена монотонными толщами биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов с прослоями гранатсодержащих гнейсов, кварцитов, метаультрабазитов и пироксеновых амфиболитов. В составе Лысянского разреза преобладают амфиболиты и присутствуют силлиманит- и кордиеритсодержащие амфиболиты. Ввиду плохой сохранности (высокого уровня эрозионного среза) можно предполагать, что данная толща относится к продуктам второй активизации. В РТМБ присутствуют магматические породы юрьевского комплекса — габбро-амфиболиты, образованные 2,73; 2,58 млрд лет назад [Геохронология..., 2005]. Он сопоставляется с основными и ультраосновными массивами нарцызовского комплекса по времени образования и составу. Изотопный возраст гранитов тетиевского комплекса 2,8 и 2,49—2,59 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Более молодые прорывают и гранитизируют толщу росинско-тикичской серии.

Нет оснований полагать, что глубинный процесс в ИМБ и РТМБ отличался от проходившего в ВМБ. На всех мегаблоках и в первом, и во втором ТМЦ накапливалась толща, которая первично могла быть флишевой. Отличия ингуло-ингулецкой и росинско-тикичской

Т а б л и ц а 2. Этапы развития Криворожско-Кременчугской и Белозерской структур УЩ снизу вверх [Геология..., 1967; Железисто-кремнистые ..., 1978]

Первая Кременчугская свита	Криворожская и анновская структуры		Белозерская структура Железисто-кремнисто-сланцевая свита	Глубина, км
	Вторая активизация. Второй ТМЦ			
<i>Нижняя подсвита</i>	<i>Нижняя аркозо-филипповая свита</i>		<i>Роговиково-сланцевая подсвита</i>	
Хлорит-талльковые сланцы. Железистые пласты с хлоритом и гематитсодержащие	Тальк-карбонатный слой		Серпентинизированные перидотиты и пироксениты, тальк-карбонатные породы, серпентиниты	200
Биотит-хлоритовые с гранатом сланцы. Хлоритовые сланцы	Покровы тремолитизированных пикритов. Хлорит-биотитовые сланцы с гранатом, серицитом, куммингтонитом, графитом. Магнетит-куммингтонитовые джесперы с яшмовыми слоями		Кварц-хлоритовые, карбонат-кварц-магнетит-хлоритовые и сланцы	150
Сине-краснополосчатые с гематитом и слюдой джеспилиты	Покровные эпидиобаза, альбит-эпидотовые амфиболиты, кварц-роговообманковые эпидотизиты <i>Скелеватская свита</i> Графитит-хлорит-серицитовые, биотит-кварц-куммингтонитовые сланцы		Очковые альбито-серицит-кварцевые апокератофиры, хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы (апоспилиты)	100
<i>Средняя подсвита</i>	<i>Саксаганская свита</i>		<i>Железисто-кремнистая подсвита</i>	
Хлоритовые сланцы с сидероплезитом и доломитом. Сидероплезит-магнетитовые джесперы и яшмо-сланцы. Сидероплезит-хлоритовые и биотит-куммингтонитовые сланцы. Железисто-альбитовые туффиты	Хлорит-талльковые сланцы с тремолитом и доломитом. Силикат-магнетитовые и магнетит-силикатные джеспилиты, силикат-магнетит-гематитовые, гематит-магнетитовые джеспилиты продуктивной толщны		Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые роговики <i>Джеспилитовая формация</i> Рудные магнетит-кварцевые, железнослюдяково-магнетитовые слои. Присутствуют эгирин, рибекит	50
Тюрингит-карбонатные джесперы. Сидероплезит- и куммингтонит-хлоритовые сланцы с графитом	Куммингтонитовые слои с магнетитом, альбитом, магнезиальной железистой слюдой. Эгирин-магнетитовые и гематит-магнетитовые джесперы		<i>Верхняя роговиково-сланцевая подсвита</i> Кератофиры, кератоспилиты, стильномелановые роговики	100
Брейнерит-анкеритовые джесперы с магнетитом и куммингтонитом. Колчеданы	Карбонатизация. Слой магнезиальных куммингтонит - магнетитовых и магнетитовых джесперов. Железисто-силикатный метасоматоз		Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые сланцы. Железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые роговики	50

Кварц-графит-биогит-хлоритовые и кварц-серцитовые сланцы. Амфиболиты. Магнетит-эгриновые и магнетит-рибекитовые железистые джесперы	Кварц-куммингтонит-биогит-карбонатные слои со стильпномеланом, магнезиально-железистой слюдой. Магнетит-куммингтонитовые железистые слои со щелочным амфиболом	—	100
Магнетит-сидерит-биогит-хлоритовые сланцы, магнетит-сидероплезитовые джесперы	—	Кварц-хлоритовые, кварц-магнетит-хлоритовые, кварц-хлоритовые роговики	150
<i>Третья активизация. Первый ТМЦ</i>			
<i>Вторая кремнчугская свита</i>	<i>Верхняя свита (Гранцевская)</i>	<i>Зеленосланцево-метабазитовая</i>	
Базальные конгломераты. Хлорит-магнетитовые джесперы, биогит-хлоритовые сланцы	Безрудные кварциты. Железистые метаконгломераты, метапесчаники,	Прохлорит-тремолитовые сланцы	150
Хлорит-магнетитовые джесперы. Гематит-магнетитовые и синие-краснополосчатые джеспилиты	Хлоритовые сланцы	Амфиболиты, аподибазы, апокератофиры, зеленые сланцы	100
Сидероплезит-хлоритовые, магнетит-куммингтонитовые, биогит-хлоритовые и хлоритовые сланцы. Магнетит-порингит-пистомезитовые (анкеритовые) джесперы и яшмо-сланцы	Хлорит-биогитовые с графитом и карбонатами, кварц-карбонатные породы	—	50
Серо-краснополосчатые джеспилиты. Хлоритовые и биогит-хлоритовые сланцы	Кварц-силикат-карбонатные породы, кальцитовые и доломитовые мраморы	Эпидибазы	100
Хлорит-магнетитовые и гематит-магнетитовые джеспилиты	Мусковитовые, графитистые и кварц-хлоритовые сланцы	—	150



**Т а б л и ц а 3. Сопоставление породных ассоциаций архейских ЗКС, включающих железисто-кремнисто-вулканогенную формацию, и ККЗ и Конкско-Белозерской структуры (КБС), включающих железисто-кремнисто-сланцевую формацию**

Породные ассоциации ЗКС (3,2—2,8 млрд лет)		ЛАГ, км	Породные ассоциации ККЗ и КБС (2,5—2,2 млрд лет)	
Сурская ЗКС	Верховцевская ЗКС		Криворожская и Анновская структуры	Белозерская структура
Магнетитовые кварциты красноцветной фации	Хлорит-актинолитовые и карбонат-серпентин-тремолитовые сланцы	150	Покровы тремолитизированных пикритов. Хлорит-биотитовые сланцы с гранатом, серицитом, куммингтонитом, графитом. Магнетит-куммингтонитовые джесперы с яшмовыми слоями	Кварц-хлоритовые, карбонат-кварц-магнетит-хлоритовые сланцы
Амфиболиты, эпидотизированные спилиты, альбит-эпидотовые сланцы	Амфиболиты, спилиты, кварц-хлоритовые туфосланцы	100	Эпидиабазы, альбит-эпидотовые амфиболиты, кварц-роговообманковые эпидотизиты. Графитит-хлорит-серицитовые, биотит-кварц-куммингтонитовые сланцы	Очковые альбито-серицито-кварцевые апокератофиры, хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы (апоспилиты)
Железисто-кремнисто-карбонат-хлорит-актинолитовые сланцы. Серпентиниты, тальк-карбонатные (брейнеритовые) перидотиты. Асбестоносные, магнетит-хлоритовые серпентиниты	Кварц-альбит-хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы. Тальк-карбонатные, тальк-серпентинитовые породы, хлорит-актинолитовые сланцы с сульфидами. Серпентиниты	50	Хлорит-тальковые сланцы с тремолитом и доломитом. Магнетит-силикатные джеспилиты, силикат-магнетит-гематитовые, гематит-магнетитовые джеспилиты продуктивной толщи	Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые роговики. Рудные магнетито-кварцевые, железослюдково-магнетитовые слои с эгирином, рибекитом
Амфиболиты, андезитовые порфириды	Актинолитовые апоспилиты и актинолитовые зеленокаменные роговики	100	Куммингтонитовые слои с магнетитом, альбитом, магнезиально-железистой слюдой. Эгирин-магнетитовые и гематит-магнетитовые джесперы	Кератофиры, кератоспилиты, стильномелановые роговики
Жильные доломиты. Туфолавы ультрабазитов, магнетит-хромитовые серпентиниты	Серпентиниты и тальк-карбонатные породы с гнездами никелистого талька	50	Карбонатизация. Слои магнезиальных куммингтонит-магнетитовых и магнетитовых джесперов. Железистосиликатный метасоматоз	Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые сланцы. Железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые роговики

серий можно объяснить наложенными метаморфическими изменениями. В составе этих

метаморфических серий присутствуют плагиоклазовые гранитоиды, аналогичные шере-

метовским и близкого возраста, а также амфиболиты и ультрабазиты.

**Образование шовных зон** происходит во втором ТМЦ. По мнению автора, территория УЩ разделяется на блоки, разделенные шовными зонами на границе архея и палеопротерозоя накануне или во время гранитизации 2,45—2,5 млрд лет назад. Границами служат разломы, ограничивающие шовные зоны — Первомайский, Тальновский, Западно-Ингулецкий, Криворожский, Орехово-Павлоградский. Начало образования этих разломных зон — 2,45 млрд лет назад [Гинтов, 2014].

ИКШЗ и ОПШЗ закладываются на архейском основании, белозерская серия надстраивает разрез Конско-Белозерской структуры. ГШЗ накладывается на часть днестровско-бугской серии, образованной в первом ТМЦ.

**Протекание второй активизации в шовных зонах.** Криворожская серия (без гданцевской свиты), белозерская серия и гуляйпольская свита накапливаются в течение одного ТМЦ. Восстановление палеогеодинамического процесса и проведение корреляции всех пластов криворожской серии ККЗ и белозерской серии Конско-Белозерской структуры проводится достаточно уверенно (табл. 2). Конско-Белозерская структура находится на СПМБ, однако имеет продолжение в ОПШЗ в виде Новогорожской ЗКС.

Соотношение с архейскими породами прослеживается в Конско-Белозерской структуре, где палеопротерозойские толщи залегают на архейских. Нижняя белозерская железисто-кремнисто-метабазитовая серия и вулканогенно-сланцевая свита верхней белозерской железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой серии (названия по работе [Геология..., 1967]) сопоставимы с породами, накапливающимися до 2,8 млрд лет в остальных ЗКС [Усенко, 2016]. Предложенная схема появления серий предполагает интервал около 200 млн лет между образованием вулканогенно-сланцевой и железисто-кремнисто-сланцевых свит в Канско-Белозерской структуре, т. е. после 2,8 млрд лет и до начала формирования белозерской серии фиксируется перерыв в накоплении вулканогенно-осадочной толщи. Другими словами, в СПМБ, ОПШЗ и в Западном Приазовье в первом ТМЦ активизация, сопровождающаяся формированием метаморфизованной толщи, не фиксируется. Развитие шовной зоны начинается во втором ТМЦ на архейском основании.

Сопоставление пород ЗКС и шовных зон

приведено в табл. 3. Для блоков проведение такого сопоставления затруднительно, так как геодинамический процесс по имеющимся описаниям разрезов восстанавливается приближенно. Можно сопоставлять породы, образованные из расплавов (магматические) и флюидов (эксталяционно-осадочные), дифференцированных при близких *PT*-условиях, т. е. при одном расположении ЛАГ и сходном протекании процесса в целом [Усенко, 2014, 2015а].

**Протекание физико-химических взаимодействий на кровле астеносферы в процессе формирования ККЗ.** Отличительной чертой шовных зон является наличие пород железисто-кремнисто-сланцевой формации. Железистые пласты железисто-кремнисто-вулканогенной формации архея относительно равномерно распределены среди вулканогенных пород. В шовных зонах железо концентрируется в составе продуктивной толщи, которая формируется на этапе, когда ЛАГ расположена на глубине 50 км. Как и в архее, железистые пласты образуются на всех этапах процесса, однако их состав, как и состав всей мегаморфической толщи, отличается от состава архейских ЗКС [Усенко, 2015а].

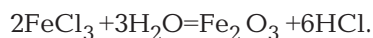
С толщами, накапливающимися во втором ТМЦ на блоках, сближает преобладание сланцевых пластов, наличие графита. Однако в городской, рощаховской и чечелевской свитах не содержатся хлоритоиды, отсутствуют железистые пласты, в их валовом составе существенно меньше кремнезема и больше глинозема. Первично-осадочная толща блоков содержит малое количество магнетита, однако практически во всех пластах присутствует биотит. Формирование толщи в шовной зоне свидетельствует не только об ином протекании процесса в целом, но и об ином составе флюида. Он более окисленный (активно железо, а не калий), а также содержит фторидно-натриевый компонент. Ее количество еще относительно невелико, но приводит к проявлению несовместности при дифференциации на глубине 100 км и в меньшей степени к разделению на несколько флюидных фаз. Водный флюид не буферизует кислотность-щелочность, как при дифференциации на этом же уровне на блоках, а концентрирует хлоридные комплексы железа и силикатный компонент, т. е. окисленную и кислую флюидно-расплавную часть. Концентрация железа и кремнезема в продуктивных пластах происходит вследствие физико-химических взаимодействий, в том

числе окислительно-восстановительных реакций на кровле астеносферы. В шовных зонах диапазон изменений Eh-pH при дифференциации на кровле астеносферы значительно шире, чем на блоках.

Так, при размещении ЛАГ на глубине 100 км, в разрезах всех структур ККЗ последовательно появляются следующие прослои:

- сине-краснополосчатые джеспилиты — железисто-кремнистые эксгаляции, сформированные в кислой среде в присутствии кислорода. Цвет обусловлен присутствием гематита ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), в котором степень окисления железа максимальна. Все железо содержится в трехвалентной форме;
- спилиты (амфиболиты) с альбитом и эпидотом, возникшие в нейтральных условиях, и силикатные расплавы, содержащие воду. Их формирование происходит после отделения окисленного флюида;
- графитсодержащие и яшмовые прослои. Появление графита указывает на щелочные условия дифференциации остаточного расплава астеносферы, дефицит кислорода — на связывание углерода в углеводородные соединения, которые в виде флюида отводятся к поверхности. Таким образом, имеет место разделение на несколько фаз разного состава.

Участие фторидно-натриевых флюидов приводит к снижению смесимости флюидной (железисто-кремнистой с хлором) фазы, куда «выталкивается» максимум свободного кислорода. Высокое содержание хлора (кислая среда) определяет связывание высвободившегося кислорода с железом — отделяется эксгаляционная фаза, из которой образуются гематитсодержащие джеспилиты:



Появление вулканогенных спилитов (амфиболитов) с альбитом и эпидотом — силикатных расплавов, образованных в нейтральных условиях и разбавленных водой, происходило после отделения окисленного флюида.

Дальнейшая дифференциация остаточного расплава на кровле астеносферы протекает при повышенной щелочности в присутствии фторидно-натриевых флюидов. Для образования углеводородов необходима щелочная среда. Если на блоках катализатором образования углеводородов служат  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ , то в шовных зонах —  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Повышение щелочности (за счет натрия) отражается в появлении щелочных пироксенов (эгирина) и амфиболов

(рибекита). Степень полимеризации углеводородных соединений зависит от давления. При литостатическом давлении ~1,5 ГПа формируется метан, при ~3 ГПа — тяжелые углеводороды [Чекалюк, 1980].

Яшмовые прослои — результат кристаллизации остаточных хлоридно-водно-силикатных флюидов-расплавов.

Накопление продуктивной толщи происходит на следующем этапе при сокращении мощности литосферы до 50 км вследствие пополнения глубинным расплавом и флюидом. При формировании пласта  $\text{K}_1^{4ж}$  (Скелеватское магнетитовое месторождение) резко повышается степень плавления, отделяется часть расплава, обогащенного окисленным углекислым флюидом [Железисто-кремнистые..., 1978]. Первичные туфы также содержат глубинное вещество. Об этом свидетельствуют повышенные количества карбонатной составляющей, оксида магния, двухвалентного железа. Эти признаки указывают на повышенный окислительный потенциал и незначительную щелочность первичных расплавов, т. е. значительные глубины их генерации (не менее 200 км). Состав железистого пласта  $\text{K}_1^{4ж}$  фиксирует плавное изменение состава в процессе дифференциации на кровле астеносферы: увеличение количества  $\text{SiO}_2$  и доли трехвалентного железа. Снижается количество карбонатной составляющей. Образуется кварц-магнетит-гематитовая фаза, в которой очень незначительно количество глинозема и достаточно высоко магния. По всей видимости, сказывается влияние фторидно-натриевых флюидов. Кислород концентрируется в водно-силикатном флюиде, обогащенном хлоридными комплексами железа. Дальнейшая дифференциация приводит к снижению его смесимости с карбонатным, увеличению доли свободного кислорода и повышению степени окисления железа. В силикатном расплаве, от которого они отделяются, должны повышаться щелочность и содержание глинозема.

**Выводы.** Состав магматических и метаморфических (вулканогенных и первично-эксгаляционно-осадочных, в том числе железистых) пород связан, так как их эндогенная составляющая образуется в одном очаге (на кровле слоя плавления) в результате последовательности физико-химических взаимодействий, продукты которых отводятся к поверхности. В докембрии (до 1,75 млрд лет назад) состав расплавов и флюидов, выносимых из мантии, изменяется закономерно на всех

континентах. В связи с этим представляется перспективным использование вещественного состава в качестве признака для корреляции докембрийских толщ.

Для архея типичны ЗКС, в состав которых входят коматииты, спилиты и пласты железистых пород железисто-вулканогенно-сланцевой формации. Большую часть разреза составляют магматические породы. На этапах, когда существует слой плавления в коре, образуются гранитоиды, сложенные преимущественно плагиоклазом и кварцем. Диапиризм гранитных масс приводит к образованию гранитогнейсовых куполов, которые опоясываются остатками ЗКС. Чем больше уровень эрозийного среза, тем более редуцированы ЗКС, тем больше вскрывается слой плавления. Характерные особенности архейских расплавов — образование при высоком окислительном потенциале и в кислой среде (в присутствии HCl) на всех уровнях в коре и мантии. Главный процесс в архее — избавление от кислорода и вынесение его в кору, гидро- и атмосферу. Образуется кора, сложенная плагиоклаз- и кварцсодержащими породами.

После 2,8 млрд лет развитие западной и восточной частей УЩ протекает по-разному. Под СПМБ и ПМБ до 2,6 млрд лет существует коровый очаг плавления в котором постепенно сокращается доля HCl и возрастает KCl. До 2,6 млрд лет плагиоклазсодержащие гранитоиды постепенно сменяются микроклиновыми.

В неоархее на запад от ИКШЗ начинается накопление толщ, состав и строение которых совершенно отличается от разрезов гранит-зеленокаменной области. Это связано с изменением флюидного режима дифференциации расплавов в мантийных очагах. Первый тектономагматический цикл проявлен только в центральной и западной частях УЩ. До начала второго ТМЦ второй активизации территория современных ОПШЗ и ПМБ развивается вместе с СПМБ.

Серии, образующиеся на блоках, сложены ритмичными толщами, в которых биотитовые гнейсы и сланцы переслаиваются с силлиманит-биотитовыми, кордиеритовыми, гранат-биотитовыми. В целом они более глиноземистые, чем архейские. Повышается щелочность и снижается магнезиальность. Существенно сокращается доля вулканогенных ультрабазитов, отсутствуют коматииты и брейнериты. Часто встречаются амфиболиты, особенно в породах первого ТМЦ. Особенности свит, накапливающихся в западной

части УЩ: ритмичное строение, переслаивание гнейсов, обязательно содержащих биотит, часто гранат, кордиерит или силлиманит, графит. При большей степени метаморфизма появляются пироксены. Первично-магматические породы — преимущественно амфиболиты, тогда как ультрабазиты редки. Интрузивные комплексы представлены нарцизовским, юрьевским и тетиевским, дифференцированными на разных уровнях, т. е. образованными на разных этапах длительного геодинамического процесса. Их усредненный возраст 2,6—2,7 млрд лет. Подобные комплексы магматических пород и разрезы характерны для активизации, в которой происходит подъем ЛАГ на 50 км на каждом этапе, через 60 млн лет. Магматические породы нормального ряда дифференцированы при участии воды, тогда как эксгальционно-осадочные демонстрируют незначительное колебание кислотности-щелочности при расположении ЛАГ на глубине 100 км. Появляются чуть более щелочные эксгальции, обогащенные глиноземом, а также углеводородами. Доля первично-магматических пород относительно эксгальционно-осадочных сокращается, что связано с сокращением количества водного флюида в очагах дифференциации на глубине 100 км и выше. На этапе, когда кровля астеносферы располагается на глубине 50 км, образуется очаг плавления в коре, продуктом которого являются ташлыкские, шереметьевские плагиограниты.

В процессе появления слоя плавления в коре или во время его кристаллизации начинается формирование разломов. Эти разломы образуются вокруг СПМБ, с ними связано формирование ККЗ и ОПШЗ. Также в это время появляются разломы, образующие ГШЗ. Во втором ТМЦ в шовных зонах по ним происходит вынесение глубинных окисленных расплавов и в большей степени флюидов, из которых откладываются породы железисто-кремнисто-сланцевой формации. Глубина образования первичных расплавов и флюидов не менее 200 км, так как их окислительный потенциал высокий. В месте дифференциации на этапах, когда ЛАГ размещается на глубине 100 и 50 км, в составе эксгальционно-осадочных и вулканогенных пластов фиксируется протекание окислительно-восстановительных реакций с участием незначительных количеств фторидно-карбонатно-натриевых флюидов. Это приводит к несмесимости и отделению более окисленного водно-хлоридного флюи-

да, переносящего железо в самостоятельную фазу, т. е. к его концентрации с образованием продуктивных слоев. В шовных зонах вынесение вещества максимально при формировании продуктивных пластов на пике процесса, когда глубинное вещество выносится под кору, а мощность литосферы не более 50 км. Этот этап повторяется неоднократно. Это отличает процесс от того, что протекает на блоках. Там накопление мощных толщ происходит на этапах, когда мощность литосферы составляла 100 км.

Таким образом, на рубеже неоархея и палеопротерозоя происходит разделение УЩ на блоки и шовные зоны, отличающиеся течением геодинамического процесса, составом накапливающейся толщи и глубиной размещения источников вещества.

Протекание глубинного процесса и состав

толщ на блоках во втором ТМЦ аналогичны первому. Образование палеопротерозойских толщ, особенно на блоках, происходит при участии слабокислых и слабощелочных хлоридно-водных флюидов с калием и глиноземом. Именно присутствие этих флюидов в мантийных очагах дифференциации приводит к образованию углеводородов, а на поверхности — графита. Признаком изменившихся условий является именно появление графитовых сланцев в составе всех без исключения разрезов этого времени. На кровле астеносферы протекают окислительно-восстановительные взаимодействия, сопровождающиеся отделением экгалаций (карбонатных, силикатно-глиноземистых с калием и обогащенных углеводородами). Они последовательно отлагаются на поверхности, что при литификации приводит к образованию ритмичных толщ.

### Список литературы

- Бордунов И. Н.* Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 с.
- Венидиктов В. М.* Полициклическое развитие гранулитовой фации. Киев: Наук. думка, 1986. 267 с.
- Верхогляд В. М., Скобелев В. М.* Изотопный возраст субвулканизма района г. Новоград-Волинский (северо-западная часть Украинского щита). *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 47—56.
- Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита.* Под ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1967. 380 с.
- Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита.* Под ред. А. В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2008. 308 с.
- Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита.* Под ред. А. В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2009. 253 с.
- Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита.* Под ред. Н. Я. Азарова. Киев: Наук. думка, 2005. 190 с.
- Геохимия архея.* Под ред. А. Кренера, Г. Н. Хенсона, А. М. Гудвина. Москва: Мир, 1987. 315 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей.* Под ред. Н. П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой.* Под ред. Н. П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2008. 240 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.
- Гинтов О. Б., Ентин В. А., Мычак С. В., Павлюк В. Н., Зюльце В. В.* Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 3—28.
- Гордиенко В. В.* Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвін пресс, 2007. 170 с.
- Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР.* Генезис железных руд. Отв. ред. В. М. Кравченко, Д. А. Кулик. Киев: Наук. думка, 1991. 216 с.
- Коваленко В. И., Ионов Д. А., Ярмолюк В. В., Ягуц Э., Люгмайр Г., Штош Х. Г.* Эволюция мантии и ее корреляция с эволюцией земной коры некоторых районов Центральной Азии по изотопным данным. *Геохимия*. 1990. № 10. С. 1308—1319.
- Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М.* Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов: Вища школа, 1975. 239 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Балаганский В. В., Балтыба-*

- ев Ш. К., Степанюк Л. М., Лохов К. И., Корешкова М. Ю., Библикова Е. В., Юрченко А. В., Егорова Ю. С., Бережная Н. А., Богомолов Е. С. Побужский гранулитовый комплекс Украинского щита — пример палеоархейской сиалической коры, переработанной архейскими и палеопротерозойскими эндогенными процессами. В сб.: *Современные проблемы магматизма и метаморфизма*. Т.2. Санкт-Петербург: Изд-во Санкт-Петербург. гос. ун-та, 2012. С. 38—42.
- Пономаренко А. Н., Степанюк Л. М., Шумлянский Л. В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 48—58.
- Семененко Н. П. *Метаморфизм подвижных зон*. Киев: Наук. думка, 1966. 300 с.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита*. Под ред. К. Е. Есипчука. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Криворожско-Кременчугской зоны. *Геофиз. журн.* 2015а. Т. 37. № 3. С. 66—87.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Среднего Побужья. *Геофиз. журн.* 2015б. Т. 37. № 4. С. 32—50.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014. 240 с.
- Усенко О. В. Эволюция расплавов и флюидов как отражение формирования коры и мантии на примере Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита. *Архей. Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 2. С. 35—56.
- Чекалюк Э. Б. Термодинамическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях. В кн.: *Дегазация Земли и геотектоника*. Москва: Наука, 1980. С. 267—274.
- Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко И. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Игулецкого блока Украинского щита. *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 74—88.
- Щербак Н. П., Артеменко Г. В. Геохронология и геодинамика архейских мегаблоков Украинского щита. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 7—16.
- Щербак Н. П., Пономаренко А. Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 12—24.
- Щербаков И. Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B., 2005. Mantle Samples Included in Volcanics Rocks: Xenoliths and Diamonds. In: *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier, P. 171—276.

## Evolution of melts and fluids during the crust and mantle formation in Neo-Archean — Paleo-Proterozoic. Stratigraphic effects

© O. V. Usenko, 2016

Evolution of composition of Precambrian magmatic and metamorphic rocks is related to directional change of deep fluids. It makes possible to use material composition of rocks as a sign for correlation. The paper presents a comparison of material composition of metamorphic complexes of the Ukrainian shield formed in Neo-Archean—Paleo-Proterozoic (after 2.8 and before 2.2 Ga ago). They were formed in the process of activation which consisted of two tectonic-magmatic cycles. The first one occurred in the central and western parts of the shield.

Formation of magmatic and exhalation-sedimentary strata on the blocks took place with participation of deep chlorine-aqueous fluids with potassium and alumina. On the surface the rocks are widely presented, which were formed of melts and fluids differentiated at a depth ~100 km. During the second tectonic-magmatic cycle (on the border of Neo-Archean and Paleo-Proterozoic) separation of the Ukrainian shield into blocks and suture zones took place, which differ by composition of accumulated strata and positions of material sources. On the blocks the composition of fluids and the course of geodynamic process did not change.

Within suture zones, formed during the second tectonomagmatic cycle unloading of deep melts and fluids happened. In the layer of melting with its upper border situated under the crust oxidation-reduction reactions occurred with participation of at low figure fluoride-carbonate-sodium fluids.

It brought about the separation of more oxidized aqueous-chloride fluid enriched by iron, into self-contained phase, and to formation of productive ferruginous layers on the surface.

**Key words:** the Ukrainian shield, Paleo-Proterozoic, fluid, evolution, magmatism, stratigraphy, asthenosphere, lithosphere.

## References

- Bordunov I. N.*, 1983. Krivoy Rog-Kursk eugeosynclines. Kiev: Naukova Dumka, 304 p. (in Russian).
- Geology of sedimentary-volcanogenic formations of the Ukrainian shield*, 1967. Ed. N. P. Semenenko. Kiev: Naukova Dumka, 380 p. (in Russian).
- Geological and geophysical model Golovanevsk suture zones of the Ukrainian Shield*, 2008. Ed. A. V. Antsiferov. Donetsk: Weber, 308 p. (in Russian).
- Geological and geophysical model Nemirov-Kocherovsk suture zones of the Ukrainian Shield*, 2009. Ed. A. V. Antsiferov. Donetsk: Weber, 253 p. (in Russian).
- Geological and geoelectrical model Orekhovo-Pavlograd suture zones of the Ukrainian Shield*, 2005. Ed. N. Ya. Azarov. Kiev: Naukova Dumka, 190 p. (in Russian).
- Geochemistry of Archean*, 1987. Ed. A. Kröner, G. N. Henson, A. M. Goodwin. Moscow: Mir, 315 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Archaea, 2005. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Proterozoic, 2008. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Gintov O. B.*, 2014. Scheme of faulting periodization in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Gintov O. B., Entin V. A., Mychak S. V., Pavlyuk V. N., Zyl'tse V. V.*, 2016. Structural and petrophysical and tectonophysical base of geological map of crystalline basement of the central part of Golovanevsk suture zone of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(3), 3—28 (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2007. Advection-polymorphous hypothesis underlying processes in tectonosphere. Kiev: Korvin Press, 170 p. (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Precambrian of the European part of the USSR. The genesis of iron ore, 1991. Ed. V. M. Kravchenko, D. A. Kulik. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Russian).
- Kovalenko V. I., Ionov D. A., Yarmolyuk V. V., Yaguts E., Lyugmayr G., Shtosh Kh. G.*, 1990. Evolution of the mantle and its correlation with the evolution of the earth's crust some areas of Central Asia on the isotope data. *Geokhimiya* (10), 1308—1319 (in Russian).
- Laz'ko E. M., Kirilyuk V. P., Sivoronov A. A., Yatsenko G. M.*, 1975. Lower Precambrian western part of the Ukrainian Shield (age complexes and formation). Lviv: Vishcha Shkola, 239 p. (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balaganskiy V. V., Baltybaev Sh. K., Stepanyuk L. M., Lokhov K. I., Koreshkova M. Yu., Bibikova E. V., Yurchenko A. V., Egorova Yu. S., Berezhnaya N. A., Bogomolov E. S.*, 2012. Pobuzhsky granulite complex of the Ukrainian shield — an example paleoarcheyskoy sialic crust, recycled Archean and Paleoproterozoic endogenous processes. In: *The Modern problems of magmatism and metamorphism*. Vol. 2. St. Petersburg: Publ. House St. Petersburg. State Univ. Press, P. 38—42 (in Russian).
- Ponomarenko A. N., Stepanyuk L. M., Shumlyanskiy L. V.*, 2014. Geochronology and Geodynamics of the Paleoproterozoic of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskiy zhurnal* 36(2), 48—58 (in Russian).
- Semenenko N. P.*, 1966. Metamorphism mobile zones. Kiev: Naukova Dumka, 300 p. (in Russian).
- Stratigraphic sections of the Precambrian Ukrainian Shield*, 1985. Ed. K. E. Esipchuk. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2015a. Conditions of formation of ferruginous rocks Krivoy Rog-Kremenuchug area. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(3), 66—87 (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2015b. Conditions of formation of ferruginous rocks of the Middle Bug. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 32—50 (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2014. Forming Melts: geodynamic processes and physical and chemical interactions. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2016. Evolution of melts and fluids as a reflection of the crust and mantle formation by the example of the Middle Dnieper megablock of the Ukrainian Shield. Archean. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(2), 35—56 (in Russian).
- Chekalyuk E. B.*, 1980. Thermodynamic stability of hydrocarbon systems in geothermodynamic con-

- ditions. In: *Degassing of the Earth and Geotectonics*. Moscow: Nauka, P. 267—274 (in Russian).
- Shcherbak D. N., Ponomarenko A. N., Makarenko I. D.*, 1995. Geochronology of the granitoid Ingulo-Iguletsk block of the Ukrainian Shield. *Geokhimiya i rudoobrazovaniye* (is. 21), 74—88 (in Russian).
- Shcherbak N. P., Artemenko G. V.*, 2014. Geochronology and geodynamics of Archean megablocks of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskiy zhurnal* 36(2), 7—16 (in Russian).
- Shcherbak N. P., Ponomarenko A. N.*, 2000. Age sequence of processes of volcanism and granitoid magmatism of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskiy zhurnal* 22(2/3), 12—24 (in Russian).
- Shcherbakov I. B.*, 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B.*, 2005. Mantle Samples Included in Volcanics Rocks: Xenoliths and Diamonds. In: *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier, P. 171—276.
- Venidiktov V. M.*, 1986. Polycyclic development of granulite facies. Kiev: Naukova Dumka, 267 p. (in Russian).
- Verkhoglyad V. M., Skobelev V. M.*, 1995. Isotopic age subvolcanic district of Novograd Volyn (northwestern part of the Ukrainian shield). *Geokhimiya i rudoobrazovaniye* (is. 21), 47—56 (in Russian).