

НАРИС ПРАДАВНЬОЇ ІСТОРІЇ ПРИЧОРНОМОРСЬКОЇ ПЕРЕДОВОЇ ЗАПАДИНИ

Геологічний перетин Причорноморської передової западини, або ППЗ, складається з дорифейського, каледонського, кімерійського та альпійського поверхів [1], тобто з дорифейського кристалічного ложа, рифей — юрського жорсткого фундаменту та крейди — антропогенового пухко-пластичного покриву (геологічного тіла ППЗ).

За такими даними історію формування тектоструктури западини доцільно розділити на давній (дорифейський) та новий мегацикли. У статті мова йтиме про давній мегацикл.

Геологічна будова названої западини взагалі відображує послідовність численних змін морських палеогеографічних умов суходольними та навпаки. Це здійснювалось у процесі пульсаційно-коливального розвитку диференціальних вертикальних рухів численних блокових ділянок земної кори платформеного південного заходу ЄСРР та суміжних геосинклінальних територій. При цьому профілююча тектоніка жорсткого субстрату западини будувалася за горсто-грабенним принципом, а покриву — переважно плікативно-облямовуючим способом. Внутрішній борт западини є перигеосинклінальним, а зовнішній — периплатформеним і стратиграфічно характеризується значно редукованим розрізом.

Ложе ППЗ є гетерогенним та гетероморфним утвором і складено породами полігеосинклінального первинно-осадочного та магматичного походжень. Серед перших зустрічаються, зокрема, мілкоморські (мармури, пісковики, флішоїдні сланці) і болотно-лагунні (графіти, залізні руди) відклади. Всі вони глибоко метаморфізовані (часто до стану гнейсів), інтродовані численними магмами різного віку та кілька разів складно дислоковані за відмінними тектонічними планами, коли й були розбиті на численні пенепленізовані згодом блоки. Вони зустрічаються з півночі до Чорного і Азовського морів та р. Сала, на Головному Кавказькому хребті, у Криму (валуни) і південніше; можливо, розвинені скрізь на відповідних глибинах території ППЗ.

Хоча стратиграфія дорифею Причорномор'я ще не встановилася, але, за М. П. Семененком та ін. [4], розділяємо давній мегацикл на бузький, саксаганський, волинський та інші (коростенський та приазовський) макроцикли. Вони порозмежовувані ознаками різних тектонічних непогодженостей і глибоких континентальних розмивів.

Бугиди ніби складають тіло кристалічного дорифею, саксаганиди грабеноподібно вузько вкладені в нього, а волиніди немов би наплатформеною поволокою облямовують Український щит. Виходячи з цього, деякі дослідники даного щита гадають, що власне бугиди є геосинклінальним утвором, саксаганиди — субгеосинклінальним, а волиніди побудовані вже на платформі. Давній мегацикл, напевне, є великим послідовно завершеним етапом геологічної історії розглядуваних зараз просторів, а товща його порід — широко збірним регіонформацийним комплексом.

1. Бузький макроцикл є майже найдавнішим з відомих тут і належить до археозою. Товща його порід (перший осадовий комплекс докембрію) відзначається порівняно найбільшими ступенями метаморфізму, орогенічної пліквативної та диз'юнктивної первинної тектоніки та інтрузивного магматизму, але початкові і кінцеві седименти його невідомі. У наш час від бузьких споруд збереглися, власне, лише «кореневі» залишки (їх «ядра»). Це значні молодші магматичні маси, серед яких неоначе ксенолітоподібно «плавають» брили-блоки бузьких первісно-осадових нагромаджень. Початкові події бузького макроциклу ще невідомі, але, спираючись переважно на геологію Українського щита, на південних схилах якого безпосередньо лежить більш ніж половина ППЗ, їх можна до деякої міри відтворити аналітичним методом.

З самого початку потрібно припустити існування ще раніш подрібненої на блоки добузької (катархейської) праплатформи, окремі останці якої зрідка зустрічаються в бузьких товщах. Саме на даній праплатформі закладався ембріон бузької геосинклінали — відносно вузьке ще невизначених досі обрисів грабеновидне (ровоподібне) багатоблокове занурення, що стало місцевим водозбором і ванною седиментації бузьких осадків. Внаслідок цієї події материнська добузька праплатформа розпалася на «праву» та «ліву» бузькі платформи, які і стали джерелом кластики і жорсткою рамою бузької геосинклінали.

З ходом геологічного часу «ембріон» збільшувався вшир і вглиб за рахунок послідовного східчастого осідання нових периферійних комплексів блоків згаданих сусідніх платформ рами бузької геосинклінали. Гіпсометрична крива підосви молодій бузькій геосинклінали знавала «розтягання». Первісно пухкі осадки опускалися спочатку в зону діагенезу, а потім — метаморфізму і напруженого інтрузивного магматизму.

Простір ППЗ займав тоді невелику ділянку обширної бузької геосинклінали, яка простягалася з півночі у бік Аравії, принаймні між меридіанами Волги і Серету.

Одночасно з трансрегіональним зануренням у бузькій геосинкліналі відбувалися і перші, тоді ще локальні блокогенні підняття. Так, за С. С. Кузнецовим (1960 р.), головні (а це бузькі) простягання дислокацій Українського щита «облямовують якийсь північно-східний масив більш давніх порід».

Згодом у розвитку тектоніки субстрату бузької геосинклінали підняття відігравали все більшу роль, і ложе геосинклінали підпорядкову-

валося прогресуючому стисненню. Ще пізніше підняття блоків лежа вже домінували, викликаючи у покривних осадах горотворчу (орогенічну) складчастість північно-західного головного простягання. У розвитку цієї складчастості можна спостерігати кілька стадій.

На першій стадії горотворення у глибинах пластично-пухкого покриву, очевидно, з'явилися «поховані зародкові кряжі», що ще не були відображені у гіпсометрії земної поверхні. У наступній стадії амплітуди деяких підземних згорток збільшилися так, що їх «хребти» почали виступати у рельєфі землі; у місцевому бузькому морі вони ставали мілинами або навіть архіпелагами островів, тобто джерелами внутрішнього теригенового живлення геосинкліналі. Ще пізніше певні низки островів об'єднувались у надводні кордільєри або навіть в окремі гірські пасма, розділені міжгірськими ще залитими морем западинами — лагунами. Нарешті, геосинкліналь «закривається», і простір її перетворюється у систему мегантиклінорних (інтрагеоантиклінальних) споруд, складених комплексами антиклінорних гірських хребтів, розділених між собою мегасинклінорними (інтрагеосинклінальними) міжгірськими депресіями. Деякі з останніх мали вигляд похованих «серединних» плитоморфних масивів.

Бузька складчастість супроводжувалася напруженим магматизмом (перший завершуючий інтрузивний комплекс).

На великому просторі бузької геосинкліналі припускається існування багатьох мегантиклінорних споруд, зокрема Білорусько-Воронезької та Ровно-Ставропольської. Вони були розділені Прип'ять-Донецькою мегасинклінорною депресією. У районі Українського щита в складі Ровно-Ставропольської мегантиклінорної споруди можна розрізнити Приазовський, Правопридніпровський, Лівопридністровський та Бесарабський антиклінорії, а між ними — відповідні синклінорії: Орехівський, р. Півд. Бугу та р. Дністра. У наш час цей бузький генеральний північно-західний напрямок головних дислокацій неначе відновлено регіональними простяганнями Воронезької антеклізи, прогину Великого Донбасу, Українського щита, Головного Кавказького хребта та ін. Можливе існування Кавказ-Карпатського мегасинклінорія.

Після того, як бузький орогенез досяг апогею і перейшов його, темп бузької складчастості дедалі зменшувався, а наслідки ерозії бугидів все збільшувались. Молоді гори послідовно перетворювались в ували і все більше роздроблювались розломами на блоки, що зазнавали вертикальних диференціальних переміщень.

Зрізуючи бугиди все глибше (до їх коренів), ерозія поступово нівелювала місцевість бузької геосинкліналі. Утворився обширний суходіл гіпотетичної Трансевроаравійської багатоблокової пенеплен-платформи. Встановлюється передсаксаганська континентальна перерва в седиментації. Області значного бузького водного осадконакопичення перетворилися в масиви виносу велетенських мас кластики (від руйнування бугидів) на свою периферію, що раніш сама була джерелом теригенового живлення для бузької геосинкліналі.

2. Саксаганський макроцикл відноситься до протерозою. Палеогеографічна ситуація цього часу багато в чому нагадувала бузьку, але макроцикл в цілому позначився докорінною перебудовою бузького тектоструктурного плану.

Після тривалого післябузького нівелювання обширну бузьку гірську країну, як сказано вище, було доведено денудацією та ерозією, можливо, до стану повного пенеплена. Згодом, фактично в ще бузькій блокувій мозаїці даного пенеплена, утворилося спочатку невелике і вузьке субмеридіональне північно-східне ровоподібне занурення. Воно розмістилося в смузі, що простягнулася далеко з півночі через Воронежську антеклізу (КМА), Українську синклізу, Український щит (Нижньодніпров'я) і ППЗ до моря, а можливо, і далі. Таким чином, причорноморську систему залишків бугидів було розсічено уперек їх генерального простягання (майже під кутом 45°). Постає нова, саксаганська рухлива геосинклінальна зона, що була грабеновидно чітко врізана по розломах (мабуть, ще бузьких) в тіло післябузької материнської платформи. Цим платформу було розділено на Волино-Молдавську (західну) та Воронежсько-Ставропольську (східну) саксаганські платформи. Вони служили жорсткою рамою і основним джерелом кластики для саксаганської геосинклінальної зони.

Існують вказівки на паралельне утворення геосинклінальних депресій також по простяганню Кавказу, Східних Карпат та ін.

У геологічному процесі ембріон саксаганської геосинклінальної зони розширювався за рахунок послідовного втягування в занурення все нових блоків своєї жорсткої рами. Проте таке розширення не досягло бузьких розмірів і в Причорномор'ї розмістилося приблизно між меридіанами 33° і 36° , від р. Інгульця до Приазовського кристалічного масиву. Це не була типова геосинкліналь, а лише «геосинкліналетипний рив» — субгеосинкліналь. Вона пролягала через Центральне Причорномор'я, коли в Східному Причорномор'ї розташовувалися дільниці східної саксаганської платформи, а в Західному Причорномор'ї — західної. У процесі розвитку саксаганської субгеосинклінальної депресії вона заповнювалась мілкоморськими, лагунними та, можливо, континентальними осадами «другого осадочного комплексу докембрію», що характерні верствами із значним вмістом заліза.

Уламковий матеріал було взято з резервів ерозії сусідніх платформ, а частково з винесених раніше на сторону продуктів руйнування бугидів, що і звідти повертались (перелопачувались) назад. У фіналі накопичення саксаганська осадочна товща була метаморфізована, дислокована та інтродована магмами, але помітно менше бузької (особливо зверху).

Як і за бузького часу, на певній стадії занурення саксаганської субгеосинкліналі в її жорсткому базисі якась вибіркова кількість блоків починає підніматися «клавішним» способом, утворюючи при цьому горстовидні структури. Такі блоки тим самим вдавлювалися знизу у відносно пластичні покривні осади, примушуючи їх формувати блокоблягаючі плікати. Далі, в глибинах саксаганської осадочної товщі починалося багатофазне складкоутворення, проте вже субмеридіонального

генерального простягання. Спочатку воно відображалось «похованим кряжем», а згодом — стало все більше проявлятися у рельєфі земної поверхні (мілинами, островами, кордільєрами). Тому саксаганські осади розподілилися по відносно вузьких і нерідко видовжених зонах, тобто відповідно до розміщення і просторових орієнтацій нових (внутрішніх) джерел кластики. Нарешті, саксаганська субгеосинкліналь все більше перетворювалась у гірську систему — мегантиклінорій. З області значних занурень і седиментації вона дедалі стала зоною підняття, ерозії і вносу на сторону велетенських мас теригенів.

Саксаганська складчастість не досягла бузької інтенсивності, хоча часто і створювала ізоклінальні і примхливі плікатииви. Проте може бути, що саксаганські тектогенні утвори ще недостатньо розкриті ерозією, бо в кінці макроциклу саксаганіди були опущені скидами під захист своєї рами. Тому, можливо, і знівельовані вони значно менше бугидів, коли зберегли завдяки цьому менше перем'яті і менше метаморфізовані молодші верстви своїх порід.

Саксаганська складчастість супроводжувалась доволі сильним (менше бузького) магматизмом «другого завершуючого інтрузивного циклу докембрію». Цей магматизм виразно пристосовувався до значних структурних швів. У Придніпров'ї створюється спілітово-кератофірова формація [2]. При цьому були використані і відповідні бузькі глибинні розломи.

У процесі розвитку тектогенезу одні дільниці ложа саксаганської субгеосинкліналі піднімалися, а інші — одночасно опускалися. Дільниці, що довго піднімалися, мабуть, вийшли на денну поверхню (особливо вздовж осі мегантиклінорії), а те, що поволі опускалося, могло тоді ж утворити, зокрема, передгірські (передплатформені, передові) западини тектонічної компенсації. Тому можливо, що ядро саксаганського мегантиклінорії з обох боків супроводжується відносно вузькими передгірськими западинами, хоча і нетиповими: Кременчук-Скадовською (Криворізькою) та Павлоград-Мелітопольською (Молочанською). Можливо, були і міжгірські депресії. Цей погляд ґрунтується на тому, що саме в передгірській западині могла утворитися, наприклад, саксаганська осадочна флішоїдна товща, що містить у собі залізорудну джеспілітову формацію Криворіжжя, тобто в умовах епейрогенічного режиму коливання мілького та довгочасного лагунотипного і частково болотного водоймищ. Останнє безпосередньо прилягало до молодих хребтів, що інтенсивно піднімалися з дна моря, руйнувалися розмивами і давали западинам багатий теригеновий матеріал.

Паралельно росту саксаганських гір їх хребти все глибше руйнувалися денудацією та ерозією. Наприкінці ж макроциклу у саксаганській смузі встановився режим пенеплен-платформи, розбитої на горсто-грабенно рухливі блоки. Тоді було зруйновано і додаткову масу бузьких порід районів рами саксаганської субгеосинкліналі. Але де дівся велетенський уламковий матеріал, що спочатку накопичувався в передгірських зонах, облямовуючи підшву мегантиклінорії, невідомо. Проте доволі інтенсивна саксаганська складчастість могла утворитися і без

повного орогенезу, тобто лише під час формування похованого у субгеосинклінальних глибинах «зародкового кряжа», піднятого пізніше. Тому можливо, що у саксаганській смузі зовсім не було гір, а весь час існувала мілководна багатоострівна затока — лагуна.

Саксаганська складчастість спаяла свої західну та східну платформи, коли і утворився Сарматський щит, що, можливо, існував до рифею.

Таким чином, коли в першу половину саксаганського часу центрально-причорноморська субгеосинклінальна зона Причорноморської западини опускалась і накопичувала сторонній осадовий матеріал, то західне і східне платформені крила западини піднімалися і давали теригени. У другу ж половину названого макроциклу всі ці процеси відбувалися навпаки.

Слід додати, що Приазовський кристалічний масив виступає як саксаганський серединний масив або як уламок (рифейський чи девонський) східної саксаганської платформи.

Після саксаганської складчастості встановлюється тривала континентальна перерва. Проте дехто вважає, що «надзалізородна» частина саксаганської осадової товщі була сформована вже після такої перерви і нібито ця складчастість її не зачепила.

3. Волинський макроцикл відомий зовсім мало. Після тривалого післясаксаганського загального підняття Сарматського щита і глибокого континентального розмиву саксаганідів настало порівняно невелике по вертикалі волинське регіональне опускання області цього щита. Але в процесі занурення доволі швидко виявився його диференціальний характер, бо найбільший тоді темп заглиблення панував по окраїнах щита: в басейні р. Прип'яті і в наплатформеному Причорномор'ї. Відносно інших окраїн щита відомостей поки що немає. Головне ж полягає в тому, що тектонічний план дорифею докорінно змінився ще один раз, і волинське генеральне простягання виявилось субширотним. Але можливо, що волинська Прип'ятська депресія поширювалась і на північні райони прогину Великого Донбасу (в Українську синеклізу), тобто і по бузькому простяганням.

З розвитком згаданих північної та південної волинських депресій вони поступово заповнювались осадками «третього осадового комплексу докембрію», які зараз збереглися мало і найкраще представлені у басейні р. Прип'яті. Це негруба овруцька товща рябих ускісноврствуватих прибережних класитів, вапняків, доломітів та ін. Вона загалом мало метаморфозована та слабо дислокована (у субширотні розслжисті згортки) і зовні часом нагадує палеозой. Д. В. Налівкін [3] вважає її аналогом іотнійської серії Балтійського щита, а О. В. Крашеніннікова відносить її до рифею [1].

Серія «волинських» осадових порід утворилася, напевне, у мілководному епіконтинентальному (наплатформеному) морі. Рівень моря пульсаційно змінювався, і воно покривалося мілинами та островами, затоками та протоками, а то ставало лагунотипним. Таким чином, у теригенового матеріалу було і острівне походження, але основним дже-

релом волинської кластики була морська периферія, звідки повертали-ся назад теригени руйнування саксаганідів та бугидів.

На деякій стадії занурення периферії Сарматського щита там розвиваються блокові контррухи горсто-грабенного типу. Ця горсто-грабена тектоніка ложа відбивалася в овруцькому осадовому покриві передусім у вигляді блокоблямовуючої «сундучноморфної» глибинної складчастості. У вищих горизонтах розрізу остання поступово переходила до брахіантиклінальних і більш нормальних форм згорток, але до геосинклінальної стадії не дійшла. Внаслідок цього на поверхні землі утворився крупноувалистий рельєф, а можливо, і невеликі гори майже широтного генерального простягання. Це супроводжувалось деяким тріщинним магматизмом «третього завершуючого магматичного комплексу».

Після завершення складчастості денудація волинців проходила також активно, крім того, вони, імовірно, були ще й опущені по скидах. Тому місцевість «волинської» країни з часом все більше наближалася до наплатформеного континенту і перетворювалася в область ще однієї дорифейської пенепленізації і ще глибшого розмиву бугидів. Тут панував рівнинно-пустельний режим, бо в той час, як і раніше, ще не було наземної рослинності.

4. Після волинського макроциклу розглядувані райони СРСР надовго стають платформою, яка блоко-диференціально і епейрогенічно піднімалася.

Багатьма вважається, що від кінця волинського макроциклу і до власне рифею відбувалося кілька імпульсів платформеного магматизму (по глибинних розломах розверзання): коростенський та, можливо, приазовський.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР. Вид-во АН УРСР, 1960.
2. Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР. Т. I. Изд-во Львовск. ун-та, 1962.
3. Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
4. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Изд-во АН УССР, 1957.

A. D. Sergejev

THE ASSAY OF PRETCHERNOMORSKAJA FRONTAL BASIN OLDEST HISTORY

Summary

The history of PFB is divided into old (preriphean) and new megacycles. There are bugskij, saksaganskij, volynskij and others megacycles (korostenskij and possible preazovskij).

1. Bugskij makrocycle (Archaeozoic era) begins with the geosyncline embryo arising in the catarchean platform, through the PFB zone into the Arabic shield direction.

The setting changes into mountain folding of north-west strike. Belorussko-Voronezhskaja and Rovno-Staupolskaja meganticlinorian systems, divided by Prypjat-Donetskaja megasynclinal depression were created. The macrocycle was finished by transformation of area into the platform (possible Transeuroarabic).

2. Saksaganskij macrocycle (the late Archeozoic era or early Proterozoic) begins with embryo formation of the geosyncline trench, through KMA, Nizhnedneprovie and so on. Postbugskaja platform was divided by the trench into Voronezhsko-Staupolskaja and Volyno-Moldavskaja of its enclosing rock. Widening, the trench reached the 33 and 36° meridians, transforming into subgeosyncline. After submeridional folding there arised the meganticlinorium, it is possible, that it had submontane depression; the Preazovskij massif can be in this case midling. The country was transformed into Sarmatian shield peneplain then.

3. Volynskij macrocycle (iothic?) begins with the shield settling and formation of marginal basins of epeiric sedimentation, where after that platform like sublatitudinal folding. It is possible, that the basic Ukrainian shield contours were outlined. At last — the continental peneplanation.

4. The preriphean ending — this is Volynskaja peneplanation continuation: at the west of Pratchernomoric — to Riphean, at the east — to Carboniferous period or Devonian, and in other place of the upper part of PFB — to Cretaceous period.

1-й з'їз.

ВІСНИК КИЇВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ

Проверено 1974г.

98195.

№ 11

СЕРІЯ ГЕОЛОГІЇ

1969 ● ВИДАВНИЦТВО КИЇВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ

Библиотека Отдела
Геолого-географического
Академии Наук СССР