

Т. П. Михницкая, У. З. Науменко

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ГЛАВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ УКРАИНЫ

Пізній протерозой розглядається в обсязі неопротерозою, який включає байкаліди, анделаїди та еокембріди. Нижня границя ератема визначається у 1700 ± 50 , а верхня — 570 млн років. Це ератема інтенсивного прояву платформного тектогенезу, формування давніх платформ, геосинклиналей і тектоно-термальних поясів. Структурні елементи цього періоду розвитку земної кори підпорядковані стадійності. Виділені три успадковано пов'язані між собою стадії формування складчастих і розривних порушень, які відбувалися у часі одна за іншою. Для кожної стадії описані характерні морфоструктури, вулканізм, прояви процесів метаморфізму в магматичних і осадових породних утвореннях, а також рудні формації.

The article deals with the Late Proterozoic within the bounds of Neoproterozoic which includes baikalides, andylaides and eocambrides. The lower boundary of the era is placed at 1700 ± 50 mln. years, and the upper boundary — at 570 mln. years. This is the era of intensive platform's tectogenesis, formation of ancient platforms, geosynclines and tectonic-thermal belts. The structural elements of this period of the development of Earth's crust are successive. Three consecutive stages of plicated and fault breaks are distinguished. Characteristic morphostructures, volcanism, manifestation of metamorphic processes in the magmatic and sedimentary rocks and ore formations are described for each stage.

Поздний протерозой рассматривается в объеме неопротерозоя, включающего байкалиды, анделаиды и эокембриды [11].

Нижняя граница эратемы определяется в 1700 ± 50 , а верхняя — 570 млн лет. К позднему протерозою относятся разнообразные метаморфизованные и неметаморфизованные осадочные породы и магматические образования, возникшие между карельским диастрофизмом, сформировавшим зрелую континентальную кору в пределах юго-западной части Восточно-Европейской платформы, куда входит и территория Украины, и концом эокембрия.

Эратема включает рифей и венд [13]. Сложившаяся в раннем протерозое структура кристаллического фундамента многих кратонов испытала значительную перестройку под воздействием шести диастрофизмов: выборгского (1750—1600 млн лет), кибарского (1400—1300 млн лет), авзявского (1250—1200 млн лет), гренвильского (1100—1000 млн лет), луфилианского (1000—780 млн лет) и катангского (680—650 млн лет) [10].

Каждый из этих шести диастрофических циклов оставил характерные следы своего проявления. Так, для выборгского диастрофизма характерно появление кислых вулканитов и гипабиссальных интрузий, массивов гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними анортозитов. Кибариды содержат много красноцветных терригенных и хемогенных пород (в карбонатных породах содержатся фитоциты, в терригенных — акритархи), а также осадочные железные руды пластового типа. Авзявский цикл характеризуется появлением первых эукариот и излияниями магматических расплавов основного состава. Гренвилл — тектонической активностью, появлением складчатости в геосинклиналях, а на платформах — образованием тектоно-термальных поясов, расколов и внедрением по трещинам основной магмы. Среди платформенных отложений широко развиты красноцветы и карбонатные образования с фитолитами, акритархами. Луфилианский диастрофизм — воздымание коры, внедрение в разломы интрузий кислой и основной магмы. Оледенением охвачены все районы мира. Формируются тиллиты нижнего ледникового комплекса. В подледниковых отложениях встречаются стратиформенные месторождения меди.

В отрезке времени от 780 до 750 млн лет происходит формирование верхнего комплекса ледниковых отложений (рис. 1). Между оледенениями в условиях жаркого климата формируется толща красноцветных и карбонатных осадков межледникового стратиграфического комплекса.

Катангский диастрофизм — начало формирования отложений молассового типа. Над тиллитами лежат, как правило, барийсодержащие породы. В геосинклиналях проявилась складчатая тектоника с интрузиями основной и ультраосновной магмы. Метаморфизм вмещающих эти интрузии пород довольно слабый (зеленосланцевая фация).

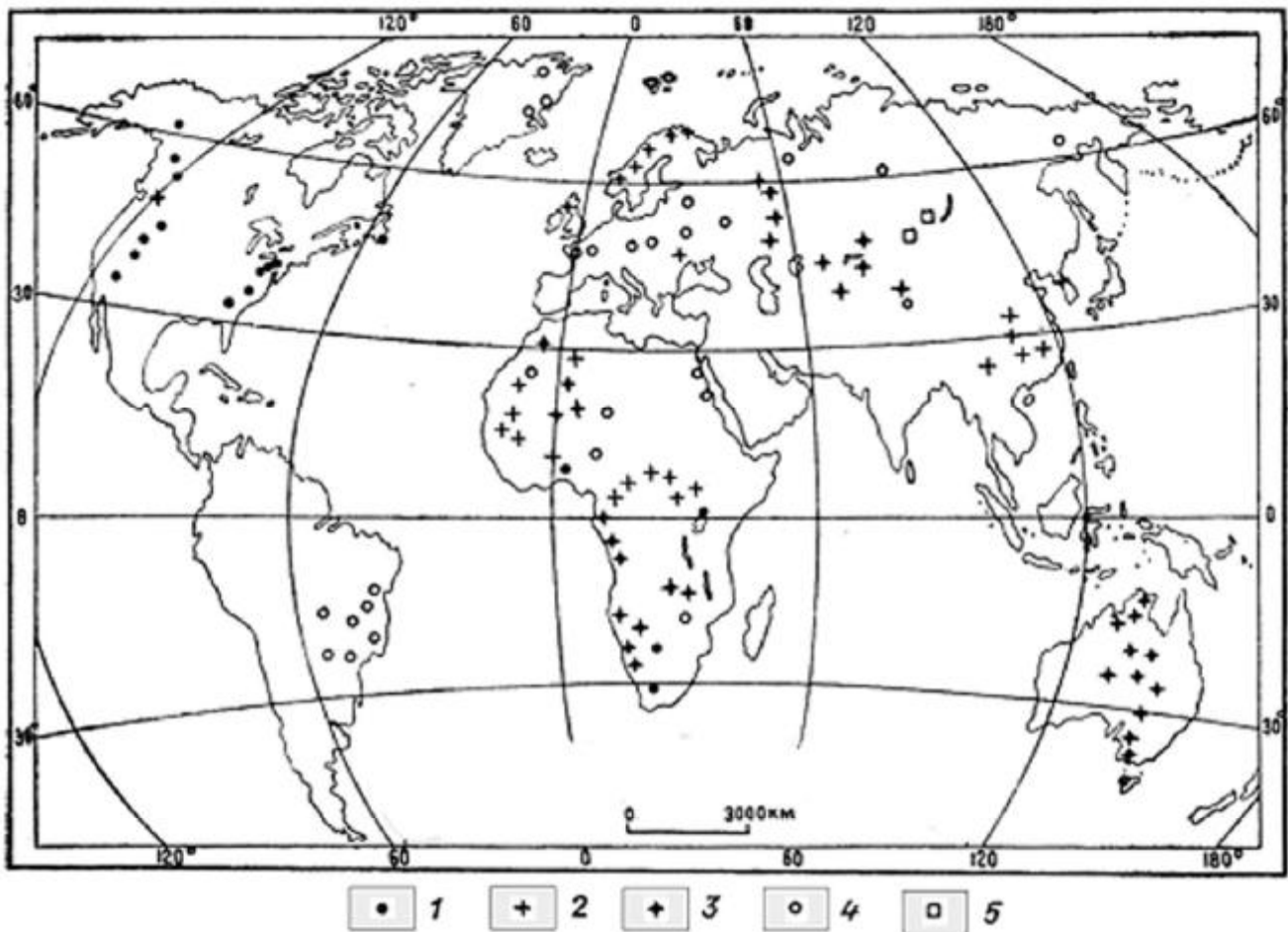


Рис. 1. Выход ледниковых образований позднего протерозоя

1 — нижний горизонт тиллитов; 2 — верхний горизонт тиллитов; 3 — нижний и верхний горизонты тиллитов; 4 — тиллиты, принадлежность которых к определенному стратиграфическому уровню верхнего протерозоя не установлена; 5 — неледниковые обломки отложений холодного климата [11]

В венде началась большая морская трансгрессия, особенно широко проявившаяся на платформах Евразии, которая обусловила формирование плитного осадочного чехла. В водных бассейнах наряду с микрофитопланктоном появилась бесскелетная фауна и многоклеточные макроскопические бентосные водоросли. Даже такой весьма краткий обзор событий и процессов, происшедших после полной консолидации континентальной коры и перехода ее в зрелую стадию, дает основание предположить о существенной перестройке допозднепротерозойских структурных элементов и появлении новообразованных складчатых и разрывных элементов, что в значительной мере не только изменило структурный план кристаллического основания, например территории Украины, но существенно отразилось на размещении многих полезных ископаемых в разрезах осадочно-вулканогенных пород и тектоно-магматических структур. Под воздействием дислокационного метаморфизма, диафореза, метасоматоза и других процессов рудное вещество испытало регенерацию, перераспределение и повторное осаждение в новообразованных породах и структурах, сформировавшихся в условиях платформенного тектогенеза. К большому сожалению, структурные элементы рифея и венда исследователями истории геологического развития территории Украины пока не достаточно изучены. А ведь поздний протерозой — это огромный по времени мегацикл, образованный четырьмя циклами второго порядка [16], которые преимущественно связаны друг с другом, но на эволюцию их структурных элементов наложены отпечатки диастрофизмов, краткая характеристика которых приведена выше. Диастрофизмы обусловили проявление характерного для каждого из них магматизма, изменения в составе атмо- и гидросфер, развитии биосферы, формирование новых разрывных и складчатых нарушений, а также областей сноса терригенного материала. Все это нашло отражение в стиле строения структурных элементов, в характере разрезов осадочно-вулканогенных пород, гранулометрическом и вещественном составе обломочного материала позднего протерозоя.

Результатами исследований особенностей морфоструктур тектонических элементов, а также последовательности накопления стратиграфических разрезов позднего протерозоя, полученными

в последние годы в Институте геологических наук НАН Украины, впервые обоснована поступательная стадийность в эволюции платформенного тектогенеза. Нами выделены три основные стадии, которые по времени проявления тектонических движений следуют одна за другой, но по характеру проявления тектонических движений, типам складчатых и разрывных структур и строению стратиграфических разрезов резко отличаются между собой.

Тектогенез позднего докембрия — это прежде всего значительный по времени процесс деструкции и преобразования древней зрелой континентальной коры. Стадия — это отрывочное возобновление деструкции коры, обусловленной одним или двумя диастрофизмами, и заложение новой генерации структур и разрезов осадочно-вулканогенных пород.

Тектогенез позднего докембрия — это коренное изменение стиля глобального тектогенеза планеты. Начало этого процесса ознаменовалось на всех континентах дроблением земной коры, ее растрескиванием, формированием тафрогенных прогибов с субаэральным излиянием лав и интрузивным магматизмом, обусловившим появление массивов гранитов рапакиви. Это была эпоха тектонической активности, выразившаяся паргуазским и выборгским диастрофизмами (1750—1600 млн лет). Последний явно проявился в пределах Восточно-Европейской платформы. Этот начальный этап платформенного тектогенеза отмечен в литературе как время формирования тафропрогибов и сводово-глыбовых поднятий [17]. Этих два вида структур как во времени, так и пространстве связаны между собой и соответствуют **первой стадии проявления платформенного тектогенеза**. Результаты палеовулканических реконструкций показывают, что тафропрогибы позднего протерозоя формировались преимущественно по периферии архей-протерозойских микроконтинентов, где между двухъярусной глубоко консолидированной корой с более молодыми раннепротерозойскими вулканоплутоническими мобильными поясами оставались "не залеченные" гранитами шовные зоны с неоднократным проявлением тектонических движений и магматизма на протяжении нескольких геологических эпох.

Структурные элементы самой ранней (первой) стадии платформенного тектогенеза на территории Украины установлены в северной половине Волинского, на юге — Подольского, а также в центре Кировоградского и Восточно-Приазовского блоков Украинского щита. Пока частично изучены главные структурные элементы Овручско-Припятского тафропрогиба с Коростенско-Припятским сводово-глыбовым поднятием, занимающим центральную часть прогиба.

Формирование тафропрогиба началось, согласно существующей корреляционной стратиграфической схеме Украинского щита, еще в среднем протерозое [15]. Границы его далеко выходили за пределы распространения пород коростенского комплекса. Прогиб начал заполняться особыми тафрогенными формациями, которые накапливались в тектонических депрессиях на древних платформах. Это были типичные континентальные осадочные толщи, сложенные тафрогенными полимиктовыми с олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками. Рельеф областей сноса терригенного материала был слабо дифференцированным, поэтому можно полагать, что конгломераты и гравелиты в разрезе толщи отсутствовали. Общая мощность песчаников едва превышала 1000 м. Реликтами этой толщи являются пугачевские песчаники, изучением вещественного состава которых занимались многие исследователи на протяжении второй половины прошлого столетия. Результаты этих исследований в краткой форме изложены в работе [14]. Расплавы основной магмы имеют глубинное происхождение, но они поступали в прогиб, имеющий тенденцию к постоянному проседанию с шовной зоны, приобретая в нем перемещение по латерали согласно строению осадочной толщи, что и обеспечило кристаллизацию магмы, формирование массивов анортозитов и габброидов в условиях весьма спокойного тектонического режима и способствовало расслоению геологических тел, сложенных этими породами. Породные образования и структура рамы прогиба уже на этом, первом, этапе формирования Коростенско-Припятского сводово-глыбового поднятия даже на уровне средних глубин перешли в пластическое состояние с образованием деформаций растяжения [2].

Дебазификация основных пород и поступление расплавов кислой магмы, обогащенной флюидами, легкими элементами, привели к разуплотнению накопившихся породных ассоциаций в тафропрогибе, формированию сводово-глыбового поднятия с компенсационными впадинами растяжения по его периферии.

С Коростенско-Припятским сводово-глыбовым поднятием [6] сопряжены такие палеовпадины, как Белокоровичская и Вильчанская. В первой предположительно выделены породы допозднепротерозойских осадков. Они составляют базальный горизонт топильнянской серии, который сложен необычным кластогенным материалом, не соответствующим по своему минералого-петрографическому составу породам, составляющим области его сноса.

Основная масса обломков представлена жильным кварцем (80—86%), яшмоидами и кварцито-видными песчаниками, которые в сумме не превышают 13%, остальные 1,5—2% принадлежат алев-

ролитам и сланцам [1]. В кластогенном материале песчаников и конгломератов нижнебелокоровичской подсвиты полностью отсутствуют обломки гранитов житомирского, осницкого, пержанского и коростенского комплексов, а также гнейсы и сланцы тетереvской серии, которые обрамляют палеовпадину.

Таким образом, впервые определена генетическая природа перечисленных выше палеовпадин как компенсационных прогибов растяжения вокруг сводово-глыбового поднятия, а не отрицательных структур грабен-синклинального типа, сформировавшихся на стадии рифтогенеза. Поскольку время формирования сводового поднятия и сопряженных с ним прогибов известно, то это и разрешило ряд спорных вопросов, связанных с определением возраста накопления разрезов осадочно-вулканических пород в этих палеовпадинах.

Компенсационные прогибы растяжения со сдунудированным допозднепротерозойским и позднепротерозойским осадочным чехлом представлены синклинальными зонами вокруг центрального осевого поднятия Кировоградского блока, сложенного рапакиви и трахитоидными гранитами (рис. 2). При современном эрозионном срезе западное и восточное обрамления осевого поднятия — это глубокие корни компенсационных прогибов, сформировавшихся в начале среднего протерозоя, где от разрушения уцелели значительные по мощности гнейсы и сланцы ингулецкой серии. Аналогом этих палеопргибов является также Тетереvский палеопргиб, обрамляющий с юга Коростенский плутон. К пргибам такого генетического типа могут быть отнесены отрицательные структуры, сформировавшиеся вокруг Южнокальчикского, Октябрьского, Каменно-Могильского, Еланчикского гранитных массивов Восточного Приазовья.

Вторая стадия платформенного тектогенеза — это уже стадия позднего докембрия. Время ее проявления ограничено 1700—800 млн лет. В этом интервале произошло коренное изменение стиля тектогенеза, выразившегося в заложении новой генерации внутриконтинентальных структур: палеорифтов, грабен-синклиналей, палеосинклинальных тектоно-термальных поясов, интракратонных синклиналей, зон, сложенных вулканоплутоническими комплексами, а также в формировании доплитного осадочного чехла. На всех континентах в пределах отрезка этого исторического времени господствовал внутриплитный тектонический режим. Только в конце позднего рифея появились первые активные остродужные окраины. В это время Пангея I расчленилась на Гондвану и Лавразию. Процессом рифтогенеза кристаллический фундамент территории Украины был охвачен примерно в интервале от 1200 до 800 млн лет. Это время стояния высокого уровня рифейского моря. Палеорифты этой стадии на территории Украины можно разделить на три группы: окраинные, расположенные вдоль границы Восточно-Европейской платформы, выполненные ритмичным переслаиванием граувакк с пелитовыми образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации; периферийные, расположенные на склонах Украинского щита, выполненные осадочно-вулканогенными породами доплитного чехла, испытавшими участками слабый метаморфизм и часто содержащими остатки живой материи; внутренние, расположенные в пределах щита, занимающие иногда самые высокие гипсометрические уровни его поверхности. Последние характеризуются отсутствием верхнепротерозойского осадочного чехла, который, по-видимому, был маломощным и сдунудирован в более позднее время, и наличием мощных гнейсовых толщ. Особое место в структурах, наложенных на фундамент в стадии рифтогенеза занимает Днепровско-Донецкий палеорифт. Некоторые авторы [7, 12] отождествляют строение Овручской грабен-синклинали со структурой юго-восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена, заложение рифта которого относят к рифею и видят в этом определенную генетическую связь обеих грабен-синклиналей, считая их продолжением друг друга. Выполненные исследования по сопоставлению морфоструктур и разрезов осадочно-вулканогенных пород грабен-синклиналей Овручского палеорифта и Ростовского выступа [8] подтверждают продолжение Донецкого грабена на юго-восток в пределах Предкавказского пргиба. Все выделенные на территории Украины палеорифты ограничены параллельными разломами меридионального или широтного простирания. Палеорифты первой группы очень слабо изучены из-за глубокого залегания их под более молодым осадочным чехлом. Палеорифты второй группы, в которую включены Воыно-Полесский, Овручский, Шепетовский, Зачепиловский, а также грабен-синклинали Ростовского выступа, лучше исследованы, но пока недостаточно разбурены глубокими скважинами, вскрывающими полный разрез осадочно-вулканогенных образований. Палеорифты третьей группы впервые были диагностированы как отрицательные структуры рифейского рифтогенеза нами в начале этого столетия по результатам выполненных тематических работ, запланированных ИГН НАН Украины. Их исследование в настоящее время продолжается.

Все три группы палеорифтов кристаллического фундамента Украины на уровне имеющегося в распоряжении исследователей фактического материала получили достаточно полную характеристику в работе [10].

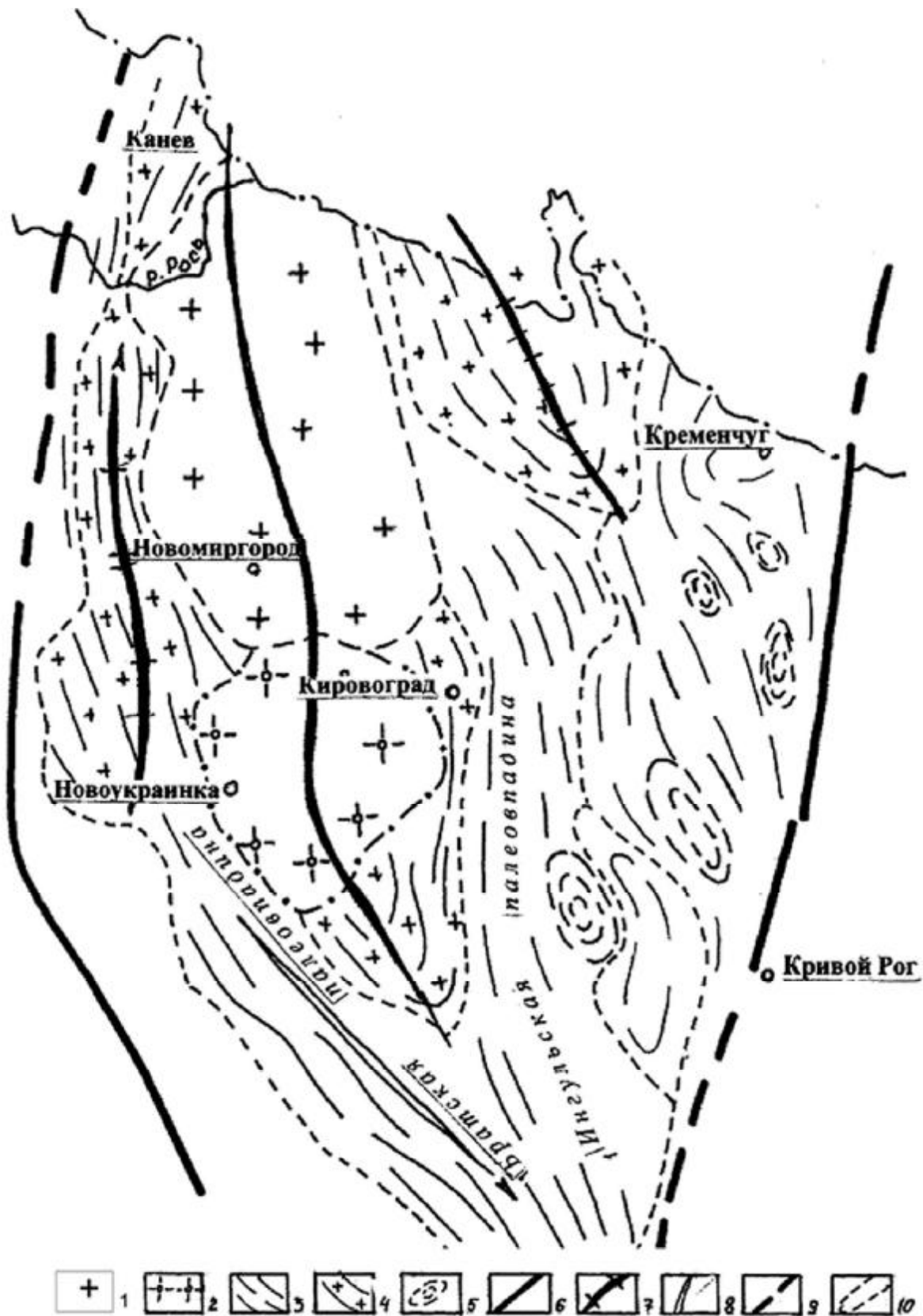


Рис. 2. Схема строения Кировоградского сводово-глыбового поднятия Украинского щита

1 — центральное сводово-глыбовое поднятие, сложенное анортозитами и гранитами рапакиви; 2 — то же, сложенное порфиroidными гранитами и монцонитами; 3 — компенсационные палеовпадины с подъемом Мохо до 35 км, сложенные гнейсами и сланцами ингулецкой серии; 4 — участки скучивания гранитного слоя, вскрытые эрозией с преобладанием мигматитов и малых тел порфиробластических гранитов; 5 — парасинклинальная область с широким развитием куполовидной складчатости; 6 — ось центрального сводово-глыбового поднятия; 7 — оси поднятия, сформировавшиеся в результате скучивания пород гранитного слоя; 8 — оси палеовпадин; 9 — глубинные разломы, ограничивающие Кировоградский блок; 10 — границы распространения породных ассоциаций

Следует отметить, что уже на этой стадии развития платформенного тектогенеза осадочный чехол начал накапливаться и за границами унаследованных, компенсационных наложенных впадин и палеорифтов и покрывал более стабильные участки континентальной коры. Этому способствовала трансгрессия рифейского моря. На поверхности кристаллического фундамента территории Украины рифейский чехол полностью смыт. Уцелевшие в палеовпадинах и палеорифтах нижние части разрезов осадочно-вулканогенных пород могли накапливаться до трансгрессии рифейского моря, часто в условиях полного отсутствия морской среды, сухого континентального климата, что сказало на их строении и гранулометрическом составе обломочного материала. Иными по набору пород были и области сноса терригенного материала. Таким образом, мощность строения рифейского осадочного чехла, влияние на его формирование магматизма, процессов мета- и эпигенеза, а также других факторов пока недостаточно исследованы из-за трудности выяснения палеотектонических и палеогеографических условий, которые существовали на заре зарождения платформенного тектогенеза.

Третью стадию платформенного тектогенеза можно назвать по времени развития ее структур рифей-венд-раннекембрийской. Границы изотопного времени всех событий и процессов, проявившихся на этой стадии, отмечены периодом 800—400 млн лет. Стадия в глобальном масштабе планеты характеризуется распадом Лавразии в результате раскрытия океанов Япетус [19] и Центрально-Азиатского [9], заложением новых интракратонных геосинклиналей в пределах Центральной Азии, Аравийско-Нубийской области и Западной Европы. На этой стадии формируется Байкальский рифтоген. Начало венда ознаменовалось большой морской трансгрессией, особенно на платформах Северной Евразии и образованием на всех континентах осадочного чехла с продуктами излияния магматических расплавов основного и кислого составов. В бассейнах седиментации появились многоклеточные мягкотелые животные и многоклеточные водоросли. В Украине и Республике Беларусь это отмечено появлением тиллитов бродовской свиты и вильчанской серии [5].

В пределах юго-западной части платформы, в том числе и на территории Украины, последняя стадия платформенного тектогенеза проявилась формированием серии разломов преимущественно северо-восточного простирания, активизацией разломов северо-западного простирания, трапповым магматизмом в краевых зонах платформы и Волыно-Полесского прогиба, появлением малых тел, сложенных породами основного состава [18]. Ряд данных подтверждает наличие в пределах Волинского, Кировоградского и Приазовского блоков Украинского щита следов тектоно-термальной переработки пород субстрата [3]. О том, что такие переработки проявились, можно судить по цифрам изотопного возраста урановых руд, который в некоторых рудопроявлениях и месторождениях сравнительно малый и варьирует от 800 до 500 млн лет [4].

Аналитическое осмысливание определений возраста урановых руд, их систематика и обработка с помощью современной компьютерной техники могут быть основным определяющим фактическим материалом для установления последовательности тектоно-метасоматической активизации в разломных зонах. Это весьма важно для выявления продуктивных на уровне руды временных этапов этой активизации.

Несомненно, что большинство разломов, которые секут фундамент территории Украины на блоки второго и более высокого порядков, формировались в условиях платформенного тектогенеза после карельского диастрофизма. Доказательством этого являются малые интрузивные тела, породные новообразования дислокационного метаморфизма, метасоматоза, диафтороза и многих других процессов тектоно-метасоматической переработки пород субстрата. К сожалению, пока в большинстве случаев разломы выделяются по геофизическим материалам, что весьма обесценивает продуктивность геологических работ, направленных на поиски многих полезных ископаемых, контролируемых разломными зонами.

Таким образом, поздний протерозой — не только время важных геологических событий, связанных с деструкцией континентальной коры и началом формирования материков, кратонов, геосинклиналей, морей и океанов. Это еще и самое продуктивное время миграции из глубинных горизонтов литосферы и мантии рудной минерализации и концентрации ее в виде рудопроявлений и месторождений в структурах и породах стратиграфических разрезов верхнего протерозоя, поиски и выявление которых могут быть результативными только при условии детального изучения истории геологического развития континентальной коры в эту эпоху.

1. Букович И. П. Стратиграфия Вильчанской, Овручской и Белокозовичской впадин // Геол. журн. — 1986. — Т. 46, № 2 — С. 102—110.
2. Бухарев В. П. О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой. // Там же. — 1970. — Т. 30, вып. 5. — С. 82—86.

3. *Галецкий Л. С., Попов Л. Е., Бочай Л. В и др.* Металлогеническая карта Украинского щита. Масштаб 1:1000000 (объяснительная записка). — Л., Киев: ВСЕГЕИ, 1990. — 94 с.
4. *Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Под ред. Я. Н. Белевцева, В. Б. Ковалю.* — Киев: Наук. думка, 1995. — 395 с.
5. *Геология Белоруси / Под ред. А.С. Махнач, Р.П. Горещкого, А.В. Матвеева и др.* — Минск, 2001. — 814 с.
6. *Личак И. Л.* Петрология Коростенского плутона. — Киев: Наук. думка, 1983. — 248 с.
7. *Лукин А. Е., Владимиров А. С., Ермаков И. М., Турчаненко Н. Т.* Проблемы додевонского рифтогенеза Днепровско-Донецкого авлакогена // Геотектоника. — № 2. — 1992. — С. 30—46.
8. *Михницкая Т. П., Подзигун И. Н.* Литобиостратиграфические разрезы метаосадочных толщ позднего протерозоя в отрицательных структурах Украинского щита и Ростовского выступа // Сб. науч. тр. XII Всерос. палинол. конф., СПб, ВНИГРИ, 2008 г. — С. 28—33.
9. *Моссоковский А. А., Дергуны А. Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектонические структуры, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. — № 2. — С. 16—33.
10. *Рябенко В. А., Міхницька Т. П.* Рифей України. — К.: 2000. — 180 с.
11. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982. — 342 с.
12. *Соллогуб В. Б., Колюжная Л. Т.* Глубинное строение земной коры Овручской синклинали (Украинский щит) по данным глубинного сейсмического зондирования // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1981. — № 9. — С. 28—30.
13. *Стратиграфічний кодекс України.* — К., 1997. — 36 с.
14. *Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.* — Киев: Наук. думка, 1985. — 160 с.
15. *Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения (графические приложения).* — Киев: Геопрогноз, 1993.
16. *Хаин В. Е.* О происхождении древних платформ (кратонов) // Вестн. Моск. ун-та. Геология. — 1984. — № 2. — С. 13—24.
17. *Хаин В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника. — М., 1988. — 380 с.
18. *Чебаненко І. І.* Розломна тектоніка України. — К.: Наук. думка, 1966. — 170 с.
19. *Roberts D., Ugale G. H.* The Caledonina — Annalachian yapetus ocean // Evolution of the Eazth's erust / D. H Tazlsng ed. — 1978. — P. 255—324.

Ин-т геол. наук НАН Украины,
Киев
E-mail:mikh @ svitonline.com

Статья поступила
09.11.08