

№ 394

59  
H34

АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНСЬКОЇ РСР  
ІСТОРИКО-ОСВІТНІЙ МУЗЕЙ ЛЬВІВСЬКОГО ФІЛІАЛУ

---

# НАУКОВІ ЗАПИСКИ

Том IV

---

ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНСЬКОЇ РСР  
КИЇВ — 1955

ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ

**КОРОТКИЙ ОГЛЯД ФАЦІЙ І УМОВ УТВОРЕННЯ ОСАДКІВ  
У ЗАХІДНИХ ОБЛАСТЯХ УРСР**

*О. С. В'ялов*

Широкі геологічні дослідження, які провадяться радянськими геологами в західних областях УРСР, дали надзвичайно багатий матеріал із стратиграфії і тектоніки. І хоч залишилось ще багато нерозв'язаних і спірних питань, проте є можливість зробити певні узагальнення.

**Палеозой**

У зв'язку з тим, що стратиграфія палеозою Карпат залишається ще не вивченою, ми зупинимось лише на питаннях, що стосуються палеозойських відкладів платформи.

Нижня частина товщі платформи являє собою так званий аркозовий пісковик, що залягає на докембрії. Він має досить мілководний і, мабуть, частково континентальний характер. Аркозовий пісковик межує з сірими або рябими глинами; будь-яких ознак фауни, в тому числі й мікрофауни, тут не виявлено. Очевидно, це початок палеозойської трансгресії. Нижню, піщано-глинисту, серію відносять до кембрію — нижнього силуру, а найнижчі шари її — до рифейської системи.

На підставі розрізу Келецько-Сандомирських гір можна зробити висновок про цілком імовірний розвиток морського кембрію.

Привертають увагу темні сланці з фосфоритами (міньковецький горизонт), які в порівнянні з іншими горизонтами найбільш мілководні.

Поступовий розвиток трансгресії приводить до появи карбонатних порід. Перші ознаки їх зустрічаються в самих верхніх шарах молодовського горизонту (ордовик), вище якого суцільним шаром залягає майже позбавлена теригенного матеріалу карбонатна товща — смотрицька свита, що складається з вапняків, доломітів і мергелів з прошарками аргілітів. Фауна цієї свити представлена брахіоподами, головоногими, коралами, остракодами тощо. Очевидно, це

ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ

**КОРОТКИЙ ОГЛЯД ФАЦІЙ І УМОВ УТВОРЕННЯ ОСАДКІВ  
У ЗАХІДНИХ ОБЛАСТЯХ УРСР**

*О. С. В'ялов*

Широкі геологічні дослідження, які провадяться радянськими геологами в західних областях УРСР, дали надзвичайно багатий матеріал із стратиграфії і тектоніки. І хоч залишилось ще багато нерозв'язаних і спірних питань, проте є можливість зробити певні узагальнення.

**Палеозой**

У зв'язку з тим, що стратиграфія палеозою Карпат залишається ще не вивченою, ми зупинимось лише на питаннях, що стосуються палеозойських відкладів платформи.

Нижня частина товщі платформи являє собою так званий аркозовий пісковик, що залягає на докембрії. Він має досить мілководний і, мабуть, частково континентальний характер. Аркозовий пісковик межує з сірими або рябими глинами; будь-яких ознак фауни, в тому числі й мікрофауни, тут не виявлено. Очевидно, це початок палеозойської трансгресії. Нижню, піщано-глинисту, серію відносять до кембрію — нижнього силуру, а найнижчі шари її — до рифейської системи.

На підставі розрізу Келецько-Сандомирських гір можна зробити висновок про цілком імовірний розвиток морського кембрію.

Привертають увагу темні сланці з фосфоритами (міньковецький горизонт), які в порівнянні з іншими горизонтами найбільш мілководні.

Поступовий розвиток трансгресії приводить до появи карбонатних порід. Перші ознаки їх зустрічаються в самих верхніх шарах молодовського горизонту (ордовик), вище якого суцільним шаром залягає майже позбавлена теригенного матеріалу карбонатна товща — смотрицька свита, що складається з вапняків, доломітів і мергелів з прошарками аргілітів. Фауна цієї свити представлена брахіоподами, головоногими, коралами, остракодами тощо. Очевидно, це

відклади неглибокого відкритого моря нормальної солоності з численним бентосом. Відсутність теригенного матеріалу вказує на те, що берегова лінія знаходилась на значній віддалі від Келецько-Сандомирських гір або прибережна частина суші була вирівняною. Про незначну глибину відкладів свідчить те, що в окремих горизонтах (баговицький) при однаковому літологічному складі раптово з'являються евриптери — ракоскорпіони, яких вважають мешканцями лагунних басейнів з ненормальною солоністю. На поверхні шарів відмічаються тріщини всихання.

Верхня частина готланда (нічлавська свита) має більш глибоководний характер. Тут розвинені глинисті сланці. Особливо цікавими є останні знахідки граптолітів із свердловин поблизу м. Чернівців, де потужність сланцевої товщі значно збільшується. Саме тут з'являється подібність до геосинклінальних утворів верхнього силуру, які спостерігаються в келецько-сандомирській системі. Осадки геосинклінального типу повинні бути і в Прикарпатському прогині.

Про відкритий характер верхньосилурийського басейну свідчить спільність його фауни з фауною силуру Прибалтики.

В кінці силуру з'являються перехідні фації, які вже характеризують нижній девон. Пригнічена і зовсім не численна морська фауна, червоноколірні прошарки, перші панцирні риби — все це дає підставу говорити про початок регресії, різке зменшення морського басейну (заліщицький горизонт). Характерні червоноколірні і строкаті породи нижнього девону, виявлені у фації давнього червоного пісковика (олд-ред) з панцирними рибами, є континентально-лагунними утвореннями.

Середньо- і верхньодевонські відклади також морського походження. Це переважно карбонатні породи, вапняки і доломіти відкритого басейну з фауною, в якій є багато видів, спільних з центральним і головним девонським полем Російської платформи. Тут виявлені гіпси, що свідчать про відступи моря і утворення лагун.

В нижніх шарах карбонатової товщі також є морські горизонти — вапняки, фауна яких спільна з фауною нижнього карбону Донецького басейну. Проте море тут було нестійке, і навіть невеликі його відступи обумовлювали заміщення шарів морських відкладів теригенними породами з незначними прошарками вугілля. На нестійкий характер морського басейну вказують також сліди розмиву і випадання в окремих місцях тих або інших горизонтів.

Розріз карбону закінчується теригенною, піщано-сланцевою вугленосною товщею намура. Таким чином, ми бачимо тут чітку регресію, яка пізніше привела до цілковитого осушення території, зайнятої раніше морем.

На основі даних аналізу палеозойських відкладів келецько-сандомирської системи, даних, одержаних при дослідженні свердловин Прикарпаття, а також деяких даних про палеозойські відклади Чивчинських гір можна зробити висновок, що в палеозой ділянка Прикарпатського прогину, а також Карпати були вкриті морем і що тут відкладались осадки геосинклінального типу.

## Мезозой

Тр і а с. Порівняно невеликої товщини строкаті відклади, які на платформі можна віднести до тріасу (або пермотріасу), є континентального, а частково, очевидно, дельтового походження.

Тріас Мармароської зони має зовсім інший характер. Це трансгресивна морська серія з червоними базальними конгломератами, що лежить на кристалічних породах. Тут розвинуті переважно карбонатні мілководні осадки — криноїдні вапняки і доломіти.

Заслуговує на увагу наявність в розрізі ефузивних порід (діабазів) і кременеподібних відкладів (червоних і зелених яшм), які досить часто розглядаються як утворення, що супроводять ефузивні явища.

Ю р а. Виходи юрських відкладів відомі на незначній площі платформи біля Дністра. Це частково доломітизовані верхньоярські вапняки і мергелі іноді з багатою фауною молюсків і брахіопод. Наявність серпуль, устриць, літодомусів та ін. свідчить про відносну мілководність цієї фації. Ці відклади являють собою залишки досить великої верхньоярської трансгресії. Трансгресивний характер пачки встановлюється по безпосередньому її заляганням на девонських відкладах і по наявності базального конгломерату в основі. Басейн був відкритий, але мілководний. Потужність юри в бік Прикарпатського прогину, очевидно, збільшується. До юри відносять також (іноді умовно) частково морські (вапняки і доломіти з фауною, німі мергелі, незначної потужності пісковики і сланці), частково лагунні (гіпси) осадки, що виявлені під час буріння. Опорним бурінням в м. Стрий виявлена товща досить потужних юрських вапняків.

Очевидно, в юрський період на платформі існував дуже нестійкий режим — короточасні моря змінювалися серіями лагун. Наступні пересування морів знищували підстелюючі осадки, внаслідок чого нам важко пов'язати один з одним незначної товщини осадки. Можна гадати, що титонська трансгресія була ширшою, але пізніше її осадки були зруйновані Сеноманським морем і зараз не утворюють суцільного покриву.

Характер юрських відкладів в області складчастих Карпат ми визначаємо по окремих залишках юрських відкладів у Магурській зоні і по гальці, що входить до складу флішевих відкладів Скибової зони. Все це світлі значної товщини вапняки штрамберзького типу, утворені досить великим верхньоярським басейном, і карбонатні мілководні фації, позбавлені теригенного матеріалу.

Трохи більше ми знаємо про юрські відклади Мармароської зони і зони Скель. Тут присутні вже нижньолейасові морські теригенні осадки, що чергуються з прошарками вапняків, а вище замінюються карбонатною фацією — мергелями і вапняками з брахіоподами і головоногими. Але вже в середньому лейасі юрський басейн тут, очевидно, відступив. Проте у верхньому лейасі знов з'являються морські відклади, більш поширені в порівнянні з нижньолейасовими. Тут намічаються дві різні фації: з одного боку, теригенно-карбонатна



(пісковики, піскуваті вапняки і сланці), а з другого—суцільнокарбонатна (кристалічні вапняки), обидві з морською фауною — пелециподами і белемнітами. Море існувало до байоса, його регресія припадає на батський час.

Верхня юра представлена морськими відкладами. В. І. Славін тут в келовеї відрізняє кілька фацій: Кам'янецька зона — мілководний брахіоподовий вапняк з незначною кількістю гальки кварцу або червоного кріноїдного вапняку з лінгулями та більш глибоководну зону, де відбулося нагромадження карбонатних мулів з радіоляріями. Така сама зона спостерігається і в оксфорд-кімериджі, коли ще яскравіше визначається мілководний прибережний характер Кам'янецької зони (вапнякові брекчії і конгломерати).

Нижній титон не відомий. У верхньому титоні скрізь, навіть в Кам'янецькій, найбільш мілководній, зоні, відкладаються карбонатні осадки відкритого моря. Тут вже з'являються і коралові фації. Досить поширені вапняки з кальціонелями.

Можна гадати, що у верхньоюрський час область майбутніх Карпат являла собою єдиний басейн, в якому осадки, в значній мірі органогенні, відкладались в умовах поступового прогинання далеко від берегів, але на порівняно невеликій глибині. Тільки в місцях підняття (кордільєри) утворювалась обмежена кількість теригенних відкладів. На кінець титону припадають максимальний розвиток басейну і зникнення виступів суші. Відклади цього часу складаються майже виключно з карбонатних фацій.

Верхньоюрський басейн охоплював не лише область Карпат, а поширювався на все Прикарпаття і досягав, напевно, меж Подільської плити. Єдине ціле з ним складав той басейн, осадки якого ми бачимо на поверхні біля північно-східного краю Келецько-Сандомирських гір, а також в долині р. Ніди і у вигляді широкої смуги між Краковом і Ченстоховом. Безсумнівно, відклади юрського басейну вивопнюють підліжжя Львівської мульди, що почала формуватись в мезозой\*.

Невелика потужність юрських відкладів на платформі і значне її збільшення в південному (Передбруджанський прогин), південно-західному (Угерсько-Стрий, Рава-Руська) і західному (басейн р. Вісли нижче р. Сану) напрямках дають підстави говорити про існування глибокого юрського прогину, що облямовував цю частину платформи. Цей прогин перетинав більш стародавню (герцинську) складчасту систему, і загальний план його розміщення і розвитку не був зумовлений напрямами залягання палеозойських структур.

Крейда. Крім фацій, слід розрізняти більші фаціальні або поліфаціальні комплекси, що іноді зветься формаціями і які М. Б. Вассоевичем названі геогенераціями. Утворення таких великих формацій, як потужні вапняки і сланці або ж тонкі флішеві комплекси, що послідовно чергуються, в значній мірі залежить від

характеру коливальних рухів, від рухомості земної кори в місці їх відкладання. Різні типи осадків (різні формації) виникають, наприклад, при поступовому повільному зануренні (відклади невеликої товщини), при поступовому, але досить швидкому і значному прогинанні (великі однотипні товщі сланців) і, нарешті, при частому пульсуючому ритмі коливань на фоні глибокого і швидкого занурення (ритмічний фліш). Ця залежність називається геогенерацією. Інші фактори — характер рельєфу суші, що прилягає до водойми, гідрологічний режим, умови існування фауни, що в одних випадках сприяють буйному її розквіту і утворенню органогенних відкладів, а в інших, навпаки, перешкоджають її розвитку, — мають також велике значення; проте фактором, що визначає характер шаруватої структури і потужності осадків, є коливальні рухи.

Ці невеликі відступи ми зробили для того, щоб підкреслити різкі зміни умов утворення осадків на межі юрського і крейдяного періодів. Спокійне занурення і відкладення потужної вапнякової товщі замінилися дрібними коливаннями і формуванням потужної серії флішевих осадків, що послідовно чергуються. Утворення флішевого трога — дуже важливий момент в історії розвитку Карпатської геосинклінали. Її глибоке занурення триває, але вся серія має вже не карбонатний, а теригенний характер. Ми бачимо нескінченне, на перший погляд досить одноманітне чергування пісковиків, алевролітів і аргілітів.

Флішевий басейн був неглибоководний, про що свідчать пісковики — основна складова частина флішу. Цю думку підтверджує і наявність у цьому басейні конгломератових прошарків та рослинного детриту.

Велика кількість теригенного матеріалу, що входить до флішевої серії, свідчить про глибоке розмивання суші: суша постачала цей матеріал у флішевий трог. Звідси виникає уявлення про існування гірської країни, що обмежувала цей басейн. Така гірська країна утворилась, очевидно, на межі юрського і крейдяного періодів на півдні в ділянці центральних масивів, а також біля північних берегів флішевого трога.

Безсумнівно, флішевий басейн не був суцільним. В ньому існували підвищені ділянки, в результаті розмивання яких в різних частинах серії виникали грубозернисті прошарки і навіть конгломерати. Такі значні підвищення, як Мармарош, розділяли єдиний флішевий басейн на більш вузькі зони і порушували одноманітність і послідовність відкладання осадків. Внаслідок цього і фації, і їх послідовність в різних частинах басейну виявляються неоднаковими: подекуди спостерігаються повні серії осадків, подекуди з розрізу випадають окремі горизонти. Ми бачимо, наприклад, на Мармароші альб, що залягає трансгресивно, тоді як в суміжній зоні спостерігаються і більш давні крейдяні шари.

Ми вважаємо, що в час відкладання флішевих товщ між Магурською і Кросенською зонами також знаходилась геантилінальна область розмиву (кордільєри). Зараз ця зона вкрита магурським насувом; можливо, вона відіграла роль упора при його утворенні.

\* Потужні (300 м) верхньоюрські відклади, що залягають безпосередньо на здислокованих силурських відкладах, виявлені нещодавно в Раві-Руській.

Мета нашої роботи — висвітлити загальний характер всієї цієї серії. Відзначимо лише, що в нижньокрейдяній товщі спостерігаються істотні відміни між частково карбонатною фацією зони Скель і вже чітко теригенною фацією Мармароської зони. Нижня крейда не скрізь має флішевий характер, а нижня частина чорної спаської серії північного схилу має риси сланцевої формації. В нижньокрейдяний час флішевий трог лише починав формуватись, і не скрізь всі характерні особливості флішу з'явилися одночасно.

Верхня крейда скрізь розвинена в однотипній оправжній флішевій фації. Проте в зоні Скель відклалися червоні пухівські мергелі з прошарками пісковика. Ці мергелі хоч і флішеві, але їх літологічних аналогів в інших зонах нема. Можливо, їх карбонатність пов'язана з великим впливом розмиваних юрських вапняків зони Скель.

Чорна сілезька фація верхньої крейди виявлена в Магурській і частково в Кросненській зонах (шипоцька серія), але її нема в Скибовій зоні, де відома головнінська серія кременистих фукоїдних мергелів, що досі не виявлені в південних зонах.

Такі відмінності свідчать про різноманітність уламкового матеріалу, що надходив у ці зони, про те, що області розмиву захоплювали різні зони, нарешті про частий поділ цих зон внутрішніми підвищеннями.

Слід зупинитись на ямненській серії та її стратиграфічному аналозі в Магурській зоні (верхні шари лютської свити).

Ямненська серія — це товща потужних пісковиків, в якій не видно дуже характерної для флішу послідовності шарів. Характер коливальних рухів тут, можливо, був інший — більш спокійний, не флішевий. Виникає питання: чи можна відносити ямненські пісковики до флішевої серії. Нам відомі в розрізі аналогічні пачки масивних пісковиків (вигодські палеогенові пісковики та ін.).

Описуючи різні комбінації основних порід, що складають Карпатський теригенний тип флішу, ми виділили особливу крайню комбінацію — товщі пісковиків з тонкими прошарками аргілітів ямненського або вигодського типів. Крива тектонічного режиму для них проста, поступова і порушується лише дрібними осциляціями. Ямненський пісковик, якщо його розглядати окремо, не можна назвати флішем. Це звичайна товща масивних пісковиків. Тому при наявності в розрізі флішу таких нефлішевих товщ, можливо, правильніше говорити, що стрийською серією закінчується крейдяна флішева формація, вище якої знаходяться ямненські пісковики, які до флішу не належать; їх змінюють нові флішеві серії (манявська свита палеогену), а далі флішевий режим знову припиняється і відкладаються нормальні нефлішеві вигодські пісковики і т. д.

Нам здається, що ямненські та інші масивні пісковики займають підрядне положення в загальному потужному флішевому комплексі. Відзначаючи наявність таких пачок або свит, які порушують однотипність флішевого чергування порід або флішевого ритму, ми все ж розглядаємо всю крейдяну і палеогенову товщу Карпат як єдиний флішевий комплекс і говоримо тому про крейдяний і палео-

геновий періоди флішевого осадконакопичення і про загальний флішевий тектонічний режим цього часу.

Крейдяні відклади Російської платформи істотно відрізняються від крейдяних відкладів Карпат. Це одноманітні за своїм складом в кожній товщі, менш потужні фації платформи.

Мілководні піщані відклади верхнього альбу з морською фауною мізерної товщини і відомі на незначній площі. На верхній альб припадає початок трансгресії, яка значно розширюється в сеномані. Мілководні глауконітові пісковики сеноману утворились в умовах трансгресії, нівелювання поступово розмиваної суші, про близьке знаходження якої свідчить літологічний характер порід. На заході, далі від континенту, вгору по розрізу піски дуже швидко змінюються мергелями і вапняками. Верхній сеноман складається в більшості випадків з карбонатних або кременистих (опоковидних) осадків стійкого і значного за розмірами, але неглибоководного басейну.

Турон і сенон виявлені в карбонатній фації. В нижній частині цих відкладів переважають вапняки, карбонатність же розташованих вище шарів поступово зменшується, і у верхньому сеноні знаходиться суцільна товща мергелю з фауною головоногих і інших молюсків, брахіопод, губок і т. п. Все це — шельфові утворення.

Цікаво, що на краю платформи при переході до Передкарпатського переднього прогину з'являється все більше теригенного матеріалу. Мергель стає піскуватим і навіть переходить у пісковик (журавненський). Це можна пояснити лише існуванням на півдні в області прогину смуги суші, яка розмивалась. На підставі цих даних можна судити про будову області прогину у верхньокрейдяний час.

Очевидно, в межі прогину з північного боку заходив басейн платформи, а з південного — з області Карпатської геосинклінали — флішевий басейн. Обидва басейни були розділені досить широкою смугою суші, можливо, рівнішою на півночі і більш розчленованою, з горбистим рельєфом на півдні. Цими особливостями рельєфу зумовлений великий винос теригенного матеріалу у флішевий басейн.

## Кайнозой

Палеоген. Палеогенові відклади відомі лише в Карпатській складчастій області. Вони входять до складу флішевої серії і утворились в тих самих умовах, що і верхньокрейдяний фліш. Тут спостерігається послідовне чергування пісковиків, алевролітів і аргілітів. В різних горизонтах з'являються конгломерати, що складаються з «екзотичних порід» — елементів давньої основи флішевого трого. Очевидно, в той час існували місцеві ділянки розмиву, що піднімалися над поверхнею води. В деяких випадках осадки містять більше карбонатів і складаються з піскуватих мергелів, що втратили свою чітку шаруватість, а інколи і з мергелистих вапняків (пасічнянська свита). В багатьох горизонтах відклади збагачені кремнієвою кислотою. В таких випадках породи стають



в більшій чи меншій мірі кременистими. В історії розвитку флішевого басейну спостерігаються окремі моменти утворення то більш вапнястих, то майже позбавлених карбонату кальцію осадків. І в тому і в іншому випадках розвинуті теригенні породи — пісковики й аргіліти, що скипають з кислотою в одних свитах і майже не реагують з нею в інших.

Особливий тип осадків являє собою менілітова серія, яка разом з тим є найхарактернішою для всього флішевого басейну. Період утворення менілітової серії в цілому був часом найбільшої одноманітності фаціальних умов у більшості зон цього басейну, проте деякі відміни все ж спостерігаються.

Характерною особливістю менілітових сланців є їх кременистість і високий вміст роздрібненої органічної речовини, що зумовлює їх чорний колір. Досить часто менілітові сланці складаються майже виключно з тонесеньких прошарків кварцу. Можливо, це пов'язано з розвитком в той час вулканічної діяльності, ознакою якої служать потужні кислі туфи, виявлені у верхній частині серії (чечвинські туфи).

Іноді говорять про загальний глибоководний характер менілітової серії, базуючись головним чином на наявності в них риб, що світяться. Цьому, однак, суперечить наявність в ряді розрізів іноді значної кількості прошарків, збагачених глауконітами пісковиків (клевські пісковики), що досягають в окремих випадках значної товщини. Крім того, існує думка, що підтверджується сучасними спостереженнями, за якою наявність риб, які світяться, не можна вважати показником глибоководності басейну. При загальній одноманітності серії в різних зонах і в різних частинах розрізу спостерігаються більш або менш мілководні осадки.

Над менілітовою серією знаходиться товща, яка має ненормальний флішевий характер (деякі різновидності поляницьких шарів на півночі або цілком флішева кросненська серія в центральній частині Карпат). Слід відзначити, що в верхніх шарах кросненської серії помічається деяка загіпсованість аргілітів. Можливо, це свідчить про початок змикання флішевого басейну перед значними його змінами на межі палеогену і неогену.

Виходи палеогенових відкладів у піднятих і розмитих складках південної частини передкарпатського передового прогину свідчать про те, що тут також ще поширені флішеві утворення того самого типу, що і в Карпатській області. Очевидно, Карпатська геосинкліналь охоплювала якусь частину території, де пізніше утворився передовий прогин. Можна думати, що в палеогені продовжувала існувати та смуга суходолу, яка в верхньокрейдяний час відділяла флішевий басейн від басейну платформи. Цілком імовірно, що поблизу цієї смуги значно змінювались фації палеогенового (а також і крейдяного) флішу, який міг тут перетворитися в неритмічний з грубими уламками «дикий» фліш.

На платформі палеоген не відомий. Можливо, платформа була піднята і разом з вищезгаданою смугою, яка в межах прогину оточувала флішевий басейн, утворювала суцільну смугу суходолу.

Неоген. Неогенові відклади надзвичайно поширені. Вони дуже потужні і заповнюють як передовий Передкарпатський, так і внутрішній Закарпатський прогини. Неогеновими відкладами вкрита вся платформа, проте тут їх потужність значно менша. Тільки в складчастій області Карпат їх нема.

Фаціальний характер і умови утворення неогенових відкладів у різних зонах, а також нерідко в одній і тій самій зоні, але в різних місцях розрізу змінюються досить сильно.

Розглянемо спочатку область Закарпатського прогину. Лагунні умови утворення самої нижньої\* з відомих моласових товщ соленосної тереблянської свити незаперечні. Про це свідчить наявність тут товщі солі. Проте зв'язок цієї лагуни з відкритим морським басейном був переривчастий, свідченням чого є наявність у зразках глин з тереблянської свити дуже дрібної, бідної щодо видового складу мікрофауни, яка, за Л. С. Пишвановою, різко відрізняється від фауни форамініфер, розташованих вище горизонтів.

Будова величезної серії осадків, що залягає вище, до сармату, в цілому однотипна. Це моласова формація (або геогенерація), яка виникла в умовах глибокого занурення Закарпатської западини на межі з Карпатами, що піднімалися. Вона складається з пісковиків і глин, які в різних співвідношеннях чергуються між собою. Іноді таке чергування має флішевий характер. На нижній поверхні пісковиків з'являються флішеві фігури і ієрогліфи, а тому, судячи з окремих відслонень, ці пісковики можна було б зарахувати до флішу. Здавалося б, цій товщі мають бути властиві основні характерні риси флішу, навіть бідність фауни. Проте ми, спираючись на історичний аналіз, різко розмежовуємо дві формації — флішеву і моласову, незважаючи на зовнішню їх подібність, яка часом спостерігається. Ці дві формації утворилися в різних ділянках геосинкліналі і на різних етапах її розвитку. Моласи відкладалися тоді, коли геосинкліналь басейну вже замкнулась, коли вже минула головна фаза складчастості, а на місці флішевого моря піднявся гірський хребет. Внаслідок руйнування цього гірського хребта і виносу до його підніжжя великої кількості теригенного матеріалу з уламків і утворювались моласи. Отже, фліш при своєму руйнуванні породжував моласи. Флішевий басейн — завжди морський басейн. В протилежність йому моласовий басейн може являти собою частину відкритого моря, морську затоку, яка, відокремлюючись від основного басейну, перетворюється в лагуну. Тут можуть бути і континентальні умови, можуть утворюватись дельтові виноси і величезні пролювіальні накопичення підніжних шлейфів.

Подібність умов формування моласових і флішевих товщ полягає лише в дуже глибокому прогинанні основних товщ земної кори і в дуже частих дрібнопульсуючих її коливальних рухах.

Фліш утвориться в басейні трога, який глибоко прогинається між двома береговими смугами суші — перед фронтом складчастої

\* В останній час за допомогою свердління виявлена підстелююча її данилівська товща туфів з прошарками глини.

країни, що утворилась раніше, в даному випадку — системи центральних масивів (Татриди та ін.).

По відношенню до цієї складчастої гірської системи флішевий трог є передовим (або краєвим) прогином, а товща флішевих порід, що його заповнює, — моласами. Можна говорити, що флішевий трог являє собою першу генерацію передового прогину і разом з тим останню стадію існування геосинкліналі.

В наступну велику фазу смуга складчастості зміщується далі на північ — в область, де розвинутий фліш (перша карпатська фаза). Внаслідок цього в області флішу виникає складчаста гірська країна, а передовий прогин переміщується далі, до самої окраїни геосинкліналі, і навіть захоплює частину платформи. Це — прогин другої генерації, або, як його називають, передовий прогин. Він розвивається частково на геосинклінальній флішевій, частково на платформенній основі.

Одночасно з передовим (Передкарпатським) прогином з другого боку карпатської гірської країни виникає внутрішній (Закарпатський) прогин.

Після першої карпатської складчастості геосинкліналь змикається, проте остаточне формування складчастої області припадає на другу карпатську фазу (неоген). Флішевий прогин знаходиться ще посередині геосинклінальної області і з обох боків облямований горами. Моласові прогини знаходяться по краях складчастої області, яка для кожного з цих прогинів — передового і внутрішнього — є головним джерелом уламкового матеріалу. Ось чому флішевий прогин може бути відносно симетричним, а моласовий, як правило, — асиметричний: його найглибша частина зміщена до підніжжя хребта, а підйом підшови до платформи досить часто буває поступовим.

Вертаємось до неогену Закарпаття. Величезна піщано-глиниста товща являє собою типову моласову серію, що утворилась за рахунок руйнування Карпат. В цілому це морські, проте мілководні відклади. Берегова лінія проходила десь недалеко від Карпат. Окремі більш значні коливання суші приводили до деякого наближення моря до Карпат або до його відступу. В прибережній частині при цьому відкладались пачки конгломератів, які є маркіруючими горизонтами при розчленуванні усїєї моласової серії. Очевидно, далі від гір ці конгломерати поступово виклинюються, переходячи в менш грубозернисті різновидності, і в якомусь місці зливаються в одну суцільну піскувато-глинисту товщу. В ділянці прогину, що межує з Карпатами, де коливальні рухи найдужче позначались на змінах фацій, морський режим інколи переривався; на краях басейну відбувалось нагромадження рослинної маси, з якої пізніше формувались вугільні шари. Такі шари вугілля відомі в тересвинській серії.

Одноманітні умови відносно мілкого моря існували до нижнього сармату, відкладення якого також складаються з глин з прошарками і пачками пухких пісковиків. Зібрана в цих відкладеннях численна фауна свідчить про зменшення солоності басейну.

Особливу фацію представляють дацитові або ліпаритові туфи,

які з'являються в нижніх горизонтах неогену (солотвинська свита). Ці туфи мають велике стратиграфічне значення. Серед них виділяються новоселицькі туфи — один з основних маркіруючих горизонтів, який простягається вздовж усього північного краю Солотвинської западини. Він знаходиться в основі хустської свити і залягає на флішевому підніжжі; його підстелює базальний (терешульський) конгломерат. Цей горизонт за віком, можливо, відповідає горизонту туфів Деж-Трансільванії.

Таким чином, в Закарпатському прогині, зокрема в тій частині, яка відома під назвою Солотвинської западини, намічаються дві смуги. Одна з них — зовнішня по відношенню до Карпат — почала прогинатись раніше і була виповнена потужною серією осадків терешульської і солотвинської свит, а також тими утвореннями, які виявлені нижче терешульської свити в районі Данилова (данилівська свита туфів з прошарками глин, що лежить на палеогенових відкладах).

В другій смузі — внутрішній — прогинання і нагромадження осадків почалось лише в хустський час або трохи раніше — в момент утворення терешульських конгломератів буркалівської свити з гелветською фауною, виявлених в кількох пунктах нижче. Відзначимо, що фауна, яку описав І. А. Коробков як хустську, майже вся походить саме з буркалівської свити (околиця с. Нересниця).

Вулканічна діяльність, сліди якої ми знаходимо в нижньому і середньому міоцені у вигляді дацитових або ліпаритових туфів, продовжувалась і в нижньому сарматі. Про це свідчать горизонти кислих туфів у сарматі поблизу с. Вишків, а також ліпаритові туфи Берегівської горбкуватості.

Вже у верхніх горизонтах нижньосарматської товщі місцями можна спостерігати ознаки значного опріснення басейну — збіднення фауни і з'явлення поряд з морськими формами прісноводних. Можливо, це опріснення частково зв'язане з припливом річкових вод. У всякому разі можна говорити про початок змін солоності басейну, які особливо позначились на панонських відкладах. Панонський басейн, як про це свідчить фауна конгерій і меланопсид, був значно опріснений і являв собою частину опрісненого озера-моря, що заповнювало всю Угорську западну.

Панонський час характеризується значним посиленням вулканічної діяльності. Нижні шари панона — туфогенна серія — являють собою чергування туфів, туфо-брекчій, туфогенних пісковиків і глин. Проте місцями, наприклад в районі Вишкова, ми бачимо досить потужну піщано-глинисту товщу панонських відкладів, яка позбавлена прошарків туфів і лежить на сарматських відкладах.

Вище йдуть переважно вулканічні породи — потужні вкриття андезитів і андезито-базальтів, які чергуються з туфами і туфо-брекчіями.

Водний басейн в той час ще існував. Були численні підводні виливи. Ці ефузивні товщі складають велику орографічну одиницю — Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет. Виливи проходили по молодих розломах, які мали різноманітну орієнтацію. Інколи вони



збігались із загальним напрямом простягання Карпат, але інколи йшли навкіс або навіть поперек (Токай-Прешовське пасмо). Очевидно, в неогеновий період область Закарпатського прогину була розділена на ряд блоків, які занурювались диференційовано. Тому і потужність неогенових відкладів у різних місцях Закарпатського прогину може бути різною.

До неогену належать також різного віку інтрузії, виявлені в різних місцях. Встановлено як більш давні (нижньо-тортонські або більш ранні — в м. Берегове), так і молоді інтрузії, що проривають товщу панону (район Вишкова).

Досить незрозуміле положення в розрізі займає молодша, ніж нижній сармат, ільницька вугленосна свита. Це переважно прісноводні і дельтові утворення з лігнітами, фауною уніонід, меланій і однотипних остракод.

Досить складними були фаціальні умови в Передкарпатському передовому прогині. Воротищенська серія, очевидно, відкладалась в досить великій солоній лагуні або в серії лагун. Мікрофауна її дуже бідна, пригнічена. Лінзи і пласти кам'яної і калійної солей, а також загальна солоність воротищенської серії свідчать про лагунний характер осадків. Проте в різних місцях воротищенської серії спостерігаються горизонти екзотичних конгломератів. В середній частині серії вони становлять більшість і разом з пісковиками утворюють загорську свиту. На південному сході виявлена потужна товща слобідських конгломератів, які заміщують соленосні фації нижньої воротищенської підсерії. Нам також відомий несоленосний аналог верхньої воротищенської підсерії — добротівські шари з відбитками слідів хребетних тварин.

Ці породи утворились у відмінних умовах. Конгломерати, можливо, є виносами річок, які збігали в знижену передгірну западину. Склад гальки вказує, що Карпати руйнувались в меншій мірі, а головним чином руйнувався Сандомирсько-Добруджинський хребет, що облямовував прогин з півночі. Загалом перевідкладався і фліш (в першу чергу верхні його горизонти, ближчі до Карпат — поляницькі, менілітові і бистрицькі шари) частково у вигляді дрібнозернистих перемитих осадків, частково у вигляді великих брил, які, можливо, зсунулись з берега і зберегли первісну внутрішню структуру і шаруватість (наприклад, відоме, але ще досить спірне відслонення Глоріетта, а також в Ясениці Сольній).

Добротівські шари флішеподібні і не мають ознак підвищеної, ненормальної солоності. Вони утворились, безперечно, у водному середовищі, але в придельтових частинах Воротищенської лагуни, де мало місце сильне опріснення. Добротівські шари йдуть за слобідськими конгломератами і відклались, очевидно, вже в той час, коли Сандомирсько-Добруджинське пасмо не виступало так різко, більш високі його частини знаходились вже на деякій відстані від басейну, а прилягала до нього широка плоска низинна берегова смуга.

Берегова лінія то просувалась на північ, то відступала — в залежності від характеру і амплітуди коливальних рухів. У всякому

разі добротівські шари є прибережними утвореннями тієї опрісненої частини лагуни, де був досить пологий берег. Дно цієї лагуни — виходило з-під води, про що свідчать сліди наземних тварин — птахів, парнокопитних і хижаків, відбитки дошових крапель, тріщини всихання, то знову виявлялося в смугі мілководдя.

Дуже важко говорити про умови утворення стебницьких шарів. Фаціальний характер товщі своєрідний; це червоні і рожеві глини, завжди сильно вапнисті, навіть мергелі, і пісковики. В деяких випадках спостерігаються виразні послідовні чергування (м. Надвірна). Дрібні ієрогліфи і хвилеприбійні знаки дають можливість говорити про водне походження стебницької товщі. Разом з тим тріщини всихання, сліди парнокопитних, знайдені в нижніх шарах свити, переконують нас в тому, що це була дуже мілка прибережна частина, яка часто виходила з-під води.

Щодо тих різновидностей стебницької серії, які представлені майже виключно рожевими мергелистими глинами і в яких нема чітких ознак для висновків про умови їх формування, ми все ж повинні говорити перш за все про водний характер відкладів. Припустити, що це був відкритий морський басейн, неможливо, хоч тут і була знайдена бідна морська мікрофауна. Більш імовірно, що в цьому місці знаходилась величезна лагуна частково з підвищеною солоністю, а поблизу гірл річок — опріснена. Відсутність грубого матеріалу вказує на те, що прилеглий з півночі суходіл мав низинний характер. Осадки південної окраїни Стебницького басейну (як і Воротищенського) ховаються під насувами флішевої зони.

У зовнішній (північній) зоні Передкарпатського прогину стратиграфічних аналогів воротищенської і стебницької серій нема. Очевидно, в цей час зовнішня зона ще не входила до складу області занурення, до складу прогину, а з'єднувалась з платформою і являла собою смугу суші. Саме тут піднімалось Сандомирсько-Добруджинське пасмо, яке поступово розмивалось і зрівнювалось. Однак уже в нижньому тортоні і в зовнішній зоні з'являються, правда, ще незначної потужності, осадки (угерська серія). Таким чином, в цей час зовнішня зона також була охоплена досить поступовим прогинанням, яке відставало від прогинання внутрішньої зони. Смуга суші, що відділяла зовнішню зону від основної, внутрішньої, вже зовсім зникла і була вкрита Угерським морем. Справжні морські фації угерського віку — піски і глини з морською фауною — дуже поширені. Угерська трансгресія захопила і значну частину платформи—нижній тортон (перший і другий літотамнієві горизонти і нижні піски) там також морський. Фауна в цих горизонтах подібна; з її представників особливе значення має *Amusium denudatum* Reuss.

Всі ці піщані і піщано-глинисті відкладення мілководні, як і літотамнієвий вапняк, що утворює значні рифи.

Фації прогину відрізняються від фацій платформи перш за все незрівнянно більшою потужністю осадків, крім того, в них зовсім нема літотамнієвих вапняків. Напевно, для розвитку літотамнієвих водоростей необхідні спокійні умови — менша глибина і не

таке швидке занурення, як у прогині. Можна вважати, що літотамнієві фації, як і деякі інші рифові фації, є лише утворами платформи і не виникають не тільки в геосинклінальних (флішевих), але і в моласових умовах (в прогині).

Умови відкладання наступного горизонту — тираських гіпсів (верхній тортон) — відомі. Тираські гіпси — це лагунні осадки. В області платформи ця лагуна не втрачала зв'язку з морським басейном, про що свідчать гіпси, які за структурою щільно зв'язані ратинським вапняком і місцями заступають його, а пізніше і піски з нормальною морською фауною. Ратинські вапняки звичайно вважаються прісноводними. Це абсолютно невірно. В них зустрічаються, хоч і дуже рідко, представники морської фауни (відомо всього кілька екземплярів), і залягають ці вапняки поруч з гіпсами. Це область лагун, які то були зв'язані з морем, і тоді в них могли існувати в пригніченому стані морські організми та відкладались ратинські вапняки, то відокремлювались від основного басейну, і тоді в них зникало все живе, а на дні при поступовому випаровуванні осідав гіпс.

Більш нормальні морські умови були в галицькому віці. Скрізь — в прогині і на платформі — утворювались піщано-глинисті відкладення з морською фауною верхнього тортону, а пізніше — і сармату. Проте умови залишались неоднорідними. Біля підніжжя Карпат, які поступово піднімались, ми бачимо нагромадження пролювіальних виносів (пістинські конгломерати), а в ряді місць відчувається більше або менше опріснення і навіть з'являються шари з прісноводною фауною. Є і ряд вугленосних горизонтів, але це не озерні, а також морські (у вугленосних горизонтах зустрічаються устриці, які не можуть жити в прісній воді) — узбережні, а можливо, і дельтові утворення. Басейн галицького часу досить великий, але надзвичайно мілководний. Він був досить тісно зв'язаний з іншими ділянками Верхньотортонського і Сарматського басейнів. Його південна прикарпатська окраїна знаходилась під впливом карпатських річок, які викликали іноді незначне, а іноді досить сильне її опріснення.

В міоценових відкладах Прикарпаття і Подільської плити можна відмітити і сліди вулканічної діяльності. В різних шарах до нижнього сармату включно відомі горизонти кислих дацитових вулканічних туфів і бентоніту. Звичайно вони мізерної потужності, але в деяких випадках виявлено значні їх товщі. Так, в стебницькій серії поблизу с. Красне (недалеко від м. Надвірна) є вулканічний туф потужністю до 20 м. Всі ці туфи, очевидно, утворились внаслідок відкладання рознесеного на значні відстані попелу, вивергненого закарпатськими вулканами.

На відміну від Закарпатського прогину, де водний басейн існував протягом всього паннону і увесь цей час продовжувалось прогинання і нагромадження потужних осадків, в Прикарпатті і на платформі утворення підводних осадків припинилось набагато раніше. В середньосарматський час тут на деякій площі, можливо, ще і був морський басейн, але пізніше відбулись загальне підняття і посилення діяльності.

## КРАТКИЙ ОБЗОР ФАЦИЙ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ В ЗАПАДНЫХ ОБЛАСТЯХ УССР

О. С. Вялов

Резюме

В настоящей статье автор делает краткий обзор фаций и условий образования осадков на юго-западной окраине Русской платформы и в области Карпат. Обзор начинается изложением данных, касающихся нижнего палеозоя, и заканчивается характеристикой отложенной неогена. Автор сравнивает условия образования осадков и их фации на платформе с таковыми в области Карпат, в Предкарпатском и Закарпатском прогибах, делает некоторые заключения о строении области прогиба в дотретичное время.

## ЗМІСТ

### Палеозоологія і палеогеографія

О. С. В'ялов, Короткий огляд фацій і умов утворення осадків у західних областях УРСР . . . . .	5
С. І. Пастернак, Серпуліді крейдяних відкладів Волино-Подільської плити і їх значення для стратиграфії . . . . .	20
С. П. Коцюбинський, Іноцерами з альб-сеноманських відкладів Карпат . . . . .	45
Я. М. Сандлер, Г. П. Ворона, Коротка літологічна характеристика верхньокюрських відкладів західних областей УРСР . . . . .	55

### Зоологія

П. П. Балабай, Про філогенетичні взаємовідношення в групі безщелепних . . . . .	59
К. А. Татаринів, До питання про вертикальне поширення ссавців у Східних Карпатах . . . . .	80
М. П. Рудишин, До поширення ондатри на Шацьких озерах . . . . .	92
І. М. Карпенко, В. М. Івасик, О. П. Кулаківська, Вплив низької температури води на зимівлю цьоголіток коропа . . . . .	97
В. І. Здун, Малий ставковик ( <i>Galba truncatula</i> Müll.) — передавач фасціольозу в умовах карпатських високогірних водойм . . . . .	108

### Ботаніка

К. А. Малиновський, В. М. Мельничук, Рослинність Боржавських полонин, їх кормова характеристика та шляхи поліпшення . . . . .	113
В. Г. Коліщук, Вегетативне поновлення бука європейського ( <i>Fagus sylvatica</i> L.) в Карпатах . . . . .	129
В. М. Мельничук, Список листяних мохів західної Волині . . . . .	139

Научные записки, том IV  
Природоведческого музея Львовского филиала АН УССР.  
(На украинском языке).

Редактор видавництва О. С. Сенченко

Техредактор Е. К. Сиваченко.

Коректор К. В. Бергер.

БФ 0374. Зам. № 187. Вид. № 216. Тираж 500. Формат паперу 60×92/16. Друкарськ. аркушів 10 + 2 вклейки. Обл.-видавн. аркушів 11,6. Паперових аркушів 5. Підписано до друку 27/V 1955 р.

Друкарни Видавництва АН УРСР, Львів, вул. Стефаніка, 11.