

В. А. Рябенко, Т. П. Михницкая, М. В. Баньковский

ТЕКТОНИКА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЛИТОСФЕРЫ УКРАИНЫ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУРАХ НА УРОВНЕ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА РАННЕГО РИФЕЯ

**Статья 2. Породные ассоциации и стратиграфические разрезы байкалид
тектоно-термальных поясов и протоплатформенных блоков
докембрийского основания Украины**

(Рекомендовано д-ром геол.-минерал. наук Л.С. Галецким)

Охарактеризовано формації складчастих комплексів байкалід, породні асоціації доплитного осадового чохла, стратиграфічні розрізи ранньопротерозойських структур, зденудовані до рівня ранньопротерозойського зрізу, але реконструйовані за уламковим матеріалом, виповнюючим палеорифти і накладені западини. Структурний план кристалічного фундаменту території України розглянуто в рамках теорії інтракратонної орогенії, яка краще пояснює природу палеосклепінь і дрібних осередково-купольних структур, ніж "класична" геосинклінальна гіпотеза.

The formations of the folded complexes of Baikalides, rocks associations of the pre-plate sedimentary cover, stratigraphic sections of the Early Proterozoic structures, which were denuded to the level of Early Proterozoic erosion surface, but were reconstructed by the debris, which filled the paleo-rifts and superimposed basins was characterized. The structural plan of the crystalline basement of the territory of Ukraine was considered from the point of view of the intracratonic orogeny theory. It better explain the nature of paleo-archs and small focus-swell structures then "classic" geosynclinal hypothesis.

В предыдущей нашей статье [43] изложены основные черты тектоники глубоких горизонтов литосферы в пределах Украины, определившие субмеридиональное простирание приповерхностных структур раннебайкальского этапа развития континентальной коры территории Украины, включающих тектоно-термальные пояса, протоплатформенные блоки и палеорифты.

Охарактеризованы основные элементы древних и молодых платформ, стратиграфические разрезы метаосадочных и магматических раннедокембрийских образований кристаллического фундамента, вскрытые эрозией на современном уровне среза, и погруженные на глубину породные образования ранних байкалид.

Рассмотрена унаследованность приповерхностными структурами и палеорельефом раннего рифея тектоники глубоких горизонтов литосферы, изученных на уровне раздела Мохо, обусловивших зарождение и дальнейшее становление осадочного чехла.

Минерально-петрографический состав породных ассоциаций, их текстурные осо-

бенности и последовательность накопления терригенно-вулканогенного материала сденудированных стратиграфических разрезов воспроизведены на основании детального исследования разрезов доплитного осадочного чехла, выполняющего палеорифты позднего протерозоя (риффея) [38, 39, 61]. Следует остановиться на характеристике важных глобальных событий, которые происходили в конце палеопротерозоя и в начале мезопротерозоя на всех континентах мира и выразились в виде грандиозных по масштабу субаэральных излияний преимущественно кислых лав. "Количество извергнутых в то время лав и пирокластических продуктов огромно, хотя и трудно поддается учету, поскольку значительная часть вулканогенных пород была уничтожена денудацией. В какой-то мере о масштабах вулканизма можно судить хотя бы по тому, что только в одном Акиитканском приразломном прогибе накопилось более 50 000 км³ кислых лав [44, с. 240]. Здесь весьма важно отметить, что излияние кислых лав было приурочено к периодам формирования сводовых поднятий коры. В нашем случае это было время высокого стояния материка Сарматия. Процессы накопления магмати-

ческих продуктов в таком масштабе не проявлялись ни прежде, ни позднее на протяжении всего остального времени существования Земли. По данным ряда исследователей [17, 20, 30], магматические процессы описываемого периода были обусловлены общим и весьма длительным, более 300 млн лет, подъемом из недр планеты к ее поверхности высокой плотности теплового потока и флюидов, генерируемых астенолитами, которые представляли собой промежуточные камеры, в которых были сконцентрированы расплавы с температурой выше 1500°C и давлением 10⁹Па. Кислые эффузивы, метаморфизованные позже в зеленые сланцы и интенсивно дифторированные, имели анхизвектический состав (кварц-калишпат-альбит), избыток глинозема, высокую щелочность, которые обусловлены проявлением селективного или полного анатексиса древних сиалических пород коры, в которые устремились не только огромные массы кислых вулканитов, но и потоки ювенильного вещества с высоким содержанием таких летучих компонентов, как кремний, калий, натрий, бор, фтор, возможно, уран и торий. Под влиянием изменений термохимического и гравитационного режимов вся толща субаэральных излияний дифференцировалась на верхний и нижний горизонты. В первом преобладали продукты кремнисто-силикатного состава, преобразованные впоследствии под воздействием тепловых потоков в метаморфиты пугачевской толщи, реликтами которой являются останцы и ксенолиты кварцитов, роговиков, сланцев, встречающиеся в настоящее время среди габброидов и гранитоидов коростенского комплекса. Вещественный состав смеси кислых вулканитов с продуктами селективного плавления, метаморфизованных породных образований нижнего протерозоя и неметаморфизованного осадочного чехла, составляющих нижний горизонт вулканогенной толщи, был материалом для формирования сланцевого комплекса, реликтами которого являются серии и свиты сланцев доплитного осадочного чехла, в том числе и сильно дислоцированные толщи зеленосланцевой формации, уцелевшие от эрозии в палеорифтах, расположенных вдоль юго-западной и южной границ Восточно-Европейской плат-

формы. Не исключено, что толщей описываемых кислых вулканитов была покрыта за редким исключением вся территория юго-западной части платформы. Реликтами этой толщи могут быть опущенные на очень низкий гипсометрический уровень породные ассоциации гороховского комплекса, представленные метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации кислыми эффузивами [12].

Далее в весьма коротком изложении охарактеризован структурно-вещественный комплекс байкалид.

Фундамент Росточской зоны погружен на большие глубины. Строение его изучено в основном геофизическими методами. По результатам этих исследований образования складчатого комплекса байкалид в Росточской зоне участвуют в строении весьма сложных линейно вытянутых пликвативно-разрывных антиклиналей, сопряженных с продольными по отношению к ним всбросонадвигами, разделенными разными по ширине синклиналями. Вещественный состав породных ассоциаций росточских байкалид пока не изучен из-за большой глубины их залегания. Не исследованы по этой же причине и породные ассоциации фундамента смежных областей Европы, но этот фундамент вскрыт скважинами на поднятии Ринкебнг-фюн (Норвегия), где представлен сильно дислоцированными сланцевыми образованиями, возраст которых не превышает 825 млн лет, что позволяет, несомненно, относить их к байкалидам. На консолидированном в рифее фундаменте Росточской зоны лежат осадочно-вулканогенные образования волынской серии венда, мощностью около 500 м, перекрытые терригенными отложениями кембрия.

Фундамент Лежайского массива байкалид, залегающий в основании Предкарпатского прогиба западнее Краковецкого разлома непосредственно под [51] миоценом, вскрыт многочисленными скважинами и представлен толщей сильно дислоцированных докембрийских пород, испытавших преобразование в условиях эпигенеза до уровня хлорит-серицитовых, серицит-кварц-хлоритовых сланцев красного, зеленого, фиолетового, темно-серого и часто черного цвета, выделенного исследователями в санскую серию. Время их метамор-

физма оценивается в 600 млн лет. Хотя они, по-видимому, могут быть древнее, так как в ряде мест (на территории Польши) эти образования лежат под разрезом нижнего венда с покровами базальтов и телами диабазов. Не исключено, что сланцевые толщи основания Лежайского массива могут быть аналогами разреза верхнепротерозойских образований, вскрытых скважинами в районе сел Ходновичи, Мостиска, Шечини, Сокаль, Чижевичи [6, 7, 32], так как вся область развития сланцевого комплекса по простиранию уходит под покровы Предкарпатского прогиба и Карпат и ее продолжение вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы прослеживается вплоть до Добруджи и далее следует до соединения с Килийско-Симферопольско-Азовским валообразным поднятием.

Некоторые исследователи [64] считают, что эти сланцевые образования составляют складчатую гряду, которая в пределах украинской части Предкарпатья представлена слободскими и трускавецкими конгломератами, основную массу галек которых составляют сланцы и кварциты, весьма сходные по химическому составу с рифейскими образованиями, вскрытыми скважинами в юго-восточной части Польши. Большинство исследователей, изучавших эти образования, склонны относить их к сильно измененным аналогам полесской серии. Выполненная реконструкция приповерхностной тектоники раннерифейского периода развития континентальной коры на территории Украины по структурам глубинных горизонтов литосферы показала, что отрицательная структура на поверхности Мохо выражена в палеорельефе раннего рифея горной грядой шириной около 80 км, разделяющей добайкальский фундамент Восточно-Европейской и байкальский фундамент Западно-Европейской платформ.

К северо-востоку от Лежайского массива между Краковецким и Рава-Русским разломами в складчатом байкальском основании Западно-Европейской платформы установлены Кохановская и Рава-Русская зоны. Первая раннекаледонского, а вторая каледонского времени консолидации. Эти отрицательные структуры выполнены флишеидной морской песчано-глинистой формацией кембрия, аспидной формацией ор-

довика–силура и входят в состав Добруджско-Североморского линейного элемента [11]. История их развития достаточно изучена [51] и останавливаться на их характеристике мы не будем.

В пределах Скифской плиты в Преддобруджском сегменте комплексы байкалиды практически выходят на поверхность. В Центральной Добрудже докембрийский комплекс расчленен на две толщи: амфиболовую с прослоями двуслюдяных сланцев и зеленосланцевую. Первая слагает ядро Чемурлийской антиклинали и сложена амфиболовыми и двуслюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, белыми кварцитами и амфиболитами. Мощность толщи составляет 500 м. Толща пронизана жильными телами пегматитов, кварцевых порфиров и диоритов. Комплекс зеленых сланцев, испытавших метаморфизм верхней эпизоны, сложен монотонными терригенными граувакками, которые расчленены на четыре серии [50]. Суммарная мощность серий граувакк достигает 5000 м.

В Северной Добрудже с комплексом амфиболовых и двуслюдяных сланцев сопоставляются мезометаморфические кристаллические сланцы рифейского возраста, обнаруженные на дневной поверхности в ядре антиклинали Алтын-Тепе и выступах Орлига и Меджина [51]. В раннебайкальскую фазу складчатости эти образования были сильно дислоцированы и интродуцированы малыми телами гранитов кислого состава, вследствие чего осадочно-вулканогенные породы были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

Комплексы зеленых сланцев Северной и Центральной Добруджи заметно отличаются по первичному составу и степени вторичных изменений толщи. Если комплекс зеленых сланцев Центральной Добруджи лишь незначительно затронут метаморфизмом серицит-хлоритовой фации, то филлит-кварцевый комплекс Северной Добруджи не только был метаморфизован в условиях фации зеленых сланцев, но и смят в складки и прорван посттектоническими гранитоидами (массивы Косшлуджа, Балабонта и др.) в позднебайкальскую фазу складчатости [65].

Зеленые сланцы сел Орловка и Новоселовка составляют основание Нижнепрутс-

кого выступа, сложенного преимущественно варисским комплексом. Вещественный состав, положение зеленых сланцев этого комплекса в разрезе и степень метаморфизма позволяют относить их к самым верхам рифея и низам кембрия.

В Крымско-Азовском сегменте Скифской плиты зона сравнительно неглубокого залегания фундамента расположена южнее Каркинитско-Северокрымского прогиба, получившая в литературе название Евпаторийско-Симферопольского поднятия, или Каламитско-Центральнокрымского мегаподнятия. Простираение этого мегаподнятия субширотное, залегание его поверхности колеблется от 0,2 до 3 км, расчлененность значительная, что обусловило выделение структурных элементов второго порядка: Новосельского и Симферопольского поднятий с Новоцарицинским и Сакским выступами, Каламитского поднятия с Ильичевским выступом, депрессий Альтинской, Калиновской и Белогорской. Фундамент этого сегмента плиты гетерогенный. Древнейшими образованиями его является позднебайкальский комплекс метоморфизованных в условиях фации зеленых сланцев глинисто-терригенных и вулканогенных пород. Эти образования вскрыты многочисленными скважинами в пределах поднятия. Продукты их разрушения в виде крупных обломков, валунов, галек установлены в составе более молодых терригенных пород. Среди обломочного материала присутствуют и древние разности пород в виде обломков аплитовидных и крупнозернистых гранитов. Гальки и валуны гранитов хорошо окатаны, их повышенное содержание приурочено к районам гор Демерджи, Туклук-Сырт и мыса Меганом [11, 36, 63]. Возраст гранитов по данным калий-аргонового метода колеблется от 848 до 1100 млн лет [5]. Результаты изучения фациального замещения конгломератов в северо-восточном направлении свидетельствуют о том, что галечный материал поступал с размывающейся суши, расположенной южнее Крымского полуострова [25, 63]. Из этого источника поступали и валуны гранитоидов, известные в альбских отложениях г. Балаклава. Таким образом, древний горный массив, остаток которого фиксируется поднятием "гранитного" слоя Γ_2 , с которого в позднем докембрии сносился тер-

ригенный материал в Крымскую геосинклиналь, располагался между Черноморской впадиной и Крымской отрицательной структурой. Следы его прослеживаются также южнее Феодосийского залива и Карадага.

Мрамарошский кристаллический массив, по мнению некоторых исследователей (С. С. Круглов, Б. В. Мицкив, Ю. В. Ковалев и др.), представляет собой систему покровов основания, в которых на дневную поверхность "...помимо осадочной оболочки выходит и метаморфизованный фундамент основания" [52, с. 188]. Метаморфический комплекс представлен мезозональной гнейсово-сланцевой белопотоцкой свитой и эпизональными, преимущественно сланцевыми породами деловецкой и мегурской свит. В. Е. Хаин [55] выделяет в пределах массива два покрова: Белопотоцкий и Деловецкий. Первый сложен породами эпидот-амфиболитовой фации рифея мощностью от 1200 до 1500 м. Покров лежит в основании массива, надвинут к северо-востоку на Флишевые Карпаты и имеет глубокие корни, прямолинейное ограничение, а минимальная амплитуда его горизонтального перемещения в сторону Флишевых Карпат составляет первые километры. Деловецкий покров сложен зелеными сланцами, пологолежащими на нижнем Белопотоцком покрове и прослеживается на территории Чивчинских гор [10], где хорошо изучены переходы между белопотоцкой и деловецкой свитами. Они отделены друг от друга пологим надвигом. Обе свиты формировались в различные тектонические эпохи и в разных палеогеографических обстановках. Региональный метаморфизм для осадочно-вулканогенных пород, составляющих деловецкую свиту, не подымался выше фации зеленых сланцев. Нижняя возрастная граница этой свиты не превышает 800 ± 50 млн лет. Ее мощность около 2500 м. Минимальная амплитуда Деловецкого покрова составляет 13,5 км (по Б. В. Мицкиву). Внутреннее строение обоих покровов имеет складчато-чешуйчатый облик.

Нескладчатые платформенные разрезы осадочно-вулканогенных пород байкалид представлены на территории Украины полесской и топильнянской сериями, выполняющими соответственно Волыно-Полесский палеорифт и Белокоровичскую впадину.

Минералого-петрографический состав, ритмичность и стратиграфическая последовательность накопления серий, свит и горизонтов этих разрезов, а также условия зарождения, развития и захоронения остатков живых организмов изложены в работах [9, 12, 28, 42]. Разрезы названных выше серий в своем основании являются базальными горизонтами всего разреза доплитного чехла и фанерозоя. Там надо искать следы зарождения и дальнейшего становления осадочного чехла в условиях экваториальной зоны безводной пустыни, интенсивного проявления траппового вулканизма и позднепротерозойского рифтогенеза, обусловивших появление самых ранних, заполненных исключительно неминерализованной водой мелководных бассейнов седиментации, развившихся впоследствии в систему Центрально-Русских рифейских палеорифтов [62], в которых за 1 млрд лет накопились более чем 2-километровые (с учетом эрозионного среза) толщи однородных, слабо сцементированных, хорошо отсортированных, с тонкой косою слоистостью песчаников и алевролитов. Территория Украины в рифейскую эпоху находилась в границах Центрального свода сегмента Сарматии – протократона, из которого ушли на юг воды в сформировавшуюся впадину Тихого океана. Сарматский кратон находился в условиях высокого стояния всего континента экваториальной пустынной зоны с весьма жарким климатом и ветровыми суховеями. Это позволяет предполагать, что определяющее значение в формировании толщ песчаников имела ветровая деятельность – перенос мелкого обломочного материала, сепарация его в процессе переноса.

Вопрос структурно-вещественных комплексов областей сноса терригенного материала в условиях экваториальной безводной зоны – один из важнейших, решение которого может быть найдено с помощью изучения минералого-петрографического состава породных образований кристаллического основания, на котором начали формироваться в начале рифея песчано-алевролитовые толщи доплитного осадочного чехла. Под этими толщами от размыва сохранились ассоциации пород, составляющие структурно-вещественные комплексы, занимающие наивысший гипсометрический

уровень рифейского палеорельефа. Породные образования этих комплексов полностью сдундированы в пределах УЩ и его склонов, но их формационная принадлежность и петрохимическое сходство с хорошо известными в настоящее время комплексами могут быть восстановлены на основании сравнительного анализа геолого-геофизических данных и геодинамического режима конца раннего протерозоя, который обуславливался палеосводовым тектогенезом в пределах УЩ и его ближайшего обрамления. Палеосводовый тектогенез, модель которого принята нами для изложения приповерхностного структурного плана земной коры на территории Украины и основных этапов его формирования, вытекает из интракратонной орогении и во многом созвучен с тектоникой орогении академика В.Г. Бондарчука. Процессы палеосводового тектогенеза резко изменили основные параметры корообразования. Это выразилось в увеличении степени окисленности мантийных флюидов, повышении интенсивности конвективного теплового потока и увеличении степени геохимической дифференциации тепломассоносителя по отношению к щелочным и редким элементам. Глубинные теплопотoki принесли в верхние горизонты коры водород, калий, натрий и другие элементы, а также огромное количество газов [28] восстановительного характера, которые смешивались с газами коровых пород, обладающими окислительными свойствами. Это сильно обуславливало приток энергии (конвективного тепла) и привнос в породы верхней части коры ряда петрогенных элементов (кремния, натрия), а также урана, свинца, никеля, галлия, бария, циркония и вынос железа, кальция, калия. Миграция элементов в условиях проявления палеосводового тектогенеза могла резко изменить вещественный состав породных образований структурно-вещественных комплексов, занимавших сводовые части структур дораннебайкальской тектонической эпохи.

Расплавно-флюидовая модель взаимодействия вещества верхней мантии и земной коры в условиях проявления палеосводового тектогенеза изложена ниже.

Сейчас следует ответить на поставленный выше вопрос об определении вещест-

венного состава породных ассоциаций, составляющих области сноса терригенного материала в эпоху ранних байкалид (рифенид). Изучение разреза глубоких параметрических скважин, пробуренных в центральной части Волыно-Полесского палеорифта и вскрывших породы кристаллического основания, не подвергавшихся эрозии с начала рифейской эпохи (1700 млн лет), показало, что фундамент этой части структуры составляет гороховский структурно-вещественный комплекс, сложенный метаморфическими толщами и ассоциирующими с ними аплитовидными гранитами, выраженными малой мощности телами и различной формы жилами. Метаморфические породы – это серо-зеленые биотит-амфиболовые сланцы порфиридовидного строения. Породообразующими минералами сланцев являются бурого цвета биотит, зеленый амфибол, вкрапления полевого шпата, рудный минерал. Блестящий порфиристый характер вкрапленников свидетельствует о вулканогенном происхождении этих пород. В работах [12, 56] они сопоставляются с лептитамми, которые в северо-восточном сегменте Волыно-Подольской окраины продолжают, а местами перекрывают разрез гороховского структурно-формационного комплекса. Лептиты – это кислые вулканыты, которые, как и породные образования гороховского комплекса, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Лептиты хорошо изучены в пределах Осницкого блока УЩ [56], где залегают в виде пластовых тел и ксенолитов среди осницких гранитов. По интенсивности магнитного поля и аномалий остаточных полей силы тяжести можно предположить, что значительные по мощности тела лептитов составляют основание Ровенского блока Волыно-Подольской плиты. Южная граница вулканических потоков прослеживается геофизическими методами на уровне г. Ровно.

Эрозионный срез горного пояса, каким представляется УЩ в начале позднего протерозоя, достиг до конца рифейского времени более 2000 м. Терригенный материал поступал в бассейны осадконакопления в большом количестве вследствие денудации верхних частей разрезов тектоно-термальных поясов, которые в дорифейском палеорельефе выглядели как линейно вытянутые

в субмеридиональном направлении горные гряды, которые, согласно характеристике некоторых исследователей, представляли собой в раннем протерозое горные страны с очень сложным геологическим строением. Однако ни в песчаниках, ни в аркозовом материале полесской и топильнянской серий, ни в разрезах зеленосланцевых формаций, а также терригенном материале доплитного осадочного чехла, выполняющего унаследованные синеклизы, не обнаружены обломки породных образований криворожской серии, составляющей не только Криворожско-Крупецкий, но и Орехово-Павлоградский, Среднеприазовский и частично Одесско-Ядловский тектоно-термальные пояса.

Не исключено, что изученный в настоящее время разрез криворожской серии, сложенный весьма устойчивыми к разрушениям породами, или не был еще вскрыт эрозионными процессами рифейской эпохи, или же под воздействием процессов палеосводового тектоногенеза, вызвавшего интенсивный поток тепловой энергии испытал глубокую переработку в условиях дислокационного метаморфизма и высокотемпературного потока с привнесением и выносом вещества и был превращен в кремнисто-силикатные метаморфиты и диафориты регрессивного метаморфизма, послужившими источниками для терригенного материала, составляющего разрезы доплитного осадочного чехла.

Обсуждение изложенного материала и выводы

Складчатая приповерхностная структура протоплатформенных блоков УЩ сформирована в результате ряда тектоно-магматических циклов досвекофено-карельского, свекофено-карельского, готского и дальшландского. Каждому циклу присущ свой тип складчатости. Складчатые структуры раннеархейского (досвекофено-карельского) цикла известны на территории Подольского, Среднеприднепровского и Приазовского блоков. Они сложены метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями днестровско-бугской, акульской и западно-приазовской серий и ассоциирующими с ними ультраметамор-

фическими чарнокит-эндербитовыми комплексами. Морфология структур этих комплексов хорошо изучена. Это куполо- и валобразные антиклинории, разделенные слабо выраженными прогибами. Характерной особенностью перечисленных выше блоков является наличие в их пределах области отсутствия границы K_2 и малой толщины базальтового слоя. Область отсутствия границы K_2 не совпадает с какими-либо определяющими тектоническими блоками, а охватывает юго-западные части нескольких блоков.

Куполовидная досвекофено-карельская складчатость характерна и для Среднеприднепровского блока УЩ. Она достаточно охарактеризована в работе [18]. В этом блоке крупные плагиогранит-мигматитовые купола и валы сочетаются со своеобразными синклинальными и моноклинальными отрицательными формами, которые обтекают купола и сложены зеленокаменными образованиями. Морфология отрицательных структурных форм, их пространственная связь с гранито-гнейсовыми куполами позволяют считать зеленокаменные структуры наложенными образованиям на раннеархейский фундамент.

Именно в этом блоке установлен участок минимальной толщины коры (30 км), глубина залегания раздела Мохо изменяется на 15–20 км. Складчатые образования поздних досвекофено-карелид выделяются в Белоцерковском блоке, где сложены осадочно-вулканогенными толщами верхнеархейской росинско-тикичской серии и гранитоидами звенигородского комплекса. Здесь структуры имеют преимущественно линейно вытянутую в субмеридиональном направлении форму. Мощность коры весьма выдержанная и редко превышает 40 км, а базальтовый слой по мощности едва достигает 5 км.

В Западно-Приазовском блоке к складчатым комплексам поздних досвекофено-карелид относятся складчатые плагиограниты и мигматиты сурско-токовского комплекса. Мощность коры в границах блока – 40 км, базальтовый слой представлен 3 км.

Свекофено-карельские (раннепротерозойские) складчатые комплексы, сложенные метаморфическими толщами и интрузивными образованиями, сформировались в результате проявления трех тектоничес-

ких фаз складчатости: первой и второй раннекарельских и третьей позднекарельской. В результате проявления первой фазы сформировались узкие синклинали северо-западного простирания, сложенные образованиями тетеревской, бугской, ингуло-ингулецкой, центрально-приазовской серий и ассоциирующими с ними гранитами, которые, например, в пределах Кировоградского и частично Волынского блоков составляют ядра различных по размерам брахиантиклиналей и очагово-купольных структур, размещенных в гнейсовых толщах (см. рисунок). В пределах Кировоградского блока по данным ГСЗ выделено три структурных этажа. Мощность самого верхнего этажа небольшая (3–5 км). Мощность коры едва достигает 40 км, мощность базальтового слоя колеблется от 2,5 до 5 км, а в основании коры центральной части блока вообще отсутствуют основные породы.

В Волынском блоке ранние свекофено-карелиды первой фазы формируют Тетеревскую и Кочеровскую синклинали и ряд синформных структур по границе Бердичевской антиклинали с синклиналями. С этой фазой связано внедрение синтетектонических интрузий габбро-диоритового состава букинского комплекса.

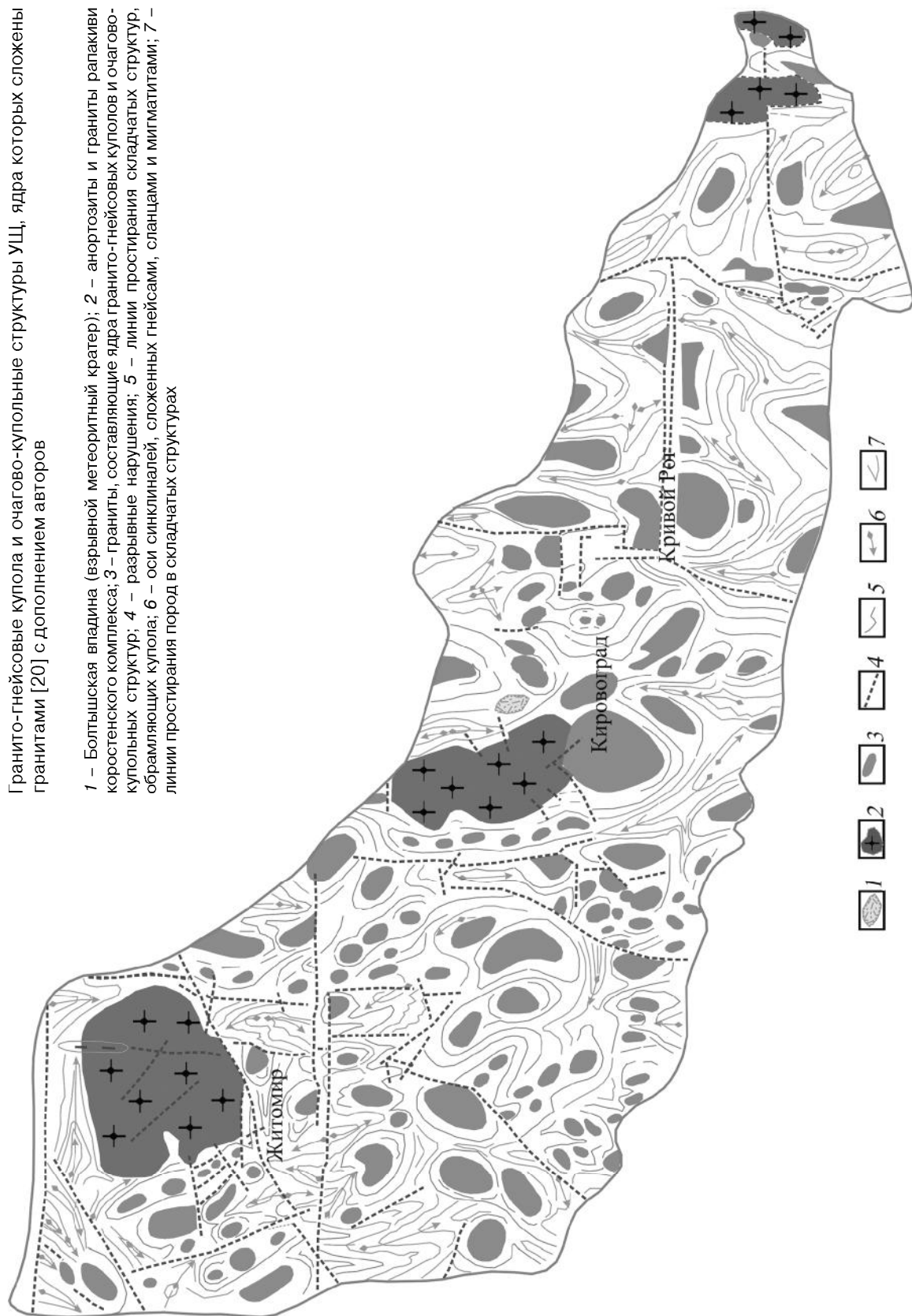
Вторая фаза раннекарельской складчатости обусловила формирование Новоград-Волынской синклинали, частичную гранитизацию ингуло-ингулецкой серии с внедрением синтетектонических вознесенских, новоукраинских, долиньских гранитов. Завершилась раннекарельская фаза складчатости внедрением гранитов боковьянского типа, слагающих изометрической формы массивы с дискордантными контактами по отношению к структурам первой и второй фаз ранних свекофено-карелид.

Готский структурный комплекс представлен на УЩ массивами гранитов рапакиви и габбро-анартозитами коростенского комплекса, а также щелочными гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами Восточного Приазовья.

Плутоно-магматическими процессами среднего протерозоя завершается развитие УЩ в условиях палеосводового орогенного режима, имевшего определенную эволюционную направленность, в результате которой территория щита к началу позднего

Гранито-гнейсовые купола и очагово-купольные структуры УЩ, ядра которых сложены гранитами [20] с дополнением авторов

1 – Болтышская впадина (взрывной метеоритный кратер); 2 – анортозиты и граниты рапакиви коростенского комплекса; 3 – граниты, составляющие ядра гранито-гнейсовых куполов и очагово-купольных структур; 4 – разрывные нарушения; 5 – линии простирания складчатых структур, обрамляющих купола; 6 – оси синклиналей, сложенных гнейсами, сланцами и мигматитами; 7 – линии простирания пород в складчатых структурах



протерозоя превратилась в обширный интракратон с типичной для платформы активизацией радиально-кольцевых и линейных систем разломов.

Таким образом, результатами выполненных исследований не подтверждена гипотеза водно-терригенно-осадочного происхождения стратиграфического разреза криворожской серии и других серий, составляющих тектоно-термальную зону УЩ. Изобилие железа и железисто-кремнистых пород, составляющих с метаультрабазами и сланцами саксаганскую свиту, мощность разреза которой на некоторых участках достигает 1500 м, а мощность вулканитов новокриворожской свиты превышает 1300 м, доломитовые мраморы вместе с кварц-карбонатными породами и графитовыми сланцами, составляющие гданцевскую свиту мощностью около 1600 м, и, наконец, конгломераты и метаалевриты глееватской свиты мощностью более 3000 м – это пример того, что в узком Криворожском проторифте (7 км) не могли накопиться в раннем протерозое в условиях открытого водного бассейна такие значительные по мощности разрезы породных ассоциаций, сложенные слабо метаморфизованными продуктами вулканизма, интрузивного магматизма и флюидов железо-кремнистого состава, генерируемых с глубинных горизонтов литосферы. Нельзя считать, что в водный бассейн поступал терригенно-осадочный материал, источником которого в основном были прилегающие к протопалеорифту горные массивы, и что он играл определяющую роль в формировании разреза. Следует учитывать палеогеографическую обстановку раннепротерозойской эпохи: орогенный режим с палеосводовым воздыманием континентов, полное отсутствие внутриконтинентальных водных бассейнов, аридный климат сухой пустыни в пределах экваториальной зоны и многие другие факторы, которые противоречат общепринятой осадочно-терригенной гипотезе формирования описанных выше разрезов свит и серий. Результаты изучения кинематики разрывных структур Криворожской зоны, а также материалы, полученные в процессе бурения Криворожской сверхглубокой скважины, опровергают мнение об автохтонности архейских плагиогранитов, являющихся

фундаментом для разреза криворожской серии. Аллохтогенные чешуи, клинья и пластины архейских плагиогранитов в процессе формирования надвиговой структуры в более поздние эпохи срезали, сместили и перекрыли на уровне сейсмической границы K_2 (протопалеорифта) нижний горизонт криворожской серии, недоступный пока для изучения. Толщи кварц-серпичитовых сланцев, залегающие на архейских плагиогранитах в основании серии, – это не метаморфизованные коры выветривания плагиогранитов, как считают некоторые исследователи, а продукты дислокационного метаморфизма, сформировавшиеся в зонах плоскостей смещения чешуйчатых моноклиналильных пластин в надвиговой зоне. Граница K_2 под Криворожско-Крупецким поясом испытывает погружение, хотя в основном залегает субгоризонтально [48]. Ниже этой границы изученный в настоящее время разрез криворожской серии прослеживается профилями ГСЗ и методом ОГТ в нижнем базальтовом слое коры. Из приведенного выше материала вытекает необходимость определения времени заложения описываемого протопалеорифта (пояса) и формирования в нем разреза криворожской серии по геолого-геофизическим данным.

Время седиментации криворожской серии по изотопно-химическим данным оценивается в 2400–2200 млн лет, а время ее метаморфизма – 2000–1900 млн лет. Исследователи раннего этапа изучения криворожской серии, как отмечалось, относили этот разрез к архею. Авторы работ [19, 20, 31] образование таких крупных субмеридионального простирания палеорифтов, как Криворожско-Крупецкий, Орехово-Павлоградский, Львовско-Родопский, Центрально-Приазовский и др., относят к концу архейской эпохи, к циклу начальной стадии формирования сиалической коры в пределах УЩ. Этому предшествовала стадия формирования крупных куполов и локальных кольцевых рифтовых зон, реликты которых мы наблюдаем в границах Среднеприднепровской зеленокаменной области. Все структуры архейского времени как более ранней, так и более поздней стадий были заложены на сравнительно тонкой континентальной сиалической коре и формиро-

вались за счет мантийного материала, представленного продуктами мафитового и ультрамафитового вулканизма исключительно мантийного происхождения.

Таким образом, породные образования, составляющие разрезы тектоно-термальных поясов, – это продукты глубинного мантийного вулканизма, а не седиментогенеза в раннепротерозойских протогеосинклинальных трогах. Далее рассмотрим, как и где генерировался мантийный материал для разрезов серий и свит, составляющих структуры тектоно-термальных поясов. В работе [48] неоднократно отмечается, что под Криворожско-Крупецкой зоной мощность коры достигает 55 км и более, а под Кировоградским протоплатформенным блоком, прилегающим с запада к этой зоне, Мохо находится на глубине всего 40 км: "...изменение глубины залегания раздела Мохо в протогеосинклинальных областях не связано с вертикальными смещениями отдельных блоков земной коры, а вызвано физико-химическими процессами в верхней мантии" [48, с. 117].

Остановимся на характеристике зон с утолщенной корой под тектоно-термальными поясами. По данным некоторых авторов [48, 58], зоны с утолщенной корой на уровне раздела Мохо имеют ширину до 100 км. По результатам палеотектонических реконструкций приповерхностных структур тектоно-термальных поясов УЩ, по тектонике глубинных горизонтов литосферы на уровне эрозионного среза начала позднего протерозоя (ранний рифей) определены размеры горных сооружений над зонами утолщенной коры субмеридионального простирания. Ширина этих сооружений от 40 до 60 км, а самые высокие отметки их гипсометрического уровня местами достигли 3 км над уровнем современного среза УЩ.

На современном эрозионном уровне тектоно-термальные пояса выглядят шовными межблоковыми зонами и по ширине едва достигают 8–10 км, а на поверхности Мохо зона утолщенной коры остается по ширине неизменной. Из этого вытекает предположение, что формирование изученного в настоящее время разреза, например криворожской серии, происходило в условиях закрытой системы, верхний структурный ярус которой был сложен сильно реге-

нерированными породными ассоциациями нижнего протерозоя и продуктами верхнепротерозойского вулканизма, представленного магмами кислого состава, которые полностью сденудированы в пределах УЩ. На более низком уровне этих структурных сооружений формировались разрезы породных образований за счет проникновения в них мантийного вещества, которое под воздействием тектонофизических изменений геологической среды и химических преобразований было превращено в породные ассоциации криворожской серии. В работе [54] приведены карты структурного положения границы Мохо и базальтового слоя коры, на которых раскрыты особенности аномального строения и условия формирования нижней части литосферы под воздействием интенсивного конвективного потока, вызванного увеличением степени термохимической дифференциации мантийного вещества и флюидного энергопереноса его продуктов в верхние горизонты земной коры. Процесс переноса, согласно флюидной модели [54], был прерывистым и переменным по интенсивности от равномернорассеянного до сосредоточенного на определенных участках литосферных сегментов. "На ділянках (у межах літосферних сегментів), де еволюція кори зупинилась на момент зміни термо-хімічного режиму мантиї з розсіяного на зосереджений, спостерігаємо максимальні потужності земної кори і, відповідно, базальтового шару" [54, с. 23]. В пределах УЩ такими участками являются тектоно-термальные пояса, под которыми мощность коры по разделу Мохо увеличивается на 15 км и более по сравнению с примыкающими к ним структурами. Эти пояса, по данным многих исследователей [2, 18, 45, 49], в раннем протерозое представляли собой "горные страны", под которыми возникли "толстые" коры, ассоциирующиеся с "корнями" горных сооружений. Детальный анализ всех геолого-геофизических материалов, полученных при изучении зон с утолщенной корой, показал, что "здесь существует несколько границ Мохо, расположенных на различных глубинах" [48], а глубина до горизонта K_2 достигает максимальных значений. В пределах Криворожско-Крупецкого пояса сейсмическая граница K_2 выражена серией надвину-

тых друг на друга в восточном направлении чешуй [32]. Чешуи надвига на уровне горизонта K_2 срезали, перекрыли пластинами плагиогранитов и отчленили нижнюю часть разреза криворожской серии от верхней, которая в настоящее время хорошо изучена. Об этом сказано выше.

Далее остановимся на строении утолщенной нижней части коры на уровне поверхности Мохо под тектоно-термальными поясами. Не исключено, что именно здесь благодаря изменению термохимического режима генерировался мантийный материал, поступающий в проторифтовые структуры. В этом плане наиболее изученным участком взаимодействия кора–мантия также является Криворожско–Крупецкий разлом. Именно утолщенная кора на этом участке характеризуется некоторой особенностью. Она разделена зоной сосредоточенной проницаемости, разделяющей утолщенную кору на две части: западную и восточную. Эта зона, по-видимому, и является подводным каналом для поступления мафитового и ультрамафитового вулканизма мантийного происхождения в тектоно-термальный пояс. Как отмечалось выше, утолщенная кора в пределах описываемого пояса имеет несколько границ Мохо. Это весьма сложная переходная зона между корой и мантией. В ней переслаиваются тонкие слои с повышенными и пониженными скоростями. В данном случае переход кора–мантия подразделяется на два подтипа [48], где четко прослеживается поверхность Мохо в обоих подтипах. По данным ГСЗ в зоне перехода предполагается "перемешивание" корового материала с мантийным, что, по-видимому, и отразилось на вещественном составе породных образований криворожской серии. Мантийные породы в зоне утолщенной коры фиксируются в виде отдельных линз, пластин и других форм, которые на некоторых участках тела мантийного состава объединяются в слои и даже в массивы. На сейсмограммах в более глубоких горизонтах мантии фиксируются лишь отдельные включения корового материала. Таким образом, поверхность Мохо в зонах утолщенной коры представляет собой фронт фазового перехода базальта в продукты мантийного вулканизма и наоборот. Процесс преобразования вещества на гра-

нице кора–мантия недостаточно объяснять только физико-химическими преобразованиями, происходящими на этой границе. Не исключено, что основная роль в этом процессе принадлежит активизации астеносферного слоя, подъему астенолита, генерирующего высокой плотности тепловые потоки и флюиды в верхние горизонты мантии, вплоть до границы Мохо и выше.

На основании изложенного можно утверждать следующее.

1. В глубинных горизонтах литосферы Украины протекали и протекают сложные термохимические преобразования, которые являются причиной зарождения и дальнейшего развития тектонических, магматических, метаморфических, метасоматических и других процессов, формирования структур верхней части земной коры и составляющих их породных образований.

2. Следы отражения этих преобразований в приповерхностных структурах следует искать с помощью установления взаимосвязи между структурами верхней части астеносферного слоя литосферы и верхних горизонтов земной коры.

3. Перестройки структурного плана земной коры на всех известных тектонических рубежах, начиная от ранних досвекофенокарелид и заканчивая кимеридами, нашли отражение на большинстве сейсмических границ литосферы, включая и поверхность Мохо. Они выражены в изменении мощности слоев литосферы по вертикали, расслоении границ по латерали и появлению зон нового глубинного структурного плана при сохранении прежних переходных границ.

4. Происходящие в глубинных горизонтах литосферы процессы особенно проявились в формировании позднепротерозойских палеорифтовых структур, а также зарождении и дальнейшем становлении доплитного осадочного чехла, являющегося базальным горизонтом для всего фанерозойского разреза. В зоне перехода фундамент – осадочный чехол породные образования как нижнего, так и верхнего этажей существенно изменены низкотемпературным метаморфизмом, метасоматозом, гидротермальными процессами и обогащены ураном, золотом, полиметаллами и другими полезными ископаемыми. На участках активного проявления тектонических движе-

ний в зоне перехода фундамент–чехол перемещение пород чехла в глубь фундамента и, наоборот, пород фундамента в чехол местами достигает нескольких сот метров.

5. Полученный за последние десятилетия в процессе выполнения средне-крупномасштабной геологической съемки и проведения больших объемов поисково-разведочных работ производственными организациями, обработанный с применением современных компьютерных технологий фактический материал невозможно уложить в рамки "классической" геосинклинальной теории. В частности, нельзя считать узкие субмеридионального простирания пояса УЩ, сложенные преимущественно вулканогенными и железисто-кремнистыми образованиями, а также карбонатными и углеродсодержащими сланцами, ограниченными разломами древнего заложения, протогеосинклиналями. По поверхности Мохо под этими структурами земная кора на 15–20 км мощнее, чем под окружающими областями, а по ширине утолщенная кора здесь достигает 80 км, а на дневной поверхности (при современном эрозионном срезе) эти полосовые структуры определяются шириной всего 7–10 км. Детальный анализ структуры утолщенных зон коры показал, что здесь имеется несколько границ Мохо [48], расположенных на различных глубинах. В зоне перехода кора–мантия коровый и мантийный материал сильно перемешан. Второй составляет тела, линзы и реже пласты. Зоны утолщенной коры под тектоно-термальными поясами – это участки проявления интенсивных термохимических процессов, продукты которых по локально рассеянным и сосредоточенным каналам растяжения поступали и поступают в приповерхностные горизонты коры.

Геосинклинальная теория не отвечает, в частности, структурной позиции и генезису очагово-купольных структур, в ядрах которых расположены микроклиновые граниты амфиболитовой фации раннепротерозойского возраста. С этими структурами связаны своеобразные зоны дислокационного метаморфизма, которыми контролируются многие оруденения метаморфогенно-регенерационного типа с высокими содержаниями урана, золота и редких элементов. Не

объяснимы с позиции геосинклинальной теории и закономерности пространственного размещения и эволюции во времени гранитоидного магматизма УЩ, а также цикличности метаморфических преобразований породных ассоциаций.

6. Предложенная в работах [20, 22, 28] геодинамическая модель формирования кристаллических щитов докембрия, вытекающая из специфической теории интракратонной орогении, с проявлением палеосводового тектогенеза, который сопровождается образованием типоморфных структур, среди которых преобладают очагово-купольные и гранито-гнейсовые купола, наиболее применима для объяснения приповерхностного структурного плана УЩ и истории его геологического развития в раннем докембрии.

Докембрийские щиты, в частности и УЩ, характеризуются особым, самостоятельным типом геологического развития, завершающимся возникновением сводовых поднятий, которые принято называть кратонами. Кратоны формируются при сопровождении в больших масштабах процессов ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма, которые обуславливают рисунок типоморфных структур, преобладающими среди которых являются изометрические очагово-купольные формы и гранито-гнейсовые купола. Структуры этого типа богаты полезными ископаемыми, которые контролируются складчатыми формами более высокого порядка, в том числе и мелкими куполами, и сопряженными с ними зонами дислокационного метаморфизма, и разными по размерам и времени заложения рифтогенами.

7. Механизм формирования палеосводового поднятия в раннем докембрии в краткой форме можно представить следующим образом. На отдельных участках верхней мантии проявляется активизация астеносферных процессов. Она выражается в мафитовом и ультрамафитовом магматизме, образующем участки аномально высокой плотности теплового потока и флюидов над астенолитами. Астенолиты в принятой расплавно-флюидовой модели рассматриваются в виде промежуточных камер расплава, в которые в значительном количестве поступает кондуктивное и конвективное

тепло. Расплавы насыщены летучими веществами, содержащимися в границах камер. Отметим, что, наряду с активизацией верхней мантии, определяющее влияние на температуру теплового потока и его распределение в земной коре оказывает амплитуда подъема астенолита к ее основанию. Всплытие астенолита сопровождается опережающей волной восстановительных флюидов водородного состава. В верхней мантии отсутствуют свободные флюиды в виде самостоятельной фазы [34, 49], а преобладают гидридные связи легких (щелочных) и карбидные тяжелых элементов. Подъем астенолита, проникновение в земную кору флюидов водородного состава и последующее их окисление с нарушением гидридных и карбидных связей во флюиде и в окружающей их среде приводят к дегазации астенолита, его остыванию и выделению большого количества восстановительных флюидов, преимущественно натриевой составляющей, что обуславливает гнейсификацию осадочно-вулканогенных толщ и плагиигранитизацию. Таким образом, в земной коре формировались массивы плагиигранитов под воздействием индуктивного тепла астенолита и экзотермических реакций флюидов, выделяющих конвективное тепло. Флюиды тыловой зоны астенолита пересыщены калиевой составляющей. Они обусловили калиевую гранитизацию метаморфических комплексов, а при перегреве системы и образовании гранитоидного расплава [4] и раскристаллизации его сформировались гранитные ядра очагово-купольных структур.

Таким образом, расплавно-флюидная модель взаимодействия вещества верхней мантии и земной коры, вытекающая из специфической теории интракратонной орогении, включающей формирование палеосводовых поднятий, усложненных очагово-купольными структурами и гранито-гнейсовыми куполами, в ядрах которых размещены тела гранитоидов изометрической формы, позволяет более-менее удовлетворительно объяснять механизм формирования приповерхностных структурных элементов УЩ, чем теоретические построения, вытекающие из "классической" геосинклиальной гипотезы.

1. *Белевцев Р. Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. – Киев: Наук. думка, 1975. – 232 с.
2. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. – М.: Недра, 1978. – 324 с.
3. *Белевцев Я. Н., Прусс А. К.* Основные этапы геологического развития Украинского щита // Геол.журн. – 1992. – № 5. – С. 3–27.
4. *Блюмен Б. А., Педанов В. В.* Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. – М.: Наука, 1983. – 235 с.
5. *Богаец А. Т.* Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднекембрийского комплекса юга СССР // Геотектоника. – 1976. – № 6. – С. 33–44.
6. *Буров В. С., Глушко В. В., Досин Г. Д.* Об амплитуде горизонтального перемещения флишевого комплекса юго-восточной части Украинских Карпат // Там же. – 1980. – №5. – С. 51–58.
7. *Буров В. С., Микита Б. В., Шакин В. А.* Особенности строения и развития Свентокшинско-Добруджинского сооружения // Сов. геология. – 1974. – № 5. – С. 139–144.
8. *Вишняков И. Б., Глушко В. В., Помяновская Г. М.* и др. Юго-западный край Восточно-Европейской платформы на Украине и в Молдавии // Геология запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 22–35.
9. *Геологическая история территории Украины. Докембрий* / Отв. ред. В. А. Рябенко. – Киев: Наук. думка, 1993. – 185 с.
10. *Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат* / Под ред. Я. О. Кульчицкого и О. И. Матковского. – Львов: Высш. шк., 1977. – 220 с.
11. *Геология СССР. Т. 8. Крым. Геологическое описание.* – М.: Недра, 1969. – 575 с.
12. *Геотектоника Вольно-Подольи* / Под ред. И.И. Чебаненко. – Киев: Наук. думка, 1990. – 243 с.
13. *Горецкий Р. Г., Тешке Г. Ю.* Добруджско-Севроморский и Сарматско-Туранский линейменты // Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. – М., 1997. – С. 120–131.
14. *Давыдова Н. И.* Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. – М.: Наука, 1977. – 162 с.
15. *Другова Е. А., Глебовицкий В. А., Дук В. Л.* и др. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. – Л.: Наука, 1982. – 229 с.

16. *Єнтін В. А., Шимків Л. М., Нечаєва Т. С. та ін.* Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України. М-б 1 : 1 000 000. – К.: Геоінформ, 2002. – 55 с.
17. *Калинин А. С., Ревердатто В. В.* Флюидно-магматическая модель плутонометаморфизма и анатексиса // Докл. АН СССР. – 1980. – № 2. – С. 416–418.
18. *Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. – Киев: Наук. думка, 1965. – 192 с.
19. *Каляев Г. И., Глевасский Е. Е., Димитров Г. Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. – Киев: Наук. думка, 1984 – 239 с.
20. *Комаров А. Н., Черкашин Л. А.* Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1981. – 177 с.
21. *Конкевич С. О.* Геологическое описание окрестностей Кривого Рога // Горн. журн. – 1880. – Т. 1, № 3. – С. 25–39.
22. *Коржинский Д. С.* Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли. – М.: Наука, 1972. – С. 46–58.
23. *Косминская И. П., Давыдова Н. И.* Скоростные модели земной коры и структура сейсмических границ // Кора и верхняя мантия Земли. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. – Вып. 2. – С. 86–93.
24. *Котык В. А., Марчевский В. М., Маковская И. А.* Верхнепротерозойские отложения западных областей Украины по данным глубокого бурения // Тектоника и стратиграфия. – 1976. – № 2. – С. 61–74.
25. *Лебединский В. И., Добровольская Т. И.* Гранатосодержащие породы в гальках юрских конгломератов Горного Крыма // Минерал. сб. – 1965. – № 19, вып. 1. – С. 114–118.
26. *Летников Ф. А.* Гранитоиды глубинных областей. – Новосибирск: Наука, 1975. – 216 с.
27. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной и верхней мантии. – М.: Наука, 1975. – 168 с.
28. *Михницька Т. П.* Метаосадочные породы грабен-синклиналей Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1993. – 109 с.
29. *Міхницька Т. П.* Геологічний розвиток платформної частини території України в рифей: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. – К., 2003. – 39 с.
30. *Науменко В. В., Николаенко Б. А., Орловский Ю. П.* Палеосводы и региональные структуры Украины / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. – Препр. – Киев, 1988. – 68 с.
31. *Новикова А. С.* Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. – М.: Наука, 1971. – 83 с.
32. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности запада УССР по материалам региональных геолого-геофизических исследований (1959–1967) / Отв. ред. В. А. Витенко – Л.: Изд-во Львов. ун-та, 1971. – 172 с.
33. *Паранько І. С.* Ряди стратифікованих формацій і формаційні типи протерозойських метаморфічних комплексів Українського щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мінерал. наук. – Львів, 1997. – 37 с.
34. *Потарыский В., Томчин Г.* Структурно-фациальные зоны в палеоцене северной и восточной Польши // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. – 1968. – № 2. – С. 44–61.
35. *Прогноз* поисков нефти и газа на юге УССР и на их прилегающих акваториях. Подразд. В. В. Глушко, С. П. Максимова. – М.: Недра, 1981. – 240 с.
36. *Пятницький П. П.* Генетические и возрастные отношения метаморфических пород украинского докембрия // Геол. журн. – 1938. – Т. 5, № 4. – С. 18–25.
37. *Пятницький П. П.* Исследование кристаллических пород степной полосы юга России // Тр. о-ва испытателей природы при Харьк. ун-те. – 1898. – Т. 32. – С. 88–103.
38. *Радзивилл А. Я., Радзивил В. Я., Токовенко В. С.* Тектоно-магматические структуры неогена. – Киев: Наук. думка, 1986. – 158 с.
39. *Резанов М. А.* Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1989. – Т. 64, вып. 4. – С. 37–39.
40. *Ронов А. Б.* История осадконакопления и колебательные движения европейской части СССР // Тр. Геофиз. ин-та. – 1949. – Вып. 3. – С. 34–49.
41. *Рябенко В. А., Михницька Т. П.* Рифей – эпоха перестройки геологической структуры кристаллического фундамента территории Украины: Всеукр. міжвідомча нарада. – К., 2000. – С. 211–213.
42. *Рябенко В. А., Міхницька Т. П.* Рифей України. – Київ: Вид-во УКрДГРІ, 2000. – 180 с.
43. *Рябенко В. А., Михницька Т. П., Баньковский М. В.* Тектоника глубоких горизонтов литосферы Украины и ее отражение в приповерхностных структурах на уровне эрозионного

- среза раннего рифея // Геол. журн. – 2011. – № 4. – С. 17–33.
44. Салоп Л. И. Развитие земной коры в докембрии. – Л.: Наука, 1982. – 343 с.
45. Семененко М. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. – Киев: Изд-во АН УССР, 1963. – 15 с.
46. Семененко М. П., Савченко М. А., Клушин В. I. Прип'ятський вал (глибинна структура магматизму та металонасність). – К.: Наук. думка, 1976. – 176 с.
47. Соллогуб В. Б., Гутерх А., Просен Д. и др. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. – Киев: Наук. думка. – 1972. – 210 с.
48. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. – Киев: Наук. думка, 1986. – 183 с.
49. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Н. П. Щербак, К. Е. Есипчук, Б. З. Берзенин и др. – Киев: Наук. думка, 1985. – 166 с.
50. Ступка О. С. Геодинамическая эволюция и структура земной коры юга европейской части Советского Союза в докембрии. – Киев: Наук. думка, 1986. – 223 с.
51. Тектоника Украины. – Киев, 1988. – 254 с. – (Тр. УкрНИГРИ; Т. 36).
52. Тектоносфера Земли / Под ред. В. В. Белоусова. – М.: Наука, 1978. – 531 с.
53. Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. – 159 с.
54. Федоришин Ю. I., Яковенко М. Б., Фесенко О. В., Триска Н. Т. Глибинна будова земної кори Українського щита як основа для прогнозно-металогенічних досліджень // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. – К., 2009. – С. 18–33.
55. Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. – 1975. – № 1. – С. 13–27.
56. Хатунцева А. Я. Лептитовая формация северо-западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1977. – 140 с.
57. Хоментовский В. В. Венд. – Новосибирск: Наука, 1976. – 272 с.
58. Чекунов А. В. Эволюционные изменения кора – мантия // Геофиз. журн. – 1980. – № 6. – С. 18–25.
59. Шейманн Ю. М. Земля и Вселенная. – М., 1972. – № 3. – С. 29–33.
60. Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко А. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 74–88.
61. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКП, 2005. – 364 с.
62. Эринчек Ю. М., Мильштейн Г. Д. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – 47с.
63. Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма // КБГА. VII конгр. – София, 1965. – Ч. 3. – С. 379–384.
64. Glowacki E., Karnkowsci P. Porownanie gornego prekambriu (zyfeju) przedgorza Karpat arodkowych z seria zielonych lupkow Dobrudzy // Kwart Geol. – 1963. – Т. 7, № 2. – С. 187–194.
65. Seghedi A. Variszische Faltung in alpidischen Einheiten der Nord-Dobrudscha // Zeitschrift fur angewandte Geologie. – 1985. – Bd. 31. – P. 281–287.

Ин.-т геол. наук НАН Украины,

Киев

E-mail: mikh@svitonline.com

Статья поступила

15.09.11