

СТРАТИГРАФІЯ
УРСР

ТОМ X

НЕОГЕН

Н
Е
О
Г
Е
Н
||
X
||

СТРАТИГРАФІЯ УРСР

В одинадцяти томах

ГОЛОВНИЙ РЕДАКТОР
академік АН УРСР *В. Г. БОНДАРЧУК*

РЕДАКЦІЙНА РАДА:

*Д. Є. Айзенберг, В. Г. Бондарчук, В. Я. Дідковський (заступник головного редактора),
О. К. Каптаренко-Черноусова, О. В. Крашеніннікова, Т. Ю. Лапчик,
Д. Є. Макаренко (відповід. секретар), К. О. Новик, О. І. Слензак,
П. Л. Шульга, І. М. Ямниченко*

СТРАТИГРАФІЯ УРСР

Том X
НЕОГЕН

ВІДПОВІДАЛЬНІ РЕДАКТОРИ

член-кореспондент АН УРСР

В. Я. Дідковський,

кандидат геолого-мінералогічних наук

В. Г. Куліченко

У книзі наведено основні відомості з стратиграфії неогенових відкладів, поширених на території України. Детальну стратифікацію неогенових утворень подано за регіональним принципом. Значну увагу приділено сучасному стану питання про стратиграфічне розчленування неогену Паратетису. Окремі розділи присвячено історії геологічного розвитку території УРСР в неогеновий час та корисним копалинам, пов'язаним з неогеновими породами.

Розрахована на геологів, що вивчають неогенові відклади України та суміжних територій.

Рецензенти

д-р геол.-мін. наук *І. М. Ямниченко*,
канд. геол.-мін. наук *А. О. Веселов*

С8200

Редакція наук про Землю

ВСТУП

Десятий том серійного видання «Стратиграфія УРСР» присвячено висвітленню питань стратиграфічного розчленування порід неогенової системи, що дуже поширені на території Української РСР. Вони відомі в усіх геологічних регіонах республіки і складають значну частину їх осадового чохла. З неогеновими відкладами пов'язані численні родовища залізної руди, кам'яної солі, сірки, бурого вугілля, будівельних матеріалів та інших корисних копалин.

З проведенням в останні роки комплексних геологічних робіт, якими практично охоплено всю територію УРСР, значно збільшився обсяг фактичних даних про поширення, склад, умови залягання та палеонтологічну характеристику неогенових утворень, а це в свою чергу привело до подальшої деталізації, уточнення і навіть деяких змін у стратиграфічному розчленуванні неогенової товщі території республіки.

Незважаючи на те, що неогенові відклади на Україні вивчають понад століття, в стратиграфії їх є численні спірні питання. Йдеться не про вирішення місцевих непорозумінь, а про кардинальні проблеми неогенової стратиграфії — обсяг неогенової системи, обсяг та хронологічну належність окремих ярусів неогену, синхронізацію регіоярусів, кореляцію морських та континентальних відкладів неогену. Прив'язка регіонального стратиграфічного розчленування до єдиної стратиграфічної шкали ускладнюється неясністю положення таких «класичних» ярусів, як аквітанський, бурдигальський, гельветський і тортонський. Багато складних питань виникає в процесі стратифікації порід пліоценового відділу.

Про положення нижньої межі неогену півдня України існує кілька точок зору (її проводять по покрівлі відкладів сірогозьких, асканійських, горностаївських та чорнобаївських). Більшість дослідників проводять цю межу умовно по покрівлі горностаївської світи (рішення кайнозойської секції Української регіональної міжвідомчої стратиграфічної комісії, м. Дніпропетровськ, 1971 р.). Розв'язання питання про нижню межу неогену на півночі України підпорядковане рішенням Постійної комісії з палеогенових відкладів міжвідомчого стратиграфічного комітету СРСР (1964 р.), згідно з яким межа палеоген — неоген проводиться по підшві полтавської світи. При цьому березька світа датується пізнім олігоценом і виключається із складу полтавської світи.

Дискусійним є питання і про верхню межу неогену. Міжнародний симпозіум з питання про межу $N_2 - Q$ (1972 р.) рекомендував проводити останню у підшві апшеронських відкладів. Автори вважають за найдоцільніше на сучасному етапі вивчення пліоценових відкладів проводити межу неогену — антропогену по підшві чаудинських верств.

Метою даної праці є узагальнення фактичного матеріалу з стратиграфії неогенових відкладів України з урахуванням новітніх досліджень за станом на початок 1974 р.

Стратиграфічну схему неогену платформеної України, наведену у даному томі, складено за матеріалами авторів. Частина її (Український щит

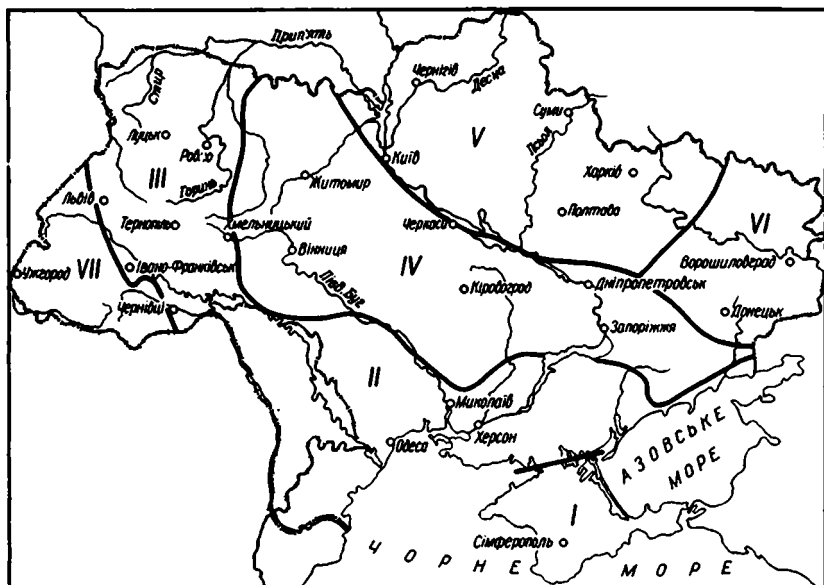


Рис. 1. Схема регіонального поділу території УРСР.

I — Крим; II — Причорноморська западина; III — Волино-Подільська плита; IV — Український щит; V — Дніпровсько-Донецька западина; VI — Донбас; VII — Карпати.

та Донецький басейн) затверджена пленумом Української регіональної міжвідомчої стратиграфічної комісії (березень 1970 р.) і починаючи з 1971 р. використовується в партіях Міністерства геології УРСР при геологічній зйомці. Матеріали окремих частин схеми автори неодноразово доповідали на конференціях та засіданнях, а повністю демонстрували на нараді з стратиграфії неогену Паратетису в м. Братиславі (1973 р.). Вважаємо, що така стратифікація неогену платформеної частини УРСР найбільш відповідає геологічним матеріалам, які існують на 1974 р. (табл. 1 див. між сс. 16—17)*.

Наведені у праці дані викладено за регіонально-стратиграфічним принципом.

Стратиграфія неогену окремих регіонів (рис. 1) висвітлюється залежно від обсягу фактичних даних, а також повноти висвітлення цих матеріалів у геологічній літературі.

Послідовність розміщення регіонів у томі зумовлена ступенем повноти неогенового розрізу того чи іншого регіону, географічним їх положенням та можливістю взаємної кореляції. Саме тому викладення матеріалу починається з Криму, де є майже всі стратиграфічні підрозділи неогену. З неогеном Криму корелюється неоген Причорноморської западини. Далі розглянуто Волино-Подільську плиту, Український щит, Дніпровсько-Донецьку западину та Донецький басейн. Проміжною ланкою між центральним і східним Паратетисом є Карпатський регіон. Стратифікація неогену Передкарпаття та Закарпаття має специфічні риси, які утруднюють кореляцію цих

* 19 березня 1975 р. відбулося пленарне засідання Неогенової комісії МСК СРСР, на якому було переглянуто питання рангу стратиграфічних таксонів. За рішенням комісії міоценовий підрід поділяється на кавказький, сакараульський, кокахурський, тарханський, чокрацький, караганський, конкський, сарматський та неогічний, а пліоценовий — на понтичний, кімерійський та акагилський регіонауси. Детальне висвітлення цього питання наведено у статті Л. О. Невеської та ін. (Известия АН СССР, сер. геол., 2, 1975).

територій між собою та з суміжними регіонами. Цим пояснюється те, що автори не включили Карпатський регіон до загальної стратиграфічної схеми, а наводять лише стратиграфічні схеми неогенових відкладів Закарпаття й Передкарпаття.

Матеріали з історії вивчення неогенових порід України автори вважають за доцільніше дати у відповідних розділах, не розглядаючи їх окремо, що призвело б до повторень та збільшення обсягу монографії.

Проте слід відзначити, що в історії вивчення неогенових відкладів території України виділяються дореволюційний та післяреволюційний періоди. У першому з них (кінець XVIII ст. — 1917 р.) не лише почали вивчати неогенові утворення (маршрутні дослідження В. Ф. Зуєва, І. А. Гюльденштеда, П. С. Палласа), а й закладено основи стратиграфії третинної товщі і неогену зокрема. З цим періодом пов'язані праці видатних геологів — А. Андрже-йовського, Е. Ейхвальда, Г. В. Абіха, І. Ф. Леваковського, Г. Я. Романовського, М. П. Барбота де Марні, П. Я. Армашевського, І. Ф. Синцова, С. А. Конткевича, О. В. Гурова, В. Домгера, М. О. Соколова, М. І. Андрусова, В. Д. Ласкарева, Г. П. Михайловського, О. В. Фааса, К. К. Фохта, М. О. Григоровича-Березовського, М. В. Павлова, В. В. Богачова, О. К. Алексеева, Е. О. Гапонова, В. І. Крокоса, А. М. Криштофовича та ін.

Після Великої Жовтневої соціалістичної революції була значно розширена та докорінно реорганізована геологічна служба, яка розгорнула роботи по детальному вивченню геологічної будови СРСР та створенню ґрунтинної бази для розвитку соціалістичного господарства держави. Це сприяло подальшому вивченню неогенових відкладів. Закладені в попередній час основи стратиграфічного розчленування неогенових відкладів було поглиблено. В цей час фактично створюється науково обґрунтована стратиграфія неогену.

У довоєнні роки (1917—1941) неогенові відклади продовжували вивчати О. П. Павлов, О. К. Алексеев, В. І. Крокос, вивчали Л. Ш. Давіташвілі, Т. П. Хоменко, О. О. Гапеев, Р. Р. Виржиковський, П. О. Двойченко, Т. А. Мангікіан, М. М. Пухтинський, В. Фрідберг, І. Я. Яцко, Н. В. Думитрашко, Л. Г. Каманін, В. С. Слудкевич, Л. Ф. Лунгерсгаузен, Г. В. Закревська, І. А. Лепікаш, В. П. Колесников, Б. П. Жижченко, А. Г. Еберзін, Е. В. Ліверовська, Т. Ю. Лапчик, П. Л. Осауленко, Н. В. Піменова, М. Й. Бурчак-Абрамович, І. Г. Підопличко, К. І. Маков, Г. І. Молякова, О. К. Каптаренко-Черноусова, М. М. Карлов та ін.

Завдяки проведеному великому обсягу бурових, геологозйомочних та розшуково-розвідувальних робіт у післявоєнні роки нагромаджено великий фактичний матеріал, що дало можливість розв'язати багато важливих питань стратиграфії неогену. В цей період було організовано Український регіональний міжвідомчий стратиграфічний комітет, який і тепер керує стратиграфічними дослідженнями на території України та Молдавії.

Великі наукові групи по вивченню палеонтології і стратиграфії неогену території УРСР створено у післявоєнні роки у Києві (Інститут геологічних наук АН УРСР, Київський державний університет), Львові (Інститут геології і геохімії горючих копалин АН УРСР, Львівський державний університет, Український науково-дослідний геологорозвідувальний інститут), Дніпропетровську (Науково-дослідний інститут геології Дніпропетровського державного університету), Харкові (Харківський державний університет). З цим часом пов'язані роботи Б. П. Жижченка, В. П. Колесникова, А. Г. Еберзіна, І. О. Коробкова, О. С. Вялова, Р. Л. Меркліна, М. В. Муратова, Г. І. Моляка, В. Г. Бондарчука, Е. О. Гапонова, В. В. Степанова, О. О. Ханіна, О. О. Борисяка і Е. І. Беляєвої, М. Й. Бурчак-Абрамовича, І. Я. Яцка, П. І. Дорофеева, В. Я. Дідковського, О. А. Сорочан, В. О. Горещького, В. Г. Шеремети, Л. М. Кудрина, М. М. Карлова, О. В. Комарової, В. А. Ананової, О. М. Онищенко, М. Ф. Носовського, А. Г. Насада, Г. В. Пасічного, М. С. Зинов'єва, З. Л. Маймін, В. В. Богачова, Л. С. Пішванової, В. О. Топачевського, А. І. Шевченко та ін.

Тепер питання стратиграфії неогенових відкладів території УРСР вивчають І. М. Барг, Л. С. Білокрис, В. О. Бойко, В. С. Буров, О. С. Вялов, І. В. Венглі́нський, В. О. Горецький, Г. М. Гришкевич, В. Я. Дідковський, Б. П. Жижченко, Л. Б. Ільїна, О. Л. Короткевич, В. Г. Куліченко, Ю. Б. Люльєв, Г. І. Молявко, Л. О. Невеська, М. Ф. Носовський, Н. П. Парамонова, М. І. Петрашкевич, І. М. Ремізов, В. Х. Рошка, Е. Б. Савронь, В. М. Семененко, Н. О. Щокіна, І. Я. Яцко та ін.

Щодо стратиграфії неогену в цілому та стратифікації неогенових відкладів території України зокрема існує багато дискусійних питань, на остаточне розв'язання яких автори ніякою мірою не претендують. У кожному окремому випадку, викладаючи особисті погляди, автори намагалися об'єктивно з'ясувати наявні на сучасному етапі вивчення точки зору, що розходяться з їхніми.

Матеріали з стратиграфії червоно-бурих глин, які вже було опубліковано (Стратиграфія УРСР. Т. XI. Антропоген) у даному томі не наводяться, хоч про них і йдеться у регіональних стратиграфічних схемах.

При написанні монографії використано фактичний матеріал, зокрема великий за обсягом палеонтологічний фонд, зібраний авторами, а також літературні та інші дані.

Авторський колектив праці — це співробітники відділу палеонтології та стратиграфії кайнозойських відкладів Інституту геологічних наук АН УРСР (В. Я. Дідковський, В. Ю. Зосимович, В. Г. Куліченко, В. М. Семененко, З. М. Сатановська), Інституту геології і геохімії горючих копалин АН УРСР (І. В. Венглі́нський), Київського державного університету (Г. І. Молявко, Е. Б. Савронь), Дніпропетровського державного університету (М. Ф. Носовський), Львівського державного університету (В. О. Горецький), Українського науково-дослідного геологорозвідувального інституту Міністерства геології УРСР (В. С. Буров, В. В. Глушко) та Всесоюзного науково-дослідного геологічного нафтового інституту Міністерства геології СРСР (Л. С. Пішванова). Залучення до підготовки та написання тому спеціалістів, які володіють різними методами досліджень і працюють на територіях різних регіонів, безумовно, сприяло всебічному використанню в процесі роботи великого і різноманітного матеріалу з неогену України. Значну технічну допомогу при підготовці рукопису подали співробітники Інституту геологічних наук АН УРСР З. К. Ільїнська та О. В. Кардаш.

КРИМ

Перші згадки про неогенові відклади Криму відомі з середини XIX ст. Їх наведено у працях М. Вернейля (1837), Ж. Гюо (1840) та В. Байлі (1859). Проте перші ґрунтовні дослідження неогену Криму пов'язані з іменем Г. В. Абіха (1865).

Починаючи з 1883 р. неоген цієї території вивчав М. І. Андрусов, який завдяки своїм детальним дослідженням неогенових відкладів Керченського п-ова розробив основи стратиграфії неогенових утворень півдня європейської частини нашої країни і всієї Кримсько-Кавказької області зокрема. Саме цей дослідник виділив і навів фауністичну характеристику таких неогенових стратонів, як тарханський (1886), чокрацький (1884), караганський (1887—спаніодонтелові верстви; 1917) горизонти, поділив на три горизонти (нижній, середній і верхній) сарматський ярус (1889), встановив (юридично) неотичний ярус (1890), детально вивчив і поділив на два під'яруси понтичний ярус (1917) та виділив кімерійський ярус (1907).

З 1889 р. геологічні дослідження на території Криму проводили співробітники Геологічного комітету, які під керівництвом К. К. Фохта склали першу геологічну карту Криму. Зрозуміло, що під час цих робіт було описано й неогенові відклади. З цими дослідженнями пов'язані праці по вивченню викопних решток хребетних з неогенових утворень (Павлова, 1905; Борисяк, 1911).

Детальні і планомірні комплексні геологічні дослідження проводилися у наступний період вивчення стратиграфії Криму (зокрема, неогену), який почався після Великої Жовтневої соціалістичної революції.

Протягом довоєнних років були проведені великомасштабна геологічна зйомка значної частини Кримського п-ова і численні тематичні роботи. Особливо слід відзначити роботи, здійснені О. Д. Архангельським, О. О. Блохіним, В. В. Меннером, С. С. Осиповим та К. Р. Чепіковим (1930) на Керченському п-ові. Протягом 1935—1937 рр. В. В. Колубинською, Г. О. Личагіним і М. В. Муратовим була складена геологічна карта Криму (з пояснювальною запискою), що давала найповніше уявлення про геологічну вивченість Криму на той час. Важливі стратиграфічні дослідження проводили Л. Ш. Давіташвілі (1931а, 1932а, б, 1933, 1937), Б. П. Жищенко (1934а, 1936, 1937), В. П. Колесников (1935, 1939), М. М. Карлов (1937) та А. Г. Еберзін (1929—1931, 1933, 1935). Значний вклад у вивчення стратиграфії неогену Кримського п-ова внесла монографія Б. П. Жижченка, В. П. Колесникова та А. Г. Еберзіна «Неоген СССР» (Стратиграфия СССР. Т. XII, 1940).

Всебічне геологічне вивчення Криму було продовжене після Великої Вітчизняної війни. Повоєнні роки характеризуються новими зйомочними, розшуковими і розвідувальними роботами, що збагатили уявлення про палеонтологічну характеристику, стратиграфію та умови осадконагромадження неогенових відкладів. Такі дані наведені в працях геологів-виробничників П. К. Алейникової, В. М. Олександрової, О. О. Балакіної, Г. О. Личагіна, О. П. Ослоповського, Е. О. Рішес, О. Є. Фесюнова та ін.

Великого розвитку набули науково-тематичні роботи, які проводяться і в наш час.

Палеонтологію неогенових органічних решток, а також стратиграфію неогенових утворень Криму вивчали О. К. Богданович (1947, 1950), В. Я. Дідковський (1962), Л. Б. Ільїна (1972), В. А. Крашенінніков (1959), В. Г. Куліченко (1966, 1969, 1971—1973), З. Л. Маймін (1959), Р. Л. Мерклін (1949), Г. І. Моляко (1948, 1955, 1960), М. В. Муратов (1949, 1954, 1956, 1960, 1964), А. Г. Еберзін (1947, 1951, 1955, 1959, 1962, 1967).

Особливої уваги заслуговує вихід у світ у 1969 р. праці «Геология СССР. Т. VIII. Крым», де зведено останні відомості з стратиграфії Кримського п-ова, і зокрема неогенових відкладів.

На території Кримського п-ова відклади неогенової системи дуже поширені. Суцільним чохлам вони вкривають Степовий Крим, беруть участь у геологічній будові Третього пасма Кримських гір. Найбільш повно вони представлені на Керченському п-ові, де є кілька стратигічних розрізів. Залягають породи неогену, як правило, на відкладах різного віку. Відслонення їх відомі у Степовому Криму, в Третьому пасмі, на Тарханкутському і Керченському п-овах. Літологічний склад неогенових відкладів різноманітний. В основному вони складені морськими фаціями, проте є й континентальні.

Неогенова система представлена на території Криму міоценовим і пліоценовим відділами. В міоцені виділяють нижній, середній та верхній підвідділи. Нижньоміоценові породи входять до складу майкопської товщі. Середньоміоценові утворення поділяють на тарханський, чокрацький, караганський і конкський горизонти, а верхньоміоценові — на сарматський та меотичний яруси. У складі пліоцену виділяють нижній, середній і верхній підвідділи. Нижньопліоценовий підвідділ представлений понтичним ярусом, середньопліоценовий — кімерійським ярусом, верхньопліоценовий — кульницьким і ачкагильським ярусами.

Континентальну товщу складають червоно-бурі глини і вапнякові брекчії (массандрівська світа).

МІОЦЕН

НИЖНІЙ ТА СЕРЕДНІЙ МІОЦЕН

Відклади нижнього міоцену широко розвинуті у Степовому Криму та на Керченському п-ові. Вони представлені безкарбонатними глинами і алевроитами, які давно виділяються у складі порід майкопської товщі. Перший їх опис є у працях М. І. Андрусова (1886) і К. К. Фохта (1893), а питання детального стратиграфічного розчленування розглянуто у працях В. В. Меннера (1933), В. Ф. Козиревої (1948), З. Л. Маймін (1951) та Л. М. Голубничої (1958, 1969).

Усі автори підкреслюють літологічну схожість та спільність палеонтологічної характеристики товщі майкопських відкладів Криму з одноіменними відкладами Північного Кавказу, оскільки ці товщі — утворення єдиного морського басейну, що існував у південній частині СРСР від Криму до Аральського моря. Тому деталізація стратиграфії нижньоміоценових відкладів південної частини України значною мірою залежить від ступеня вивченості цих відкладів не лише на території Криму, а й в інших частинах великого майкопського басейну Кримсько-Кавказької області.

Як відомо, у складі майкопської товщі Криму виділяють нижньо-, середньо- та верхньомайкопські відклади.

Олігоценний вік нижньомайкопської товщі і ранньоміоценовий вік верхнього майкопу сумнівів не викликають. В той же час про широко розвинуті в Криму відклади середнього майкопу існують різні погляди щодо їх віку і відповідно положення межі між олігocenом і міоценом, проведення якої значно утруднене. У зв'язку з цим розглянемо стратиграфічне положен-

ня лише середнього майкопу і верхньомайкопські відклади Криму, міоценовий вік яких ніколи не викликав сумнівів.

Середній майкоп. Відклади середнього майкопу палеонтологічно охарактеризовано слабо і згідно з місцевою стратифікацією, що ґрунтується головним чином на літологічних ознаках, поділено в Криму на нижньо- та верхньокерлеутський горизонти. Дослідження, проведені протягом останнього часу в Криму та Північному Причорномор'ї, значно розширили дані про їх палеонтологічну характеристику і стратиграфічне розчленування.

Так, завдяки знахідці у свердловинах Нижньосірогозького р-ну Херсонської обл. солонуватоводної фауни молюсків, які характеризують сірогозькі верстви (Носовський, 1960, 1962), та виділенню асканійських верств (Веселов, Носовський, 1962), що містять поряд з *Cardium abundas* сфероїдинобий комплекс форамініфер (Краєва, 1960), вперше намічена кореляція зазначених верств Північного Причорномор'я з середньомайкопськими відкладами Криму (Носовський, Савенко, 1963), а саме: сірогозьких верств з нижнім керлеутом, асканійських — з верхнім керлеутом. Проте в цій кореляції необхідні деякі уточнення.

Сірогозькі верстви Північного Причорномор'я і відповідно нижньокерлеутські відклади Криму майже всі дослідники відносять до олігоцену. Однак у трактуванні олігоценового віку цих відкладів є певні відмінності. Одні дослідники відносять сірогозькі верстви і нижньокерлеутський горизонт Криму до середнього олігоцену, а асканійські верстви, що залягають вище, — до пізнього олігоцену. Інші автори в сірогозьких верствах та остракодовому пласті вбачають вікові аналоги солонуватоводних відкладів Майнського басейну, де останні належать до хатського ярусу пізнього олігоцену (Жижченко, 1964; Nossovskiy, 1964; Шеремета, 1969). Аналіз ендемічної фауни сірогозьких верств не може дати відповіді на питання про вік цих відкладів у межах олігоцену.

Оскільки палеогенові утворення у даному томі не розглядатимуться, характеристику майкопських відкладів Криму буде наведено починаючи з верхньокерлеутських осадків, стратиграфічне положення яких в олігоцені—міоцені все ще спірне.

Верхньокерлеутські відклади поширені на території південно-західної рівнини Керченського п-ова та на значній частині Степового Криму. Вони відомі в Індольському прогині, на Тарханкутському п-ові, в Джанкойському р-ні та Сиваському прогині, проте повсюдно перекриті потужним чохлом молодших відкладів кайнозою. Лише на Керченському п-ові верхньокерлеутські відклади виходять на поверхню між мисом Чауда та м. Феодосією, а також відслонюються у склепінні Мошкаревської і Войковської антикліналей.

В основному це сірі з зеленуватим відтінком та бурі безкарбонатні глини з проверстками пісків і алевритів. Останні приурочені до верхньої частини верхньокерлеутського горизонту, який саме цим і відрізняється від розрізів нижнього керлеуту.

Максимальна потужність верхньокерлеутських відкладів у Степовому Криму досягає 380 м, а на Керченському п-ові інколи перевищує 1000 м.

На відміну від нижньокерлеутських відкладів, які, за винятком скелетних решток риб, не містять ніякої фауни, породи верхнього керлеуту характеризуються фауною форамініфер, молюсків і остракод. Це вказує на різку зміну біономічних умов майкопського морського басейну в пізньокерлеутський час, а також свідчить про зміну на цій межі умов седиментації і коливних тектонічних рухів, які виражені прихованими тектонічними незгідностями, на що звернув увагу Я. Є. Пашенко (1960).

Верхньокерлеутські відклади палеонтологічно вивчалися досить детально в Сиваському прогині. З цієї метою на Чонгарському п-ові було пробурено дві опорні свердловини (692 і 697). Їх розрізи доповнили існуючі дані про палеонтологічну характеристику верхнього керлеуту і дали можливість уточнити кореляцію цих відкладів з одновіковими майкопськими

утвореннями Північного Причорномор'я. У цих свердловинах, як і в інших розрізах Степового Криму, верхньокерлеутські відклади підстеляються глинистими породами нижнього керлеуту, а зверху перекриті відкладами батисфінового горизонту — віковими аналогами ольгинської світи Передкавказзя.

У св. 692 потужність верхньокерлеутських відкладів 377 м (гл. 306—683 м), з них 83 м (гл. 600—683 м) — це глинисті відклади зони *Spiroplectammina terekensis*, які відповідають асканійським верствам Борисфенської затоки. Піщано-алевритові відклади з кременистою мікрофауною та форамініферами ноніонідового комплексу потужністю 294 м (гл. 306—600 м), що перекривають глинисті осадки, відповідають горностаївським верствам більш північних районів УРСР. Верхня межа цих верств виявлена св. 692 на глибині 299 м.

Одновіковість нижньої третини розрізу верхнього керлеуту Криму та асканійських верств Борисфенської затоки підтверджується ідентичними комплексами бентосних форамініфер, виявленими у зазначених вище відкладах обох районів. За дослідженнями Є. Я. Краєвої (1960, 1966) в Північному Причорномор'ї та за визначенням Л. М. Голубничої (1966) у Степовому Криму, у цих відкладах виявлено *Sphaeroidina variabilis* Reuss., *Spiroplectammina terekensis* Bogd., *Pseudoparella caucasica* Bogd., *Melonis dosularensis* Chal., *Uvigerinella californica* Cushman., *Virgulina schreibersiana* Cz., *Globulina gibba* Orb., *Caucasina schischkinskye* (Samol.) тощо. З конхіолофауни знайдено *Cardium abundans* L. i v. та ссупутний йому комплекс інших молюсків поганої збереженості (*Nucula* sp., *Nuculana* sp., *Simulipecten hauchecornei* (Koenig.), *Cyrtodaria angusta parva* Streuer, *Dentalium* sp.).

Вище по розрізу залягають породи більш алевритові, які закінчуються в покрівлі пачкою пісків потужністю 18—20 м. Ця потужна піщано-алевритова товща складає основну частину розрізу верхнього керлеуту Степового Криму. На суміжній території Північного Причорномор'я така саме товща виділяють під назвою горностаївської світи (Носовський, Пасечний, 1965). У Степовому Криму ці породи містять рештки кременевої мікрофауни і флори, найбільш численної у середній частині верхньокерлеутського розрізу, де, як правило, трапляються піритизовані рештки різноманітних радіоларій, спікул губок та діатомових водоростей (гл. 521—585 м). Поряд з губками і радіоларіями нерідко трапляються голки морських їжаків, які частіше зустрічаються у верхній половині верхньокерлеутського розрізу Степового Криму.

Знахідки форамініфер у товщі, що залягає вище від глини з *Spiroplectammina terekensis*, відносно рідкісні, особливо у нижній частині алевритової товщі, яка включає піритизовані ядра черепашок, що визначені лише до роду (*Caucasina*, *Saccamina*, *Quinqueloculina* та ін.). Вище по розрізу трапляються бентосні форамініфери разом з рештками морських їжаків. Ця асоціація в Північному Причорномор'ї відома під назвою «ноніонідовий комплекс» (Краєва та ін., 1966). У Криму, за визначеннями Л. М. Голубничої, є *Porosonion dendriticus* Chal., *Nonion granosus* Orb., *Elphidium onerosum* Bogd., *Globulina gibba* Orb., *Uvigerinella californica* Cushman., *Cibicides oligocenicus* Samol., *Spiroplectammina caucasica* Dja. n.

У покрівлі породи верхнього керлеуту складені пісками, що містять лише поодинокі рештки форамініфер, радіоларій та спікул губок. За визначенням Л. М. Голубничої, саме до цих пісків у Степовому Криму (св. 707 Чонгарської площі та св. 3 Передової площі) приурочені *Spiroplectammina caucasica* Dja. n., *Bolivina* aff. *goudkoffi* Rankin., *Sphaeroidina variabilis* Reuss., характерні для верхнього керлеуту.

Таким чином, у вертикальному розрізі майкопських відкладів, які лежать вище від нижнього керлеуту та його вікових аналогів у Причорномор'ї — сірогозьких верств, розрізняють фауністичні комплекси, приурочені до певних стратиграфічних рівнів.

Перший (знизу вгору) — комплекс з *Sphaeroidina variabilis* — *Spiroplectammina terekensis* (або відповідно асканійський комплекс Північного Причорномор'я), приурочений до нижньої третини верхнього керлеуту. Він відзначається поширенням бентосних форамініфер, серед яких найхарактернішими є *Sphaeroidina variabilis* Reuss., *Spiroplectammina terekensis* Bogd., *Melonis dosularenis* (Chal.), *Uvigerinella californica* Cushman. У деяких структурних свердловинах Керченського п-ова та Степового Криму поряд із зазначеними вище видами форамініфер зустрічаються черепашки *Haplophragmoides kjurendagensis kerleuticus* Koz. Це — важливий маркуючий горизонт, що дає підставу встановити одновіковість асканійських верств Північного Причорномор'я та нижньої частини верхнього керлеуту Степового Криму.

Другий — комплекс з кременистими мікроорганізмами — спікулами кременистих губок, радіоляріями і діатомеями. Іноді трапляються піритизовані рештки форамініфер, що визначаються лише до роду (*Caucasina*, *Saccammina*, *Cibicides*). Кременисті організми інколи супроводяться рештками морських їжаків.

Далі йде третій мікрофауністичний комплекс з *Porosonion dendriticus*, *Cibicides ornatus*, приурочений до верхньої, найбільш пішаної частини верхньокерлеутського розрізу. В Північному Причорномор'ї він відповідає «ноніонідовому комплексу» Є. Я. Краєвої (1966) і характеризується в обох районах форамініферами *Porosonion dendriticus* Chal., *Elphidium onerosum* Bogd., *Cibicides ornatus* Bogd. Тут ще трапляються мікроорганізми з кременистим скелетом.

Наведені вище дані свідчать про те, що думка про часткове опріснення горностаївського басейну на кінець його існування і відповідно верхньокерлеутського моря Криму палеонтологічно не підтверджується.

Необхідно відзначити, що чисельність кременистої мікрофауни, яка трапляється, починаючи з середньої частини верхнього керлеуту Криму, може мати важливе кореляційне значення при порівнянні кримського розрізу з частиною розрізу тих майкопських відкладів Західного і Східного Передкавказзя, які також характеризуються кременистими мікроорганізмами (Богданович, 1960). Привертає увагу приуроченість зони мікроорганізмів з кременистим скелетом до верхньоворотинських відкладів Передкарпатського прогину (Субботина, 1960; Вялов, 1965). На жаль, використання цих організмів для стратиграфічної кореляції утруднене недостатньою їх вивченістю.

Серед інших груп органічних решток, відомих з верхньокерлеутських відкладів Степового Криму, слід згадати спори і пилок, вивчені Н. О. Щокіною (1970). Вони найбільш схожі з хат-аквітанськими спорово-пилковими комплексами Центральної Європи.

Незважаючи на істотне уточнення фауністичної характеристики, простежити всередині верхньокерлеутських відкладів Криму чітку межу між верствами, що відповідають асканійським та горностаївським відкладам Північного Причорномор'я, надзвичайно важко. Звідси виникає складність встановлення межі між олігоценом і міоценом, яка губиться в односмантній верхньокерлеутській товщі (якщо асканійські верстви датувати олігоценом, а горностаївські — раннім міоценом).

Оскільки ранньоміоценовий вік горностаївських відкладів Північного Причорномор'я і відповідно більшої частини верхньокерлеутських відкладів Криму особливих сумнівів не викликає, нижню межу міоцену слід проводити в підшві верхнього керлеуту. Проте до остаточного розв'язання цього питання в інших районах Кримсько-Кавказької області названу межу на території Криму цілком умовно проводять в середній частині верхнього керлеуту.

Верхній майкоп. Верхньомайкопські відклади Криму поділяють на батисифоновий та корольовський горизонти. Вони згідно залягають на верхньому керлеуті та вквнено зіставляються з відкладами ольгинської

і рітцевської світ Північного Кавказу, міоценовий вік яких ніколи не викликав сумнівів.

Батисифоновий горизонт виділяється за наявністю характерної полігалиної фауни форамініфер, за якою Л. М. Голубничка розрізняє в цих відкладах кілька мікропалеонтологічних зон, що спостерігаються на Керченському п-ові.

За літологічним складом це звичайно безкарбонатні глини оливкового та темно-сірого кольорів, слабопіскуваті в середній частині товщі та з проверстками сидеритів у верхній половині розрізу.

Загальна потужність відкладів досягає на Керченському п-ові 1200 м, але в напрямку до Степового Криму вона помітно зменшується. У Степовому

Таблиця 2
Розподіл форамініфер у відкладах батисифонового горизонту Керченського п-ва

Мікрофауністична зона	Склад мікрофауни		Потужність, м
Проміжна	Паличкоподібні утворення		150—200
Вапняковистих форамініфер		<i>Neobulimina elongata</i> , <i>Virgulina schreibersiana</i> та ін.	100—200
Проміжна			100
Cyclammina		<i>Cyclammina</i> , <i>Haplophragmoides</i>	25—170
Проміжна			100
<i>Haplophragmoides periferocavatus</i>		<i>Haplophragmoides periferocavatus</i> , <i>Trachammina depressa</i> та ін.	450—500

Криму ці відклади поширені в Індольській западині, а також в Каркінітському і Сиваському відгалуженнях Причорноморської западини. Потужність відкладів батисифонового горизонту в свердловинах на Чонгарському п-ові становить 52—55 м.

По всьому розрізу часто трапляються паличкоподібні утворення, що нагадують рештки форамініфер з роду *Bathysiphon* *. Вони й послужили підставою для надання не зовсім вдалої назви «батисифоновий горизонт».

В описуваних відкладах відомі також рештки морських їжаків, діатомових водоростей і форамініфер.

Розподіл форамініфер по розрізу Керченського п-ова, де вони зустрічаються у великій кількості, найдетальніше вивчений В. Ф. Козиреву та Л. М. Голубничою (табл. 2).

Отже, тут встановлено кілька форамініферових комплексів. Серед них можна згадати верстви з *Haplophragmoides periferocavatus* S u b b.**, які включають асоціацію піщаних і вапнякових форамініфер, що визначають нижню межу цього горизонту, далі верстви з *Cyclammina*, що містять досить багатий комплекс форамініфер, в тому числі *Haplophragmoides rotundidorsatus* (H a n t k.), та верстви з вапняковистими форамініферами, серед яких можна назвати *Neobulimina elongata* (O r b.), *Virgulina schreibersiana* C z., *Nonion praeius* S u b b. та ін.

* На думку Л. М. Голубничої (усне повідомлення), ці утворення за своєю систематичною належністю відносяться до іншої групи організмів і не є батисифонами.

** О. К. Богданович вважає, що ці деформовані черепашки форамініфер не мають чіткої систематичної належності.

Для цих фауністичних комплексів досить характерна наявність таких видів форамініфер, як *Neobulimina elongata* (O r b.), *Bulimina tumidula* B o g d., *Aplophragmoides rotundidorsatus* (H a n t k.) та *Trochammina depressa* S u b b. Вони дають підставу для зіставлення відкладів батисифонового горизонту Криму з ольгинською світою Центрального Передкавказзя та її віковими аналогами більш північних районів — верствами з *Neobulimina elongata* і *Cibicides stauropolenis* (Богданович, 1965).

Оскільки зіставлення ольгинської світи Північного Кавказу з сакараульським горизонтсом Грузії, що має бурдигальський вік, однотайно прийняте всіма дослідниками, можна припустити, що і описані вище відклади Криму відповідають бурдигалу. На жаль, молюски у батисифоновому горизонті не відомі, але в глинах його знайдено спори і пилок, які характеризуються переважанням помірно-широколистих форм за участю пилку трав'янистих рослин та спор папоротеподібних з родин Polypodiaceae, Schizaceae, Osmundaceae (Козяр, 1960). В близьких до Степового Криму районах Північного Причорномор'я вікові аналоги батисифонового горизонту виділяються під назвою чорнобаївської світи (Носовський, Пасечний, 1965).

Корольовський горизонт вперше виділений В. Ф. Козиревою на Керченському п-ові біля с. Корольова.

Ці відклади являють собою верхню частину майкопської товщі Криму, широко розвинуту на Керченському п-ові. У Степовому Криму вони відомі в Індольській западині та в сивасько-каркінітській частині Причорномор'я. Складені ці відклади тонковерстуватими безкарбонатними глинами сірого і темно-сірого кольорів, як правило, алевроитовими у верхній частині розрізу. Перехід між корольовськими і батисифоновими відкладами поступовий. Серед порід корольовського горизонту часто трапляються дрібні стягіння піриту (Пашенко, 1960).

Потужність цих відкладів досягає на Керченському п-ові 700 м, а в Степовому Криму зменшується до 10 м; місцями, внаслідок середньоміоценових розливів, вони зникають цілком. Так, відклади корольовського горизонту розмиті у західній частині південно-західної рівнини Керченського п-ова, на Євпаторійсько-Сімферопольському піднятті та в інших районах.

Бідність на органічні рештки, з яких іноді є лише поодинокі черепашки *Saccammina zuratahensis* B o g d. (Голубнича, 1969), становить характерну особливість цих відкладів як результат утворення їх за умов морського басейну з пониженою солоністю. Це характерне також і для відкладів рітцевської світи Центрального Передкавказзя.

Крім зазначених форамініфер, на Вулканівській антикліналі Керченського п-ова, на захід від с. Марфівки, у відкладах корольовського горизонту знайдено рештки діатомових водоростей та луска риб.

Вірогідно, що діатоміти, виявлені у свердловинах на північному узбережжі Каркінітської затоки (Носовський, 1970), є також віковими аналогами корольовського горизонту Криму, а в Борисфенській затоці їм відповідають відклади маяківської світи, представлені пісками із збідненим і нехарактерним комплексом дрібних форамініфер. Проте аналогічний комплекс мікрофауни є і на території Криму в Альмінській западині, в опорній свердловині біля с. Кочергіного (Барг, Носовський, Пішванова, 1972).

Нагромадженням порід корольовського горизонту в Криму закінчився великий седиментаційний цикл утворення глинистих порід майкопської товщі.

Зіставляючи корольовський горизонт з рітцевською світою Передкавказзя і відповідно з коцахурським горизонтом Грузії, ці відклади Криму можна віднести до гелетського ярусу європейської «класичної» шкали неогену, який звичайно розглядається як початок середнього міоцену. На жаль, питання про межу нижнього і середнього міоцену однозначно не розв'язане ще й досі. Частково це пов'язано з тим, що при визначенні верхньої межі нижнього міоцену виникають труднощі із зіставленням місцевої

схеми поділу міоцену Чорноморсько-Каспійської області з ярусною шкалою міоцену Західної Європи. Таке положення, як показав V Міжнародний конгрес по середземноморському неогену (1971), ускладнюється частим перегином обсягу нижнього міоцену в класичних розрізах Західної Європи. Тому і в стратиграфічній схемі міоценових відкладів півдня СРСР одні дослідники починають середній міоцен з відкладів гелльєтського ярусу, представленого на Кавказі верхами майкопської товщі, а інші початком середнього міоцену вважають тарханський горизонт.

СЕРЕДНІЙ МІОЦЕН

Тарханський горизонт. Вперше верстви з *Pseudamussium denudatum* (= *Pecten denudatum* Reuss) відкрив М. І. Андрусов (1886), який знайшов на азовському узбережжі Керченського п-ова валуни з рештками цих молюсків. Дещо пізніше він же (Андрусов, 1889) знайшов червоний мергель з *Pseudamussium denudatum* у корінному заляганні на місі Тархан та в урочищі Малий Комишляк.

У подальших дослідженнях Андрусов неодноразово повертався до питання про стратиграфічне положення й фауну верств з *Pseudamussium denudatum*, але назву «тарханський горизонт» для цих відкладів застосував значно пізніше (Андрусов, 1918).

Стратотип тарханського горизонту автор не визначив. Проте, виходячи з такої назви та з неодноразових посилань на поширення верств з *Pseudamussium denudatum* на західному боці мису Тархан, саме цей розріз можна вважати стратотиповим. Тепер це відслонення внаслідок зсувних процесів дуже зруйноване, а тому як неостратотип тарханського горизонту пропонується розріз на узбережжі Азовського моря дещо на схід від мису Тархан в урочищі Малий Комишляк (Носовський, Барг, Пішванова, 1973). Як і розріз на місі Тархан, він знаходиться на північному крилі Чокрацько-Тарханської антикліналі. Згорн вниз відслонюються:

1. Чокрацький горизонт. Вапняки детритові. Залягають з переривом на спіріалісових глинах. У вапняках спостерігається багато черепашок молюсків *Loripes dentatus* Bast., *Chama louta* David., *Erilia pusilla praepodolica* Andrus., *Corpula gibba curta* Loc., *Gibbula tshokrakensis* (Andrus.) та ін. Потужність 15 м. Юраківські верстви (спіріалісові глини). Глини сірі, карбонатні, з рештками тонкостулчастих черепашок молюсків *Leda subfragilis* Hogn., *Musculus conditus* Mayer, *Abra parabilis* Zhizh., *Cultellus papiraceus* Reuss, *Spiratella tarchanensis* Kittl. та форамініфер *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Forilus boueanus* (Orb.) та ін. Потужність 95 м.
3. Тарханські верстви s. str. (верстви з *Pseudamussium denudatum*). Мергели темно-сірі, щільні, з рештками черепашок молюсків *Nucula placentina* Lamk., *Pseudamussium denudatum* (Reuss), *Ostrea cochlear* (Poli); форамініфер (визначення Л. С. Пішванової) *Globulina gibba* Orb., *Globorotalia obesa* Bolli, *G. opima continua* Blow, *Planorotalia minutissima* (Bolli), *Globorotaloides suteri* Bolli, *Globigerina praebuloides* Blow, *G. praebuloides leroi* Blow et Banner, *G. tarchanensis* Subb. et Chutz., *G. officinalis* Subb. et Chutz., *Globigerinoides quadrilobatus* Banner et Blow, *Globoquadrina larmei* Aker, *Streblus beccarii* (L.), *Caucasina buliminoides* Bogd., *C. tenebricosa* Pischw., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz.; остракод (визначення Г. Ф. Шнейдер) *Pseudocytheridea tarchanensis* Schneid., *Cytheridea mueli* (Münst.), *Loxococoncha carinata* Lnk., моховаток (визначення В. О. Бойко) *Puellina* (*Cribrolaria*) *radiata* Moll., *Ceriodora* sp. Потужність 0,2 м.
4. Комишляцькі верстви. Глини подібні до майкопських, сланцюваті, темного кольору, безкарбонатні, подекуди з рештками форамініфер *Saccamina zuramakensis* Bogd., *S. ovalis* (Subb.), *Hyperammina* sp., *Discorbis* sp., *Cidicoides cf. borislavensis* Ais., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Globigerina praebuloides* Blow, *C. tarchanensis* Subb. et Chutz., *Globorotalia scitula praescitula* Blow, *G. opima continua* Blow, *Planorotalia minutissima* Bolli, *Globigerinoides altiapertura* Bolli та ін. Потужність 3,7 м.
5. Майкопська товща. Глини темно-сірі, містять луску риб та рештки зубів акул. Видима потужність над врізом води 12 м.

У наведеному розрізі тарханський горизонт розглядається в обсязі комишляцьких, тарханських s. str. і юраківських верств (верстви 2—4).

[illegible]

	БОРИСЛАВСЬКО-ПОКУТСЬКА ЗОНА		САМБІРСЬКА ЗОНА		БІЛЬЧЕ-ВОЛИЦЬКА (ЗОВНІШНЯ) ЗОНА		
	ЛІТОСТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА	БІОСТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА	ЛІТОСТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА	БІОСТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА	ЛІТОСТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА	БІОСТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА	
САРМАТ			Дашавська світа - глини і алевроліти з проверстками піско- виків. До 150 м	Верстви з <i>Cibicides badenensis</i>	Дашавська світа - піщано- глиниста товща. До 4500 м	Верстви з <i>Quinquelocu- lina reussi</i>	
ТОРТОН	Глини, алевроліти, піско- вики, грабеліти, лімзочки бугілля. До 180 м	Абра refle- ха, <i>Cerithium mitra- le</i> та ін., краби, фо- рамініфери, люстя рослин	Косівська світа	Пруцькі верстви- піщано-глиниста товща. До 200 м Вербоовецькі вер- стви-глини з про- верстками піско- виків і туфів. До 20 м	Верстви з бупімінами і аглютинованими форамініферами Верстви з <i>Globigerina bulloides</i> і <i>Spiralis</i> (<i>Nu- cula nucleus</i>, <i>Corbula gibba</i>) Радіопарієвий горизонт	Пістинь- ські конгломерати Ковалівські верстви - пісковики і гли- ни з проверстками бугілля. До 300 м Коломиїські верстви - глини з проверстками пісковиків Пруцькі верстви - глини, алевроліти і пісковики. До 700 м Вербоовецькі верстви - глини з проверстками пісковиків і туфів. До 200 м	Верстви з <i>Cibicides badenensis</i> і <i>Cardium inopinum</i> Верстви з <i>Strebilus galicianus</i> Верстви з <i>Cassidu- lina crista</i> Верстви з бупіміна- ми і аглютинованими форамініферами Верстви з <i>Globigerina bulloides</i> і <i>Spiralis</i> Радіопарієвий горизонт
			Тираська світа - гіпси і ан- гідриди з проверстками глин. До 20 м	Плодинокі <i>Quinqueloculina akperiana</i>, <i>Bulimina elon- gata</i>, <i>Spiralis</i>	Тираська світа - гіпси, ангідриди, сілі з проверстками глин. 20-40 м, іноді до 200 м	Плодинокі <i>Quinquelocu- lina akperiana</i>	
			Богородчанська світа - мергелі і глини з про- верстками пісковиків і туфів. До 250 м	Верстви з <i>Candorbullina universa</i> і <i>Pseudamussium corneum denudatum</i>	Богородчанська світа - глини, мергелі, туфи. До 100 м	Верстви з <i>Candorbullina universa</i> і <i>Pseudamussium corneum denudatum</i>	
			Добромилсько-радицькі конгломерати	Верстви з <i>Quinquelocu- lina distorta</i>, <i>Globigerina bollii</i>			
БУРДІГАЛГЕЛЬВЕТ			Балицька світа - піщано-глиниста товща. До 1600 м				
			Ланчинська світа - соленасні гли- ни і пісковики. До 500 м				
	Стебницька світа - строкатаколірні глини і пісковики. 700-1000 м	<i>Siphonina reticulata</i>, <i>Uvigerina</i>	Саджавські пісковики	<i>Siphonina reticulata</i>, <i>Uvi- gerina bononiensis</i>, <i>Globo- quadrina desniscens</i>, <i>Flo- rilus baueanus</i>			
ХАТ(?) - А К В І Т А Н	Верхньоборотищенська підсвіта - соленасні гли- ни з проверстками пісковиків. 700-1000 м	Доброутівська підсвіта - флі- шова товща. До 700 м	<i>Rhabdammina exilis</i>, <i>Glomospira charoides</i>, <i>Spiroplectam- mina</i> aff. <i>specabilis</i>	Евонидес умбанант- маїб			
	Загарські кон- гломерати і граве- літи. 400-600 м	Слобідські кон- гломерати з проверстками соленасних глин і сілі. До 1700 м	Уламки спіху гудок		Доброутівська підсвіта - піщано- глиниста товща. Понад 200 м?		
	Нижньоборотищенська підсвіта - соленасні глини з проверстками пісковиків та лімзами гіпсу і сілі.		<i>Globigerina pseudoedita</i>, <i>Globorotalia brevispira</i>, <i>Chilo- gumbellina suben- sis</i>, <i>Cassigerinella globolocula</i>				
	Полянницька світа - флішова товща. Внизу місцями кон- гломерати. До 800 м	До 800-1000 м					

Поряд з планктонними форамініферами в тарханських мергелях (верстви з *Pseudamussium denudatum*) та юраківських відкладах (спіріалісові глини) А. С. Григорович знайшла рештки коколітофорид, які належать зоні *Helicopontosphaera ampliapertura*, що, за даними Мартіні та Ворслева (1970), характеризує мікропалеонтологічну зону гельвету Віденського басейну — *Globigerinatarella insueta*.

Ці дані важливі не лише для кореляції, а й як доказ тарханського віку спіріалісових глин (юраківських верств) Керченського п-ова. Висновок про те, що спіріалісові глини слід відносити до тарханського горизонту, не новий; він підтверджується результатами вивчення молюсків цього району (Мерклин, 1950). Крім того, на можливість об'єднання спіріалісових глин з тарханським горизонтом вказують Б. П. Жижченко (1934, 1967, 1971), В. А. Крашенінников (1959), О. К. Богданович (1965), М. А. М'ясников (1934) та ін. Існують, однак, й інші думки, а саме: що спіріалісові глини є нижньою частиною чокрацького горизонту (Буряк, 1965; Багдасарян, 1965, 1970).

Тарханські відклади на Керченському п-ові виявлені багатьма свердловинами. Вони простежуються вздовж Парпацького гребеня. Мікропалеонтологічна характеристика їх наводиться у працях О. К. Богдановича (1947, 1959), В. А. Крашенінникова (1959) та В. Я. Дідковського (1962).

На решті території Криму, за межами Керченського п-ова, тарханські відклади знайдено в Індольському прогині (Муратов, 1960). Ще з тридцятих років ХХ ст. на місці Фіолент були відомі устричники, складені масивними стулками *Crassostrea gryphoides* Schloth. Їх, подібно до томаківських верств південного схилу Українського щита, розглядають як мілководні прибережні відклади тарханського горизонту (Жижченко, 1940).

Чокрацький горизонт вперше встановив М. І. Андрусов поблизу Чокрацького озера в Криму.

Відклади горизонту поширені на описуваній території значно більше, ніж тарханські. Вузька смуга їх простежується вздовж північного схилу Третього пасма Кримських гір, далі на схід їх виявлено на Керченському і Таманському п-овах. Крайнім західним пунктом, де відомий чокрак, є мис Фіолент.

Залігають відклади чокрацького горизонту на підстелюючих породах, як правило, трансгресивно, з слідами розмиву. Лише на крайньому сході і південному заході Керченського п-ова, як вказувалося вище, чокрацькі породи поступово переходять у підстелюючі осадки. Частіше вони залігають на породах майкопської товщі. У Гірському Криму відомі на породах еоценного, крейдового та юрського віку, у Степовому Криму залігають трансгресивно на майкопських породах, і лише на території Індольського прогину переважають відклади тарханського горизонту.

Породи, що перекривають чокрацькі утворення, найчастіше залігають трансгресивно. Однак місцями чокрацькі глини цілком поступово змінюються караганськими.

Чокрацький горизонт складений теригениними і карбонатними породами. Для нього характерна несталість літологічного складу як у вертикальному, так і горизонтальному напрямках. За даними М. І. Андрусова (1896), О. Д. Архангельського (1927) та інших, у товщі чокрацьких відкладів Керченського п-ова можна виділити три типи порід. Перший — це в основному черепашкові і детритусові, іноді напівкристалічні вапняки, інколи піскуваті чи глинисті. Тут трапляються гальки і необкатані уламки мергелів і вапняків чокрацького віку. Другий — вапняки з великими скупченнями моховаток, серпуд, зустрічаються строматоліти. Третій — товща вапнякових глин з проверстками мергелів і вапняків.

Перші два типи характерні для західної частини півострова, породи третього типу складають товщу чокаку на його сході.

На південному заході Криму чокрацькі відклади представлені чистими кварцовими пісками, які на заході змінюються піскувато-вапняковими

черепашковими конгломератами, а вгору по розрізу — косоверстуватими піскуватими черепашниками.

На північних схилах Третього пасма чокрацької утворення складені строматолітовими вапняками, мергелями, пісками і пісковиками. У східному напрямку в розрізі чокраку з'являються вапняковисті та піскуваті глини.

На території Степового Криму чокрацький горизонт представлений малопотужною пачкою пісків і вапняків.

Потужність відкладів чокрацького горизонту в Криму зростає в східному напрямку від 0,4 м у Центральному Криму до більш ніж 100 м на сході Керченського п-ова.

Чокрацькі породи характеризуються сталою фауною молюсків: *Chlamys domgeri derbentica* Grig.-Beres., *Ostrea digitalina caucasica* Zhizh., *O. gingensis* Schloth., *Pitar rudis taurica* (Andrus.) Zhizh., *Gibbula tschokrakensis* Andrus., *Cerithium cattleyae* Bailey, *Bittium digitatum* Zhizh., *Nassa miocenica-obliqua* Schwets для Гірського Криму.

На Керченському п-ові у цих відкладах відомі *Leda fragilis* Chern., *Cardium andrussovi* Sok., *Ervilia praeopodolica* Andrus., *Cerithium cattleyae* Bailey, *Nassa restitutiana* Font. і багато ін. На поверхні моховаткових утворень виявлено представників родів *Arca*, *Chama*, *Modiolus*, *Pteria*, *Balanus*.

Мікрофауністичну характеристику чокрацьких відкладів визначив О. К. Богданович: *Quinqueloculina akneriana media* Gerck., *Q. akneriana longa* Gerck., *Q. ex gr. sellinae* (Karr.), *Q. sp.*, *Sigmoilina tschokrakensis* Gerck., *Articulina tschokrakensis* Bogd., *Elphidium* aff. *atschiensis* Sus., *Nonion* sp.

З остракод відомі *Trachyleberis dromas* (Schm.), *T. tschokrakensis* (Schm.), *Loxococoncha alata* Schm., *Cytherura filicata* Schm.

Караганський горизонт. Породи караганського горизонту на території Криму широко розвинуті і простежуються від Тарханкутського п-ова на заході до Керченського на сході. У Гірському Криму караганські відклади беруть участь у геологічній будові Третього пасма.

Залягають відклади караганського горизонту на підстелюючих породах як згідно (східна частина Керченського п-ова), так і різко трансгресивно (Трете пасмо) на породах чокраку, олігоцену, еоцену і навіть барему.

Літологічний склад відкладів різноманітний. Вони представлені теригенними та карбонатними породами. На Тарханкутському п-ові караганські відклади невіддільні від конкських. Складені вони глинисто-мергельною товщею, яка вгору по розрізу переходить у оолітові вапняки з *Spaniodontella gentilis* та черепашники з *Ervilia*; на півдні вапняки тріщинуваті.

В районі м. Севастополя караганський горизонт складається з вапняків з численною фауною молюсків в низах розрізу: *Spaniodontella gentilis* Eichw., *S. umbonata* (Andrus.) Ossipov, *S. opistodon* Andrus., *S. squamitigera* Andrus., *S. andrussovi* Toulou, *Mohrensternia grandis* Andrus., *Scala reticulata* Bailey, *S. romanowskii* Stuck., *Lymnaea* sp., *Planorbis cornu-copia* Bailey, *P. obosus* Bailey, *Buliminus charmani* Bailey, *Helix duboisii* Bailey. У верхах розрізу зрідка трапляються *Spaniodontella* та дрібні *Ervilia*.

В районі Третього пасма караганський горизонт представлений пісками, вапняковими пісковиками, вапняками, черепашниками і глинами, зустрічаються проверстки та лінзи конгломератів.

На території Східного Криму караганський горизонт складають піскуваті вапняки, черепашники і вапнякові пісковики. Тут знайдено численні *Spaniodontella gentilis* Eichw., *S. andrussovi* Toulou, *Mohrensternia grandis* Andrus., *Helix* sp.

В Степовому Криму вапняки майже зникають і в розрізі карагану переважають пісковики.

На Керченському п-ові в караганський час намічаються дві ділянки, що різняться між собою умовами осадконагромадження: західна — мілковод-

на, де відкладались мергелі, піски, глинисті пісковики, іноді вапняки, конгломерати, строматолітові утворення, і східна, де формувалась виключно глиниста товща з проверстками вапняків, мергелів і пісків. Глини внизу темноколірні, вгорі коричнево-зелені.

Потужність караганських відкладів змінюється від 5,0—6,0 м в Степовому Криму до 200 м і більше на Керченському п-ові.

Палеонтологічна характеристика караганських відкладів досить одноманітна. В них виявлено молюски *Spaniodontella andrussovi* Toul., *S. gentilis* Eichw., *S. opistodon* Andrus., *S. squamigera* Andrus., *S. tapesoides* Andrus., *S. umbonata* Andrus., *Ervilia* sp. (у верхах розпизу); *Mohrensternia grandis* Andrus., *Hydrobia* sp., *Sandbergeria sokolovi* Andrus., *S. acicularis* Andrus., *Scala reliculata* Bailly, *S. romanowskii* Stuck; прісноводні і наземні форми — *Lymnaea* sp., *Planorbis cornucopia* Bailly, *P. obosus* Bailly, *Buliminus charmani* Bailly, *Helix duboisii* Bailly.

Крім молюсків, з караганських відкладів відомі остракоди *Loxoconcha truncata* Sch.n., *Cythereis gracilis* Sch.n., а також серпули, спірорбіси та кістки китоподібних.

Конкський горизонт. Відклади конкського горизонту виявлено на Тарханкутському п-ові, в Степовому Криму, Третньому пасмі Кримських гір і на Керченському п-ові.

Залігають породи конкського горизонту на підстелюючих відкладах місцями згідно, частіше — з переривом.

Товща порід конкського горизонту складена глинами, пісковиками, пісками та різними вапняками.

На півдні Тарханкутського п-ова описувані відклади представлені строкатими (жовтими і чорноколірними) детритусовими і нубекулярієвими вапняками з відбитками фолад, пісковиками, в яких місцями зустрічаються проверстки глини і пісків. В районі Третього пасма конкський горизонт складений дрібнозернистими пісками і піскуватими вапняками. З ліній вапняків, виявлених поблизу міст Сімферополя і Зуї, визначено *Cardium* cf. *andrussovi* Sok., *Ervilia* cf. *trigonula* Sok., *Corbula gibba* Ol. та ін. (Жижченко, 1940).

В Степовому Криму конкськими утвореннями закінчується товща середземноморських відкладів. Складені вони сироватими вапняками з проверстками вапняково-кварцового піску. Тут виявлено *Chione* sp. (cf. *C. konkensis* Sok.), *Ervilia* sp., *Pholas raricostatus* Sinz., *P. ustjurtensis* Eichw., *Mohrensternia inflata* Andrus., а також багатий комплекс форамініфер: *Quinqueloculina gracilis* Karr., *Q. irregularis* (Ser.), *Q. badeensis* Orb., *Triloculina inornata* Orb., *Sigmoilina tenuissima* (Reuss), *Spiroloculina* sp., *Articulina tarchancutica* Krash., *Nodobacularella sulcata* (Reuss), *N. konkensis* Bogd., *Hauerina composita* Ser., *H. plana* Ser., *H. compressa* Orb., *Spirolina austriaca* Orb., *Borelis melo* (F. et M.), *B. haueri* (Orb.), *B. pilus* Ser., *Porosononion subgranosus* (Egg.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.), *Textularia* sp. (Крашенинников, 1959).

Конкський горизонт на території Керченського п-ова представлений в основному глинами. В західній частині півострова глини містять проверстки черепашкового детритусу, в яких є рештки фолад, рідкісні спаніодонтели та ін. В центральній і східній частинах півострова в низах глинистої товщі трапляються проверстки мергелів. Фауністична характеристика цієї товщі дещо багатша від попередньої.

Конкські відклади описаної території містять фауну молюсків *Spaniodontella* aff. *sokolovi* Andrus., *Cardium* ex gr. *saculeatum* L., *Pholas* cf. *scrinium* Bog., *P. raricostatus* Sinz., *P. ustjurtensis* Eichw., *Abra alba scythica* Sok., *Corbula gibba* Ol., *Hydrobia* aff. *acuta* Drap., *Scala* sp., *Aporrhais* aff. *alatus* Eichw., *Spiralis andrussovi* Kittl.; остракод *Cytheridea mulleri* (Münst.); форамініфер *Quinqueloculina gracilis*

Karrer, Q. andrussovi (Bogd.), Q. konkensis Bogd., Triloculina inornata Orb., Articulina konkensis Bogd., A. cubanica Bogd., Melonis soldanii (Orb.), Nonion biporus Krash., N. boueanus (Orb.), Nonionella ventragranosa Krash., Elphidium joukovi Ser., E. kudakoense Bogd., E. antonina (Orb.), Bulimina elongata Orb., Virgulina schreibersiana Cz., Bolivina dilatata Reuss, Uvigerina gracilissima Pobed., Reussella spinulosa (Reuss), Cristellaria sartaganica Krash., Nodosaria sp., Sigmoidella caucasica Krash., Discorbis squamulus (Reuss) (Крашенинников, 1959).

ВЕРХНІЙ МІОЦЕН

Сарматський ярус. Відклади сарматського ярусу поширені у Степовому Криму, Передгірському Криму та на Керченському п-ові. Як правило, вони залягають на середньоміоценових породах, але місцями спостерігаються на давніших відкладах. Породи сарматського ярусу представлені переважно мілководними утвореннями. Сарматський ярус підрозділяється на нижній, середній і верхній під'ярус.

Нижній сармат. Нижньосарматські породи відомі в Степовому Криму, на північних схилах Третього пасма та на Керченському п-ові. Місцями вони розмиті. Кращі відслонення відкладів нижнього сармату спостерігаються на Керченському п-ові, вони є також у південній частині Степового Криму. На решті території породи нижнього сармату відомі лише за даними буріння. Залягають нижньосарматські відклади на середньоміоценових, місцями перекривають палеогенову товщу.

Нижньосарматський під'ярус представлений переважно мілководними фаціями; найчастіше це глини, піски і пісковики з підпорядкованими проверстками вапняків.

У Степовому Криму нижній сармат складений зеленуватими і коричнюватими піскуватими гіпсоносними глинами з тонкими проверстками черепашнику у нижній частині товщі.

На південному заході Кримського п-ова утворення нижнього сармату мають більш мілководний характер і представлені чергуванням кварцових тонкозернистих пісків та пісковиків з підпорядкованими проверстками вапняків і глин, що (вгорі по розрізу) змінюються зеленуватими і коричнюватими глинами.

В центральній частині Третього пасма нижньосарматська товща складається з зеленуватих і жовтих верстуватих глин з проверстками піску.

На Керченському п-ові нижній сармат представлений досить однорідною товщею темноколірних верстуватих глин, в яких зустрічаються тонкі проверстки піску, стягнення і проверстки мергелів, зрідка черепашників.

Потужність нижньосарматських порід змінюється від 8—10 м в Центральному Криму до 200—400 м на Керченському п-ові.

Відклади нижнього сармату описуваної території характеризуються досить багатою фауною молюсків. У Гірському Криму такі знахідки поодинокі (черепашники з *Ervilia*).

На Керченському п-ові В. П. Колесников (1940) підрозділяє нижньосарматську товщу за виявленими у ній молюсками на два горизонти: нижній з бідною фауною і верхній, що містить численні викопні молюски.

Товща нижнього сармату характеризується остракодами — *Leptocythere scabrida* Su z., *L. plana* (Sch n.), *Loxoconcha sorita* Liv., молюсками *Brachidontes sarmaticus* Gat., *Cardium subfittoni* Andrus., *Paphia naviculata* Andrus., *P. vitaliana* Orb., *Macra eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita* Eichw., *Gibbula angulata* (Eichw.), *G. rollandiana* (Orb.), *G. cf. romanowski* (Barb.), *Calliostoma cf. sarmates* (Eichw.), *C. cf. subanceps* (Sin z.), *Dorsanum bosporanum* (Andrus.), *D. akburunensis* (Andrus.), *D. jacquemarti* (Orb.), *D. scalaris* (Andrus.), *D. cf. verneaulti* (Orb.), *Hydrobia frauenfeldi* M. Hörn., *Cylichna melitopoliana* (Sok.),

C. cf. truncata A d., *Acteocina lajonkaireana* B a s t., *Spirorbis* sp., форамініферами — *Quinqueloculina consobrina* (O r b.), *Q. reussi* (B o g d.), *Q. costata* K a r r., *Articulina problema* B o g d., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *Porosonion subgranosus* (E g g.) та ін. (Дядковський, 1964).

Середній сармат. Породи середньосарматського під'ярусу широко розвинуті в Криму. Відслонення утворень середнього сармату відомі на Тарханкутському п-ові, на північних схилах Третього пасма та Керченському п-ові.

З підстелюючими осадами нижнього сармату середньосарматські відклади, як правило, пов'язані поступовими переходами і лише подекуди, де нижній сармат розмитий, середній сармат перекриває еоценові породи.

Товща середньосарматських утворень складена характерними мілководними вапняками, пісками, в нижній частині глинами. Останні зеленуваті або темно-сірі, з проверстками мергелів, від нижньосарматських глин майже не відрізняються. Серед вапняків середнього сармату Криму розрізняються оолітові, черепашникові, нубекулярієві; звичайно вони пористі, часто кавернозні.

У Степовому Криму і на північних схилах Третього пасма середньосарматська товща представлена в основному черепашниками, а також оолітовими і нубекулярієвими вапняками з проверстками піску і глини, місцями зустрічаються проверстки конгломератів. На північному сході Степового Криму спостерігається чергування вапняків і глин з проверстками мергелів.

В районі м. Севастополя на межі середнього та верхнього сармату в товщі вапняків знайдено кістяну брекчію наземних степових ссавців, серед яких О. О. Борисяк (1914) визначив *Aceratherium sernovi* B o r., *Hipparion gracile* K a u p. var. *sebastopolitanum* B o r., *Idolotherium tauricum* B i r., *Tragoceras leskewitachi* B o r., *Achliaria expectans* B o r., *Gazella* sp. Вище залягають глини, вік яких датується як середній — пізній сармат.

На території Тарханкутського п-ова низи середньосарматського під'ярусу складені темними глинами з проверстками вапняків, мергелів і піскувато-глинистих черепашників. Вгору по розрізу вони змінюються оолітовими і піскуватими вапняками, мергелями, карбонатним піском та дрібнооолітовим вапняком.

Низи середнього сармату Керченського п-ова складені однотипними темнокорінними зеленуватими і сірими глинами з проверстками мергелів. Далі на схід з'являються криптомактрові глини з *Cardium barboti* R. H o e r., *Mastra urupica* D a n., *Cryptomastra pes-anseris* A n d r u s. та ін. Вгору по розрізу глини змінюються: на сході і північному сході півостворова — мергельно-глинистою товщею, на решті території — мергельно-вапняковими утвореннями, до яких місцями приурочені будівельні вапняки, пласти і лінзи конгломерату та моховаткові рифи. В центральній частині Керченського п-ова, у Казантипській та Акташській антикліналях середній сармат представлений піскуватою товщею з проверстками глин, в районі Парпацького гребеня поширені нубекулярієві, детритусові і черепашникові вапняки.

Потужність середньосарматських відкладів змінюється від перших десятків (у Гірському Криму) до 100 м і більше (на Керченському п-ові).

У товщі середньосарматських відкладів визначено численну фауну молюсків. Звідси відомі *Brachidontes sarmaticus* (G a t.), *Cardium barboti* R. H o e r., *C. dönginki* S i n z., *C. loweni* S i n z., *C. obsoletum* E i c h w., *C. pseudosemisulcatum* A n d r u s., *C. subfittioni* A n d r u s., *C. suessi* B a r b., *Paphia gregaria* [(P a r t s c h.) G o l d f.], *P. naviculata* (A n d r u s.), *P. vitaliana* (O r b.), *Mastra georgei* B a i l y, *M. pallasii* B a i l y, *M. podolica* E i c h w., *M. cf. vitaliana* O r b., *Cryptomastra pes-anseris* A n d r u s., *Acmaea pseudoangulata* S i n z., *Barbotella hoernesii* T o u l a, *Gibbula affinis* (E i c h w.), *Astele subturriculoides* S i n z., *Calliostoma anceps* (E i c h w.), *C. anceps-sarmatoanceps* (S i n z.), а також форамініфери *Quinqueloculina consobrina sarmatica* G e r k., *Q. sinzovi* D i d k., *Quinqueloculina*

voloschinovae Bog d., *Q. karreri raricostata* Did k., *Q. karreri siwaschica* Did k., *Meandroloculina litoralis* Bog d., *Porosonion subgranosus chyalinica* Bog d., *Triloculina ukrainica siwaschica* Did k., *Flintina tutkowskii* Bog d., *Dogielina kaptarenko* Bog d. et Did k., *Sarmatiella prima* Bog d., *Nubecularia novorossica* Karr. et Sinz., *Porosonion subgranosus subgranosus* Egg., *Elphidium crispum* (L.), *Bolivina sarmatica* Did k. та ін. (Дидковський, 1964).

Верхній сармат. Райони поширення відкладів верхньо- та середньосарматського під'ярусів майже однакові. На території Керченського п-ова відклади верхнього сармату залягають згідно на середньосарматських утвореннях, у Гірському Криму — з переривом.

Верхній сармат складений в основному вапняками. Вапняки оолітові, детритусові або черепашкові, характеризуються великою фаціальною мінливістю та непостійною потужністю. Дуже часто у вапняках спостерігаються коса верствуватість, хвиляприбійні знаки, трапляються наземні молюски і кістки ссавців. Місцями (Степовий Крим) серед вапняків спостерігаються проверстки білих мергелів і яблучно-зелених глин.

На Тарханкутському п-ові у верхньому сарматі виявлено нубекулярієві та детритусові вапняки з наземними молюсками.

Верхньосарматські відклади Керченського п-ова можна поділити на нижню і верхню частини. Перша, більш глибоководна, представлена ясно-сірою, коричневою чи зеленуватою гіпсоносною глиною з численними проверстками білих і сірих цементних мергелів і дрібнозернистого піску. Іноді трапляються тонкозернисті піски і пісковики. На заході півострова у глинах спостерігаються проверстки черепашкового вапняку, верстви строматолітового вапняку і лінзи дрібногалечникового конгломерату. На сході у глинистій товщі відомі залізисто-марганцеві конкреції. Верхня, більш мілководна, частина складена масивними оолітовими і детритусовими вапняками з проверстками і лінзами конгломератів. Місцями над вапняками спостерігається товща, складена чергуванням мергелів, глин з *Mastra* і піскуватих глин з наземними молюсками. У самих верхах розрізу іноді є лінзові проверстки вулканічного попелу.

Потужність верхньосарматських відкладів на території Криму непостійна, вона змінюється від 9—10 (Степовий Крим) до 80—100 (північно-східна частина Керченського п-ова) і навіть 200 м (південно-східна частина півострова).

Товща порід верхнього сармату характеризується збідненою фауною морських (*Mastra bulgarica* T o u l a, *M. caspia* E i c h w., *Mastra nalinikini* K o l e s.) і наземних (*Helix* sp., *Pupa* sp.) молюсків, остракод (*Lepetocythere praebosqueti* S u z., *Xestoleberis lutrae* S c h n.), риб (*Clupeidae*), ссавців (*Mastodon angustidens* C u v., *M. cf. longirostris* K a u r., *Cetotherium Phoca*).

Меотичний ярус. Відклади меотичного ярусу поширені на Тарханкутському п-ові, в Степовому Криму та в Третньому пасмі Кримських гір. Найповніше вони представлені на Керченському п-ові, де залягають на верхньосарматських верствах і пов'язані з ними поступовим переходом. Однак у багатьох районах Криму верхній сармат розмитий і меотичні відклади залягають на підстилюючих породах з кутовою незгідністю, на контакті спостерігаються гальки. Породи понтичного ярусу перекривають меотичні відклади зі слідами перериву (галечники, піщано-глинисті проверстки з наземними молюсками).

В стратиграфічному відношенні меотичний ярус можна поділити на три під'яруси: нижній, охарактеризований моховатками, середній — модіолами і верхній — конгеріями.

На території Передгірського Криму низи меотису складені вапняками — детритусовими, черепашковими, нубекулярієвими, місцями збагаченими кварцовою галькою, подекуди вони переходять у конгломерати. Вище меотис представлений жовтими і рожевими вапняками, крихкими або

міцними, іноді з проверстками і лінками строматолітових вапняків. У самих верхах розрізу спостерігається товща детритусових будівельних вапняків, у яких виявлено наземні молюски, скупчення нубекулярій і жовна строматолітів. Далі на схід у меотичній товщі, крім вапняків, з'являються глини.

У Степовому Криму меотис складений білими вапняками, у нижній частині яких (на сході) є моховаткові вапняки.

Меотичні відклади Керченського п-ова характеризуються фаціальною мінливістю в межах кожної синклінали в напрямку від периферії до центру. На краях мульд формувалися верстуваті черепашкові вапняки, ближче до центру відкладалися глини і мергелі. Вапняки відігравали тут другорядну роль і складали лише малопотужні проверстки.

Нижній під'ярус меотичного ярусу складають блакитно-сірі піскуваті глини з моховатковими вапняками, що утворюють потужні рифи. Місцями моховаткові вапняки зустрічаються у вигляді проверстків в основній породі.

Іноді моховаткові вапняки залягають на підстелюючих породах з переривом (на конгломератах або на пухких жовтуватих вапняках, що містять гідробії, потамідеси і гелікси). Вище по розрізу залягають породи середнього та верхнього меотису. Це — вапняки, складені в основному з черепашок модіол, подекуди із скупченнями моренштерній і гідробії. Характерною особливістю цих вапняків є верстуватість (пласти потужністю 1 м і більше), через що вони широко використовуються як будівельний матеріал (керченський камінь). Місцями у вапняках трапляються проверстки глини і мергелю. В напрямку до осовних частин синкліналей будівельні вапняки змінюються зеленуватими і сірими глинами та ясними глинистими мергелями з мало-потужними проверстками органогенних оолітових вапняків, іноді пісків. Закінчується товща керченського меотису глинисто-вапняковими відкладами, піскуватими у самих верхах. В західних районах часто зустрічаються строматоліти. В ряді місць (північно-західний край півострова) в меотичній товщі спостерігаються проверстки галечників, іноді (кол. Карантин) складених з брил модіолових вапняків і мергелів.

Середньо- та верхньомеотичні відклади Криму стратифікуються за фауною молюсків. В середньому меотисі визначено *Ostrea* sp., *Modiolus minor* (Andrus.), *Loripes pseudoniveus* (Andrus.), *Cardium mithridatis* Andrus., *Dosinia maetica* Andrus., *Irus abichi* (Andrus.), *Abra tellinoides* (Sin z.), *Ervilia minutum* Sin z., *Mohrensternia subangulata* Andrus., *M. subinflata* Andrus., *Cerithium bosporanum* Andrus., *C. comperei* Orb., *C. rubiginosum* Eichw., *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sin z.), *Potamides novorossicus* (Eichw.).

Верхи меотису характеризують *Congerina navicula* Andrus., *C. panicapaea* Andrus., *C. subnovorossica* Ossaul., *Cardium mithridatis* Andrus., *Abra tellinoides* (Sin z.), *Neritina simulans* Andrus., *Pyrgula pagodaevormis* Andrus., *P. purpurina* Andrus., *P. sinzovi* Andrus., *Hydrobia ossovinarum* Andrus., *H. striato-carinata* Andrus., *Micromelania* sp. Крім молюсків, в породах меотису зустрінуті діатомеї, форамініфери *Quinqueloculina consobrina maetica* Didk., *Q. seminulum ukrainica* Didk., *Q. maetica* Didk., *Triloculina pyrgula* Karr., *T. clavata* Didk., *T. inflata* Orb., *T. inflata maetica* Didk., *T. nitens* Rss., *Nonion bogdanowiczii* Volosch., *Elphidium macellum* (F. et. M.), *Spirolinea stelligera stelligera* Didk., *S. stelligera mucronata* Didk., *S. elegans maetica* Didk., *Cibicides* aff. *lobatulus* (W. et J.), остракоди *Leptocythere maetica* Liv., *Xestoleberis maetica* Suz., *X. lubrica* Suz., моховатки *Nitscheina lapidosa* (Pall.), *N. lapidosa* var. *juzobensis* Feof., *N. lapidosa* форма *kazantipensis* Feof., *N. leo* Feof., спікули губок, рештки риб та кістки птахів.

Понтичний ярус. В першій половині XIX ст. Е. І. Ейхвальд (1830) виділив найновіші відклади третинного віку на півдні Росії під назвою «прибережні утворення третинного часу». Пізніше їх стали називати степовим, або одеським, вапняком. Таку назву їм дав М. Вернейль (1838). З цим вапняком він зіставляв деякі відклади Керченського п-ова, з яких Г. Деге (1838), за матеріалом Вернейля, вперше описав викопні молюски з комиш-бурунського розрізу Керченської протоки.

Вперше назва «понтична формація» була застосована Ф. Лепле (1840), який мав на увазі вапняки Одеси і Новочеркаська, а також вапняки Таганрога. Однак Лепле добре усвідомлював, що вапняки Таганрога давніші за віком, і підкреслював, що в разі необхідності поділу їх назву «понтичні» потрібно залишити за верхніми горизонтами вапняків, тобто за вапняками Одеського і Новочеркаського районів.

Р. Мурчисон (1849) об'єднав вапняки Одеси, Криму і Тамані під назвою давніх арало-каспійських відкладів, а вапняки Таганрога відніс до міоценових відкладів.

У 1869 р. М. П. Барбот де Марні конкретизував поняття понтичний ярус, застосувавши його для одеського вапняку. Пізніше були спроби перейменувати назву цього ярусу. Так, І. Ф. Синцов (1883) називав його конгерієвим, Г. П. Михайловський (1909) — одеським, М. І. Андрусов (1886, 1887) — палеокаспійським і понтичним. Причому понтичний ярус, у розумінні Андрусова, об'єднував чотири яруси (перший понтичний ярус — це сучасний меотичний, другий понтичний ярус — одеський вапняк, нижні комиш-бурунські верстви та ін.).

Згодом Андрусов (1923) скоротив обсяг понтичного ярусу і прийняв його з деякими змінами у розумінні Барбота де Марні. Андрусов, зокрема, виділив у понтичному ярусі два під'яруси — новоросійський і босфорський. До нижнього, новоросійського, автор відніс одеський вапняк і нижні верстви комиш-бурунського розрізу на Керченському п-ові, а до верхнього, босфорського, — верхню частину комиш-бурунського розрізу.

Понтичні відклади значно поширені в Криму (Керченський п-ів, Центральна частина Криму, Тарханкутський п-ів, Євпаторійське плато). Найчастіше вони згідно залягають на меотичних відкладах.

Стратотиповий розріз понтичних відкладів, де Андрусов виділив два під'яруси понту, відомий в літературі як комиш-бурунський профіль (Колесников, 1940; Еберзін, 1947; та ін.), що відслонюється й тепер вздовж західного узбережжя Керченської протоки біля селища Аршинцева (кол. Комиш-Бурун). Наводимо його опис, за М. І. Андрусовим (1917а).

У високому (до 50 м) прямовисному урвищі під кімерійськими залізними рудами можна спостерігати (зверху вниз):

1. Тонкий (не більш як 0,4 м) проверсток залізного вапняку, в якому до фауни наступного (2) горизонту приєднуються деякі види, що не зустрічаються нижче (наприклад, *Didacna subcrassatellata* Andruss., *Paradacna stratonis* Andruss., *P. retowskii* Andruss. та ін.).
2. Верхні фальони — пухкі відклади черепашок з глинистим цементом червонуватого кольору. Містять безліч кардії з групи *Didacna planicosata* Desh. та значну кількість *Dreissensio mya aperta* Desh. Фауна взагалі дуже багата. Більшість видів, описаних Г. Деге, походить звідси. Цьому горизонту властиві *Limnocardium emarginatum* Desh., *Didacna ovata* Desh., *D. paucicostata* Desh. та деякі інші види.
3. Діагональноверстовуваті фальони — верстви черепашкового детритусу, які місцями ущільнюються в пухкий вапняк. Керівна форма — *Congerina subcarinata* Desh., яка не зустрічається в комиш-буруні вище від цього горизонту. Фауна тут дещо бідніша, кардії дрібніші, трапляється досить багато дрібних гастропод (*Melanopsis*, *Melania*, *Neritodonta*, *Planorbis*).
4. Пухкі тонкозернисті глинисті пісковики з тонкостулковою фауною, в якій елементи фауни валенцієзівських глин змішуються з деякими фальонними формами: разом з *Paradacna abichi* R. Ноег., *P. retowskii* Andruss., *Limnocardium submyrmense* Andruss. можна знайти *Phyllocardium planum* Desh., *Dreissensio mya aperta* та ін.

5. Невелика верства досить пухкого вапняку з *Congeria subcarinata* Desh., *C. subrhomboidea* Andrus., *Dreissensia simplex* Barb., *Monodacna carinata* Desh.
 6. Сланцюваті глини з *Paradacna abichi* невеликих розмірів.
 7. Тонкі нерівні верстви черепашкової жорстви з *Dreissensia simplex* Barb., *Dr. tenuisima* Sinz., *Limnocardium* cf. *subdossae* Sinz., *Didacna novorossica* Barb., *Pyr-gula* cf. *sinzovi* Andrus.
- Цей проєрстек лежить на білому верхньомеотичному вапняку з *Congeria novorossica* Sinz. та ін.

Аналізуючи склад фауни комиш-бурунського розрізу, М. І. Андрусов дійшов висновку, що горизонти 5—7 містять представників фауни одеського вапняку, тому їх можна вважати еквівалентними з одеським вапняком. Дослідник запропонував нижні горизонти розрізу і ті, що відповідають їм, називати новоросійським під'ярусом, а верхні (над верствами з *Congeria subrhomboidea*) — босфорським під'ярусом.

Найбільше розвинутий у Криму нижній, новоросійський, під'ярус, у розрізі якого переважають черепашкові вапняки. Верхній, босфорський, під'ярус значно поширений лише на Керченському п-ові, де він представлений у вигляді фальон — пухких вапнякових утворень, що складаються з дуже слабо сцементованих черепашок і черепашкового детритусу.

Горизонту, що містить *Congeria subrhomboidea*, М. І. Андрусов (1893, 1897а, 1909) надавав великого стратиграфічного значення, особливо для кореляції понтичних відкладів різних районів його поширення не тільки в Росії, а і за її межами (Румунія, Югославія, Австрія, Угорщина).

Розділяючи понтичні відклади в комиш-бурунському профілі на сім горизонтів, Андрусов вказував, що виділити їх можна лише на окремих ділянках Керченського п-ова, де вони розвинуті у фації фальон. Щодо глибководніших відкладів Керченсько-Таманської зони, так званих валенціє-незевієвських глин, то Андрусов поділяв їх на: нижні валенціє-незевієві глини, верства з *Congeria subrhomboidea* та верхні валенціє-незевієві глини (1909).

Таким чином, у працях М. І. Андрусова був намічений поділ понтичного ярусу на три горизонти (хоч виділив він лише два під'яруси понту — новоросійський і босфорський). Середньому горизонту — горизонту з *Congeria subrhomboidea* — він надавав дуже великого значення.

А. Г. Еберзін (1938) також відзначав певне стратиграфічне положення верств з *Congeria subrhomboidea* у понтичних відкладах Кубанської області.

Згодом А. Г. Еберзін (1949) дав схему потрійного поділу понтичного ярусу, де виділив три під'яруси: нижній (до якого віднесені єваторійські та одеські верстви), середній (верстви з *Congeria subrhomboidea*) та верхній (босфорські верстви).

Пізніше, за аналогією з розчленуванням понту Західного Паратетису, середній під'ярус було названо портаферським.

На території Кримського, Керченського, а також Таманського півостровів, у складі нижнього понту виділяється кілька фацій. Так, глибководніша фація нижнього понту представлена мергелистими глинами, відомими в літературі як валенціє-незевієві глини, у складі яких серед фауни молюсків переважають представники родини Valenciennidae, а також *Paradacna abichi* (R. Noer), *Dreissensia rostriformis* Desh. і в меншій кількості представники родини Cardiidae та ін.

Поза Керченським п-овом, на території Криму понтичні відклади представлені нижнім, новоросійським, під'ярусом, у складі якого переважають черепашкові вапняки.

Л. Ш. Давіташвілі (1937) виділив у складі власне новоросійського під'ярусу в Криму (район м. Єваторії, Тарханкутський п-ів) під типовим новоросійським (одеським) черепашковим вапняком (з *Monodacna pseudocatillus* та іншими формами) своєрідний жовтуватий стовпчастий вапняк. Стовпчастий вигляд вапняку зумовлений наявністю в ньому вертикальних порожнин. Місцями вапняки з вертикальними порожнинами представлені оолітовими відмінами. В цьому вапняку визначено *Prosodacna littoralis*, *Congeria*

cf. *novorossica*, *Viviparus* та ін. До епаторійського горизонту Давіташвілі відніс і виділений раніш М. О. Соколовим (1889) у Північному Причорномор'ї нижній горизонт вапняків новоросійського під'ярусу.

У більшості розрізів Керченського п-ова понтичні відклади виявлено у фашії фальонів, лише в південно-західній частині більш розвинуті валенцієзіві глини. У деяких розрізах вони переверстовуються з фальонами. На Керченському п-ові понтичні породи виповнюють мульди та залягають на відкладах меотичного ярусу; перекриваються відкладами кімерійського ярусу, представленими переважно залізними рудами.

В північній частині Керченського п-ова, на узбережжі Азовського моря нижньопонтичних відкладів немає і верхньопонтичні піски залягають з переривом на середньо- та нижньомеотичних вапняках, що свідчить про розмив.

У Степовому Криму нижньопонтичні відклади невеликої потужності представлені переважно жовтуватими вапняками, що залягають на меотичних відкладах і перериваються жовто-бурими та червоно-бурими глинами таврської світи.

У східному Присивашші та на Арабатській Стрілці понтичні відклади занурені на глибину понад 300 м (в Індольській та східній частині Сиваської западин).

Максимальна потужність понтичних відкладів в Індольському прогині становить близько 40 м. Верхньопонтичні відклади представлені тут детритовими вапняками та пісками з *Congerina novorossica* Sinz., *Limnocradum* ex gr. *subsyrmiense* Andrus., *Monodacna* ex gr. *pseudocatlillus* Barab.

Нижня частина понтичних відкладів складена сірими глинами з численними відбитками *Paradacna abichi* R. Höeg.

Кімерійський ярус. Залізородні відклади Керченського і Таманського п-овів, які послужили типом для встановлення в 1907 р. М. І. Андрусовим кімерійського ярусу, відомі з XVIII ст.

На рудні верстви Керчі вказували ще Г. Габлиць (1785) і П. С. Паллас (1795). Фауну з рудних верств збирали М. Вернейль (1838) та Ж. Гюо (1842). Фауну, яку зібрав Вернейль, описав Деге (1838), а із зборів Ж. Гюо — Руссо (1842). Матеріали експедиції А. Демидова описували К. Майер (Mayer, 1856), Ф. Зандбергер (Sandberger, 1870—1875) та Р. Гернес (1874).

Г. В. Абіх (1873) на той час точно визначив стратиграфічне положення рудоносних верств і охарактеризував їх. Він вказував, що рудні верстви в Керченсько-Таманському районі залягають на фальонах комиш-буруну або на глинах з *Valenciennesia*, які їх замінюють.

Пізніше, з 1883 по 1923 р., кімерійські відклади вивчав М. І. Андрусов. Він довів, що рудні верстви є самостійними і вперше дав точну характеристику їх фауни.

У 1890 р. М. І. Каракаш констатував наявність кімерійських відкладів у Криму (поза Керченським п-овом) — у бурових свердловинах Присивашші.

Нові знахідки кімерійських відкладів у Чорноморському басейні і подальша робота над вивченням кімерійських відкладів привели М. І. Андрусова до виділення рудоносних верств Керченсько-Таманського району в самостійний ярус.

Згодом дані про склад та поширення кімерійських відкладів на Керченському п-ові наводять С. В. Константов та ін.

У 1928 р. В. Н. Крестовников поділив кімерійські відклади на два горизонти: нижній — рудні і глинисті відклади з *Arcicardium acardo* Desh. та верхній — піщано-глинисті відклади з різними видами *Prosoedacna* та іншими кімерійськими формами.

Н. Б. Васюкович і А. Г. Еберзін (1930) в цілому підтвердили дані В. Н. Крестовникова, уточнивши фауністичну характеристику, але вони виділили ще один горизонт — азовський, більш давній, ніж рудні верстви, а нижній горизонт Крестовникова був віднесений ними до середньої частини кімерійського ярусу.

Л. Ш. Давіташвілі (1933) докладно охарактеризував окремі під'яруси

кімерію, застосував назви «пантикапейський» для верхнього горизонту і «амплакейський» — для середнього. І вже надалі в літературі для середнього горизонту збереглась назва, яку дав М. І. Андрусов, — комиш-бурунський, або рудний, горизонт.

Кімерійські відклади на Керченському п-ові поширені в його північній та східній частинах і приурочені до пологих синклінальних складок — мульд. Представлені вони на Керченському п-ові трьома горизонтами.

Нижній, азовський, горизонт складається з озалізених пісковиків, залістистих вапняків і пісковиків, а також глин з фауною: *Dreissensia angusta* Rouss., *Dr. iniquivalvis* Desh., *Dr. retovskii* Andrus., *Dr. theodori* Andrus., *Dr. huoti* Andrus., *Dr. brusinae* Andrus., *Phyllocardium planum* (Desh.), *P. alatoplanum* Andrus., *Limnocardium squamulosum* (Desh.), *Didacna crassatellata* (Desh.), *D. guriewi* (Desh.), *D. multistriata* (Rouss.), *D. karpinskii* Andrus., *Monodacna akmanica* Wass. et Ebers., *M. donacoides* Andrus., *M. aff. polemonis* Schwetz., *Prionopleura prionopleura* Andrus., *Prosodacna ex gr. cobalcescui* Font., *Pr. inflatissima* Andrus., *Paradacna stratonis* Andrus., *P. deformis* Ebers. і ін.

Відклади нижньокімерійського горизонту відслонюються на азовському узбережжі Керченського п-ова біля сіл Кам'янського, Заводського та Набережного. У с. Золотому (кол. Черене) у так званій Черене-Салинській мульді нижньокімерійський горизонт представлений зеленувато-сірими, іноді залістистими глинами з проверстками піску. Азовський горизонт тут менше поширений, ніж понтичні та середньокімерійські відклади, потужність його близько 50 м.

У цій же фації нижньокімерійські відклади відслонюються в береговому урвищі Керченської протоки в Киз-Аульській мульді. Залягають вони (а там, де їх нема, лежать утворення середнього кімерію) здебільшого на осадках понтичного ярусу.

На краях мульд нижньокімерійські відклади залягають трансгресивно, перекриваючи відклади понту.

Потужність нижньокімерійських відкладів (азовський горизонт) переважно 5—6 м, лише в Чергерчинській мульді, за даними О. Є. Фесюнова, збільшується до 50 м.

Над відкладами азовського горизонту залягають середньокімерійські рудні верстви — комиш-бурунський горизонт. Вони представлені переважно оолітовими рудами (в яких виділяються «коричневі», «тютюнові» та «ікряні» руди) з проверстками та лінзами глин. Фауна середньокімерійського (комиш-бурунського) горизонту складається з таких форм: *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. iniquivalvis* Desh., *Dr. angusta* Rouss., *Dr. theodori* Andrus., *Dreissenomya aperta* Desh., *Arcicardium acardo* (Desh.), *A. pseudocardo* Andrus., *A. kubanicum* Andrus., *Didacna guriewi* (Desh.), *D. multistriata* (Rouss.), *D. crassatellata* (Desh.), *D. panicapaea* R. Hoer., *Limnocardium squamulosum* (Desh.), *L. esperanze* Andrus., *L. subsyrmiense* Andrus., *Monodacna zlatarskii* Andrus., *M. polemonis* Schwetz., *M. pharnaci* Schwetz., *M. lebedinzevi* Andrus., *M. sokolovi* Andrus., *Prosodacna macrodon* (Desh.), *P. ampelakiensis* Andrus., *Pr. semisulcata* (Rouss.), *Plagiodacna modillaris* (Rouss.), *P. carinata* (Desh.), *Stenodacna angusticostata* (Rouss.), *Panicapaea duboisi* (C. May), *Oxydacna tenericardo* Andrus., *Caladacna escheri* (C. May), *Bitinya cyclostoma* Rouss., *Limnaea velutina* Desh., *Valenciennius* Rouss., *Viviparus casaretto* Rouss., *Melania* sp. та ін.

Середньокімерійські рудні відклади пластоподібно залягають в осов'яних частинах більшості мульд (Комиш-Бурунській, Ельтіген-Ортельській, Киз-Аульській та ін.), на відкладах нижнього кімерію (де є останні), понту і меотису. На крилах мульд рудний пласт залягає з кутовою незгідністю. Потужність рудного пласта змінюється і становить в середньому 13—20 м.

Верхньокімерійські відклади (пантикапейський горизонт) завершують

розріз кімерійського ярусу. Вони представлені переважно піщано-алевритоглинистими осадками з проверстками залізних руд та пісків з фауною: *Dreissensia rostriformis* Desh., *D. iniquivalvis* Desh., *D. angusta* Rous., *D. theodori* Andrus., *Phyllocardium alatoplanum* Andrus., *Limnocardium squamulosum* (Desh.), *Didacna crassatellata* (Desh.), *D. multistriata* (Rous.), *Monodacna maxima* Andrus., *M. lebedinzevi* Andrus., *M. donacoides* (Andrus.), *M. polemonis* Schwet., *Prosodacna macrodon* (Desh.), *P. crassidens* (Rous.), *P. semisulcata* (Rous.), *Caladacna eschri* (C. May) та ін.

Максимальну потужність верхньокімерійських піщано-глинистих відкладів виявлено у Баксинській мульдї — понад 50 м.

В останні роки Є. Ф. Шнюков та П. І. Науменко залізородні відклади кімерійського ярусу вивчали у так званих вдавлених синкліналях Керченського п-ова (1966). Їх виявлено у Новоселівській, Баксинській, Реп'євській, Узунларській, Кезенській, Осовинській синкліналях. Описувані відклади залягають на породах понтичного ярусу. Характерна риса кімерійських утворень у вдавлених синкліналях — це незвичайна їх потужність, що досягає сотень метрів (Новоселівська, Глазівська). Так, потужність лише рудної верстви в Новоселівській вдавненій синкліналі становить 92,7 м.

Кімерійські відклади у деяких вдавлених синкліналях представлені трьома горизонтами.

Процес грязьового вулканізму відбувався в різних мульдах в різні відрізки неогенового часу. Наприклад, у Кезенській та Осовинській мульдах він закінчився ще у пізньому сарматі, у Баксинській, Новоселівській, Реп'євській та Узунларській мульдах особливо інтенсивно проявився в кімерії.

Кімерійські відклади, розвинуті вздовж північного узбережжя Керченського п-ова, простягнені буровими свердловинами і в східній (Присиваській) частині Степового Криму, де вони поширені у вигляді вузької смуги, що прилягає до Азовського моря. Представлені вони залістистими пісками і глинами, які чергуються з підпорядкованими проверстками залізних руд. Загальна потужність кімерійських відкладів в Індольській западині близько 120 м, зменшуючись на крилах западини до 50 м.

Нижньокімерійські відклади, що залягають трансгресивно на породах понту і меотису, представлені глинами і пісками з оолітами бурого залізняка та проверстками так званих тютюнових руд. У відкладах азовського горизонту Присивашся (в південній частині Арабатської Стрілки) ми виявили *Dreissensia iniquivalvis* Desh., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. theodori* Andrus., *Limnocardium ex gr. squamulosum* Desh., *Didacna karpinskyi* Andrus., *Prosodacna obovata* Ebers., *Paradacna deformis* Ebers., *Caladacna eschri* C. May. Загальна потужність цього горизонту 10—16 м.

Вище залягає товща середньо- та верхньокімерійських відкладів, в розрізі якої переважають сірі глини з проверстками залістистих глин (комишбурунський горизонт). Глини верхнього, пантикапейського, горизонту літологічно не відрізняються від середньокімерійських.

Куюльницький і ачкагильський яруси. На території Кримського п-ова відклади, які входять до куюльницького і ачкагильського ярусів, поширені приблизно в тих же районах, де розвинуті кімерійські відклади, і залягають переважно в покрівлі останніх. Так, на Керченському п-ові вони поширені у східній і північно-східній частинах, далі на північ простежуються у вигляді неширокої смуги вздовж Сиваша в Степовому Криму.

На Керченському п-ові відклади, віднесені до куюльницького ярусу, розвинуті практично в усіх залізородних мульдах. Залягають вони в покрівлі кімерійських відкладів і перекриваються четвертинними. Представлені вони породами дуже однорідного літологічного складу. Переважають піски з проверстками глин і алевrolітів. Пісок ясно-сірий, місцями озалізнений, а тому набуває іржаво-жовтого кольору, кварцовий, дрібнозернистий.

Нерідко спостерігається переверстування пісків, глин і алевритів. Товща, яку віднесено до куюльницьких відкладів, палеонтологічно німа.

Потужність її 30—50 м. Тільки в північно-західній частині Керченського п-ова, в Акманайській мульдї, в глинах, віднесених до куюальнику, за даними А. Г. Еберзіна (1940), виявлено *Dreissensia polymorpha* P a l l., *i Valvata* sp., а також остракоди (визначення А. В. Швейера) *Bairdia* sp., *B. acronasuta* L i v., *B. tralucida* L i v., *Candona* sp., *Cythere* sp., *C. ? bogatschovi* L i v e n t., *Cypris* sp., *Cytheridea torosa littoralis* B r a d y, *C. torosa torosa* J o n e s., *Loxococoncha impressa* B r a d y.

До куюальницьких відкладів було віднесено і породи, що залягають вище від кімерійських з кутовою незгідністю у деяких вдавнених синкліналях Керченського п-ова, а саме в Баксинській, Кезенській, Тарханській та Новоселівській структурах, де вони представлені переверткуванням алевроїтів, пісків та глин. Велике значення мають сопочні глини — продукти грязьовулканічної діяльності. Потужність порід куюальнику в Баксинській вдавненій синкліналі досягає 60 м (Фесюнов, 1966).

Відклади акчагильського ярусу, виділені А. Г. Еберзіним як таманський горизонт, були вперше встановлені 1927 р. М. Б. Васоевичем на суміжній з Керченським п-овом території (на Таманському п-ові) вище від рудних верств. І. М. Губкін (1931) виявив відклади, що містять фауну молюсків, ще в ряді пунктів Таманського п-ова. Поряд з акчагильськими було знайдено куюальницькі й перевідкладені кімерійські форми. І. М. Губкін вважав, що акчагильські відклади Таманського п-ова відповідають верхнім горизонтам куюальницького ярусу.

Щодо стратиграфічного положення акчагильських відкладів, то І. М. Губкін відзначав їх відповідність верхнім горизонтам таманського куюальнику.

У 1931 р. А. Г. Еберзін виявив верстви з акчагильськими *Avimactra subcaspia* A n d r u s. у бурових свердловинах на 94-му кілометрі вздовж залізниці Феодосія — Джанкої та в Акманайській мульдї на Керченському п-ові. В цих свердловинах акчагильські породи залягають вище від рудних відкладів кімерійського ярусу і відокремлюються від останніх піщано-глинистою товщею. Еберзін (1931) вважав тоді, що низи останньої належать ще до кімерійського ярусу, а верхні горизонти можна віднести до низів куюальницького ярусу. Вік верств з *Avimactra subcaspia* A n d r u s. встановлюється, таким чином, як верхньопліоценовий, не давніший від верхнього горизонту куюальницького ярусу. Ці верстви дослідник виділяє як таманський горизонт.

У 1933 р. Еберзін виявив верстви з *Avimactra subcaspia* A n d r u s. на Керченському п-ові у свердловині, пройденій в Чегерчинській мульдї. В ній над акчагильськими (таманськими) відкладами було виявлено рідкісні уламки черепашки *Didacna? cf. digressa* L i v e n t. (1940), тобто керівної форми гурійських верств.

На підставі цієї знахідки гурійські верстви, що залягають в Грузії над куюальницькими, було віднесено до молодших відкладів, ніж акчагильські.

Крім цього, на Керченському п-ові у штучній виїмці у с. Сім Колодязів під четвертинними відкладами на палеогенових майкопських глинах Еберзін знайшов поверсток черепашкового детритусу з фауною *Dr. polymorpha* P a l l., серед яких були і *Didacna digressa* L i v e n t.

Отже, стратиграфічного положення верств з *Didacna digressa* L i v e n t. біля с. Сім Колодязів не встановлено. Щодо Чегерчинської мульди (крім того, що Еберзін визначив навіть рід знайденої ній форми зі знаком зпиптання), то останнім часом там проведено детальну розвідку на кімерійські залізні руди з буріннями по сітці, проте ніяких ознак *Didacna? cf. digressa* L i v. виявити не вдалось. Матеріали розвідки Чегерчинської мульди навів О. Є. Фесюнов (1964). Відносно стратиграфічного положення акчагилу в Чегерчинській мульдї він пише: «В окремих ділянках мульди, вище від кімерійських пісків, залягає глиниста товща з фауною акчагильського типу, виділена А. Г. Еберзіним (1933) під назвою таманських верств. Складена

вона зеленуватими, часто темно-сірими піщанистими глинами. В глинах зустрічаються проверстки сірого і жовтого дрібнозернистого піску і алевроиту. Пісок і алевроит є і в самій глині у вигляді тонких присипок. Глина місцями обвохрена, карбонатизована, іноді загіпсована, містить велику кількість черепашок. Часто відзначається дислокованість глин. Акчагильська фауна була визначена у зразках з глибини 95—140 м (на північний схід від с. Чапаєва) і 120—150 м (на північ від с. Леніне). Раніше Еберзін акчагильську фауну визначав у зразках з глибини 143 м у с. Плавнях (мис Чергерчі). Закінчують розріз пліоцену краснокутські верстви.

Надалі, вивчаючи таманські верстви в районі Бугазького лиману (с. Веселівка на Таманському п-ові), А. Г. Еберзін (1940) дійшов висновку, що акчагильські верстви підстеляються тут куяльницькими пластами, але їх фауна не залежить від останніх. Виявлені поряд з акчагильськими куяльницькі, а також кімерійські форми, на думку Еберзіна, мають сліди обкатаності і перебувають у вторинному заляганні.

Очевидно, тому піщано-глинисті товщі без фауни молюсків, які залягають в ряді мульд Керченського п-ова без слідів перериву на рудних відкладах кімерію під таманськими верствами, також були віднесені до куяльнику. Те, що цю товщу, низи якої Еберзін (1931) раніше відносив до кімерію, можна цілком віднести до куяльнику, підтверджується наведеними вище даними вивчення остракод, визначених А. В. Швейером, оскільки фауністично охарактеризованих куяльницьких відкладів на Керченському п-ові поки що не було виявлено.

1948 р. Г. І. Молявко визначив відклади таманського горизонту в багатьох свердловинах Східного Присивашся. Представлені вони піщаними глинами зеленуватого кольору з акчагильською фауною *Avimactra subcaspia* A n d r u s., *A. karabugasca* A n d r u s., *Cardium* cf. *dombra* A n d r u s., *Dreissensia polymorpha* P a l l., *Unio* sp.

Найбільш північним пунктом, де Молявко визначив відклади таманського горизонту, є Чонгарський п-ів. Цей дослідник відзначає стратиграфічне положення таманських відкладів: покриваються вони товщею лесоподібних суглинків потужністю від 23 (с. Тархан-Сунак) до 85 м (с. Омелянівка), а залягають на білих мергелях (без фауни) або на глинах темно-сірого і сірувато-зеленуватого кольорів з нечіткими відбитками пеліципод. Названі глини Молявко умовно відносить до куяльнику, оскільки в сусідніх районах у таких глинах він виявив куяльницьку фауну.

В Індольському прогині — в південній частині Арабатської Стрілки, за даними буріння, вище від глин верхнього кімерію залягає також глинисто-піщана товща потужністю понад 100 м.

У середній її частині, складеній зеленуватими глинами, спостерігаються численні акчагильські молюски *Avimactra subcaspia* A n d r u s., *Cardium* ex gr. *dombra* A n d r u s. та багато остракод. Вище від неї, безпосередньо під лесоподібними суглинками, залягають сірі глини з прісноводними *Planorbis* sp., *Limnea* sp., *Unio* sp., що завершують розріз верхнього пліоцену.

У цьому ж районі, в басейні р. Індолу, на північний схід від с. Золотого Поля (кол. Цюрихталь), у свердловині М. І. Андрусов знайшов куяльницьку фауну, колекцію якої ревізував А. Г. Еберзін (1940) і констатував тут, крім *Prosodacna taurica* A n d r u s., «куяльницькі *Monodacna subriegeli* S i n z., *Limnocardium limanicum* K r e s t., а також *Dreissensia fogli* E b e r s., *D. polymorpha* P a l l., *Bythinia* cf. *spoliata* S a b b a, *Zagrabica* cf. *reticueata* S a b b a».

В районі м. Джанкоя на вапняках понту під лесоподібними суглинками на глибині 42 м в зеленуватих піщаних глинах ми виявили *Avimactra subcaspia* A n d r u s., *Avimactra venjukovi* A n d r u s., *Cardium dombra* A n d r u s., *Dreissensia* ex gr. *polymorpha* P a l l., *Pisidium amnicum* M ü l l., *Spaerium rivicola* L e a c h., *Melanopsis melanoides* S i n z., *Hydrobia novorossica* S i n z., *Litoplithus neimayeri* S a b b a, *Planorbis corneus* L., *P. planorbis* L., *Viviparus subconcinus* P a v l.

У Північному Приазов'ї акчагильську фауну знайшов В. М. Семененко (1966) на межі кімерію та кувальнику. Ця знахідка та наведені вище матеріали свідчать про наявність фауни у різних стратиграфічних рівнях і про те, що проникали акчагильські молюски в Чорноморський басейн протягом кількох етапів.

Гурійські верстви*. Відклади гурійського горизонту широко розвинуті у Західному Закавказзі, де їх встановив С. І. Ільїн у 1930 р. На території УРСР гурійські верстви А. Г. Еберзін виявив на Керченському п-ові. Тут, в районі с. Леніне, в штучній виїмці під четвертинними відкладами на глинах майкопу Еберзін знайшов тонкий проверсток піщано-глинистого черепашкового детритусу з фауною: *Dreissensia* cf. *eichwaldi* Issel., *D. polymorpha* Pall., *Didacna digressa* Liven t., *Corbicula* cf. *fluminialis* Müll., *Micromelania* sp., *Viviparus* sp.

На підставі знахідки одного виду гурійських кардіїд (*Didacna digressa* Liven t.) ці відклади віднесено до гурійських. Після Еберзіна, незважаючи на великий обсяг бурових робіт, проведених на півдні УРСР (зокрема, на Керченському п-ові), знайти гурійські відклади нікому не вдалося. Еберзін відносить до гурійських відкладів на Керченському п-ові верхню частину розрізу Чергерчинської мульди, де в буровій свердловині в інтервалі 131,0—143,25 м їйому пощастило знайти *Didacna*? cf. *digressa* Liven t.

Краснокутські верстви. Під такою назвою А. Г. Еберзін (1940) виділив пачку пісків і піщанистих глин потужністю до 50 м, які залягають в Чергерчинській мульдї Керченського п-ова під лесоподібними суглинками антропогену на верствах, віднесених Еберзіном до гурійських. За даними цього автора, краснокутські верстви містять фауну: *Monodacna* ex gr. *subcolorata* Andrews., *Unio* sp., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Micromelania* (?) sp., *Vilvata* sp., *Viviparus* sp. Поширення їх обмежується північно-західною частиною Керченського п-ова, де вони відслонюються біля сіл Заводського та Заморська. Залягають краснокутські верстви трансгресивно на неогенових відкладах, з яких наймолодшими є надрудні верстви.

Континентальні пліоценові відклади. До континентальних утворень пліоценового часу в Криму М. В. Муратов (1960) та інші дослідники відносять у рівнинній частині таврську світу.

У Степовому Криму на вапняках понту залягає товща червоно-бурих і жовтувато-бурих глин і алевритів, що містять проверстки пісковиків і конгломератів, так звана таврська світа. Відклади цієї світи, що раніше виділялися як червоно-бурі глини, широко розвинуті в Степовому Криму, а також на схилах Передгірського пасма. Залягають вони на понтичних відкладах, а місцями на сарматських. За даними М. В. Муратова, це — товща жовтувато-бурих алевритів та алевритоподібних глин, що переверстовується з червоно-бурими викопними ґрунтами. При загальній потужності світи 15—20 м у відслоненнях виділяється до семи-восьми червоних проверсток. До цієї самої товщі приурочені лінзи пісковиків, що переходять у дрібногалечникові конгломерати. Глини та алевроліти мають пролювіальне походження, але процес утворення цих відкладів (потоками з гір) переривався досить довгими періодами ґрунтоутворення. Муратов вважає, що за віком червоно-бурі таврські глини відповідають верхній частині понту та середньому пліоцену. Це підтверджується знахідками у них *Hipparion gracili* Ka u g. та *Mastodon arvernensis* C r. et Job. (Соколов, 1883).

* Міжнародний симпозіум по межі N_2 — Q_1 (1972) рекомендував проводити цю межу у підшві апшеронських відкладів.

ПРИЧОРНОМОРСЬКА ЗАПАДИНА

На півдні платформеної частини України в міоценовий час розміщувалась велика затока Євксинського басейну, яку давно називають Борисфенською (Соколов, 1889).

В цій частині УРСР — Північному Причорномор'ї — передсарматські міоценові відклади поширені на території між меридіанами Одеси і Мелітополя, а на півночі досягають широти Нікопольського Придніпров'я.

Вивченість цих відкладів досить нерівномірна. У 1889 р. М. О. Соколов визначив середземноморський вік устричних верств с. Томаківки в Придніпров'ї і повідомив про відкриття ним на лівому березі р. Конки біля с. Веселянки відкладів, охарактеризованих фауною, «що являє собою суміш середземноморських форм з сарматськими», які назвав «шарами з *Venus konkensis*» (Соколов, 1899), а потім — конкським горизонтом (Андрусов, 1917).

В інших працях М. О. Соколова (1896) є перші вказівки про поширення в Борисфенській затоці відкладів з фауною спаніодонтел, значно пізніше виявлених і в Нікопольському районі (Каманін, Слоскевич, 1930), де вони, за аналогією з наверстуваннями в Євксино-Каспійській області, були віднесені до караганського горизонту.

На підставі цих та інших матеріалів з неогену півдня України склались перші уявлення про будову морського міоцену Борисфенської затоки, які й було викладено в узагальнюючій праці «Стратиграфія СРСР» (т. XII. Неоген).

За післявоєнні роки відомості про міоцен півдня України значно поповнились, головним чином завдяки виявленню в Борисфенській затоці чокрацьких відкладів, новим знахідкам фауни онкофорових і томаківських верств у Придніпров'ї, а також у зв'язку з проведенням тематичних робіт по вивченню фауни неогену (Дідковський, 1952, 1959а, б; Мотязко, 1949, 1952, 1958, 1959а; Носовський, 1952, 1953, 1953а, б, 1957, 1957а; Карлов, Носовський, 1953; Басс та ін., 1959). Істотне значення у вивченні міоцену УРСР має монографія Г. І. Мєлявка «Неоген півдня України» (1960).

Дальшому вивченню морських міоценових відкладів південних областей України сприяла середньомасштабна геологічна зйомка, проведена у 50-х роках на площі Нікопольського марганцевого басейну та протягом 1960—1971 рр. на всій території Північного Причорномор'я.

Картувальні роботи проводили виробничі організації Міністерства геології УРСР за участю і під керівництвом Ю. Б. Басса, Є. А. Безнер, А. В. Виногородського, О. О. Гойжевського, Ю. Г. Єрмакова, Б. У. Мастного, А. Г. Насада, В. С. Новодрана, Г. В. Пасічного, М. Ф. Піддубного, М. П. Рибаківа, В. В. Станіщенка та ін.

Геологічні розрізи опорних свердловин найбільш зануреної частини Причорномор'я були основою для уточнення схеми стратиграфічного розчленування низів міоценового розрізу південної України і ряду палеогео-

графічних реконструкцій, опублікованих в «Атласі палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР» (1960) та «Атласе литолого-палеогеографических карт СССР» (1967).

Важливим підсумком проведених робіт є встановлення в Північному Причорномор'ї нижньоміоценових відкладів. Проте надійне палеонтологічне обґрунтування стратиграфічного поділу цих відкладів, їх кореляція з синхронними відкладами півдня СРСР, а також визначення межі палеоген—неогену залишаються дискусійними.

МІОЦЕН

НИЖНІЙ МІОЦЕН

В Причорноморській западині відклади нижнього міоцену поширені відносно вузькою смугою на південь від субширотної лінії, яка проходить приблизно через м. Миколаїв, села Снігурівку, Горностаївку та на південь від м. Мелітополя.

Представлені вони виключно майкопськими морськими фаціями. Це — безкарбонатні теригенні осадочні породи, переважно алевритові глини або алеврити, потужність яких на південь від м. Каховки різко зростає в напрямку до Криму, досягаючи в осьовій частині Причорноморської западини 250—300 м.

Детальне вивчення нижньоміоценових відкладів утруднюється тим, що вони відомі тільки за даними буріння і залягають на значних глибинах. Однією з причин слабкої вивченості є бідність на палеонтологічні рештки. Саме тому відклади нижнього міоцену у Північному Причорномор'ї виявлено недавно (Носовський, Пасічний, 1965). Виділяються вони у складі двох горизонтів: горностаївського та чорнобаївського. Спочатку виділення цих горизонтів було умовним, оскільки воно ґрунтувалося переважно на літологічних ознаках, не завжди чітких і надійних. За ними горностаївський горизонт характеризується як алеврито-глиниста товща, що залягає безпосередньо на асканійських глинах, а чорнобаївський горизонт складений в основному піщаними глинами темного або майже чорного кольору, багатими рослинною органікою, яка виповнює простір між двома проверстками чорних глин.

Згодом, в результаті проведеного Є. Я. Краєвою детального вивчення дрібних форамініфер, було з'ясовано, що у вертикальному розрізі тієї частини майкопської товщі, яка поширена в басейні Нижнього Дніпра, між сірогозькими верствами і відкладами середнього міоцену можна спостерігати зміну кількох форамініферових комплексів. Так, сфероїдинобий комплекс низів асканійських верств характеризується розквітом форамініфер. Вгору по розрізу він поступово збіднюється. При цьому помітно зростає вміст піщаних форамініфер і поступово зникає фауна, що характерна для сфероїдинового комплексу; ще вище з'являється ноніонідовий комплекс горностаївської світи (Краєва та ін., 1966).

Не викликає сумнівів, що сфероїдинобий комплекс асканійських відкладів і розташований вище по розрізу ноніонідовий комплекс можуть використовуватися для стратиграфічного розчленування, бо аналогічна послідовність форамініферових асоціацій виявлена не тільки в Північному Причорномор'ї, а й у розрізах майкопської товщі в інших районах Кримсько-Кавказької області.

Отже, якщо надалі не розглядати сфероїдинобий комплекс асканійських верств, які більшість дослідників відносять до верхнього олігоцену, то необхідно визнати, що в «надасканійській» частині майкопського розрізу, яка, безперечно, має міоценовий вік, зміна комплексів мікрофауни (за виключенням ноніонідового комплексу, приуроченого до горностаївського горизонту), мало придатна для впевнених стратиграфічних кореляцій.

Серед інших важливих груп органічних решток слід відзначити молюски, знайдені у відкладах горностаївського та чорнобаївського горизонтів. Це — досить нечисленні знахідки уламків черепашок поганої збереженості, близьких за родовим складом в обох горизонтах.

При мікропалеоботанічних дослідженнях в деяких розрізах цих відкладів В. В. Коралова (1964) та Н. О. Щокіна (1970) виділили рештки спор і пилку, а А. С. Григорович (1971) виявила перидиневі водорості.

Однак інтерпретація цих даних для стратиграфічного розчленування на сучасній стадії вивчення спор, пилку і особливо перидиневих водоростей утруднена. Їх все ще неможливо використати для надійного зіставлення майкопських розрізів і для датування відкладів, що містять ці рослинні рештки.

Горностаївські верстви. Відклади горностаївських верств займають значно меншу площу, ніж підстелюючі їх асканійські верстви (межа сучасного поширення останніх проходить в Причорномор'ї набагато далі на північ). Площа суцільного розвитку горностаївських відкладів розміщується між Бузьким лиманом на заході і Молочанським на сході.

Горностаївські відклади складені глинистими алевритами, які в низах розрізу темно-сірі, а догори стають зеленувато-сірими та більш піскуватими. Вони згідно залягають на асканійських породах і без видимих слідів перериву перекриваються чорнобаївськими відкладами.

У фаціальному відношенні — це утворення відкритого неглибокого моря, що являють собою переверстування пачок глинистих і алеврито-піщаних порід, які мають загальну тенденцію до збільшення глинистості відкладів у південному напрямку. Тому алевритові породи в напрямку до Перекопського перешийку і Каркінітської затоки поступово змінюються темно-сірими і зеленувато-сірими глинами, що містять лише окремі пачки більш алевритових порід, особливо у верхній частині розрізу. Потужність відкладів непостійна і змінюється від кількох метрів на півночі в зоні виклинювання до 160 м і більше на півдні.

Палеонтологічні рештки у відкладах горностаївських верств зустрічаються переважно в більш глинистих породах. До них приурочений наведений комплекс бентосних форамініфер (Краєва та ін., 1966): *Porosonion dendriticus* (C h a l.), *Nonion granosus* (O r b.), *Melonis dozularensis* (C h a l.), *Elphidium onerosum* B o g d., *Globulina gibba* O r b., *Cibicides ornatus* B o g d., *Uvigerinella californica* C u s h m., *Quinqueloculina* aff. *selene* (K a r g.).

У цих самих відкладах виявлено рештки молюсків, які внаслідок дуже поганої збереженості важко визначити до виду. Найрізноманітнішу асоціацію молюсків виявлено в свердловині біля с. Карга недалеко від узбережжя Каркінітської затоки, де на глибині 524—530 м визначено рештки *Chione multilamella* L., *Corbula gibba* O l., *Cardium* ex gr. *aculeatum* L., *Cardium abundans* L i v. та *Cardium helmerseni* I l i n a — вид, характерний для байгубецького горизонту Приаралля. В інших свердловинах цих же районів Причорномор'я до горностаївських верств приурочено молюски *Nucula* sp., *Pseudamussium corneum* S o w., *Chlamys* cf. *bifida* (M ü n s t), *Glycymeris* ex gr. *lunulatus* (N y s t.), *Cyprina* sp., *Lucina* sp., *Cardita* sp., *Cuspidaria* sp., *Dentalium kickxi* N y s t., *Fusus* sp.

Систематична належність згаданих вище молюсків свідчить про нормально-морський режим горностаївського басейну.

Крім форамініфер і молюсків з горностаївських відкладів А. С. Григорович (Веселов, Григорович, 1971) вивчено перидиневі водорості, що належать до видів з родів *Deflandrea* і *Rombodinium*, які з'являються ще в асканійських відкладах.

На цій підставі А. О. Веселов та А. С. Григорович вважають, що датувати горностаївські верстви можна пізнім олігоценом, але можливе й інше трактування даних про перидиневі. Можна розглядати ці дані як підтвердження того, що проводити межу між палеогеном і неогеном необхідно у пі-

дошві асканійських верств. Про це вже писав Б. П. Жижченко (1964), а пізніше і В. Г. Шеремета (1969, 1971) на основі вивчення остракод.

Щодо інших мікропалеоботанічних решток горностаївських верств слід відзначити спорово-пилкові комплекси, вивчені В. В. Кораловою (1964), а також недавно опубліковані результати палінологічних досліджень Н. О. Щокіної про найбільш близьку схожість горностаївських спорово-пилкових комплексів з хат-аквітанськими комплексами Чехословаччини та Угорщини.

У новій схемі поділу міоцену Центрального Паратетису, що включає область Західних Карпат і Віденського басейну, хат-аквітанські відклади цього регіону чеські, австрійські та угорські геологи виділяють як егерський «ярус» (Baldi, Senes, Cicha, Papp, 1968), що охоплює верхи олігоцену — низи міоцену. Отже, якщо асканійські верстви можна зіставити з низами егерію, то горностаївські верстви відповідатимуть його верхній частині, яка, за даними зарубіжних геологів, має, безсумнівно, міоценовий вік і, мабуть, відповідає аквітанському ярусу класичної шкали неогену Європи.

На закінчення розглянемо деякі аспекти кореляції горностаївських верств з одновіковими відкладами Кримсько-Кавказької області.

Для Степового Криму є місцева схема поділу майкопської товщі, в якій одновікові з горностаївськими верствами відклади відповідають верхній частині верхнього керлеуту. Подібна кореляція підтверджується не тільки послідовним простеженням цих відкладів у свердловинах у напрямку до Криму, а й результатами детального вивчення порід опорних свердловин на Чонгарському п-ові, в тому числі палінологічними даними (Щокіна, 1970).

Спорово-пилкові спектри, що характеризують верхню частину цих відкладів на Чонгарському п-ові, за дослідженнями Н. О. Щокіної (1970), аналогічні до спектрів горностаївських верств північних районів Причорномор'я. Одночасно на глибині 342—351 м Л. М. Голубнича встановила характерний для горностаївських верств Причорноморської западини ноніонідовий комплекс форамініфер, а М. Ф. Носовський в тому самому інтервалі виявив рештки молюсків *Nucula* sp., *Pseudamussium* ex gr. *corneum* Sow., *Glycymeris* sp., *Cardium abundans* L і v.

Вище по розрізу, в інтервалі 247—299 м, залягають темно-сірі, місцями майже чорні алевритові глини, які кримські геологи-нафтовики звичайно відносять до верхнього майкопу. Виходячи з літологічного складу та спорово-пилкових комплексів (Щокіна, 1970), можна вважати, що ці породи є безумовним аналогом чорнобаївських верств Північного Причорномор'я. Саме в цій частині розрізу на Чонгарській площі Л. М. Голубнича виявила зональний вид ольгинської світи Передкавказзя — *Neobulimina elongata* Or b. Отже, за палеонтологічними даними опорних свердловин Чонгарського п-ова можна надійно зіставити майкопські розрізи Північного Причорномор'я і Криму.

Зіставлення горностаївських верств Північного Причорномор'я з одновіковими відкладами віддаленіших районів півдня України поки що можна зробити лише умовно, на основі простеження у вертикальних розрізах аналогічної зміни тих біоценозів форамініфер та інших груп організмів, для яких більш чи менш доведено приуроченість до відповідних стратиграфічних рівнів.

Над сірогоськими верствами півдня України, за комплексами форамініфер, такими найбільш надійнішими рівнями можна назвати верстви з *Sphaeroidina variabilis* — *Spiroplectammina terecensis* (асканійські верстви) та верстви з *Porosonion dendriticus* — *Cibicides ornatus* (горностаївські верстви). Перехід між відкладами, що містять ці два комплекси форамініфер, досить поступовий, тому і межа між охарактеризованими ними стратиграфічними підрозділами встановлюється досить приблизно, з появою піскуватості порід та наявності форамініфер ноніонідового комплексу.

Виховуючи це, необхідно визнати, що зазначена межа певною мірою є фактичною і тому в різних частинах Чорноморсько-Каспійської області може проходити на неоднакових рівнях.

Проте подібна вертикальна зміна комплексів форамініфер з масовою появою ноніонідів в певній частині середньомайкопського розрізу вказується для багатьох районів півдня СРСР. Як правило, поява ноніонідового комплексу форамініфер приймається за основу нижнього міоцену. Наприклад, на Північному Кавказі — це зона *Nonion polymorphus* Затеречної рівнини та Прикубанської низини (Богданович, 1960), в Прикарабугаззі — зона *Porosonion dendriticus* (Коровина, 1964), в Південному Приараллі, на Устюрті та в розрізах Заунгузьких Каракумів в Північно-Устюртському прогині — зона *Porosonion dendriticus* — *Cibicides ornatus* (Прусова, 1964; Іванова, 1971). Трапляються вони і у відкладах верхньосарбатирської світи Центральних Кизилкумів, а також характеризують подібні за стратиграфічним положенням відклади кашкаратинської світи Південного Магнішлаку (Михайлова, 1968).

В усіх наведених районах, включаючи й горностаївські верстви півдня України, ці відклади містять асоціацію форамініфер, для якої найхарактерніші три види: *Porosonion dendriticus* (C h a l.), *Cibicides ornatus* B o g d., *Elphidium onerosum* B o g d.

Наявність цих форамініфер у безперервних розрізах майкопу під зоною *Neobulimina elongata* ольгинської світи, зіставленої з бурдигальським ярусом, дає можливість відносити відклади з ноніонідовим комплексом до аквітанського ярусу нижнього міоцену.

Чорнобаївські верстви. Відклади чорнобаївських верств утворюють досить своєрідний осадовий комплекс, який легко виділяється за темно-сірим або майже чорним забарвленням порід, представлених пісками, безкарбонатними глинами та алевроитами.

Це переважно піщано-алевритова товща з проверстками чорних глин, яка має відносно невелику потужність. В районі м. Херсона вона не перевищує 35 м, на узбережжі Каркінітської затоки досягає 98 м, а на Чонгарському п-ові знову зменшується до 52 м. Чорнобаївські відклади без видимих слідів перериву залгають на горностаївських і трансгресивно перекриваються різновіковими відкладами середнього міоцену.

Поширені ці відклади на меншій площі, ніж підстелюючі їх породи горностаївських верств. Вони займають територію від Бузького лиману на заході до Утлюцького лиману в Приазов'ї; оконтурені з півночі лінією, яка проходить через м. Миколаїв, м. Берислав і Нижньо-Сірогозький район Херсонської області в напрямку залізничної станції Сокологірне.

Чорнобаївські верстви спочатку було виділено як літологічно своєрідну товщу, «яка складається з чергування пачок піщано-алевритових порід і темних глин» (Носовський, 1965). Пізніше в ній було знайдено молюски, нечисленні бентосні форамініфери, остракоди, а також рештки спор, пилку і перидинеевих водоростей.

На жаль, ці викопні рештки не завжди мають задовільну збереженість (наприклад, молюски) або ж представлені маловиразними асоціаціями бентосних форамініфер значного вертикального поширення, які до того ж трапляються подекуди.

З дрібних форамініфер, що визначала Є. Я. Краєва, мабуть, заслуговує на увагу вид *Bulimina tumidula* B o g d., вперше описаний О. К. Богдановичем (1960) з нижньоміоценових відкладів Північного Кавказу.

Молюски в чорнобаївських відкладах трапляються дуже рідко. В основному їх виявлено у свердловинах поблизу Каркінітської затоки, головним чином у розрізі свердловини поблизу с. Приморської Херсонської обл. Тут, як і в інших свердловинах, знайдено рештки *Cardium abundans* L i v., а також *Nucula* sp., *Chlamys* sp., *Cardita* sp., *Crassatella* sp., *Tellina* sp., *Fusus* sp.

Родовий склад наведених молюсків і знахідки в цих породах голок

морських їжаків свідчать про нормально-морський режим чорнобаївського басейну.

За визначенням В. Г. Шеремети, в чорнобаївських відкладах виявлено остракоди *Neomonoceras helvetica* Oertli, *Haplocytheridea strigulosa* (Reuss), *Pteryocythereis helvetica* Oertli, *Eocytheropteron druggense* Oertli, *Loxococoncha eggeriana* L n k l., *Echinocythereis hirsuta* (L n k l.).

Спорово-пилкові комплекси з чорнобаївських верств детально вивчила Н. О. Щокіна (1970). Вони аналогічні до верхньомайкопських комплексів Центрального Передкавказзя та Степового Криму (Козяр, 1959, 1960).

Нещодавно А. С. Григорович у чорнобаївських відкладах Причорномор'я виявила нечисленні перидинієві водорості, що належать до роду *Deflandrea*.

На жаль, серед наведених вище органічних решток не можна назвати форми, які б мали вирішальне значення для кореляції та встановлення віку чорнобаївських верств.

Проте треба відзначити, що ці відклади є першим в Причорномор'ї горизонтом, де з'являються безсумнівно міоценові палеонтологічні рештки, характерні для бурдигальського ярусу. Зокрема, для стратиграфічної кореляції можуть бути використані форамініфери зонального виду *Neobulimina elongata* O g b., виявлені на Чонгарській площі Л. М. Голубничою і характерні для ольгинської світи Центрального Передкавказзя та її аналогу в Криму — батисифонового горизонту. Крім того, можна назвати властиві чорнобаївським верстам остракоди *Neomonoceras helvetica* Oertli, що вперше з'явилися у бурдигалі Західної Європи, та спорово-пилкові комплекси (Щокіна, 1970). Останні, за висновками Н. О. Щокіної, виявляють схожість з спорово-пилковими комплексами верхнього боровугільного пласта Мудрокам'яного басейну, де вони належать до бурдигалу — нижнього гелвету (Planderova, 1963) або, за новою карпатською стратиграфічною шкалою, відповідають егенбургію.

Безперервність майкопського розрізу у Північному Причорномор'ї при умові проведення нижньої межі міоцену в підосві горностайських верств, як вірогідного аналогу аквітанського ярусу, обумовлює можливість віднесення чорнобаївських відкладів до бурдигалу.

Нижньоміоценові відклади останнім часом виявлено на захід від меридаана Одеси, в Передобруджинському прогині (Барг, Носовський, Пішванова, 1972). Тут, у свердловині, розташованій на північ від м. Ізмаїла, в с. Кам'яниці Одеської області, під темно-зеленими сарматськими глинами (з глибини 387 м) спостерігається розріз (зверху вниз):

1. Мергелі щільні, ясно-сірі, з уламками устриць та інших моллюсків поганої збереженості 0,2 м.
2. Алеврити вапнякові, зеленувато-сірі, з *Globigerinoides trilobus* (Reuss) 0,62 м.
3. Мергелі сірі, з рештками форамініфер *Spiroplectammina carinatiformis* M o r o g., *Anomalina acuta* P l u m m., *Globigerina micra* C e l e.

У цьому розрізі верства 1 — це верхньотортонські відклади, широко розвинуті по всій території Молдавської РСР, а верства 3 — верхній еоцен.

У верстві 2 виявлено рештки планктонних форамініфер: *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globoquadrina dehiscens* (Chapm., Parret Coll.), *G. langhiana* C i t a e t G e l a t i, *G. quadraria* C u s h. e t E l l i s., *Globigerina linaperta* (F i n l a y), *G. praebuloides* B l o w., *G. concinna* O g b., *Globorotalia scitula* (B r a d y), *G. proxima* (P i s c h w.).

Наведені види планктонних форамініфер дають підставу відносити алевритові породи Передобруджинського прогину (верства 2 у свердловині с. Кам'янки) до нижнього міоцену, умовно зставляючи їх з бурдигальським ярусом. Для зручності ці відклади названо комратськими верстами.

Встановлення нижньоміоценових відкладів у Передобруджинському прогині свідчить про нові шляхи палеогеографічних зв'язків міоценових басейнів Евксинно-Каспійської області і західної частини Паратетису.

Найвірогідніше, що цей зв'язок здійснювався з Переддобруджя через Бирладський прогин і далі проходив в напрямку через південне (Дакійський басейн) та північне (Молдавське) відгалуження Передкарпатського прогину.

СЕРЕДНІЙ МІОЦЕН

Серед відкладів середнього міоцену в Північному Причорномор'ї виділяються маяківська світа, томаківські верстви, чокрацький, караганський і конкський горизонти (рис. 2).

Маяківська світа. Відклади маяківської світи представлені смарадово-зеленими пісками, що легко виділяються у розрізах Північного Причорномор'я завдяки характерному зовнішньому вигляду. Вони складають

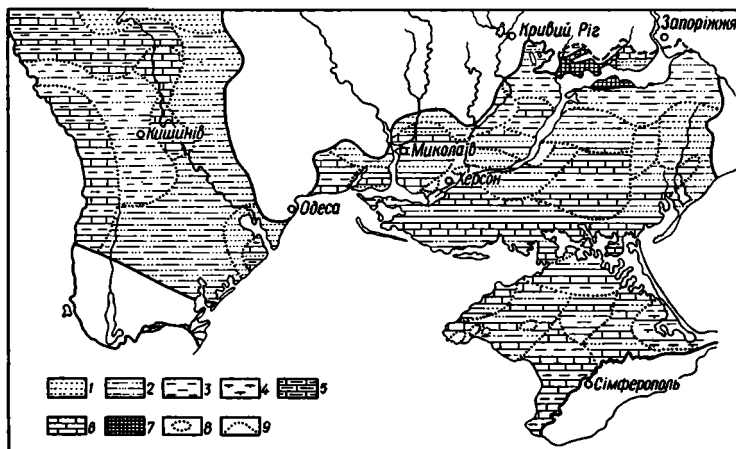


Рис. 2. Схематична карта поширення середньоміоценових відкладів на півдні України та Молдавії (склав М. Ф. Носовський):

1 — піски; 2 — глинисті піски і піскуваті глини; 3 — глини; 4 — глини карбонатні; 5 — мергелі, вапняки глинисті; 6 — вапняки; 7 — вивержені метаморфічні та осадові породи в областях розмиву давньої суші; 8 — межі давніх розмивів; 9 — межі літологічних комплексів.

найбільш давній горизонт міоценових відкладів південного схилу Українського щита, а в Причорноморській западині є складовою частиною міоценових відкладів майкопської товщі.

У Борисфенській затоці ці відклади повсюдно простежуються далі на схід від субмеридіональної лінії Очаків — Миколаїв — Кривий Ріг. На захід від цієї лінії, на місці Південно-Бузького виступу докембрійської смуги, була суша, що відокремлювала Борисфенську затоку від Молдавсько-Галиційської, де маяківські відклади зустрінуто у південній частині межи річчя Прут — Дністер (рис. 3).

Вздовж південного схилу Українського щита ці піщані породи не заходять на північ від широти Кривий Ріг — Запоріжжя і мають відносно невелику потужність — від кількох дециметрів до 6,5 м. Поблизу зони виклинювання, в південній частині Нікопольського марганцеворудного басейну, місцями спостерігається повна відсутність маяківських порід, що зумовлено пліоценовими розмивами пра-Дніпра. На південь від субширотної лінії Каховка — Херсон потужність маяківських відкладів зростає. Поступово змінюється літологічний склад порід на більш глибоководні алевроито-глинисті, які складають верхню частину майкопської товщі узбережжя Каркінітської затоки. В перехідній частині розрізу між зазначеними фаціальними

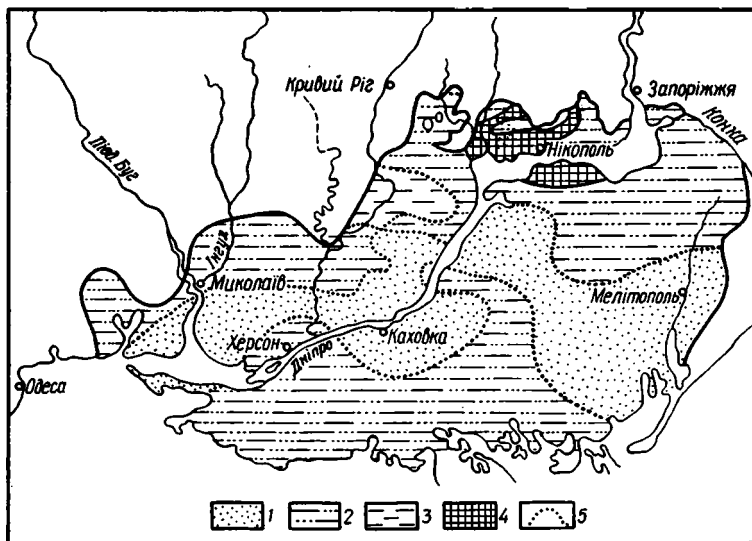


Рис. 3. Схематична карта поширення та літологічного складу відкладів маяківської світи у Борисфенській затоці (склав М. Ф. Носовський):

1 — піски; 2 — глинисті піски і піскуваті глини; 3 — глини; 4 — вивержені метаморфічні та осадочні породи в областях розмиву давньої суші; 5 — межі літологічних комплексів.

відмінами маяківської відклади представлені двома літологічними пачками: внизу — білі дрібнозерністі кварцові піски, а вище — смарагово-зелені глинисті піски загальною потужністю до 40 м (рис. 4).

Нижню пачку білих кварцових пісків, розкритих свердловинами в Херсонській обл. на північ та південь від м. Каховки, Г. В. Пасічний (1970)

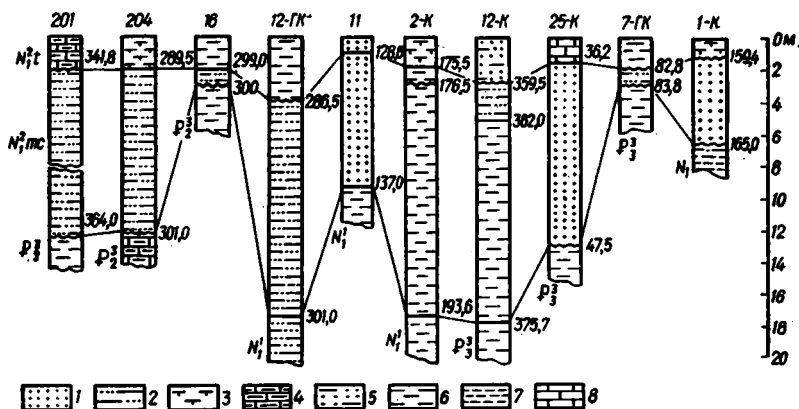


Рис. 4. Типи розрізів відкладів маяківської світи на півдні України:

1 — піски; 2 — глини піскуваті; 3 — глини вапняковісті; 4 — мергелі, вапняки глинисті; 5 — піски глинисті; 6 — глини; 7 — алеврити; 8 — вапняки.
Місцезнаходження свердловин: 201 — с. Новоселівка; 204 — с. Вишневе; 16 — с. Ярославка; 12-ГК — Свободний Порт; 11 — Парутине; 2-К — с. Кізомині; 12-К — с. Приморське; 25-К — с. Софіївка; 7-ГК — с. Сухий ставок; 1-К — с. Нова Маячка.

запропонував виділити під назвою софіївської світи. У Борисфенській затоці біля м. Василівки Запорізької обл. залягають оолітові залізисті пісковики потужністю 1,4—2,7 м. Вони також характеризуються локальним поширенням і простежуються у вигляді вузької смуги паралельно давній береговій лінії (Грязнов, Хорошева, 1957). Вводити нові стратиграфічні назви для цих місцевих фацій нижньої частини маяківської світи навряд чи доцільно.

Оскільки палеонтологічні рештки на території Східного Причорномор'я у маяківській світі довго залишалися невідомими, ці відклади спочатку було виділено як вікові аналоги томаківських верств (Носовський, Пасічний, 1965). З нагромадженням нових геологічних даних їх вік визначався як тарханський (Веселов та ін., 1966) або чокрацький (Насад, 1968; Пасічний, 1970). Останнім часом поширення маяківських відкладів у Борисфенській затоці пов'язується з існуванням на півдні України солонуватого басейну, що характеризується розвитком в інших частинах Паратетису онкофорової фауни, яка відповідає нижньому гелъвету класичної стратиграфічної шкали міоцену Європи (Носовський, 1971).

Відомості про ці відклади на південному схилі Українського щита і в Причорноморській западині за останні роки значно збільшилися завдяки проведенню геологозйомочним роботам з великим обсягом буріння. В різних районах досліджуваної території у відкладах маяківської світи виявлено бідні палеонтологічні рештки. Вони належать бентосним форамініферам (за даними Л. С. Пішванової) *Quinqueloculina akneriana* O r b., *Nonion granosus* (O r b.), *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Elphidium rugosum* (O r b.).

Цей збіднений, але стабільний для маяківської світи комплекс форамініфер свідчить про порушений сольовий режим морського басейну.

З'ясовуючи питання про характер солоності маяківського басейну, необхідно враховувати деякі особливості поширення і стратиграфічного положення цих відкладів, а саме: а) маяківські піщані породи (зі збідненим видовим складом форамініфер) поширені по всьому Північному Причорномор'ю; б) на південному схилі докембрійського щита, включаючи Нікопольський марганцеворудний і Білозерський залізорудний басейни, вони залягають різко трансгресивно і всюди приурочені до підосви міоценового розрізу, в) у с. Томаківці і біля с. Кам'янки (балка Кринична) проверстка смарагдово-зелених пісків залягає під томаківськими черепашковими вапняками і містить збіднений комплекс форамініфер, що різко відрізняється від полігалінного комплексу томаківських верств.

Таким чином, відклади з бідною мікрофауною в цей проміжок часу могли утворитися лише в «онкофоровому басейні», який на півдні України передував безпосередньо томаківському нормально-морському басейну.

Маяківські відклади з бідною мікрофауною поширені також на південь від лінії Херсон — Каховка — Мелітополь, але тут вони переходять у піщано-глинисті майкопські фації, детально вивчені в ряді свердловин Херсонської області: кол. Свободний Порт (на узбережжі Ягорлицького лиману), с. Приморське (кол. Карга), Парутине, Кізомис та ін.

Останнім часом маяківські відклади розкриті свердловинами на захід від меридіана Одеси в південно-східній частині межириччя Дністер — Прут (села Ярославка, Новоселівка), а також в Переддобруджинському прогині (села Задубаївка, Баштанівка, Вишневе та ін.). Потужність їх змінюється від 3 до 11,5 м, представлені вони яскраво-зеленими пісками з проверстками більш глинистих порід. В них визначено збіднений комплекс дрібних форамініфер, аналогічних до тих, які відомі далі на схід від Дністра — в Борисфенській затоці (Барг, Носовський, Пішванова, 1972).

В деяких розрізах на захід та схід від Одеси в маяківських відкладах, крім збідненої асоціації бентосних форамініфер, зустрінуто поодинокі піритизовані рештки радіоларій. Їх можна було б розглядати як свідчення нормально-морського режиму маяківського басейну, проте ступінь збереженос-

ті цих нечисленних знахідок радіолярій і деяких черепашок форамініфер перш за все вказує на їх вторинне залягання.

Збідений комплекс форамініфер цих відкладів свідчить про умови солонуватоводного басейну. Перед томаківсько-горіською (або тарханською) трансгресією таким басейном був онкофоровий, що поширювався від Баварських Альп до Аральського моря.

Таким чином, маяківські відклади можуть бути зіставлені з корольовським горизонтом Степового Криму та Керченського п-ова. На Кавказі вони відповідно зіставляються з рітцевською світою Передкавказзя і коцхурським горизонтом Закавказзя.

Томаківські верстви. Відклади томаківських верств представлені черепашковими вапняками, які простежуються тільки на південному схилі Українського щита в широтній смузі між правими притоками р. Базавлука (Кам'яною, Жовтенькою) на заході та м. Запоріжжя на сході (рис. 5).

Основні їх відслонення можна спостерігати в двох пунктах Придніпров'я: перший в с. Томаківці, звідки вони вперше описані і одержали свою назву (Соколов, 1899), другий на відстані близько 70 км на захід від с. Томаківки, на південь від с. Кам'янки Апостоловського р-ну Дніпропетровської обл., по обох берегах р. Кам'янки.

На південному схилі Українського щита черепашкові вапняки повсюдно перекристалізовані і трапляються у вигляді розрізнених глин або пластів потужністю 0,3—2,5 м. Залягають вони, як правило, на докембрійських породах або на корі вивітрювання, а в с. Кам'янці відокремлені від кристалічних порід шаром гравелістних та середньозернистих пісків ясно-зеленого кольору.

Ці піски умовно зіставляються з маяківською світою більш південної частини Причорномор'я на підставі знайденої в них збіденої асоціації форамініфер *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Nonion granosus* (O g b.), *Quinqueloculina* sp.

Зверху томаківські вапняки майже всюди перекриваються середньосарматськими породами і лише в долині р. Кам'янки над ними залягає пласт досарматських міоценових глин зеленого кольору, які містять поодинокі черепашки бентосних форамініфер (визначення Л. С. Пішванової): *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Florilus boueanus* (O g b.), *Guttulina austriaca* O g b., а також рештки *Quinqueloculina*, *Gyroidina*, *Nonion*. Вік цих піщано-глинистих порід не зовсім ясний. Можливо, вони відповідають веселянським верствам Придніпров'я.

Серед відомих в Придніпров'ї виходів томаківських верств розріз на р. Кам'янці найбільш повно відповідає сучасним вимогам стратотипу.

На правому схилі балки Криничної, що відкривається в долину р. Кам'янки (рис. 6), зверху вниз, відслонюються:



Рис. 5. Місцезнаходження устричників (томаківські верстви) на південному схилі Українського щита:

1 — с. Томаківка; 2 — с. Мар'ївка на р. Жовтенькій; 3 — балка Кринична на р. Кам'янці; 4 — балка Середня Хортиця (с. Бабурка); 5 — м. Запоріжжя; 6 — с. Балабине.

1. Лесовидний суглинок. Потужність 0,5 м.
2. Вапняк сірий, перекристалізований, з *Cardium fittoni* O g b., *Macra pallasi fabreana* O g b. Потужність 1 м.
3. Глина піщана, зелена, з вохристо-жовтими плямами. Потужність 2 м.
4. Вапняк сірий, перекристалізований, з відбитками та ядрами молюсків *Nucula nucleus* L., *Glycymeris deshayesi* (Mayer), *Mytilus fuscus* H ö r n., *Chlamys* (Chlamys) *seniensi domgeri* (Mikh.), *Ch. millistriata* (Poli), *Hinnites crista* Broc., *Cardita jovanetti* Basl., *Gryphaea* (Crassostrea) *gryphoides* (Schloth.), *Panopea* (Panopea) *menardi* Desh., *Rzehakia socialis* (Rz.), *Turritella turris* Basl. Потужність 2 м.
5. Той самий вапняк з переважанням *Rzehakia socialis* (Rz.) і рештками великих устриць *Gryphaea* (Crassostrea) *gryphoides* (Schloth.). Потужність 0,4 м.

6. Пісок гравелістий, ясно-зелений. Потужність 0,4 м.
7. Гравеліт, зцементований в'язкою піщаною глиною. Потужність 0,2 м.
8. Каолін первинний, залягає на докембрійських гранітах. Видима потужність 2,5 м.

Верстви 4 і 5 належать до томаківських відкладів, а 6 і 7 — до маяківської світи.

Одна з важливих особливостей цього розрізу полягає в тому, що онкофори зустрічаються тут разом з полігалінною фауною молюсків томаківських верств, хоч вони, подібно до красострей, знаходяться в нижній частині розрізу. Як відомо, аналогічна особливість онкофор встановлена для району Кам'янки (Носовський, 1953а, 1956а), для горіських верств Грузії (Зинов'єв, 1953), а також нагірянських верств Волинно-Поділля (Вялов, 1965).

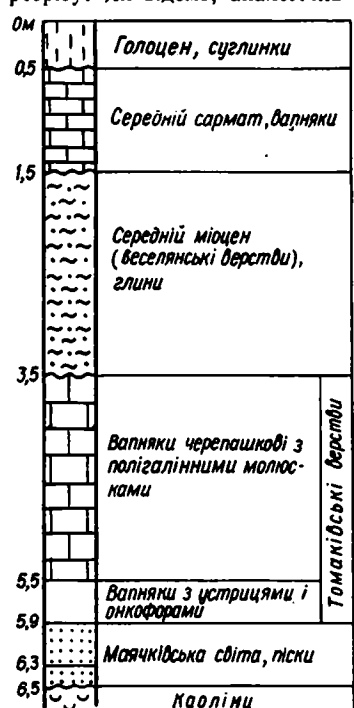


Рис. 6. Стратотиповий розріз томаківських верств на р. Кам'яні в Дніпропетровській обл.

Загальна кількість молюсків, відомих з томаківських верств різних пунктів південного схилу Українського щита, складається приблизно з 50 видів (Михайловський, 1903; Лепікаш, 1937; Носовський, 1953а, 1957, 1964; Зинов'єв, 1960; Барг, 1968, 1969). Серед них можна назвати найхарактерні молюски: *Anadara* (*Anadara*) *diluvii* (L a m k.), *A. (A.) turonica* (D u j.), *Chlamys* (*Chlamys*) *seniensi domgeri* (M i k h.), *Ch. (Ch.) multistriata* (P o l i), *Ch. (Aequipecten) macrotis* (S o w.), *Hinnites crisa* B r o c., *Isognomon rollei* (H ö r n.), *Cardita jouanneti* B a s t., *Gryphaea* (*Crassostrea*) *gryphoides* (S c h l o t h.), *Linga* (*Linga*) *columbella* L a m k., *Loripes* (*Loripes*) *dujardini* (D e s h.), *Pitar* (*Paradione*) *italica* D e f r., *Tellina* (*Moerello*) *donacina* L., *Oudardia compressa* (B r o c.), *Panopea* (*Panopea*) *menardi* D e s h., *Turritella archimedis* B r o n g n., *T. turris* B a s t., *Calyptreae* (*Calyptreae*) *chinesis taurostriata* L a c c o, *Euspira catena helicina* (B r o c.), *Ocenebrina sublavata sublavata* B a s t., *Terebralia bidentata* (G r a t.) etc.

Асоціація форамініфер томаківських відкладів належить лише до бентосних видів і не відзначається різноманітністю.

що частково пояснюється несприятливими умовами фосилізації.

Томаківський розріз вивчав В. Я. Дідковський у 1948, 1950 та 1961 рр.

Мікропалеонтологічне вивчення всіх відмін порід цього розрізу показало, що в гравелістичних пісках і дуже вивітрілих вапняках форамініфер не виявлено. Їх тут взагалі нема через умови утворення цих пісків, а у вапняках, можливо, вони зруйновані; у глинах і мергелях виявлено нечисленні черепашки *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. austriaca* O r b., *Nonion* aff. *granosus* (O r b.), *Florilus boueanus* (O r b.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Asterigerina* cf. *planorbis* O r b., *Discorbis* ex g r. *obtus* (O r b.), *Reussella spinulosa* (R s s.), *Globulina* sp., *Globigerina* cf. *tarchanensis* S u b b. et C h u t z., *Bolivina* aff. *dilatata* R s s., *Streblus beccarii* (L.).

Фауна остракод, за даними Ю. Б. Люльєва, складається з *Trachyleberis contexa* (B a i r d), *Loxococoncha carinata* L k l s., *L. pura* L j u l., *Leptocythera distorta* M a n d., *Xestoleberis pulcher* F u l., *Cytherura pennata* L j u l., *Cytheretta alberti* S c h n., *C. edwardsii* (R o e m.), *Bythocythere cristata* S c h n., *Aglajocypris tarchanensis* (S u z.).

Крім форамініфер та остракод, у мергелях і глинах трапляються голки морських їжаків, уламки моховаток та отоліти риб.

Найбільша кількість черепашок порівняно доброї збереженості належить *Streblus beccarii* (L.).

У розрізі с. Бабурки (балка Бурвальд) Верхньо-Хортицького району, розташованому на правому березі Дніпра, в маленькому кар'єрі по видобутку каоліну спостерігається зелена пластична глина з дрібною кварцовою галькою (потужність близько 1 м), в якій нема решток мікрофауни, і глина зеленувато-сіра, мергелиста, з численними сірими і вохристими плямами, з галькою і валунами кристалічних порід. У підшові мергелистої глини зустрінуто велике скупчення черепашок устриць. В устричнику і глині, що його перекриває, ми виявили нечисленні дрібноорослі поганої збереженості черепашки форамініфер: *Nonion* ex gr. *granosus* (O r b.), *Florilus boueanus* (O r b.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. cf. aculeatum* (O r b.), *Cibicides lobatulus* (W. et M.), *Asterigerina* sp., *Discorbis* sp., *Bolivina* sp., *Streblus beccarii* (L.) та остракоди.

У цьому розрізі зберігся в основному такий самий комплекс форамініфер, як і в балці Кисличуватій, але, беручи до уваги розміри черепашок, можна зробити висновок, що він розвивався за несприятливих умов. Черепашки устриць мають також значно менші розміри. Зменшення розмірів черепашок і відсутність серед форамініфер *Globigerina* cf. *tarchanensis* S u b b. et C h u t z., *Cibicides austriaca* (O r b.), *Reussella spinulosa* (R s s.), *Globulina* та голок їжаків вказує на те, що в районі с. Бабурки солоність води була нижчою, ніж у басейні балки Кисличуватої. В зв'язку з цим доречно відзначити, що під час відкладання глин бабурського розрізу (з наведеним вище комплексом форамініфер) морський басейн опріснювався великою водною артерією, можливо пра-Борисфеном.

Розріз с. Кам'янки, розміщений у невеликому кар'єрі по видобутку каоліну, характеризується наявністю в покрівлі ясно-сірих черепашково-мергельних вапняків потужністю близько 0,4 м з численними черепашками пектенів, пектункулусів, устриць, турител. Нижче залягає більш піщанистий мергель потужністю 0,3 м; ще нижче, на первинних каолінах, — зелений гравелістий пісок потужністю 0,4 м та польовошпатована галька.

Форамініфери у вигляді нечисленних погано збережених ядер *Cibicides* cf. *austriaca* (O r b.) та *Streblus beccarii* (L.) зустрінуті лише у вапняках. При цьому фауна остракод значно багатша за фауну форамініфер. За даними Ю. Б. Люльєва, вона представлена *Loxoconcha carinata* L k l s., *L. pura* L j u l., *Leptocythera distorta* M a n d., *Cytherella edwardsii* (R o e m.), *Aglaocypris tarchanensis* (S u z.).

Аналіз наведеного складу фауни форамініфер, а також порівняння її з комплексом форамініфер нижнього і середнього міоцену Передкавказзя, Закавказзя, Волино-Поділля та інших областей показали, що ця фауна дуже близька до такої самої з горійських верств Грузії, вік яких, за даними О. І. Джанелідзе, визначається як пізньогельветський — ранньотарханський. У зв'язку з цим В. Я. Дідковський вважає, що томаківські верстви у розглянутих вище розрізах слід віднести до низів тархану. Склад остракод томаківських верств і відкладів горійських верств Грузії також однаковий і, на думку В. Г. Шеремети, має різко виявлений тарханський вигляд.

Таким чином, за даними мікрофауни (форамініфери і остракоди), томаківські верстви добре зіставляються з горійськими верствами Грузії і датуються тарханом. Г. І. Молявко (1960), на підставі аналізу фауни молюсків томаківських верств і тарханського горизонту, відзначив, що в їх відкладах спостерігається кілька спільних форм, до яких належать *Nucula nucleus* L., *Nuculana fragilis* C h e m n., *Chama gryphoides* L., *Calyptraea chinensis* L., *Ostrea gryphoides* S c h l o t h., *Chlamys domgeri* M i k h. та ін. Це дає повне право на їх синхронізацію. В Галицько-Подільській затоці томаківським верствам відповідають верстви з *Amussium denudatum* нижнього

тортону (Молявко, 1960), хоч останні і мають багатший комплекс фауни молюсків і форамініфер.

Довгий час томаківські верстви одностайно відносилися до тортонського ярусу. Цьому значною мірою сприяла публікація у 1940 р. XII тому «Стратиграфії СРСР», в якій Б. П. Жижченко розглядає томаківські верстви півдня України і горійські верстви Закавказзя як мілководні аналоги тарханського горизонту, що приймався за підшву тортону.

1957 р. М. Ф. Носовський, на підставі аналізу наведеного вище комплексу молюсків, зустрінutih у вапняках на р. Кам'яній, дійшов висновку про пізньогельветський вік томаківських верств. Пізніше цей висновок був підтверджений новими знахідками в томаківських верстах пектинід *Chlamys macrotis* (Sow.), *Hinnites crispa* Gos. (Барг, 1968), характерних видів морських гельветських відкладів західної частини Паратетису і Середземномор'я (Roger, 1935; Csepregy-Mezneries, 1956, 1960).

Приуроченість до томаківських верств згаданих вище пектинід, а також *Isognomon rollei* Högn., *Cardium turanicum* Maу. та особливо *Rehakia socialis* (= *Oncophora socialis*) Rehak, невідомих у відкладах, молодших за гельветські в Західній Європі, підтверджує вірність кореляції томаківських верств з тією частиною міоценового розрізу, що розміщується у західній частині Паратетису нижче відкладів тортонського ярусу. Як відомо, в новій стратиграфічній схемі міоцену Центрального Паратетису ці відклади виділено як карпатську серію (Cicha, Tejkal, 1959; Cicha et al., 1967).

На Волино-Подільні томаківським верстам відповідають тагірянські верстви (Горецький, 1961), в Чорноморсько-Каспійській області — горійські верстви Закавказзя (Кваліашвілі, 1962) та їх вікові аналоги в інших районах, в тому числі й тарханський горизонт. Висновок про однаковий вік устричних верств Борисфенської затоки і Закавказзя з тарханським горизонтом не новий і ґрунтується на результатах вивчення молюсків (Жижченко, 1934, 1967; Зинов'єв, 1953, 1963; Мерклін, 1961; Ананіашвілі, 1960, 1962; Багдасарян, 1959), дрібних форамініфер (Джанелідзе, 1951, 1970) та остракод (Льюїс, 1960). Останні результати вивчення наноплактону стратотипу тарханського горизонту Керченського п-ова (в р-ні мису Тархан), проведені А. С. Григорович, дали можливість виявити коколітофориди зони № 5 — *Sphenolithus heteromorphus* — стандартного розчленування неогенових відкладів за наноплактоном. Стратиграфічне положення цієї зони коколітофорид у Центральному Паратетисі приймається в обсязі карпатію, відклади якого раніше датували пізнім гельветом, та нижньої частини баденію. Проте питання про характеристику тарханських відкладів Керченського п-ова за наноплактоном потребує дальшого вивчення.

Все це свідчить про широкі палеогеографічні зв'язки томаківського басейну Південної України (і відповідно тарханського) з нормально-морськими басейнами, розташованими у західній частині Паратетису. Тому томаківські верстви є важливим кореляційним рівнем для паралелізації одновікових відкладів півдня СРСР і Західної Європи, а також важливі для регіональної кореляції відповідних відкладів у Євсино-Каспії. На жаль, до кінця не розв'язане питання про аналоги томаківських верств у внутрішній частині Борисфенської затоки — Причорноморській западині.

Зіставлення томаківських верств і маяківської світи, як вже підкреслювалось, навряд чи правомірне, оскільки, судячи зі складу їх фауни, це відклади морських басейнів різних сольових режимів. Тому є підстава припускати, що томаківські верстви на більшій частині Північного Причорномор'я були представлені пластом вапняку незначної потужності, розмитого наступними міоценовими трансгресіями. Сліди цього розмиву простежуються на південь від Нікополя до широти Каховка — Херсон у вигляді обкатаних уламків вапняку з відбитками і ядрами молюсків поганої збереженості, віднесених до полігалінного комплексу (*Chlamys, Anadara*).

Глибокі свердловини, недавно пробурені вздовж північного узбережжя Каркінітської затоки, розкрили над верхньомайкопськими відкладами пачку голубувато-зелених вапняково-піщаних глин з великими пектинідами і кардідами поганої збереженості, які можуть виявитися глинистою фацією томаківських верств півдня УРСР.

Закінчуючи стратиграфічний огляд томаківських верств Борисфенської затоки, слід підкреслити безсумнівну однаковість їх з горійськими верстами Закавказзя і нагірянськими верстами Волино-Поділля. З деякою обережністю цей висновок можна поширити і на паралелізацію з тарханським горизонтом, хоч ручатися за певну ізохронність томаківських вапняків південного схилу Українського щита і тарханських мергелів Керченського п-ова ризиковано. Не викликає сумніву також приуроченість томаківських верств до того стратиграфічного інтервалу міоцену Західної Європи, який у Віденському басейні визначається «верхнім гелльветом» або карпатієм у новій стратиграфічній схемі міоцену Центральної Європи.

Поряд з розглянутими точками зору існує думка про більш молодий вік томаківських верств. Зокрема, Л. М. Кудрин (1954а) та Р. Л. Мерклін (1958) відносили їх до пізнього тортону і зіставляли з чернівецькими верстами Б. П. Жиженка. Ця точка зору, на думку В. Я. Дідковського, позбавлена добре аргументованих доказів і тому не може бути прийнятою.

Чокрацький горизонт. Відклади чокрацького горизонту широко розвинуті в Криму і особливо на Керченському п-ові, де і були вперше визначені М. І. Андрусовим у 1887 р. поблизу оз. Чокрак. У Причорноморській западині вони вперше виявлені Б. П. Жиженком (Ханін, 1947) в свердловині м. Бердянська, М. В. Ярцевою (1950) у Нікопольському районі, Г. І. Моляком (1952, 1960) у Каховському, Білозерському, Новотроїцькому та Токамацькому районах, М. Ф. Носовським (1952, 1957а), М. М. Карловим і М. Ф. Носовським (1953) у надрудній товщі Нікопольського району, балці Грушенці, селах Яковлівці, Новокиївці, у м. Запоріжжі (балка Капустяна), у с. Червоноармійському і хут. Показному, селах Кам'янському і Сухоіванівському Запорізької обл. та В. Я. Дідковським (1959) у Дніпропетровській обл.

У Північному Причорномор'ї чокрацькі відклади ніде не відслонюються, вони розкриті лише свердловинами. Внаслідок цього ряд питань їх палеонтологічної характеристики все ще залишається до кінця не розв'язаним. Тому не випадково, що через погану збереженість чокрацької фауни спочатку їх відносили до верхньотомаківських верств на противагу вапнякам зі стеногалінною фауною Томаківки і Кам'янки, які називали нижньотомаківськими (Носовський, 1952).

На південному схилі Українського щита вапняки з чокрацькою фауною виявлено в корінному заляганні на лівобережжі Дніпра у розрізах свердловин, пробурених у с. Сухоіванівському і за кілька кілометрів на південь (біля с. Кам'янського).

Ці вапняки мають невелику потужність (0,3—1 м), дуже перекристалізовані і містять рештки черепашок молюсків: *Anadara turonica* Duj., *A. diluvii* Lmk., *Cardium hilberii* Andrus., *C. subhispidum* Hilb., *Loripes dujardini* (Desh.), *Diplodonta rotundata* Mont., *Ervilia pusilla praepodolica* Andrus., *Potamoides biserialatus* Friedb., *Terebralia bidentata* Defr. У детритусових вапняках с. Сухоіванівки Ю. Б. Люльєв (1966) виявив чокрацькі остракоди *Mediocypris brodi* Schn., *Limnocythere lamellosa* Schn.

На правобережжі Дніпра, на Нікопольському родовищі, чокрацькі відклади відомі в його східній частині у свердловинах і відкритих кар'єрах Грушевської ділянки. Тут вони мають потужність від кількох дециметрів до 5 м і палеонтологічно охарактеризовані молюсками поганої збереженості.

У західній частині родовища, на околицях сіл Чкалова і Богдановського, в голубувато-зелених міоценових глинах зустрінуто рештки бентосних форамініфер і остракод (Ярцева, 1950). На думку М. В. Ярцевої, вони

дають можливість датувати вік відкладів як пізній чокрак — ранній караган.

1959 р., за матеріалами буріння Ю. Б. Басса, В. Я. Дідковський встановив чокрацькі відклади в долині Інгульця біля с. Давидового Броду (Басс, Дідковський та ін., 1959). Цей розріз найбільш західний щодо поширення чокрацьких відкладів на Україні і водночас єдиний, в якому визначена фауна форамініфер кримсько-кавказького типу. У всіх зазначених вище пунктах чокрацькі відклади встановлено за даними малакофауни та літологічного складу.

Фауністично чокрацькі відклади охарактеризовані слабо. З фауни молюсків, за даними Г. І. Молявка, тут подекуди можна спостерігати *Ervilia* cf. *praepodolica* Andrus., *Chlamys* cf. *pertinax* Zhizh., *Turritella* sp., *Nassa* sp. та ін. Фауна форамініфер, за даними В. Я. Дідковського та М. В. Ярцевої, більш різноманітна і представлена *Quinqueloculina* cf. *akneriana* Or b., *Q.* cf. *orbignyana* (Bog d.), *Nonion* *parvus* (Bog d.), *N. ex gr. punctatus* (Or b.), *N. ex gr. granosus* (Or b.), *Nonion* sp., *Elphidium mironovi* Bog d., *N. aff. ovulum* Subb. et Chutz., *Elphidium rugosum* (Or b.), *Pseudopolymorphina caudata* Suz., *P. uniserialis* Suz., *P. cf. dimorpha* Bog n., *Guttulina austriaca* Or b., *G. aff. lactes* (W. et J.), *G. (?) praelonga* (Egg.), *Bolivina* sp., *Streblus beccarii* (L.), *Discorbis tschokrakensis* Bog d. Фауна остракод, за даними Ярцевої та Люльєва (1966), у розрізах чокраку Нікопольського, Великоолександрівського, Великобілозерського та Голопристанського районів представлена найпоширенішими видами: *Cytheridea müllewi* (Münst.), *Trachyleberis tschokrakensis* (Sch n.), *T. tamaniensis* Sch n., *T. spinulosa* (Reuss), *Loxoconcha alata* Sch n., *L. carinata* Ikes., *Leptocythere distincta* (Sch n.), *Limnocythere tschokrakensis* Suz., *L. ex gr. grinfeldi* Lies n., *Mediocypris brodi* Sch n. В середині Борисфенської затоки, ближче до осової частини Причорноморської западини, потужність чокрацьких відкладів досягає 8,5—14,5 м. У південному напрямку змінюється і їх літологічний склад: карбонатні породи тяжіють до внутрішньої частини затоки, а на решті площі поширені головним чином піщані глини, алевроїти і подекуди черепашкові вапняки.

У внутрішній частині Борисфенської затоки чокрацькі відклади відомі в Білозерському залізорудному районі, особливо в районі с. Малої Білозерки. Тут під караганськими відкладами повсюдно простежуються ясно-зелені піщані глини з бідними фауністичними рештками — переважно чокрацькими остракодами (Люльєв, 1966). На південному продовженні Білозерської магнітної аномалії чокрацькі відклади виявлено в Нижньосірогозькому р-ні Херсонської обл. в свердловинах сіл Рубанівки, Нижніх Торгаїв, а також на захід в розрізах свердловин Каховського р-ну, в околицях м. Херсона і в свердловинах, пробурених вздовж північного узбережжя Каркінітської затоки. Всюди на цій території їх вік встановлено на підставі фауни молюсків і остракод. Серед них трапляються переважно рештки *Ervilia praepodolica* Andrus., *Cardium centupanum* Andrus., *C. impar* Zhizh., *Chlamys pertinax* Zhizh., а також представники родів *Pilar*, *Dosinia*, *Turritella* та голки морських їжаків, невідомих в чокраку Криму і Кавказу.

Визначена специфічність чокрацької фауни Борисфенської затоки підтверджує передбачення М. І. Андрусова (1887) про те, що на широті Мелітополя чокрацький басейн сполучався з морськими басейнами, розташованими на заході. Цей висновок підтверджується зростанням полігалінності чокрацької фауни у напрямку на захід та недавніми знахідками чокрацьких відкладів у південно-східній частині межиріччя Дністер — Прут (Рошка та ін., 1968).

Караганський горизонт. Морські караганські відклади простежуються в Борисфенській затоці повсюдно і завдяки наявності своєрідної мономорфної фауни спаніодонтел досить чітко виділяються у міоценових розрізах. Внаслідок цього обриси затоки в караганський час відновлено з великою

детальністю. Північна межа поширення караганських відкладів проходить з заходу на схід від с. Калинівки на Тилігульському лимані до с. Приморського Посаду на березі Азовського моря через с. Новопетрівку, міста Апоστόлове, Нікополь, а на лівобережжі Дніпра — через с. Кам'янське до балки Куркулак, на південний захід від м. Токмака, через с. Приазовське. На півдні поширення караганських відкладів обмежене Кримськими гірськими спорудами.

Відслонення цих відкладів спостерігається лише в кількох пунктах південного схилу Українського щита по долині р. Токмачки. На решті території караганські відклади відомі лише у свердловинах. Вони представлені породами різного літологічного складу. В північній крайовій частині басейну це в основному зелені однорідні піщані глини або піски, у внутрішній частині затоки в напрямку до Криму переважають вапняки. На деяких ділянках південного схилу щита в зелених глинах спостерігаються перевістки чорних піщаних глин з рослинною органікою. Потужність караганських відкладів у найзануренішій частині Причорномор'я складає в середньому близько 20 м, у північній периферійній частині басейну на площі Нікопольського родовища не перевищує 1,2—2 м і лише в найнижчих ділянках докембрійського рельєфу збільшується до 6—9 м.

Питання стратиграфічної кореляції караганських відкладів Південної України висвітлено в ряді праць, серед яких слід відзначити «Стратиграфію СССР. т. XII» (Жиженко, 1940), монографію Г. І. Молявка (1960) та інші, які стосуються вивчення форамініфер (Дідковський, 1964; Крашеннінков, 1959), молюсків (Носовський, 1960) і остракод (Льюлев, 1966).

У Борисфенській затоці, як і в інших частинах Евксинно-Каспійської області (особливо в селах Карайдубині, Білозерці, Тимашівці, м. Каховці та ін.) караганські відклади містять дуже збіднену асоціацію молюсків, серед яких переважають спаніодонтели *Spaniodontella opistodon* Andrus., *Sp. gentilis* Eichw., *Sp. pulchella* Bailey., *Sp. umbonata* Andrus., *Sp. nikopolitana* Lepic., *Sp. squamigera* Andrus.

Відклади з наведеним вище комплексом молюсків залягають в підшві караганського розрізу Причорномор'я і виділяються як зона *Spaniodontella pulchella*. Поряд із спаніодонтелами для цієї зони характерні *Mohrensternia barboti* (Andrus.) та поодинокі ребристі фолади *Barnea* sp.

Широкий розвиток спаніодонтел, що трапляються в масовій кількості і займають вузький стратиграфічний діапазон, дозволяє легко відрізнити цю (спаніодонтелову) частину караганського розрізу від нижче- і вищезалягаючих верств, а наявність великих черепашок спаніодонтел, поряд з *Spaniodontella andrussovi* Toul., дає підставу пов'язувати формування цих відкладів з другою половиною караганського віку.

Фауна форамініфер, за даними В. Я. Дідковського, в караганських відкладах спостерігається надзвичайно рідкісно. На території Причорноморської западини її виявлено лише в Білозерському р-ні, де вона представлена *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium* sp., *Cassidulina* sp., *Discorbis* sp., *Quinqueloculina* ex gr. *ersaconica* Kgsch., *Triloculina* sp.

Фауна остракод, за даними Ю. Б. Льюлева (1969), представлена видами: *Eucypris gemella* Bogd., *Cyprinotus vialovi* Schen., *Potamocypris reflexa* Schen., *Darvinula stevensoni* (B. et Rob.).

Привертає увагу наявність у цих відкладах оогоній харових водоростей, що належать, за визначенням Л. Я. Сайдаковського, до видів: *Chara inconspicua* Gr., *Ch. escheri* Gr., *Ch. brongniarti* Gr., *Ch. voltrii* Gr.

Знахідки харових водоростей, мешканців водойм з порушенням в бік опріснення сольовим режимом, та наявність таких видів остракод, які, на думку Льюлева, не зустрічаються ні в нормально-морських, ні в прісноводних басейнах, вказують на те, що караганський басейн був солонуватим водним.

Вище від караганських s. str. відкладів (з мономорфною фауною спаніодонтел і описаними вже остракодами) простежуються мелітопольські

(ервілієві) верстви (Молявко, 1960), над якими залягають фолодові (барнеєві) верстви, відомі також під назвою картвельських.

Мелітопольські (ервілієві) верстви Г. І. Молявко (1960) встановив у ряді районів Причорноморської западини і Криму, що спаніодонтелеві відклади караганського горизонту перекриваються пісками або глинами, які містять іноді велику кількість *Ervilia pusilla* Phil. і дрібних *Planorbis* sp. Ці відклади вперше виявлено в свердловинах м. Мелітополя, від якого і одержали назву. Пізніше їх було знайдено в районі м. Каховки та в інших місцях.

Останнім часом ервілієві верстви встановлено в Закавказзі (Жгенті, 1958), Західній Туркменії (Судо, 1961) та в інших місцях Понто-Каспійської області. Під назвою варненських верств їх виділяють у середньоміоценовому розрізі Варненської западини в Болгарії (Коюмджієва, 1965).

Те, що ервілієві верстви в Понто-Каспійській області значно поширені і залягають між відкладами карагану і конки, має важливе стратиграфічне значення. Необхідно відзначити, що в Галицько-Подільській затоці ервілієві верстви також мають значне поширення і служать маркуючим горизонтом.

Мікропалеонтологічне дослідження ервілієвих (мелітопольських) верств Причорномор'я показало, що вони практично не містять фауну форамініфер, якщо не брати до уваги поодиноких карликових представників *Streblus beccarii* (L.) в розрізі Нової Каховки. В той же час, як відомо, в ервілієвих верствах Галицько-Подільської затоки виявлено нечисленні ядра представників *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Nonion*.

Фолодові верстви. В Причорноморській западині фолодові верстви незначно поширені. В межиріччі Дніпро — Молочна вони залягають на спаніодонтових глинах і перекриваються відкладами конкського горизонту. На правобережжі Дніпра (Нікопольський, Апостоловський, Очаківський та інші райони) фолодові верстви перекриті нижньосарматськими відкладами. Щодо умов залягання середньоміоценових відкладів в розрізах районів Нікополя, Апостола та Широкого складається враження, що фолодові верстви фаціально заміщують відклади конкського горизонту.

В зв'язку з цим доречно відзначити, що в районі Білозерського залізрудного басейну вище від спаніодонтових глин спостерігаються два фолодових проверстки, в інших місцях їх взагалі нема. Отже, фолодові верстви не скрізь мають стратиграфічне значення.

Потужність фолодових верств 1,0—1,5 м.

Літологічно вони представлені черепашником або пухким вапняком, зеленими глинами і рідше пісками. Для всіх літологічних відмін фолодових верств характерна наявність більшої або меншої кількості молюсків *Pholas ustjurtensis* Eichw., *Ph. pseudoustjurtensis* Bogd., *Ph. sinzovi* Osipr. та єдиний евригалінний представник форамініфер — *Streblus beccarii* (L.). Іноді в фолодових верствах трапляються остракоди.

Отже, якщо у власне караганських відкладах є збіднений комплекс нечисленних та дрібнорослих форамініфер, то у фолодових верствах зникає і без того бідна мікрофауна спаніодонтових верств. Це явище типове для караганських розрізів Передкавказзя.

Причини появи ервілієвих і фолодових палеобіоценозів після утворення порід з численною мономорфною фауною спаніодонтел остаточно ще не з'ясовані. Повсюдне зникнення великих спаніодонтел перед відкладанням ервілієвих верств, мабуть, можна пояснити відновленням короткочасного сполучення з морським басейном, води якого мали більшу солоність, і наступним прогресуючим опрісненням у картвельський час.

Неодноразові зміни абіотичного середовища вказують на складність гідрологічного режиму караганського басейну наприкінці його існування.

На основі розглянутих матеріалів караганські відклади півдня УРСР поділяють на три частини: караганські s. str. (спаніодонтові), меліто-

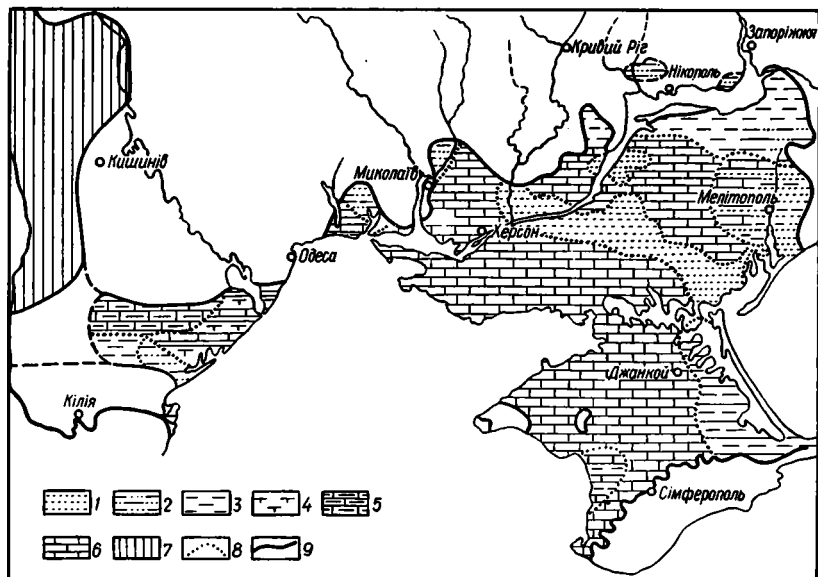


Рис. 7. Схематична карта поширення та літологічного складу відкладів конкського горизонту на півдні України:

1 — піски; 2 — глинисті піски і піскуваті глини; 3 — глини; 4 — глини безкарбонатні; 5 — мергелі; 6 — вапняки; 7 — відклади пізньотертоюського часу; 8 — межі літологічних комплексів; 9 — межі давніх розмірів.

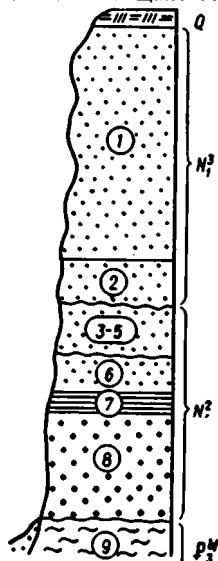
польські (ервілієві) і фолодові (картвельські). Перші з них з фауною спаніодонтел відносно недавно було знайдено на захід від меридіана Одеси, у південній частині межиріччя Дністер — Прут. У свердловині в с. Польовому Білгород-Дністровського району на глибині 306,5—307,2 м залягають черепашково-детритові вапняки з *Spaniodontella pulchella* Val. Відклади караганського віку розкриті також свердловиною в с. Широкому Білгород-Дністровського р-ну. Аналізуючи знайдену тут фауну, можна зробити висновок, що у Переддобруджі це найповніший розріз караганського горизонту, що включає власне спаніодонтелові, а також ервілієві і фолодові верстви. Цікаво, що в цій свердловині зеленувато-сірі глини караганських верств (0,5 м) з *Spaniodontella gentilis* E. i. s. w. поступово змінюються (вгору по розрізу) черепашковими оолітовими вапняками ервілієвих верств (0,5 м) з *Ervilia pussilla trigonula* Sok., а ще вище залягають зеленувато-сірі вапняки з фолодами (4,9 м) — фолодові верстви. Вуглисті глини (0,3 м), що залягають над фолодовими верствами, включають поодинокі черепашки *Planorbis* sp. і свідчать про регресію караганського моря перед відкладанням сартаганських верств, які характеризуються тут багатим комплексом полігалінних молюсків.

Цей розріз підтверджує також раніше зроблений висновок про те, що ервілієво-фолодові верстви у Причорномор'ї завершують караганський седиментаційний цикл.

Конкський горизонт. Відклади конкського горизонту значно розвинуті у Причорноморській западині, особливо в її лівобережній частині. Поширення їх приблизно збігається з межами Борисфенської затоки. Західна межа розвитку конкських відкладів проходить поблизу гирла Тилігульського лиману, звідки через Миколаїв доходить до м. Апостолове; північна — йде приблизно по паралелі р. Конки, а східна — дещо на схід від долини р. Молочної.

На описуваній території відклади конкського горизонту майже повсюдно залягають на караганських і лише в самій північній частині — на палеогенових породах.

Літологічний склад відкладів цього горизонту порівняно одноманітний. На території межириччя Дніпро — Молочна і далі на захід до Інгульця переважають карбонатні породи, представлені вапняками і мергелями. Дещо меншу площу займають глини. Карбонатні та глинисті породи на північ, захід і схід фаціально змінюються глинистими або сипкими пісками різного гранулометричного і мінералогічного складу або черепашковим детритом. Таке піщане облямування вапнистих і глинистих відкладів конкського



горизонту значною мірою відображає межі і характер басейну, в якому вони утворилися (рис. 7).

Як відомо, відклади конкського горизонту містять значну кількість органічних решток молюсків, голкошкірих, моховаток, остракод, харових водоростей та ін.

М. О. Соколов (1899), у відслоненнях по р. Конці (балка Скотувата на схід від с. Веселянки) вперше визначив і описав верстви з *Venus konkensis*, пізніше названі конкським горизонтом. На підставі глибокого аналізу видового складу малакофауни, умов залягання та літологічного складу порід М. О. Соколов дійшов висновку про середньоміоценовий вік цих верств, що цілком вірно.

Точку зору М. О. Соколова при уточненні стратифікації конкського горизонту в свій час поділяли М. І. Андрусов (1910, 1917), Л. Ш. Давіташвілі

Рис. 8. Стратотиповий розріз конкського горизонту біля с. Веселянки на р. Конці:

1, 2 — піски черепашкові (нижній сармат); 3-5 — піски з *Venus konkensis* (конкський горизонт, веселянські верстви); 6-8 — піски та гравеліти континентально-морські (середній міоцен); 9 — глини вохристо-зелені (олігоцен, борисфенська світа).

(1930), Б. П. Жижченко (1940), Г. І. Молявко (1952, 1956, 1960), В. Я. Дідковський (1959) та ін.

Поряд з цим у працях В. П. Колесникова (1940), Б. П. Жижченка (1952, 1953, 1958, 1959), Л. М. Кудрина (1953, 19546, 1956, 1959, 1961) питання про вік та обсяг конкського горизонту надається певна дискусійність.

Так, В. П. Колесников висловився за приєднання конкського горизонту до нижнього сармату на підставі того, що молюскова фауна цих стратиграфічних підрозділів близька за своїм складом. Таку точку зору поділяв Б. П. Жижченко (1952). На підставі вивчення розрізів середнього міоцену Передкарпаття, де стеногалінна фауна верхньої частини середнього міоцену змінюється евригалінною, він виділив у відкладах конкського горизонту чернівецькі (з стеногалінною фауною) і буглівські верстви. Відкладами конкського горизонту Б. П. Жижченко (1958) починає новий верхньоміоценовий цикл осадкоутворення і розвитку фауни від стеногалінної (сартаганські верстви) до евригалінної (верхньосарматські верстви). Цей принцип біостратиграфічного розчленування науково обгрунтований і, безсумнівно, заслуговує на увагу.

Л. М. Кудрин (19546, 1956, 1959 та ін.) без усяких підстав, штучно відриває від конкського горизонту його прибережну частину (веселянські верстви) і відносить її до нижнього сармату.

Внше відзначалось, що відклади конкського горизонту представлені вапняками, мергелями, глинами та пісками і поширені головним чином у периферійній частині і рідше вклинюються в карбонатні породи. Вн-

ходячи з фаціального розподілу відкладів конкського горизонту, мікропалеонтологічну характеристику його дано від мілководних до більш глибоководних.

Як відомо, стратотиповий розріз, що знаходиться в балці Скотуватій на схід від с. Веселянки, представлений зверху вниз (рис. 8):

1. Пісок дрібнозернистий, жовтувато-сірий, вгорі переходить в черепашники (фальони), місцями щільні, виступаючі карнизами. Серед дрібної фауни переважають двостулкові молюски *Mastra eichwaldi* L a m k., *Paphia vitaliana* (O r b.), *Donax dentiger* E i c h w., *Abra reflexa* (E i c h w.), *Erulilia dissila* E i c h w., *Cardium praeplicatum* H i l b., *C. ruthenicum* (H i l b.), а з гастропод *Gibbula pictas* E i c h w., *Duplicata duplicata* S o w., *Cylichna lajokaireana* B a s t. Потужність 9—10 м.
2. Пісок дрібнозернистий, сірий та зеленувато-сірий, з рештками черепашок *Erulilia dissila* E i c h w., *Paphia vitaliana* (O r b.), *Abra reflexa* (E i c h w.), *Sandbergeria roxolanica* sarmadica O s s i p., *Mohrensteriana inflata* (A n d r z.), *Cylichna melitopolitana* (S o k.). Потужність 2 м.
3. Пісок середньозернистий, зелений, вгорі закінчується проверстком тонкопористих білувато-зеленуватих глин (0,1 м), вкритих вохристою кіркою. Фауни не містять. Потужність 0,6 м.
4. Пісок глинистий, темно-зелений, з великою кількістю черепашок *Venus konkensis* S o k., *Cardium andrussovi* S o k., *Erulilia pusilla trigonula* S o k., *Sandbergeria roxolanica* S o k. Пісок містить нечисленні дрібні форамініфери *Streblus beccarii* (L.) та *Elphidium macellum* (F. et M.). Потужність 0,5 м.
5. Пісок дрібнозернистий, зеленувато-сірий, глинистий, містить в низах проверсток з черепашками *Venus konkensis* S o k., *Loripes dentatus* B a s t., *Mastra basteroti konkensis* S o k., *Corbula michalskii* S o k., *Donax rutrum* S o k., *Erulilia pusilla trigonula* S o k. Серед форамініфер трапляються дрібні форми *Streblus beccarii* (L.) та *Elphidium macellum* (F. et M.). Потужність 0,9 м.
6. Пісок ясного кольору, пухкий, дрібнозернистий, вгорі різко змінюється по нерівному контакту зеленими глинистими пісками верств з *Venus konkensis*. Потужність 1,8 м.
7. Глина попільно-сіра, верствувата, з обвугленими рослинними рештками. Відокремлена переривами від підстилюючих і перекриваючих пісків. Потужність 0,4 м.
8. Пісок гравелістий, жовтувато-сірий, з окременілою деревиною. В покрівлі спостерігається проверсток бурого залізняку. Потужність 4,5 м.
9. Глина зеленувато-сіра з вохристо-жовтими розводами.

В даному розрізі проверстки 3—5 належать до веселянських верств — найбільш опрісненої частини конкського басейну півдня СРСР. З цих відкладів М. О. Соколов (1899) описав молюски *Anomia* (aff.) *ephippium* L., *Chlamys* sp., *Congeris sandbergeri* A n d r u s., *Spaniodontella nitida* R e u s s., *Cardium andrussovi* S o k., *C. scyoticum* S o k., *C. praeplicatum* H i l b., *Dosinia lupinus* L., *Venus konkensis* S o k., *Venus basteroti* D e s h., *Paphia vitaliana* O r b., *Donax rutrum* S o k., *Solen* sp., *Erulilia pusilla trigonula* S o k., *Mastra basteroti konkensis* S o k., *Corbula michalskii* S o k., *C. gibba* O l., *Loripes dentatus* B a s t., *L. ornatus* B a s t., *Abra alba scythica* S o k., *Pleurotoma sinzovi* S o k., *Murex* cf. *craticulatus* M. H ö r n., *Nassa dujardini* D e s h., *N. nodorocostata* H i l b., *Potamides* aff. *procrenatus* S a c c o., *P. nodosplacatus* M. H ö r n., *Bittium reticulatum konkensis* S o k., *B. deforme* E i c h w., *Mohrensternia inflata* A n d r z., *Hydrobia* cf. *tournoueri* S a n d b., *Sandbergeria roxolanica* S o k., *Cylichna melitopolitana* S o k., *Ringicula buccinea* B g o c.

Форамініфери у веселянських верствах стратотипу невідомі, за винятком наведених В. Я. Дідковським (1959а) дрібних *Streblus beccarii* (L.) та *Elphidium macellum* (F. et M.).

Нижче залягають гравелісті піски і попільно-сірі глини (роверстки 6—8). Потужність їх близько 7 м, віднесені вони до міоценових відкладів, хоч точніший вік цієї піщаної товщі, що з переривом залягає на олігоценічних глинах борисфенської світи, не зовсім ясний. Іноді умовно для неї приймається караган-чокрацький вік (Молявко та ін., 1972). З такою самою вірогідністю можна припустити, що формувалися ці прибережно-континентальні породи на початку конкського віку, оскільки палеонтологічних решток тут немає (за винятком поодиноких спор і пилку, знайдених Н. О. Щокіною).

Від залягаючих вище черепашково-піщаних порід нижнього сармату (проверстки 1—2) відклади конкського горизонту відокремлені проверстком зеленуватих тонкопористих глин, які ще М. О. Соколов (1899) розглядав як ознаку незгідності між верствами з *Venus konkensis* і нижнім сарматом. Існування перериву навряд чи можна заперечувати.

У південному напрямку від цього розрізу свердловинами, пробуреними по трасі Південно-Українського каналу, розкриті на різних глибинах відклади конкського горизонту, представлені пісками, глинами та черепашковим детритом. Так, у свердловинах на вододілі р. Конки і балки Сухої відклади конкського горизонту складені зеленими глинистими пісками і вже не містять різнозернистих відмін, як це спостерігалось у розрізі балки Скотуватої. В цих пісках поряд з рештками малакофауни веселянського типу спостерігаються форамініфери з більшими черепашками *Quinqueloculina* aff. *austriaca* O r b., *Triloculina gibba* O r b., *Porosonion* ex gr. *subgranosus* (E g g.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Streblus beccarii* (L.). У свердловинах балки Сухої (с. Сухо-Іванівка) у зеленувато-сірих середньозернистих часто глинистих пісках, крім раніше виявлених *Triloculina gibba* O r b., *Porosonion subgranosus* (E g g.) та *Streblus beccarii* (L.) (Дідковський, 1959а), Дідковський ще знайшов дрібні форми *Bulimina elongata* O r b., *Quinqueloculina* aff. *austriaca* O r b. та *Elphidium macellum* (F. et M.).

На межиріччі балок Сухої і Янчокрак свердловинами розкриті в піщано-глинистих відкладах проверстки пухкого черепашника, складеного з кардіумів ервілій, корбул та ін.

Фауна форамініфер у цих черепашниках представлена ще порівняно нечисленними видами *Quinqueloculina seminulum* (L.), *Q. inornata* O r b., *Q. consobrina* (O r b.), *Triloculina gibba* O r b., *Porosonion subgranosus* (E g g.), *Bulimina elongata* O r b., *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Elphidium macellum* (F. et M.), *Bolivina* sp., *Discorbis* aff. *obtus* (O r b.), *Streblus beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.). Разом з форамініферами іноді спостерігаються остракоди, отоліти риб, овуліти.

Далі на південь, у балці Янчокрак, у піщано-глинистих відкладах, що містять нечисленні черепашки моллюсків, склад фауни форамініфер дещо бідніший, ніж в описаному вище розрізі. Відклади конкського горизонту в балці Янчокрак та у верхній частині її схилів (за даними буріння) представлені зеленувато-сірими глинами з проверстками піску та черепашнику, складеного переважно з кардіїд, ервілій, донаксів, бул та ін. У піщаних глинах фауна форамініфер представлена незначною кількістю черепашок *Porosonion* ex gr. *subgranosus* (E g g.), *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Elphidium fichtellianum* O r b., *Bulimina elongata* O r b., *Streblus beccarii* (L.).

У черепашковому детриті, крім зазначених видів, спостерігаються подиноки екземпляри *Spirolina konkia* D i d k., *S. ustjurtense* B o g d., *Cancris* sp., *Globulina gibba* O r b.

Далі на південь, у балці Карачокрак (свердловини сіл Широкого, Новогорівки, м. Василівки та ін.), відклади конкського горизонту представлені зеленувато-сірими глинами, іноді з проверстками черепашнику та глинистого піску. У верхів'ї балки Карачокрак піски і черепашковий детрит містять багату, але дуже одноманітну фауну форамініфер: *Porosonion* ex gr. *subgranosus* (E g g.), *Streblus beccarii* (L.), *Discorbis obtus* (O r b.), зрідка — *Florilus boueanus* (O r b.), *Bulimina elongata* O r b., *Elphidium macellum* (F. et M.) та ін. В гирловій частині балки Карачокрак (західна частина с. Широкого і м. Василівки) у пухкому черепашнику систематичний склад форамініфер багатший і більш різноманітний, ніж у балці Янчокрак. Тут поширені міліоліди, поліморфініди, ноніоніди, ельфідіїди, пенеропліди та ін. Переважають у цьому районі *Quinqueloculina seminulum* (L.), *Q. akneriana* O r b., *Triloculina gibba* O r b., *T. austriaca* O r b., *T. inflata* O r b., *Glandulina* sp., *Globulina* sp., *Porosonion* ex gr. *subgranosus* (E g g.), *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum*

Ог б.), *E. fichtellianum* (Ог б.), *Spirolina austriaca konkia* D i d k., *S. konkia* D i d k., *S. ustjurtense* B o g d., *Discorbis obtusus* (Ог б.).

Приблизно такий самий комплекс форамініфер, з доповненням представників *Florilus boueanus* (Ог б.), *Globulina gibba* Ог б., *Glandulina laevigata* Ог б. та *Cancris brog niartii* Ог б., виявлено у свердловині поблизу ст. Бурчак (на південь від м. Василівки).

Характеризуючи конкські відклади у Борисфенській затоці, слід підкреслити, що на всій площі вони представлені мілководними осадами потужністю 2—7 м. В основному це піщано-вапнисті породи, піски, глини піщані та черепашкові вапняки. Дані про їх фауністичні особливості викладено в монографії Г. І. Молявка (1960).

Наступне вивчення конкських відкладів пов'язане з результатами картувального буріння за останні 10—12 років. Ці матеріали, покладені в основу сучасних стратиграфічних досліджень півдня України, дають можливість встановити в конкському горизонті сартаганські та веселянські верстви.

Сартаганські верстви внаслідок малої потужності порід і наступних розмивів не скрізь чітко простежуються. Вони складені піщано-глинистими утвореннями (0,5—1,5 м), які з переривом залягають на фолладових черепашниках або глинах і простежуються тільки у внутрішній частині Борисфенської затоки.

Сартаганські і веселянські верстви особливо чітко різняться між собою на площі Білозерського залізорудного району (Носовський, 1960а).

Для характеристики сартаганських верств можна навести розріз біля с. Любимівки Запорізької обл., де вони залягають на фолладових верствах та представлені невеликим за потужністю пластом (інт. 88—89 м) зелених глауконіто-піщаних глин, які містять добре збережені черепашки молюсків *Anadara turonica konkensis* M e r k l., *Venus konkensis* S o k., *Corbula gibba* O l., *Congerina sandbergeri* A n d r u s., *Loripes dentatus niveus* (E i c h w.), *Paphia vitaliana* (Ог б.), *Mastra basteroti* M a y e r, *Cardium paucicostatum* S o w., *C. subhispidum* H i l b. і форамініфер *Neobulimina elongata* Ог б., *Bolivina dilatata* R e u s s., *Guttulina problema* Ог б., *Nonionella* sp., *Elphidium macellum* (F. et M.), *Porosonion subgranosus* (E g g e r), *Nonion martkobi* B o g d., *Streblus beccarii* (L.), *Quinqueloculina* sp. Зустрінуті також голки морських їжаків.

Перекрыті ці породи зеленими глинами (потужність 1 м), які на підставі знахідок черепашок молюсків *Venus konkensis* S o k., *Ervilia pusilla trigonula* S o k., *Paphia vitaliana* (Ог б.), *Cardium plicatum* E i c h w. віднесені до веселянських верств.

Виявлено тут і поодинокі форамініфери *Neobulimina elongata* Ог б., *Spirolina* sp., *Quinqueloculina reussi* B o g d., *Q. consobrina* (Ог б.) та звичайні *Elphidium macellum* (F. et M.), *Porosonion subgranosus* (E g g.), *Nonion bogdanowiczii* V o l o s h., *Streblus beccarii* (L.).

Багатшу у видовому відношенні фауну форамініфер зустрінуто у відкладах сартаганських верств у свердловинах сіл Великої і Малої Білозерок. Тут у мерелях, рідше у вапняках з ервіліями і кардіїдами, піщаних попільно-сірих глинах з *Glycymeris pilosus* (L.), *Chlamys diaphana* D u b. визначено форамініфери (за даними В. Я. Дідковського та В. А. Крашенинікова) *Textularia* aff. *deperdita* Ог б., *Textularia* sp., *Quinqueloculina consobrina* (Ог б.), *Q. seminulum* (L.), *Q. minakovae* (B o g d.), *Q. boueana* Ог б., *Q. mariae* (Ог б.), *Q. reussi sartağanica* K r a s h., *Triloculina gibba* Ог б., *T. pyrula* K a r r., *Flintina* sp., *Wiesnerella* sp., *Articulina* ex gr. *nitida* Ог б., *Borelis melo* (F. et M.), *Entosolenia marginata* (W. et B.), *Glandulina laevigata* Ог б., *Florilus boueanus* (Ог б.), *Melonis soldanii* (Ог б.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. fichtellianum* (Ог б.), *E. aff. kudakoensis* B o g d., *E. aculeatum* (Ог б.), *Bulimina elongata* Ог б., *Bolivina tarchanensis* S u b b. et C h u t z., *B. konkia* D i d k., *Streblus beccarii* (L.), *Discorbis imperatorius* (Ог б.), *D. obtusus* (Ог б.), *D. squamulus* (R s s.), *Reussella spinulosa* (R s s.), *Neobulimina elongata subulata* C u s h m., *N.*

elongata O r b., *Virgulina schreibersiana* C z., *Angulogerina angulosa* (W i l l.). Звичайними у цій породі є голки і уламки панцирів морських їжаків та рештки птеропод *Spiratella valvatina* (R e u s s)

Багачацний фауни форамініфер стеногалінними елементами спостерігається і в інших районах: Мелітополь — Нижні Сірогози, Очаків — Херсон — Каховка — Нижні Сірогози тощо.

Наведений вище комплекс форамініфер майже завжди супроводжується остракодами, голками морських їжаків, отолітами, а в покрівлі — нерідко великою кількістю оогоній харових водоростей. Слід відзначити, що кількість останніх зростає в деяких розрізах, розташованих по периферійній частині території поширення порід конкського горизонту.

Таким чином, на площі розвитку відкладів конкського горизонту досить чітко простежується зональність у розподілі форамініферових комплексів. Так, евригалінний комплекс, представлений *Streblus beccarii* (L.) та деякими ноніонідами і ельфідідами, займає периферійне положення і, по суті, відображає берегову лінію басейну, в якому він розвивався. Наступний, змішаний, комплекс містить, крім елементів евригалінного комплексу, значну кількість стеногалінних форм — *Quinqueloculina seminulum* (L.), *Triloculina austriaca* O r b., *Spirolina austriaca* O r b., *Discorbis obtusus* (O r b.), *Bolivina dilatata* R s s. Нарешті, стеногалінний комплекс складений з досить численних і різноманітних видів, представлених, крім наведених вище для розрізів Тимошівки і Великої Білозерки, значною кількістю *Borelis melo* (O r b.), *B. haueri* (O r b.), *B. pilus* S e r., *Hauerina composita* S e r., *H. compressa* O r b., *Pyrgo simplex* (O r b.), *P. inornata* (O r b.), *Nodobacularella sulcata* (R s s.) та ін. В районі Херсона, наприклад, спостерігаються проверстки вапняків, переповнених борелісами, а в інших місцях — міліолідами.

Аналогічний до білозерського, але місцями ще багатший комплекс дрібних форамініфер з осадків конкського горизонту Борисфенської затоки наводить Дідковський (1959а). Відклади з стеногалінною фауною простежуються тут у відносно неширокій смузі південно-західного простягання від залізничної станції Таврійське в напрямку до сіл Михайлівки і Нижніх Сірогоз та м. Херсона. В цій смузі найрізноманітніший комплекс форамініфер з переважанням стеногалінних елементів середземноморського типу виявлено у свердловині с. Тимошівки Михайлівського р-ну Запорізької обл. (60 км на південь від стратотипового розрізу с. Веселянки). Даний комплекс характеризується значною схожістю з асоціацією сартаганських форамініфер Північного Кавказу на р. Фарсі, вивчених О. К. Богдановичем (1949). У тимошівській свердловині в пухкому черепашнику з кардід та ервілій знайдено велику кількість доброї збереженості черепашок: *Textularia* sp., *Quinqueloculina consobrina* (O r b.), *Q. seminulum* (L.), *Q. badenensis* O r b., *Q. minakovaе ukrainica* D i d k., *Q. lucida* K a r r., *Q. inornata* O r b., *Q. gracilis* K a r r., *Q. akneriana* O r b., *Q. boueana* O r b., *Q. mariae* (O r b.), *Triloculina purula* K a r r., *T. gibba* O r b., *T. inflata maeotica* D i d k., *T. nitens* R s s., *Pyrgo affinis* (O r b.), *P. ex gr. inornata* (O r b.), *Wiesnerella plana* B o g d., *Wiesnerella* sp., *Cornuspira plicata plicata* C z., *Cornuspira* sp., *Articulina vermicularis* B o g d., *A. ex gr. nitida* O r b., *Nodobacularella didkowskii* B o g d., *N. sulcata* (R s s.), *Entosolenia marginata* (W. et B.), *Entosolenia* sp., *Glandulina laevigata* O r b., *Globulina gibba* O r b., *Guttulina problema* O r b., *Polymorphina complanata* O r b., *Porononion ex gr. subgranosus* (E g g.), *P. subgranosus konkensis* D i d k., *Nonion konkensis* D i d k., *N. bogdanowiczi* V o l o s h., *Florilus boueanus* (O r b.), *Melonis soldanii* (O r b.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. fichtellianum* (O r b.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. angulatum* (E g g.), *Spirolina austriaca konkia* D i d k., *S. konkia* D i d k., *S. ustjurtense* B o g d., *Peneroplus laevigatus* K a r r., *Bulimina elongata* O r b., *B. subulata* (C u s h m. et P a r k.), *B. aff. pupoides* O r b., *Bolivina antiqua* O r b., *B. aff. tarchanensis* S u b b. et C h u t z., *B. konkia* D i d k., *Virgulina schreibersiana* O r b.,

Virgulina sp., *Streblus beccarii* (L.), *Eponides* sp., *Discorbis imperatorius* (O r b.), *D. inhabilis* K r a s h., *D. aff. obtusus* (O r b.), *Discorbis* sp., *Cancris brongniartii* O r b., *Asterigerina planorbis* O r b., *Reussella spinulosa* (R s s.), *Globigerina bulloides* O r b., *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. aknerianus* (O r b.), *Cibicides* sp.

Крім форамініфер, тут знайдено остракоди, отоліти риб та голки морських їжаків.

Наведені вище комплекси форамініфер із сартаганських верств півдня України містять такі компоненти середземноморської фауни, як міліоліди, поліморфніди, діскорбиди, бореліси та ін. Ці групи форамініфер відомі з верхнього тортону Молдавії та Волино-Поділля і, безсумнівно, вказують на поновлення в сартаганський час зв'язку між Борисфенською затокою та нормальнорозсоленим морським басейном західної частини Паратетису.

Ознаки значного поширення в Північному Причорномор'ї сартаганських верств, частково розмитих в наступний час, підтверджуються також знахідками стеногалінних молюсків у багатьох свердловинах південно-західної частини Запорізької обл., а також на території Херсонської та Миколаївської обл.

Загальний видовий склад цих молюсків *Anadara turonica konkensis* M e r k l., *Glycymeris pilosus* (L.), *Chlamys diaphana* D u b., *Dosinia lupinus* L., *Cardita subrudista* F r i e d b., *Loripes dentatus* B a s t., *Cardium paucicostatum* S o w., *C. subhispidum* H i l b., *Venus basteroti* D e s h., *Venus cincta* E i c h w., *Pitar italica* (D e f r.), *Corbula gibba* O l., *Turritella subangulata polonica* F r i e d b., *Aporrhais alatus* E i c h w. Для палеогеографічних реконструкцій та визначення шляхів міграції фауни в конкському віці важливе значення має, зокрема, виявлення конкських відкладів на межиріччі Дністер — Прут (Рошка та ін., 1968; Носовський, 1971). Завдяки цьому є можливість простежити в зазначеному районі зв'язок конкського моря Борисфенської затоки та верхньотортонського басейну Передкарпаття. З морським басейном Передкарпаття він, мабуть, здійснювався через Передобруджинський та Бирладський прогини.

Важливо підкреслити, що до аналогічного висновку про зв'язок цих басейнів дійшов В. А. Крашенінніков (1959) на підставі вивчення комплексів форамініфер із сартаганських верств Тарханкутського п-ова Криму, які, на його думку, «безперечно вказують на існування прямого зв'язку між сартаганським басейном Кримсько-Кавказької області та верхньотортонським басейном Передкарпаття».

В конкському горизонті півдня України широко відомі остракоди, детально вивчені Ю. Б. Люльєвим (1967). Найхарактернішими є види: *Trachyleberis mehesi* (Z a l.), *T. notata* (R e u s s), *T. semiornata* L j u l., *Loxocochocha cornuta* S c h n., *Leptocythere parvula* (S c h n.), *Cytherura filicata* S c h n., *Cyprideis seminulum* (R e u s s) та ін.

Не вказуючи, з якої частини розрізу походять ці остракоди, Люльєв підкреслює близькість названої вище асоціації до остракодових комплексів верхнього тортону західних областей України, що цілком можливо свідчить про їх приуроченість до сартаганських верств Борисфенської затоки.

В е с е л я н с ь к і в е р с т в и — верхня частина конкського горизонту — поширені дещо більше, ніж сартаганські. Вони чітко простежуються у периферійній частині басейну по південному схилу Українського щита: в долині р. Конки, де знаходиться описаний вище стратотиповий розріз, на межиріччі Дніпро — Молочна, на правобережжі Дніпра — на Грушевській ділянці Нікопольського родовища, а також у басейні р. Солоної. Скрізь вони мають схожі фауністичні характеристики. Як правило, це ендемічні конкські види молюсків та збіднений комплекс бентосних форамініфер, аналогічний до наведеного раніше по лівобережжю Дніпра. За даними В. Я. Дідковського (1964), верхня частина конкського горизонту містить нечисленні *Quinqueloculina consobrina* (O r b.), *Elphidium macellum* (F. et

М.), *E. aculeatum* (O r b.), *Spirolina austriaca konkia* D i d k., *Porosononion subgranosus* (E g g.), *Streblus beccarii* (L.).

У східній частині Нікопольського родовища веселянські верстви залягають над фолადовими черепашниками, потужність яких не перевищує 1,3—1,5 м (Носовський, 1953). Так, у свердловині біля с. Стрюкового, під нижньосарматськими чорними глинами спостерігається зверху вниз такий розріз:

1. Глини ясно-зелені з рештками черепашок двостулкових молюсків: *Ervilia pusilla trigonula* S o k., *Cardium andrussovi* S o k., *C. scyloiticum* S o k. Потужність 1 м.
2. Глини зелені, з тонкими проверстками мергелів, що містять фауну: *Congerina sandbergeri* A n d r u s., *Corbula gibba* O l., *Potamides biserialis* F r i e d b., *P. nodosoplicatus* M. H ö r n., *Cerithium gubbini* O s s i p. Потужність 3,5 м.

Схожі за літологічним складом породи веселянських верств простежуються й в інших свердловинах Грушевської ділянки, але на більшій частині східної марганцеворудної площі вони розмиті.

На березі р. Солоної на околиці с. Хмельницького ці відклади розкриті свердловиною на глибині 15,8—17,5 м. Складені вони щільними зеленими пісками з *Venus cf. konkensis* S o k., *Loripes dentatus niveus* (E i c h w.), *Corbula gibba* O l., *Cardium andrussovi* S o k., *C. cf. scyloiticum* S o k., *Ervilia* sp. (Носовський, 1958).

Такі самі піщано-глинисті породи виявлено на лівому березі р. Солоної біля хут. Шевченка, в марганцеворудному кар'єрі, де дрібнозернисті зелені піски (0,5—1,5 м) містять черепашки молюсків *Anadara turonica* (D u j.), *Venus cf. konkensis* S o k., *Loripes dentatus niveus* (E i c h w.), *Corbula* sp., *Miltha incrassata* (D u b.), *Paphia vitaliana* O r b., *Ervilia* ex gr. *pusilla* P h i l., *Cardium praeplicatum* H i l b., *C. cf. andrussovi* S o k., *Rissoa acuticostata* S a c c o, *Natica millepunctata* L a m. та форамініфер *Nodobaculariella didkowskii* B o g d., *Sigmoilina* aff. *haidingerii* (O r b.), *Sigmoilina* sp., *Articulina* sp.

На захід від р. Солоної, у межиріччі Базавлук — Інгулець, відклади конкського горизонту виявлено свердловинами на південний схід від с. Високопілля на глибинах 75—80 м. Вони залягають над фоладовими черепашниками і представлені вапняково-піщаними глинами (потужність 1—4 м) з рештками черепашок *Venus konkensis* S o k. та *Ervilia pusilla trigonula* S o k.

У внутрішній частині Борисфенської затоки, як і на півночі, веселянські верстви складені більш глинистими фаціями або вапняками і містять фауну молюсків, аналогічну до відомої в стратотиповому розрізі біля с. Веселянки.

Таким чином, веселянські верстви можуть служити стійким стратиграфічним рівнем у Борисфенській затоці на всій площі Кримсько-Кавказького регіону (Мерклін, 1953), а також уздовж болгарського узбережжя Чорного моря на південь від м. Бургас (Страшиміров, 1971).

Однотипність будови і близькість фауністичної характеристики конкського горизонту на півдні СРСР дають можливість легко зіставляти ці розрізи в межах Чорноморсько-Каспійської області та одночасно паралелізувати їх з верхньотортонськими відкладами нормальносолоних морських басейнів Передкарпаття та Молдавії.

ВЕРХНІЯ МІОЦЕН

Верхньоміоценові відклади в Причорноморській западині поширені повсюдно. Залягають вони трансресивно на середньоміоценових породах, а в периферійній частині западини на більш давніх — олігоценічних або корі звітрювання порід Українського щита; вкриті вони в південних районах пліоценовими відкладами, а в північних — четвертинними утвореннями різних генетичних типів.

За літологічним складом серед верхньоміоценових відкладів переважають глинисті та карбонатні породи, менше — піски. На даній території загальна їх потужність змінюється від кількох до 180—200 м у південній частині западини.

У розрізі верхнього міоцену цієї території виділяють відклади сарматського та меотичного ярусів.

Сарматський ярус згідно із стратиграфічною схемою М. І. Андрусова (1883) в Причорноморській западині представлений трьома під'ярусами: нижнім, середнім та верхнім.

Нижній сармат. Відклади нижнього сармату в Причорноморській западині починаються волинськими (єрвілевими) верствами. Підосва нижнього сармату — буглівські верстви, перехідні між середнім та верхнім міоценом на Волино-Поділлі та в Молдавії, на даній території відсутні. В цей час у морському осадкоутворенні спостерігається перерив. На відкладах конкського горизонту сформувався елювій, який зберігся в долині р. Конки та інших місцях.

Відклади волинських єрвілевих верств у Причорноморській западині значно поширені. Північна межа їх сучасного поширення простежується на схід від Одеси, через міста Миколаїв, Кривий Ріг, Нікополь, Запоріжжя, потім повертає на південний схід до м. Оріхового, далі проходить на схід від долини р. Молочної до с. Приазовського і вздовж узбережжя Азовського моря до Жданова, від якого знову відхиляється в північно-східному напрямку та в районі м. Амвросіївки вклинюється у Донецький басейн. На півдні поширення нижньосарматських відкладів обмежується Керченським і Херсонсько-Одеським узбережжями Чорного моря та Кримськими гірськими спорудами.

За літологічним складом нижньосарматські відклади представлені одноманітною товщею темно-сірих, зеленувато-сірих і чорних глин, часто листуватих, з проверстками піску, пухкого черепашнику, вапняку та мергелю. Для темно-сірих, чорних і зеленувато-сірих глин характерні пилуваті слюдисті присипки по наверстуванню, що надають цим глинам тонкої сланцюватості. Часто на площинах наверстування спостерігаються скупчення черепашок форамініфер та остракод.

У товщі нижньосарматських глин спостерігаються проверстки потужністю до 1—6 м чорних і зеленувато-сірих дуже масних глин, здебільшого позбавлених будь-яких піщаних домішків.

В районах, що облямовують територію поширення нижньосарматських відкладів з півночі, південного сходу і сходу, спостерігається фаціальна зміна чорних та темно-сірих глин піщаними глинами, пісками з численними черепашками молюсків і чистими білими сипучими пісками (долини річок Молочної, Конки, Дніпра, на південь від Запоріжжя та ін.) (рис. 9). Необхідно відзначити, що зі сходу на захід, від Мелітополя до Каховки, простежується піщана смуга субширотного напрямку завширшки близько 20 км. Утворилася така смуга, можливо, внаслідок дії досить сильної течії, що транспортувала піщаний матеріал в море з Приазовського масиву. Початок розвитку цієї смуги пов'язаний ще з конкським часом. Формування її продовжувалось в сарматі з максимумом в середньосарматський час. Протягом раннього і середнього сармату ця смуга була бар'єром, що заважав водообміну та міграції фауни між північною та південною частинами басейну.

Серед піщаних утворень, що облямовують глинисті породи нижнього сармату, часто спостерігаються проверстки черепашкового вапняку і пухкого черепашнику. Такі проверстки вапняку зустрічаються на південь від долини р. Конки до балок Янчокрак, Карачокрак та ін. Потужні верстви вапняку виявлено в розрізах долини р. Інгульця, на південь від Кривого Рога і на захід від Очакова.

В межах даної території потужність нижньосарматських відкладів змінюється від кількох метрів на півночі до кількох десятків метрів на півдні.

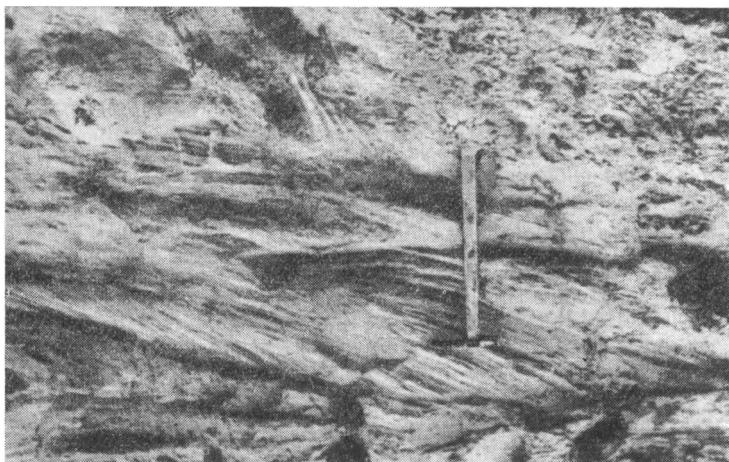


Рис. 9. Коса верстуватість пісків волинських відкладів у піщаному кар'єрі с. Григорівки Запорізької обл.

Нижньосарматські відклади, особливо глини, деякі піски та вапняки містять багату фауну молюсків, моховаток, червів, остракод тощо.

Систематичний склад нижньосарматської малакофауни даної території відомий з праць А. П. Іванова (1897, 1898), М. О. Соколова (1889), В. П. Колесникова (1940), Г. І. Молявка (1935, 1960) та ін. За даними цих дослідників, найбільш характерними є *Mastra eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita* Eichw., *E. andrussovi* Koles., *Cardium ustjurtense* Andrus., *C. sar-maticum* Vargb., *C. plicatum* Eichw. та багато інших.

Фауну моховаток, червів та риб з міоценових відкладів півдня України не вивчали. До найпоширеніших представників остракод, за даними Ю. Б. Люльєва і нашими визначеннями, належать *Trachyleberis notata* (Reuss), *T. angularis* (Schm.), *Loxoconcha subcrassula* Suz., *L. pseudornata* Ljul., *Leptocythere scabrada* Suz., *Xestoleberis pseudofuscata* Stann., *Pseudocythere caudata* Sars. та ін. Фауна форамініфер в нижньосарматських відкладах Причорноморської западини різноманітна. Попередні дані про її систематичний склад і особливості поширення в часі і просторі були опубліковані нами в 1959 р. По Кримсько-Кавказькій області такі дані наведено О. К. Богдановичем у 1947 р. Цим і вичерпуються праці по вивченню фауни форамініфер нижнього сармату Причорноморської западини та Криму.

Залежно від літологічного складу порід, що відображають певною мірою фаціальні умови басейну, в яких вони утворилися, в нижньосарматських відкладах визначаються кілька комплексів форамініфер. Ці комплекси відрізняються один від одного за систематичним складом, розміром черепашок, товщиною стінок та кількістю особів. Наприклад, теригенні відклади, що утворилися в прибережній смузі басейну за умов значної активності гідродинамічного режиму, складаються переважно із галечників та пісків різного гранулометричного складу, дрібного, добре обкатаного черепашкового детри-ту з сумішшю кварцового піску і звичайно не містять решток форамініфер.

Іноді в нижньосарматських пісках спостерігаються обкатані черепашки представників родів *Elphidium* та *Porosonion*, які потрапили в ці піски з віддаленіших від берега районів внаслідок дії прибою або були занесені придонними течіями. В окремих районах поширення нижньосарматських пісків знайдено черепашки форамініфер, що знаходяться в них *in situ*.

В піщаних смугах вздовж річок Конки та Молочної, а також в субширотній піщаній смузі від Мелітополя до р. Дніпра іноді трапляються *Porosonion subgranosus* E g g., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* (L.), *E. aff. subumbilicatum* (C z.), *Streblus beccarii* (L.) та ін.

Глинисті піски та піски з проверстками глинисто-черепашкового детриту, які розташовуються між глинами і описаними вище пісками або замінюють піски в прибережній зоні, звичайно містять дуже численні та однакові за видовим складом форамініфери. Вивчення розрізів багатьох районів півдня України показало, що в глинистих пісках і черепашковому детриті з домішкою глини зустрічається іноді велика кількість *Porosonion subgranosus* E g g., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. reginum* (O r b.) та ін. Дуже рідко в цій групі форамініфер спостерігаються *Spiroloculina okrojantzi* B o g d., *Quinqueloculina costata* K a r r. та деякі інші.

В окремих розрізах, наприклад на південь від Кривого Рога, глинисті піски і черепашковий детрит нижнього сармату містять численні черепашки представників якого-небудь одного виду — *Elphidium macellum* (F. et M.) або *E. crispum* (L.).

Наведений вище комплекс форамініфер, характерний для мілководних пісків нижнього сармату (піски, піщані глини, черепашковий детрит), О. К. Богданович (1947) назвав ноніонідовим. Такий самий ноніонідовий комплекс форамініфер характеризує й прибережні піщані відклади середнього сармату.

Піщані глини з проверстками мергелю, черепашнику та вапняку, а також черепашкові вапняки займають в загальному плані поширення відкладів нижнього сармату проміжне положення — між прибережними утвореннями з ноніонідовим комплексом форамініфер, з одного боку, та різними глинистими утвореннями, з другого. Ця група осадків у Причорноморській западині розвинута на великому просторі межиріччя Дніпра та Молочної, Дніпра та Інгульця. Майже повсюдно вони містять численні рештки багатой та різноманітної фауни форамініфер, які належать головним чином до родів *Porosonion*, *Elphidium*, *Quinqueloculina*, *Flintina* та деяких інших. До найпоширеніших видів, за нашими даними, належать *Porosonion subgranosus* (E g g.), *P. subgranosus martkobi* B o g d., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aff. subumbilicatum* (C z.), *E. crispum* L., *E. reginum* (O r b.), *Quinqueloculina reussi* (B o g d.), *Q. collaris* (G e r k. et I s s.), *Q. costata* K a r r., *Q. karrer* R s s., *Spiroloculina okrojantzi* B o g d., *Flintina aff. tutkowskii* B o g d., *Entosolenia marginata* (W. et B.), *E. cubanica* B o g d., *Streblus beccarii* (L.) та ін.

Такий комплекс форамініфер у відкладах сармату Кримсько-Кавказької області О. К. Богданович (1947) назвав змішаним. В Причорноморській западині склад форамініфер у змішаному комплексі змінюється залежно від типу осадків. Збільшення представників ноніонід наближає його до ноніонідового комплексу, а міліолід — до міліолідового.

Черепашкові вапняки, проверстки черепашкового детриту та мергелю містять представників форамініфер змішаної асоціації. В той же час форамініфери відрізняються від таких самих у глинистих пісках і піщаних глинах масивнішою черепашкою, особливо міліоліди. До наведеного вище треба додати, що у вапняках і особливо у моховаткових відмінах Присивашія (села Новоолексіївка, Громівка, м. Генічеськ та ін.), сіл Акимівки, Новотроїцького, Чкалова, м. Мелітополя спостерігається велика кількість решток червів (*Serpula* та *Spirorbis*). Заслужують також на увагу й черепашково-детритові відклади, що містять у змішаній асоціації значну кількість *Streblus beccarii* L. Останнє свідчить про те, що ці відклади утворилися за умов значного опріснення, особливо поблизу гирла річок. При цьому необхідно відзначити, що значний розвиток тонкостінних представників *Streblus beccarii* (L.) спостерігається поблизу гирла річок, які впадають в Чорне море.

У Присиващії широко розвинуті темно-сірі з зеленуватим відтінком та зеленувато-сірі глини, здебільшого тонковерстовуваті, з пилуватими при-сипками по наверстуванню. Проте в товщі глин зустрічаються проверстки потужністю 2—3 м, в яких немає пилуватих присипок, тому тонка верстовуватість виявлена дуже слабо. В цих глинах, як правило, нема решток макро-фауни, якщо не брати до уваги зародкових форм моллюсків, які, мабуть, були занесені придонними течіями.

Рештки фауни форамініфер в глинах часто численні, доброї збереже-ності, черепашки дрібні, з дуже тонкою прозорою та напівпрозорою стінкою. За систематичним складом вони належать до типової міліолідової асоціації (Богданович, 1947).

Найхарактернішими та широко розвинутими видами, за нашими даними, є *Quinqueloculina consobrina sarmatica* Gerk., *Q. consobrina plana* Volosh., *Q. reussi* (Bog d.), *Q. collaris* (Gerk. et Iss.), *Q. karreri* Rss., *Q. costata* Karg., *Spiroloculina okrojantzi* Bog d., *Articulina problema* Bog d., *A. sarmatica* Karg., *Articulina* sp., *Meandroloculina* ex gr. *gerda* Bog d., *Flintina* sp., *Entosolenia marginata* (W. et B.), *E. marginata longa* Didk., *E. marginata lata* Didk., *E. cubanica* Bog d., *E. costata* Didk., *E. gracila* Didk., *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Porosonion subgranosus* (Egg.), *P. subgranosus martkobi* Bog d., *Elphidium incertum* (Will.), *E. macellum macellum* F. et M., *E. macellum fichtellianum* Volosh., *E. macellum aculeatum* Silv., *E. aff. subumbilicatum* (Cz.), *E. aff. listeri* (Orb.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. josephinum* (Orb.), *E. reginum georgii* Vengl., *E. reginum* (Orb.) та ін. За кількістю екземплярів найбільшого розвитку досягли *Quinqueloculina consobrina sarmatica* Gerk., *Q. reussi* (Bog d.), *Q. collaris* (Gerk. et Iss.), *Nonion bogdanowiczi* Volosh.

Середній сармат. У Причорноморській западині відклади середнього сармату порівняно з іншими стратиграфічними підрозділами міоцену найбільше поширені. За межами розвитку відкладів нижнього сармату вони трансгресивно вкривають породи палеогену та докембрію на південних та південно-західних схилах Українського щита. Далі на північ від м. Новомосковська вони досягають с. Губинихи, що знаходиться у південно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини, де також вкривають відклади палеогену (полтавська світа).

На заході ці відклади розвинуті скрізь на території Молдавської плити, а в північно-західному напрямку у вигляді порівняно неширокої смуги досягають м. Ровно.

На Правобережжі Дніпра північна межа поширення середньосарматських відкладів приблизно збігається з відслоненнями цих порід на території Українського щита. На лівому березі Дніпра вона проходить трохи на північ від с. Губинихи, продовжується у південно-східному напрямку через с. Фурсове, повертає на південний захід до м. Токмака та с. Приазовського. У східному і північно-східному напрямках вона збігається з південною межею Приазовського масиву, далі на схід — з південною межею Донецького басейну. З півдня поширення середньосарматських відкладів обмежується Кримськими гірськими спорудами та Чорноморським узбережжям Керченського п-ова.

Різноманітність літологічного складу середньосарматських порід зумовлена історією геологічного розвитку середньосарматського басейну.

Серед середньосарматських відкладів, поширених у Причорноморській западині, найбільш розвинуті карбонатні породи, представлені різними органогенними та хемогенними вапняками і мергелями. Дещо меншу площу займають теригенні породи: глини, галечники та піски. Останні оконтурюють площу поширення відкладів середнього сармату та у вигляді широкої смуги субширотного напрямку вкривають вододільний простір Дніпро — Молочна, приблизно на північ від лінії Мелітополь — Каховка.

Потужність середньосарматських відкладів змінюється від кількох метрів на півночі до 60—100 м на півдні.

Мікропалеонтологічна характеристика середньосарматських відкладів приводиться за літологічними відмінами, що відображають певний тип фації.

Найпоширенішими відкладами середнього сармату є вапняки різноманітних складу та генезису, а також піски й глини. Серед вапняків розрізняють: а) органічно-моллюскові (черепашкові та черепашково-детритові), форамініферові (пенероплідові та нубекулярієві), моховаткові та спірорбісові, б) хемогенно-оолітові та мергелісти.

Крупноуламкові відклади (галечники та крупнозернисті піски), що утворилися в прибережній смугі басейну, звичайно не містять решток форамініфер. Якщо в них іноді трапляються поодинокі частіше ушкоджені черепашки *Porosononion subgranosus* (Egg.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* L., *E. reginum* Orb., то їх слід розглядати не як мешканців цієї зони, а як танатоценоз, занесений з інших районів придонними течіями або викинутий штормами.

З моллюскової фауни в описаних відкладах зрідка спостерігаються ушкоджені черепашки *Macra fabreana* Orb., *Paphia gregaria* [(P.artsch.) Goldf.] та ін. (балка Кушугум Запорізької обл.).

Середньо- та дрібнозернисті піски, які значно розвинуті у Східному Причорномор'ї, також часто не мають решток фауни форамініфер. Останні майже завжди спостерігаються в глинистих пісках, які містять і черепашки моллюсків. Так, в ясно-сірих кварцових пісках, значно поширених уздовж долини р. Молочної, у балках Куркулак, Карачокрак, в районі м. Первомайська та багатьох інших місцях, органічних решток, в тому числі й форамініфер, не виявлено. Відсутність решток форамініфер у цих пісках зумовлена підвищеною динамічною активністю водних мас. Необхідно додати, що частина пісків у їх сучасному вигляді являє собою прибережний пляж. Що ж до пісків, які містять домішки черепашок моллюсків, то в них, залежно від умов їх утворення, спостерігаються різні комплекси форамініфер. У середньозернистих пісках з домішкою черепашок *Macra fabreana* Orb., *Paphia gregaria* [(P.artsch.) Goldf.], рідко *Cardium fittoni* Orb., виявлені *Porosononion subgranosus* (Egg.) var. *chyalinica* Bogd., *P. subgranosus* (Egg.) var. *praevalus* Chutz., *Elphidium crispum* (L.), *E. macellum* (F. et M.) (села Пришиб, Терпіння, Новогорівка Запорізької обл.). (рис. 10).

Майже в таких самих пісках з Оріхівського району, що містять нечисленні дрібнорослі тапеси, виявлено деякі кардіди та прісноводні *Lymnaea*, зустрічаються *Streblois beccarii* (L.), що є найбільш евригалініними формами, та спотворені черепашки *Porosononion subgranosus* (Egg.) і *Elphidium macellum* (F. et M.).

Моллюскові вапняки та пухкі черепашники поширені в південній частині Східного Причорномор'я. За даними Г. І. Молявка (1960) та інших дослідників, вони складаються з черепашок *Macra fabreana* Orb., *M. naviculata* Baily, *Paphia gregaria* [(P.artsch.) Goldf.], *Ph. tricuspis* (Eichw.), *Cardium fittoni* Orb., *C. suessi* Barh., *C. vindobonense* Lask., *Solen subfragilis* Goldf., *Donax dentiger* Eichw., *Calliostoma woronzowii* (Orb.), *Gibbula affinis* (Eichw.), *Barbotella hörnesi* (Barb.), *Tornatina okeni* (Eichw.) та ін.

Фауна форамініфер представлена в них численними черепашками та ядрами видів *Quinqueloculina voloshinovae voloshinovae* Bogd., *Q. carinata*, Didk., *Q. sinzovi* Didk., *Q. longodentata* Didk., *Q. tenuicostata* Didk., *Q. consobrina sarmatica* Gerh., *Q. consobrina plana* Volosh., *Triloculina ukrainica siwaschica* Didk., *T. ukrainica sarmatica* Didk., *Flintina tutkowskii* Bogd., *Flintina* sp., *Articulina sarmatica* Bogd., *Meandroloculina litoralis* Bogd., *M. bogalschovi* Bogd., *Nubecularia novorossica* Karr. et Sinz., *Porosononion subgranosus subgranosus* Egg., *P. subgranosus praevalus* Chutz., *Elphidium macellum macellum* F. et M., *E. aculeatum* (Orb.), *E. ex gr. indigenum* (Eichw.), *Cibicides* aff. *lobatulus* (W. et J.).



Рис. 10. Піски новомосковських і дніпропетровських верств середнього сармату біля с. Пришиб Запорізької обл.

Наведений комплекс форамініфер майже завжди супроводжується остракодами, що належать, за визначеннями нашими і М. І. Мандельштама, *Cythereis kolesnikovii* Schn., *C. sarmatica* (Zal.), *C. levis* Schn., *Cypri-deis torosa litoralis* (Brad y), *C. torosa* (Jones) та ін. З інших решток фауни часто спостерігаються отоліти та кістки риб, овуліти, багатоосні спікули губок.

Для окремих відмін пухкого черепашнику з дрібним детритом (Одеський р-н, р-ни м. Вознесенська, сіл Михайлівки, Новокантакузівки та ін.) характерна наявність численної, але дуже одноманітної фауни форамініфер, що належать одному або двом-трьом видам. Наприклад, в розрізі сіл Михайлівки та Новокантакузівки в черепашнику спостерігається велика кількість *Porosononion subgranosus chyalinica* Bog d., *E. crispum* (L.), *E. macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Ogb.).

В розрізах середнього сармату Одеського району в проверстках черепашкового детриту також знаходиться велика кількість черепашок, але одного виду — *Porosononion subgranosus chyalinica* Bog d. Таке скупчення черепашок *Porosononion subgranosus* (Egg.) простежується і в деяких відмінах глин з черепашковим детритом в розрізах середнього сармату між Одесою та Миколаєвом.

У черепашкових вапняках територій, що прилягають до Молдавської плити та Волино-Поділля (села Анастасівка, Підгірне та ін.), часто зустрічаються численні представники пенероплід, черепашки яких в окремі відрізки середньосарматського часу були породоутворюючими.

Форамініферові вапняки на даній території поширені мало. Вони розвинуті у вигляді проверстків малої потужності в Присивашші (села Кирилівка, Новоолексіївка, м. Генічеськ та ін.), де представлені нубекуляріевою відміною.

В Одеській області (Велико-Михайлівський, Роздільнянський, Саратський, Ренійський, Болградський та інші райони) значно поширені пенероплідіві вапняки.

Нубекулярієві вапняки Присивашші, Кривого Рога, долини р. Молочної та інших районів складені головним чином черепашками *Nubecularia novorossica* Karr. et Sinz. та меншою мірою *Meandrolucina litoralis* Bog d.

Ці вапняки містять черепашки *Quinqueloculina sinzovi* D i d k., *Q. tenuicostata* D i d k., *Q. perelegantissima* D i d k., *Flintina* sp., *Porosonion subgranosus subgranosus* E g g., *Elphidium reginum* (O r b.), *E. crispum* (L.), *E. macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.) та ін. Крім форамініфер, у вказаних вапняках часто спостерігається багато спірорбісів, серпул, уламків моховаток, молюсків, остракод та отолітів риб. Спірорбісові органогенні вапняки локалізовані лише у Присиваському районі. Тут спірорбісові проверстки малої потужності знаходяться серед молюскових вапняків.

Фауна форамініфер у цих вапняках складається з нечисленних представників *Porosonion subgranosus subgranosus* E g g., *Elphidium reginum* (O r b.), *E. crispum* L. і поодиноких форм міліолід *Quinqueloculina* та *Meandroloculina*.

Оолітові вапняки середнього сармату даної території, що належать до хемогенних утворень, хоч і займають значну площу, але, як правило, зустрічаються проверстками малої потужності. Лише в окремих розрізах Одеської обл., у межиріччі Дніпра — Молочної, Приазов'ї та Присиваші потужність оолітових вапняків досягає 2—14 м. Серед них виділяються дві відміни крупнооолітові, складені з оолітів розміром 1—2 мм, та дрібнооолітові — 0,2—0,5 мм.

Крупнооолітові вапняки виявлено в розрізах лівого берега Дніпра біля сіл Горностаївки, Великої Лепетихи, правого берега р. Конки у с. Григорівці, балці Карачокрак (села Широке, Новогорівка), с. Акимовці та ін. В крупнооолітових вапняках трапляються *Porosonion subgranosus subgranosus* E g g., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* (L.), *Quinqueloculina carinata* D i d k., *Flintina tutkowskii* B o g d.

Крім форамініфер, крупнооолітові вапняки містять черепашки молюсків — дрібних мактр, кардід, рідше модіол.

Дрібнооолітові вапняки виявлено переважно в Присиваші (о. Бирючий, м. Генічеськ, с. Новоолексіївка та ін.). До оолітів різновиду цієї відміни входять дрібні зерна кварцу та дрібні форамініфери: *Quinqueloculina consobrina* (O r b.), *Q. voloshinovae* (B o g d.), *Porosonion subgranosus martkobi* B o g d., *Elphidium macellum* (F. et M.). Центрами багатьох більших оолітів є черепашки *Nubecularia novorossica* K a r r. et S i n z.

Окремі відміни дрібнооолітових вапняків взагалі не містять фауни форамініфер; всередині оолітів трапляються лише дрібні зерна кварцу або черепашкового детриту (с. Новоолексіївка).

Мергелісті вапняки та мергелі, як і оолітові вапняки, незважаючи на значну площу поширення, мають малу потужність і простежуються у вигляді проверстків та ліنز у Присиваші (села Громівка, Новоолексіївка), в долині р. Конки (села Комишуваха, Кірово), у м. Бериславі, селах Нововоронцовці, Великій Олександрівці (р. Інгулець) та ін. (рис. 11).

Потужність мергелю та мергельних вапняків змінюється від 2 см до 0,5 м. Чистий мергель і мергельні вапняки, як правило, не містять фауни форамініфер та решток макрофауни. Зрідка (с. Кірово в долині р. Конки) в них спостерігаються дрібні черепашки гастропод. Мергелі і мергелісті вапняки, що містять хоч би поодинокі черепашки молюсків, мають в своєму складі більшу або меншу кількість представників форамініфер. Так, у розрізі середнього сармату с. Гаврилівки Нововоронцовського р-ну ясно-сірий з зеленуватим відтінком мергель потужністю 1,5 м, що залягає в покрівлі розрізу, містить поодинокі відбитки *Mastra fabreana* O r b., *Cardium fittoni* O r b., а з фауни форамініфер — тільки поодинокі екземпляри *Porosonion* sp.

В цьому самому розрізі ясно-сірий мергель потужністю 0,6 м з численними відбитками кардід містить значну кількість форамініфер *Quinqueloculina consobrina* (O r b.), *Triloculina ukraina siwaschica* D i d k., *Porosonion subgranosus subgranosus* E g g., *P. subgranosus chyalinica* B o g d., *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aff. ubumbilicatum* (C z.).



Рис. 11. Мергельні вапняки дніпропетровських верств біля с. Великої Олександрівки Херсонської обл.

У розрізах долини р. Мокрої Сури (села Письмечеве, Привільне) в мергелях вохристо-жовтого кольору з відбитками кардіїд зустрічаються лише рештки *Porosononion subgranosus* Egg. та *Elphidium macellum* (F. et M.). Глинисті піски та глини звичайно темно- або зеленувато-сірого кольору з проверстками черепашкового детриту значно поширені на межиріччі Дніпро — Молочна.

Рештки макрофауни в глинистих пісках та темно-сірих глинах звичайно нечисленні і спостерігаються головним чином на площинах наверствування та в проверстках черепашнику. За даними В. П. Колесникова (1940) та Г. І. Молявка (1960), виявлені у відкладах молюски належать *Mastra fabreana* Orb., *Paphia gregaria* (P.artsch.) Goldf., *Cardium fittoni* Orb., *Mytilaster incrassatus* (Orb.), *Gibbula picta* (Eichw.) та ін.

Фауна форамініфер в цих відкладах численна за кількістю та видовим складом. Розрізи з найбільш багатим та різноманітним комплексом форамініфер виявлено в Приазов'ї, Присивашші, в Токмацькому (с. Кохане), Одеському та інших районах.

Наведемо систематичний склад форамініфер: *Quinqueloculina consobrina sarmatica* Gerg., *Q. consobrina nitens* Rss., *Q. consobrina plana* Volosh., *Q. sinzovi* Didk., *Q. longodentata* Didk., *Q. tenuicostata* Didk., *Q. voloshinovae voloshinovae* Bogd., *Q. voloshinovae brevidentata* Bogd., *Q. voloshinovae caudata* Bogd., *Q. laticostata* Didk., *Q. angustioris* (Bogd.), *Q. moljawkovi* Didk., *Q. perelegantissima* Didk., *Q. carinata* Didk., *Q. longuscola* Didk., *Q. karreri siwaschica* Didk., *Q. karreri raricostata* Didk., *Q. prava* Didk., *Q. odessae* Didk., *Triloculina ukrainica siwaschica* Didk., *Spiroloculina kolesnikovi* Bogd., *S. aff. okrojantzi* Bogd., *Flintina tutkowskii* Bogd., *Flintina* sp., *Articulina problema* Bogd., *A. aff. sarmatica* Karr., *A. kudakoensis* Volosh., *Dogielina kaptarenko* Bogd. et Didk., *Sarmatiella prima* Bogd., *S. costata* Bogd., *Meandroloculina litoralis* Bogd., *M. bogatschovi* Bogd., *M. minor* Bogd., *M. gracilis* Bogd., *Nubecularia novorossica* Karr. et Sinz., *Spirolina litoralis litoralis* Didk., *Porosononion subgranosus subgranosus* Chutz., *P. subgranosus markobi* Bogd., *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Elphidium macellum macellum* F. et M., *E. macellum aculeatum* Silv., *E. macellum fichtelianum* Volosh., *E. crispum* (L.), *E. reginum reginum* (Orb.), *E. reginum*

georgii V e n g l., *E. aff. listeri* (O r b.), *Bulimina aff. pyrula* O r b., *Bolivina sarmatica* D i d k., *Entosolenia marginata marginata* W. et B., *E. marginata globosa* D i d k., *E. marginata longa* D i d k., *E. aff. cubanica* B o g d., *Streblus beccarii* (L.) та ін. Крім того, разом з рештками форамініфер у відмучених фракціях спостерігаються численні остракоди *Cyprideis torosa litoralis* (B r a d y), *Cyprideis torosa* (J o n e s), *Cythereis sarmatica* Z a l., *Loxosconcha ornata* S c h n., черви (*Spirorbis*) отоліти та кістки риб, овуліти, багатоосні спікули губок.

В розрізі середнього сармату Причорноморської западини порівняно мало поширені зеленувато-сірі та зеленувато-жовті глини, в більшості тонковерстовуваті. Як показали дані мікропалеонтологічних досліджень, ці глини майже завжди містять численні, переважно дрібних розмірів черепашки *Porosononion subgranosus subgranosus* E g g., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.) та дуже рідко *Quinqueloculina consobrina sarmatica* G e r., *Entosolenia marginata* (W. et B.) (балки Карачокрак, Куркулак, Комишухаха біля м. Оріхова та ін.).

Верхній сармат. Верхньосарматські відклади в Причорноморській западині займають меншу площу, ніж середньосарматські.

За даними Г. І. Молявка (1960), північна межа поширення верхньосарматських відкладів проходить зі сходу на захід та північ від міст Запоріжжя, Кривого Рога, Первомайська, продовжується на захід, дещо на північ від м. Ананьєва та на південь від м. Унген на р. Пруті. Східна межа верхньосарматських відкладів приблизно збігається з долиною р. Молочної, а південна проходить по Керченському узбережжю Чорного моря та північних схилах Кримських гір. Літологічний склад порід верхнього сармату досить різноманітний і змінюється навіть на незначній відстані. Переважаючими відкладами верхнього сармату є карбонатні породи (органогенні і хемогенні вапняки та мергелі), глини та піски.

Верхньосарматські відклади залягають трансгресивно на середньосарматських породах, не виходячи за межі їх поширення.

Потужність відкладів верхнього сармату значно змінюється. У північній частині Причорноморської западини вона місцями не перевищує кількох метрів і збільшується до 40—60 м; в південно-західній частині (Болградський та інші райони Одеської обл.) досягає 120 м. Всі літологічні відміни морського верхнього сармату, крім білих сипучих пісків, звичайно містять рештки фауни молюсків та остракод. За даними В. П. Колесникова (1940) та Г. І. Молявка (1960), малакофауна верхнього сармату складена з дрібнорослих мактр — *Mactra caspia* E i c h w., *M. bulgarica* T o u l., *M. naliukini* K o l e s., *M. crassicolis* S i n z. та прісноводних форм, що належать родам *Unio*, *Planorbis*, *Hydrobia*, а також наземних *Helix*.

У Нижньому Придніпров'ї в основі верхньосарматського розрізу залягають континентальні відклади, які містять, за даними Г. І. Молявка та І. Г. Підоплічка (1952), рештки фауни наземних хребетних (гіпаріона, мастодонта, носорога, жирафа, газелі та ін.). Г. І. Молявко цю частину верхньосарматського розрізу, що залягає між морськими відкладами середнього та верхнього сармату у Каховському районі й на всьому лівобережжі України, визначив як самостійну стратиграфічну одиницю, назвавши каховськими верствами.

Континентальні відклади синхронні з верхнім сарматом і значно поширені в Центральній Молдавії та Придністров'ї.

Мікропалеонтологічне вивчення верхньосарматських відкладів даної території показало, що фауни форамініфер в цілому розрізі і всіх літологічних відмінах не виявлено, якщо не рахувати південно-західної частини Одеської обл. Тут у розрізах верхнього сармату Болградського, Ренійського, Ізмайльського, Кілійського та прилеглих районів Молдавії зустрінуто нечисленні дрібнорослі, здебільшого спотворені форми *Porosononion* ex gr. *subgranosus* (E g g.), *Elphidium macellum* (F. et M.) та *Streblus beccarii* (L.). Цей комплекс форамініфер встановлено тільки в нижній частині розрізу,

представлений зеленувато-сірими верстуватими глинами з нечисленними черепашками мактр.

З інших представників мікрофауни у верхньосарматських відкладах спостерігається велика кількість остракод, які, за даними Ю. Б. Люльєва, віднесено до видів: *Loxococoncha potentos* Stan., *L. elciptica* Br., *Leptocythere maeotica* Suz., *Xestoleberis vidua* Suz., *X. maeotica* Suz., *X. goretzkii* Gol., *Eucypris numelos* Schn. та ін. В Одеській та Миколаївській областях в зелених глинах верхнього сармату трапляються великі оогонії харових водоростей.

Відсутність форамініфер у верхньосарматських відкладах Причорноморської западини пов'язана з тим, що басейн, в якому вони утворювались, був дуже опрісненим. Солоність вод змінювалась від 2 до 5‰ і лише в західній частині (Болградський р-н Одеської обл.) на початку пізнього сармату була трохи підвищеною, але, мабуть, не перевищувала 6—8‰.

Меотичний ярус. Відклади меотичного ярусу значно розвинуті в Причорноморській западині. В західному напрямку вони досягають центральних районів Молдавії, а в східному — Північного Передкавказзя.

Сучасні північна та східна межі поширення морського меотису проходять із заходу на схід на південь від м. Леово (р. Прут), через с. Троїцьке (р. Дністер), верхів'я Хаджибейського лиману, с. Нову Одесу (р. Південний Буг) на південь від Кривого Рога, с. Великої Лепетихи (р. Дніпро), Запоріжжя, с. Комишувахи, м. Великого Токмака та Мелітополя. З півдня поширення меотичних відкладів обмежується Кримськими горами та Чорноморським узбережжям. У північно-західній частині Причорноморської западини простежуються континентальні відклади балтської світи.

Північна межа поширення меотису на лівобережжі Дніпра проводиться на північ від долини р. Конки і Запоріжжя внаслідок приєднання до верхньоконгерієвого під'ярусу вапняків *Congeria subnovorossica* Ossa ul., які раніше відносили до понту (Дідковський, 1960). М. О. Соколов (1889), Г. І. Моляк (1960) та інші дослідники розглядали вапняки з *Congeria subnovorossica* як низи понту та проводили північну межу меотису на лівобережжі Дніпра від с. Великої Лепетихи на схід до с. Новомиколаївки (на схід від м. Мелітополя).

В межах даної території відклади меотису майже скрізь залягають на породах верхнього сармату та вкриваються понтичними. В місцях розмиву останніх вони перекриваються четвертинними утвореннями різних генетичних типів.

Літологічний склад меотичних порід порівняно одноманітний. Найбільш поширеними відкладами є вапняки, менше — мергелі, глини, піски. Серед вапняків переважають органогенні, складені черепашками молюсків та мховаток з незначною домішкою карбонатної глини.

Карбонатні породи — вапняки, мергелі та вапнякові глини (рис. 12) — простежуються від Бузького лиману на заході до долини р. Молочної на сході. Північна межа їх поширення проходить через Миколаїв, села Велику Олександрівку (на р. Інгульці), Велику Лепетиху (на Дніпрі) до с. Василівки, далі по лівобережжю Дніпра до Запоріжжя; східна межа проходить по долині р. Молочної, а південна — по північних схилах Кримських гір.

Глини порівняно вузькою смугою облямовують вапняки на правобережжі Дніпра з півночі та північного заходу і поширюються далі на південний захід до Дунаю.

Глинисті та чисті піски неширокою смугою облямовують глини на північному заході. Ці відклади мають континентальне походження. Невелика смуга пісків та піщаних глин спостерігається в приморських районах, що прилягають до Тендрівської коси.

Потужність меотичних відкладів невелика. В північній частині (долина р. Конки) вона становить 20—60 см, в Присиваші — 30—40 см. Досить значна товща меотичних відкладів спостерігається в придунайських районах Одеської обл. та Молдавської РСР. В районі міст Кілії, Арциза, Пандаклії

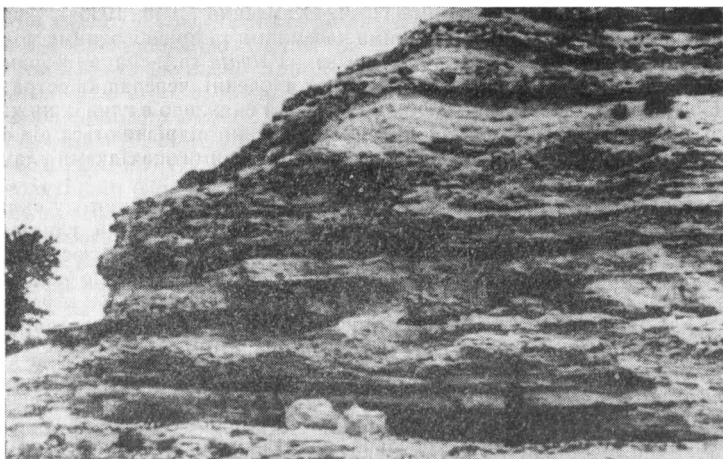


Рис. 12. Меотичні (люциново-дозинієві) вапняки біля с. Микільського Херсонської обл.

та інших потужність порід меотису змінюється від 50 до 100 м, в районі м. Болграда — 108 м, с. Кизилівки (кол. Карагач) — 159 м, с. Гавиноси — 157—198 м.

Стратифікація меотичних відкладів розроблена досить докладно завдяки працям Г. В. Абіха (1965), М. О. Соколова (1889), М. І. Андрусова (1890), І. Ф. Синцова (1891), О. В. Фааса (1902), П. Л. Осауленко (1936), Т. Ю. Лапчик (1936), М. М. Карлова (1937), В. П. Колесникова (1940), Г. І. Молявка (1953, 1960), В. Я. Дідковського (1960) та ін.

З часу встановлення меотичний ярус належить до верхнього міоцену. Б. П. Жижченко (1958), використовуючи для складання стратиграфічної схеми кайнозойських відкладів принцип циклічності в розвитку морських басейнів, переніс меотичний ярус до пліоцену.

В даній праці меотис розглядається як ярус верхнього міоцену. Для Чорноморської западини ми приймаємо тричленний поділ меотису, запропонований П. Л. Осауленко (1936, 1936а). За схемою П. Л. Осауленко та В. П. Колесникова, в меотичному ярусі виділено під'яруси: нижній (капканський) — дозинієвий з прісноводною фауною; середній (багерівський) — церитово-люциновий; верхній (тмутараканський) — конгерієвий.

Розрізи з трьома під'ярусами меотису виявлено тільки в пониженнях річок Інгульця, Дніпра та в Одеській обл. На решті території поширення меотису виявлено лише відкладами середнього та верхнього під'ярусів.

Відсутність нижнього під'ярусу меотису на вододілі Дніпро — Молочна, на північ від лінії Мелітополь — Велика Лепетиха пов'язано з наступним розмивом. На розмитій поверхні верхнього сармату формувалися відклади середнього і верхнього під'ярусів меотису. В пониженнях річок Дніпра та Інгульця у південному напрямку спостерігається фаціальна заміна піщано-глинистих відкладів карбонатними (органогенними вапняками). В цьому самому напрямку змінюється склад фауни від майже прісноводної до солонуватоводної.

Відклади нижнього меотису, що спостерігаються тільки в долині Інгульця, складені переважно сірувато-зеленими, нерідко пластичними глинами, потужність яких становить близько 4 м. Менш пластичні глини значно більшої потужності розкрито свердловинами в південній частині Одеської обл. та прилеглих районах Молдавії.

У долини Інгульця, за даними П. Л. Осауленко (1936, 1936а), рештки макрофауни представлені нечисленними наземними та прісноводними молюсками (*Unio radiatus* S i n z., *Viviparus* sp., *Valvata* sp.). Фауни форамініфер у цих глинах нема. Часто зустрічаються численні черепашки остракод.

Поодинокі дрібні форми *Streblus beccarii* (L.) виявлено в глинах нижнього меотису в Снігурівському районі. Проте ці глини відрізняються від описаних вище відсутністю прісноводних форм і рідкісними знахідками уламків *Dosinia*.

У свердловинах півдня Одеської обл. нижній під'ярус меотису складений зеленувато-жовтими та зеленувато-сірими верстуватими глинами з проверстками піску. В них поряд з рештками прісноводних молюсків трапляються типові морські форми: *Ervilia minuta* S i n z., *Paphia andrusovi* (O s s a u l.), *Dosinia maeotica* A n d r u s., *Abra* sp., *Potamides novorosicus* (S i n z.) та ін. Рештки фауни форамініфер нечисленні і представлені дрібними формами *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium* aff. *macellum* (F. et M.), *Nonion bogdanowicz* V o l o s h., *Porosonion* ex gr. *subgranosus* (E g g.), *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina* O r b.). З інших мікроскопічних решток спостерігаються остракоди та оогонії харових водоростей.

У пониззі річок Дніпра та Інгульця, як відзначалося вище, піщано-глинисті відклади фаціально заміщуються карбонатними, складеними переважно черепашково-детритовими вапняками з проверстками мергелів.

Черепашкові та черепашково-детритові вапняки добре простежуються у відслоненнях с. Садового, а на південь — у численних свердловинах. Ці вапняки складені головним чином з черепашок *Dosinia maeotica* A n d r u s. Фауна форамініфер у щільних перекристалізованих вапняках с. Садового, м. Херсона, в численних розрізах свердловин Присивашья, Садовська та інших районів представлена погано збереженими ядрами й відбитками *Quinqueloculina seminulum* (L.), *Q. seminulum ukrainica* D i d k., *Q. consobrina maeotica* D i d k., *Q. maeotica* D i d k., *Spirolina* cf. *austriaca* O r b., *Elphidium* cf. *macellum* (F. et M.), *E.* ex gr. *fichtellianum* (O r b.), *Nonion bogdanowicz* V o l o s h., *Porosonion* ex gr. *subgranosus* (E g g.), *Streblus beccarii* (L.) та ін. Майже в усіх розрізах форамініфери супроводжуються остракодами.

Надзвичайно цікавий в систематичному відношенні з добре збереженими черепашками форамініфер є розріз свердловин с. Лиманівки Голопристанського р-ну Херсонської обл. В цьому розрізі відклади нижнього меотису, складені черепашковими вапняками, залягають на верхньому сарматі і перекриваються зеленими пісками з численними церитами середнього під'ярусу. Вапняки пухкі, порівняно легко розпадаються на черепашки молюсків та численних форамініфер.

Наведемо склад форамініфер цих розрізів: *Quinqueloculina consobrina consobrina* O r b., *Q. consobrina maeotica* D i d k., *Q. seminulum ukrainica* D i d k., *Q. similakneriana* D i d k., *Q. attalica* D i d k., *Q. maeotica* D i d k., *Triloculina pyrula* K a r g., *T. inflata* O r b., *T. clavata* D i d k., *Hauerina subbotinae* B o g d. et B u d., *Nubecularia* sp., *Porosonion* ex gr. *subgranosus* (E g g.), *Nonion bogdanowicz* V o l o s h., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E.* aff. *fichtellianum* (O r b.), *Elphidium* sp., *Entosolenia marginata* (W. et B.), *Spirolina stelligera stelligera* D i d k., *S. stelligera mucronata* D i d k., *S. elegans maeotica* D i d k., *S. rimosa ukrainica* D i d k., *Neopeneroplis sarmaticus* D i d k., *Bolivina* sp., *Bulimina* sp., *Streblus beccarii* (L.), *Discorbis* sp., *Cibicides* aff. *lobatulus* (W. et J.). Крім цього, виявлено значну кількість остракод.

Не менш цікавим є розріз свердловини, пробуреної в с. Бехтерах Голопристанського р-ну Херсонської обл. В цьому розрізі на відміну від розрізу с. Лиманівки поряд із значним розвитком пeneropлід спостерігається велика кількість міліолід. Останні в окремих проверстках є породоутворюючими. За кількістю особей найбільш поширені *Quinqueloculina akneriana* O r b., *Q. consobrina* (O r b.), *Q. seminulum* (L.), *Q. clavata* D i d k., *Tri-*

loculina inflata O r b., *T. nitens* R s s., *Hauerina* ex gr. *subbotinae* B o g d. et B u d., *Nubecularia* sp., *Articulina* sp. З інших представників меотичних форамініфер тут виявлено *Spirolina stelligera stelligera* D i d k., *S. stelligera mucronata* D i d k., *S. elegans maeolica* D i d k., *S. cf. austriaca* (O r b.), *Porosonion subgranosus* (E g g.), *Nonion bogdanowiczii* V o l o s h., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. aff. subumbilicatum* (C z.), *Bulimina elongata* O r b., *Bolivina* sp., *Discorbis* cf. *obtusius* (O r b.), *Streblus beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.) та ін.

Відклади середнього меотису розвинуті значно ширше, ніж нижнього. В північній частині Причорноморської западини вони відслонюються в долинах річок Південного Бугу, Інгулу, Інгульця та Дніпра. На південь вони занурюються на глибину понад 100 м і лише в Криму знову виходять на денну поверхню.

Літологічний склад порід середнього меотису різноманітний і змінюється навіть на незначній відстані. Це особливо помітно в периферійній частині території їх поширення, де найбільш чітко виявились коливання берегової смуги. В цих районах відклади середнього меотису мають численні проверстки глини, черепашнику та вапняку, а на південь змінюються одноманітно товщею черепашково-мергелистих вапняків, і тільки в Голопристанському районі спостерігаються глинисті піски з проверстками черепашкового детриту.

Одноманітна піщано-глиниста товща середнього меотису простежується на півдні і південному заході Одеської обл. та в прилеглих до неї районах Молдавії. Ця товща складена прибережними морськими та континентальними породами. Останні подекуди містять багато викопних кісток хребетних (села Нова Єметівка, Гребеники та ін.).

У всій карбонатній товщі цього під'ярусу спостерігається велика кількість решток представників *Mytilaster minor* (A n d r u s.). З фауни форамініфер є численні нубекулярії* (оолітова відміна вапняків) і незначна кількість *Quinqueloculina* cf. *seminulum* (L.), *Q. cf. akneriana* (O r b.), *Q. consobrina* (O r b.), *Triloculina inflata* O r b., *Spirolina* cf. *austriaca* O r b., *Porosonion* cf. *subgranosus* (E g g.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Streblus beccarii* (L.), *Cibicides* sp. тощо.

Породи верхнього меотису в Причорноморській западині поширені найбільше. Відклади цього під'ярусу майже скрізь представлені вапняками сірого, жовтуватого і ясно-сірого кольорів з численними відбитками і ядрами конгерій. Потужність порід меотису в північній частині Борисфенської затоки (Запоріжжя, Мелітополь, Каховка, с. Василівка та ін.) змінюється від кількох сантиметрів до 1—2 м.

В Борисфенській затоці верхній меотис представлений малопотужною верствою вапняків, складених головним чином з конгерій: *Congeria subnovorossica* O s s a u l., *C. modiolopsis* A n d r u s., *C. navicula* A n d r u s., *Nertina*, *Hydrobia* та ін. (Осауленко, 1936; Молявко, 1960). Над цими вапняками з слідами перериву в окремих місцях, зафіксованих дрібною глинистою або вапняковою галькою з підстелюючих порід, залягають конгерієві вапняки, що містять відбитки і ядра *Congeria novorossica* S i n z. Ці вапняки ряд дослідників відносили до низів понту (Соколов, 1889; Андрусов, 1890; Еберзін, 1940; Молявко, 1953; та ін.).

Дослідженнями В. Я. Дідковського (1960) та Ю. Б. Люльєва (1967) доведено, що конгерієві вапняки в цілому містять однакову фауну форамініфер та остракод, що дозволяє однозначно розв'язати питання про їх меотичний вік.

Найхарактернішими представниками форамініфер з цих вапняків є *Triloculina inflata* O r b., *T. nitens* R s s., *Elphidium macellum* (F. et M.) та ін. Остракоди представлені видами: *Pontoniella* aff. *acuminata* (Z a l.), *Mediocytherideis praepatoica* A g a l., *Cypria firma* S n g b. тощо.

* В. П. Колесников (1940) назвав ці вапняки нубекулярієвими.

Вивчення кернавого матеріалу численних свердловин, пробурених у південних районах Херсонської і Запорізької областей, а також Степового Криму, показало, що слідів перериву в утворенні конгерієвих вапняків нема. Навпаки, в цих районах спостерігається суцільна товща конгерієвих вапняків, яка має ясно-сірий колір від підшови до покрівлі. В той же час вони чітко відокремлюються від підстелюючих вапняків (з люцинами і перитами) та від перекриваючих (з кардіїдами понту). Конгерієва частина меотису завершує меотичну стадію розвитку басейну, після якої в зв'язку з наступним опрісненням почала формуватися нова евригалінна фауна молюсків. Фауна форамініфер гине і в понт не переходить.

Балтська світа

Породи балтської світи виділено вперше на території Причорноморської западини (Барбот де Марні, 18696). Вони поширені у Західному Причорномор'ї, особливо на вододілі Дніпро — Південний Буг. Велику площу займають також у Молдавії. Відклади балтської світи відомі на території від р. Пруту на зхो́ді до Дніпра на сході. Пов'язані вони частіше з найбільш підвищеними ділянками рельєфу. Залягають балтські відклади на морських утвореннях середнього (північ Одеської області) та верхнього сармату. Перекриті вони червоно-бурими глинами і лесовидними породами.

Балтська світа представлена піщано-глинистими відкладами. За даними А. М. Хубки (1969), складені вони ритмічно. Кожний ритм являє собою повний алювіальний цикл, складений із пристрижневих утворень, відкладів прируслової мілини та заплави. А. М. Хубка налічує у балтській світі максимально 11 ритмів.

1934 р. Л. Ф. Лунгерсгаузен поділив балтську товщу на три самостійні відділи: нижній — ягорлицький, який автор синхронізував з першою половиною пізнього сармату, середній — тилігульський — з другою половиною пізнього сармату і меотисом та верхній — кучурганський, синхронізований з середнім і пізнім пліоценом. Наведене розчленування не дістало загального визнання.

Палеонтологічно балтські відклади охарактеризовано недостатньо. Зрідка тут трапляються прісноводні молюски (уніоніди) та рештки ссавців (мастодонти, олені).

Вік балтських відкладів на даному етапі їх вивчення найдоцільніше визначити як пізній міоцен — пліоцен.

ПЛІОЦЕН

Понтичний ярус. Відклади понтичного ярусу в Причорноморській западині поширені до 48° пн. ш. Північна межа проходить (із заходу на схід) від ст. Роздільна через м. Вознесенськ, на північ від Кривого Рога (с. Софіївка) до с. Лошкарівки і далі до Запоріжжя. Від Запоріжжя межа йде на південь, вздовж р. Молочної до Мелітополя, огинаючи зі сходу Приазовський масив. На південь від Мелітополя понтичні відклади здебільшого розмиті під час кімерійської трансгресії і вздовж північного узбережжя Азовського моря відомі лише невеликі їх островки.

Залягають відклади понту переважно на породах меотичного, а також сарматського ярусів. Тільки в північній частині свого поширення (Криворізький район) понтичні утворення залягають на кристалічних породах докембрію та їхній корі вивітрювання. На півдні (від м. Генічеська та на лівобережжі нижнього Дніпра) перекриваються кімерійськими відкладами. Понтичні відклади перекриваються здебільшого червоно-бурими глинами та пісками нерозчленованого середнього — верхнього пліоцену.

В долинах річок і великих балок, а також на ділянках пізньопліоценового розмиву понтичних відкладів нема.

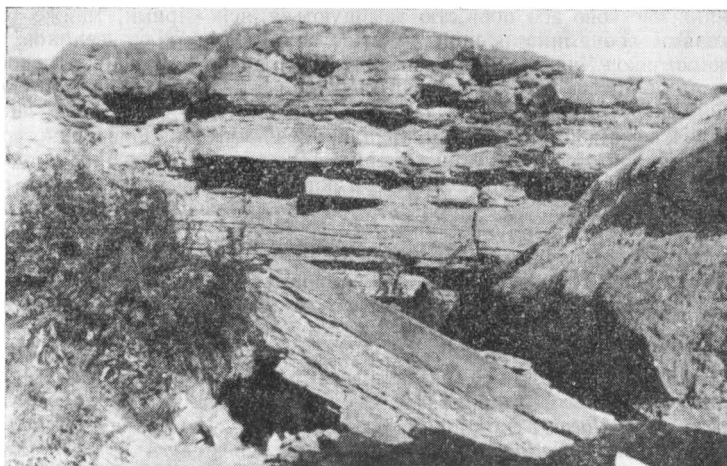


Рис. 13. Понтичні вапняки біля с. Великої Олександрівки Херсонської обл.

У складі понтичного ярусу М. І. Андрусов (1917а) за фауною молюсків виділив два під'яруси: новоросійський та босфорський.

В Причорноморській западині понтичні відклади представлені карбонатними (вапняки, мергелі) та піщано-глинистими породами, причому найбільш розвинуті перші і належать вони до новоросійського під'ярусу. Виділення босфорського під'ярусу проблематичне.

На більшій частині Причорноморської западини потужність понтичних вапняків змінюється від кількох метрів до 10—12 (рис. 13). Лише на захід від Одеси, де вапняки понту заміщуються піщано-глинистою товщею з проверстками вапняків, потужність цих відкладів досягає 70—80 м.

У складі новоросійського під'ярусу М. О. Соколов (1889) виділив два горизонти, що різняться літологічно і фауністично та досить чітко простежуються майже на всій території Причорномор'я.

Нижній горизонт складений оолітовими вапняками, а верхній — черепашковими та черепашково-оолітовими вапняками.

Оолітові вапняки жовті, ясно-жовті, іноді білувато-жовті, дрібно- і крупнооолітові, плитчаті з відбитками і ядрами головним чином дрейсен: *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. simplex* Barb., *Congeria novorossica* Sinz.; зрідка зустрічаються кардіїди — *Prosodacna littoralis* Eichw. Цей горизонт в Криму Л. Ш. Давіташвілі (1937) виділив під назвою євпаторійського.

На оолітовому вапняку залягає черепашково-оолітовий, причому у верхній частині ооліти поступово зникають і вапняк стає чисто черепашковим. Останній часто дуже перекристалізований. Тут спостерігаються майже виключно кардіїди, рідше дрейсени: *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Didacna novorossica* Barb., *Limnocardium odessaee* Barb., *Abra tellinoides* Sinz., *Parvivenus widhalmi* Sinz., *Dreissensia rostriformis* Desh., *D. simplex* Barb., *D. tenuissima* Sinz., *Congeria novorossica* Sinz., *Viviparus achatinoides* Desh.

Т. Ю. Лапчик (1936) у південній частині долини р. Інгульця крім цих двох горизонтів виділила ще один — перехідний (він відомий тільки в цьому районі).

Описані вище два горизонти М. О. Соколова на окремих невеликих ділянках розрізу зникають або замінюються іншими відкладами. Так, в Криворізькому районі (села Олександрівка, Нововоронцовка, Новопавлівка)

вапняки частково або повністю заміщуються ясно-сірими, майже білими мергелями або глинами щільними, зеленувато-сірими з великою кількістю остракод і черепашками молюсків. У підшві відкладів новоросійського під'ярусу нерідко зустрічаються глини з гальками вапняку (Криворізький, Запорізький р-ни). На Мелітопольщині (села Богданівка, Новомиколаївка) в підшві вапняків трапляються білі дрібно- і тонкозернисті піски з піщаними конкреціями химерної форми.

У понтинних відкладах спостерігаються валуни кристалічних порід, в тому числі і залізистих кварцитів. Останні виявив М. О. Соколов (1896) на околицях Одеси. Валуні і гальки кристалічних порід, за даними Г. І. Молявка (1960), відомі у Чаплинському і Новотроїцькому районах, в долині р. Конки. П. О. Православлев (1917) виявив їх в долині р. Чичиклії.

Г. І. Молявка крім валунів і галечників в основі понтинних відкладів в Генічеському районі знайшов проверстки мергелистої сіро-зеленої глини з геліксами потужністю до 5—7 м.

В районі Одеси під вапняками відомі голубуваті глини, де крім кардіїд (*Limnocardium subodessae* Sinz. та ін.) виявлено *Anodonta pseudohyria* Sinz., *A. sublaevis* Sinz., *A. angusta* Sinz., *A. pseudovallenciennesia* Sinz., *Valvata biformis* Sinz., *Lithoglyphus neumayri* Sinz., *Hydrobia novorossica* Sinz., *Melanopsis esperi* Fer. var. *lineata* Sinz. (Синцов, 1877). З понтинних відкладів Одеси відомі рештки хребетних — риб, черепах та ссавців (Андрусов, 1917).

На захід від Одеси понтинні відклади (новоросійський під'ярус) представлені переважно вапняково-глинистими фаціями великої потужності — 70—80 м. Тут мають місце значні розмиви. Відзначається ділянка на південний захід від м. Білгорода-Дністровського, де на вододілах і далі в напрямку до Чорного моря під осадами, які віднесено до верхнього пліоцену, за даними буріння, залягають відклади меотису.

На вододілі Дністер — Прут, у нижній частині понту, спостерігаються глини з проверстками вугілля та піску. В цьому районі вивчав прісноводну фауну І. Я. Яцко (1954), який виявив тут багато нових видів уніонід.

На відкладах новоросійського під'ярусу під червоно-бурими глинами майже всюди залягає товща глин. М. О. Соколов (1889) відзначав, що наявність глин у покрівлі понту свідчить про усихання понтинного басейну в другу половину його існування. Глини зеленувато-сірі й сірі з округлими включеннями мергелю і дрібними залізисто-марганцевими бобовинами, іноді містять кристали гіпсу. І. А. Лепікаш (1937) зіставляв ці відклади з босфорським під'ярусом понту — так званими косовськими верствами у Нікопольському районі.

Місцями глини переповнені стяжіннями мергелю, які іноді замінюють в розрізі глину (Криворізький, Запорізький р-ни). Інколи (Запорізький, Мелітопольський р-ни) в глині зустрічаються вапняки-черепашники іржаво-жовті або розові, кавернозні, часто сильно перекристалізовані. Глиниста речовина представлена монтморилонітом.

Стратиграфічне положення цих глин не зовсім ясне. З фауністичних решток у глинах знайдено черепашки молюсків, що здебільшого характеризують новоросійський під'ярус.

Кімерійський ярус. У Причорноморській западині відклади кімерійського ярусу встановлено в двох районах: на лівобережжі нижнього Дніпра і в Північному Приазов'ї. Залягають вони нижче від базису ерозії, тому дані про них відомі лише по свердловинах.

Перші згадки про наявність осадових залізних руд у Північному Приазов'ї під назвою «тютюнові камені» (окислюючись на поверхні, руди набувають кольору сухого листу тютюну і під цією назвою, що вкоренилася пізніше, наводяться в описах свердловин) С. В. Константинов наводив у 1915 р.

1926 р., узагальнюючи матеріали по розшуках газу в Північному Приазов'ї, І. І. Танатар та І. Я. Микей виділили кілька газоносних гори-

зонти, в тому числі й кімерійський. В с. Новокосянтинівці І. І. Танатар разом з тютюновими каменями виявив глини з віванітом. На основі знахідки цього мінералу відніс глини до кімерійського ярусу, таким чином вперше виділеного на досліджуваній території.

У 1924—1926 рр. група співробітників Південної обласної меліоративної організації під керівництвом П. О. Двойченка виконувала комплексні геолого-гідрогеологічні дослідження Мелітопольського округу. Під час цих досліджень Двойченко, зокрема, серед інших відкладів виділив і кімерійські.

1929 р. М. М. Пухтинський опублікував розріз глибокої свердловини, пробуреної на узбережжі Азовського моря в с. Кирилівці, де також, як і в інших районах (тому що фауна не була виявлена), були виділені кімерійські відклади.

1936 р. М. М. Пухтинський і Ю. Б. Басс здійснили триверстну геологічну зйомку в Північному Приазов'ї. Описуючи кімерійські породи, автори вказували, що в 1935 р. при бурінні на газ в районі сіл Ботієве — Новокосянтинівка в кімерійських відкладах знайдено фауну молюсків. Ці ж дослідники приблизно визначили північну межу поширення кімерійських відкладів. У розрізі кімерію наводяться залізисті оолітові пісковики (в основі), темно-сірі і чорні глини та піски. У невеликому обсязі розшукув. роботи на кімерійські залізні руди в 1936 р. проводив В. М. Соменко в районі с. Троїцького.

1937 р. М. М. Пухтинський у статті про кімерійські залізорудні відклади Приазов'я навів дані про їх поширення та умови залягання.

У північно-східному Причорномор'ї в 1939 р. при проведенні геологічної зйомки (В. Г. Кривенко, Я. М. Левітес, М. Т. Вадимов, В. М. Голубенко) свердловинами були розкриті кімерійські відклади вздовж берега Азовського моря. Літологічно вони представлені, як і в північно-західному Приазов'ї, переважно темно-сірими сланцюватими слюдистими глинами, кварцовими пісками і залізистими оолітовими пісковиками. Я. М. Левітес у 1940 р. дав опис Бердянської структурної свердловини, де виділив кімерійські відклади.

К. І. Маков і Г. І. Молявко в 1939 р. в палеогеографічних схемах Причорномор'я показали межу поширення морських кімерійських порід та навели коротку фауністичну характеристику кімерійських відкладів всього Північного Причорномор'я і Присивашся.

А. Г. Еберзін (1940) при вивченні кімерійських відкладів Північного Приазов'я висловив припущення, що пласт тютюнового каменю в підшві кімерійських пісків, можливо, відповідає азовському горизонту.

З 1945 по 1952 р. проводилося буріння на Приазовському родовищі газу, основні газові горизонти якого приурочені до сарматських відкладів, і тільки верхній горизонт — до кімерійських. Було доповнено відомості про потужність кімерійських відкладів, літологію і межу поширення.

1955 р. Г. І. Молявко та І. Г. Пілоплічко, розглядаючи палеогеографію Причорноморської западини в неогені і антропогені, наводять фізико-географічну характеристику відповідних басейнів, в тому числі і кімерійського.

У 1958 та 1960 рр. Г. І. Молявко, підсумовуючи багаторічні дослідження неогену півдня УРСР, розглядає також кімерійські відклади, їх літологічний склад та органічні рештки.

Важливі дані для характеристики кімерійських відкладів зібрані в 1957—1959 та 1963 рр. О. О. Гойжевський, В. М. Семененко, С. М. Цимбал, Г. Л. Кравченко, Р. М. Довгань під час геологічної зйомки Приазов'я; І. Г. Телков, А. У. Литвиненко, В. М. Семененко, Е. Г. Маловичко і М. Б. Бойчук, які виконували розшукув. роботи на кімерійські залізні руди.

Н. О. Щокіна 1964 р. опублікувала дані про рослинність кімерійського віку Північного Приазов'я. Палеогеографію півдня України в другій половині пліоценової епохи розглянули Г. І. Молявко та І. Г. Підоплічко (1964).

Опису нових видів фауни молюсків з кімерію Північного Приазов'я присвячені статті А. Г. Еберзіна, В. М. Семененко (1966) та В. М. Семененко (1965).

У Північному Приазов'ї кімерійські відклади розвинуті від Чонгарського п-ова на заході до м. Жданова на сході.

У західній частині Приазов'я межа поширення кімерійських відкладів проходить у меридіональному напрямку через Сиваш, на захід від Чонгарського п-ова біля с. Новомихайлівки, плавно повертає на північний схід і проходить майже в широтному напрямку на південь від с. Новомиколаївки до північної околиці Мелітополя. В районі Мелітополя кімерійське море утворювало невелику затоку у так званій Мелітопольській синкліналі. Потім північна межа азовської частини кімерійського басейну повертала на південний схід, плавно облямовуючи південно-західну частину Приазовського масиву, далі проходила вздовж його південних виходів на схід до Жданова. На півдні кімерійські відклади повсюдно занурюються під рівень Азовського моря.

Відклади кімерійського ярусу в Північному Приазов'ї представлені глинами, алевроїтами, пісками, залізистими пісками та оолітовими залізними рудами (тютюнові руди Керченського п-ова).

Залігають відклади кімерію трансгресивно на породах різного віку. В районі Чонгарського п-ова вони підстеляються відкладами понтичного ярусу. На схід — до Молочного лиману — залігають переважно на вапняках верхнього сармату, а також меотису. На схід від долини р. Молочної підшовою кімерійських відкладів є піщано-глинисті відклади нижнього — середнього сармату, а також докембрію. На невеликій ділянці в районі с. Нововасилівки вони перекривають відклади середнього міоцену (конкський горизонт) і майкопу, що виклинюються на південно-західному краю Приазовського масиву.

Понтичні відклади, які широко розвинуті на півночі регіону в районах розвитку кімерійських відкладів (за винятком Чонгарського п-ова), були повністю розмиті. Покрівлею кімерійських відкладів є відклади куяльницького ярусу. Абсолютна висота покрівлі кімерійського ярусу змінюється від —2—3 м на півночі (в районі Мелітополя) до —50—55 м на півдні (о-в Бирючий).

В цілому відклади кімерію — це досить однорідна глиниста товща з проверстками залізистих пісків та оолітових залізних руд загальною потужністю до 40 м. Залізисті пісковики зеленувато-сірі, бурувато-зелені з оолітами бурого залізняку, переходять в оолітову залізну руду, зцементовану залізисто-глинистим цементом з домішкою теригенного матеріалу. В залізорудних відкладах трапляються землісті включення і прожилки індиго-синього вівіаніту. Місцями в залізистих пісковиках зустрічаються галька кристалічних порід і уламки деревини. Іноді цемент сірого шільного сидериту, але бувають і малопотужні (10—20 см) проверстки сірого шільного сидериту.

Більшістю свердловин розкрито три пласти залізистих порід, зрідка спостерігається чотири.

В підшві кімерійських відкладів скрізь залігає пласт залізного пісковику, потужність якого на півдні, біля берега Азовського моря, досягає 16—18 м.

У нижньому пласті виявлено численну фауну молюсків: *Congeria ex gr. subcarinata* Desh., *Dreissensia theodori* Andrus., *D. rostriformis* Desh., *D. rostriformis akmanaica* Andrus., *D. huoli* Andrus., *D. brusinae* Andrus., *D. angusta* Rouss., *D. retowskyi* Andrus., *Unio* sp., *Limnocardium subsyrmiense* Andrus., *L. subsyrmiense turbida* Ebers., *L. insoldium* Ebers., *Limnodacna ucrainica* Ebers. et Semen., *Paradacna deformis* Ebers., *Plagiodacna carinata* Desh., *Prosodacna obovata* Andrus., *P. cf. semisulcata* Rouss., *P. cf. inflatissima* Andrus., *P. ebersini* Semen., *Prionopleura prionopleura* Andrus.,

Pachydacna aff. *transilis* Ebers., *P. azovica* Ebers., *Arcicardium subacardo* Andrus., *Caladacna steindachneri euxinica* Ebers., *Charltonconcha bayerni* R. Hoer., *C. tenuissima* Ebers., *Oraphocardium alatoplanum* Andrus., *O. alatoplanum infracimmericum* Ebers., *Pseudocatillus* sp., *Didacnomya* sp., *Monodacna maxima* Andrus., *M. donacoides* Andrus., *M. sokolovi* Andrus., *M. ex gr. zlotarskii* Andrus., *Didacna panticapea* (R. Hoer.), *D. karpinskyi* Andrus., *D. praekarpinskyi* Ebers., *D. ex gr. oxypleura* David., *Theodoxus* sp. (ex gr. *unguiculata* Senin.), *Theodoxus* sp., *Viviparus* ex gr. *achatinoides* Desh., *Micromelania* sp., *Melanopsis* sp. (fragm.), *Velutinopsis velutina* Desh., *Zagrabica* sp., *Planorbis* sp.

Аналіз стратиграфічного і географічного поширення молюсків азовського горизонту Північного Приазов'я в пліоцені Чорноморського басейну показує, що переважна більшість їх відома з нижньокімерійських відкладів північної, за А. Г. Еберзіним (1940), зоогеографічної провінції.

Нижній (перший) пласт залізного пісковику відділяється від середнього (другого) потужною (до 25 м на півдні) пачкою темно-сірих безкарбонатних глин. В центральній частині Північного Приазов'я в середньому пласті у деяких свердловинах зустрінуто численні *Viviparus* ex gr. *achatinoides* та ядра крупних *Prosodacna* sp. У північно-східному Приазов'ї глини, що відділяють нижній залізистий пласт від середнього, майже цілком замінюються пісками. В середньому пласті рідко спостерігаються *Dreissensia theodori* Andrus., *Dr. angusta* Rouss., *Dr. abhasica* Sen., *Dr. suprangusta* David., *Limnocardium* (*Moquicardium*) aff. *moquicum* Sen., *L. cf. feruidum* orsa Ebers., *Limnocardium* sp., *Prosodacna* sp. (Juv.) *Horiodacna rumana* S. Stef., *Arcicardium cf. planacardo* Andrus., *Monodacna* ex gr. *maxima* Andrus., *M. lebedinzevi* Andrus., *Melanopsis* sp. (fragm.), *Lithoglyphus* sp., *Micromelania* sp., *Hydrobia* sp.

Перелічений комплекс фауни найбільше нагадує асоціацію молюсків, властивих опрісненим фациям кімерійського часу, зокрема така схожість виявляється з фауною пластів Дуаба (Абхазія) і Хобі (Мінгрелія).

Особливу увагу привертає досить своєрідний і єдиний представник роду лімнокардіїд *Horiodacna*, що був описаний S. Stefaneky (1896) з пліоценових відкладів Румунії.

Приуроченість дуабських елементів *Moquicardium* і деяких кільових дрейсен до опріснених фаций кімерійського ярусу підтверджує висновки про утворення осадків за умов дельти або пригирлової частини палео-Дону, на що також вказує і літологічний склад кімерійських відкладів північно-східного Приазов'я.

Середній пласт залізного пісковику зіставляється нами з комиш-бурунським горизонтом кімерію. Він відокремлюється від верхньої верстви пачкою глин потужністю до 15 м.

Серед глинистих відкладів кімерію чітко виділяють дві відміни: глини і алеврити, що складають верхню частину розрізу, і глини, які залягають нижче.

Потужність глин, що складають покрівлю кімерійських відкладів, в центральній частині даної території над першим поверстком залізного пісковику досягає 10 м. Перехід між глиною і першим (від поверхні) залізистим поверстком поступовий. Перший поверсток найчастіше являє собою тютюнову глину з рідкісними залізистими оолітами і тільки місцями представлений типовими залізистими пісковиками. Фауну молюсків у першому поверстку не знайдено. Верхній пласт ми умовно зіставляємо з пантикапейським горизонтом.

Як відомо, в стратигічних розрізах кімерійського ярусу на Керченському п-ові в залізрудній товщі виділяються за фауною молюсків всі три горизонти: азовський, комиш-бурунський і пантикапейський.

Літологічний склад кімерійської товщі в Північному Приазов'ї значно відрізняється від одновікових відкладів Керченського п-ова.

Кімерійська епоха характеризується розвитком хемогенного осадко-нагромадження. Протягом відкладання 40-метрової товщі кімерійського ярусу в Північному Приазов'ї переважало утворення хемогенних продуктів над теригенними. Було три етапи нагромадження хемогенних відкладів, пов'язаних з трансгресіями кімерійського моря, що викликали в свою чергу зміну фізико-географічних умов, які сприяли випаданню заліза в осадок. Найбільш сталим з них був перший етап.

В процесі відкладання нижнього рудного пласта місцями цілком переважали хемогенні осадки. Існували умови, коли теригенний матеріал не поступав, причому це мало місце під час трансгресії. Хемогенними відкладами були залізисто-кременисті утворення. Мабуть, одночасно відкладалися колоїдні окисли заліза і кремнію. Максимальний вміст заліза становить 30—35%, а кремнію в цих багатих залізом осадках — 35—45%. Вважають, що залізисті породи відкладалися за умов жаркого, близького до тропічного клімату, коли надходила велика кількість окислів заліза, які потім за умов діагенезу частково відновлювались з утворенням лептохлоритів.

В кімерійський час, на Керченському п-ові в загальному циклі переважно хемогенного осадкоутворення, як ми вже вказували, виділяють три етапи розвитку молускової фауни. Це пояснюється зміною в даному басейні біономічних умов, пов'язаних з коливанням його рівня та деякими змінами сольового режиму тощо.

Отже, за фауною молусків у кімерії Північного Приазов'я виділяють: нижній — азовський і середній — комиш-бурунський горизонти, які пов'язані з хемогенними відкладами — пластами залізистих пісковиків — нижнім і середнім. Верхній, перший пласт залізистого пісковика Північного Приазов'я і глини, що його містять (де фауну не було виявлено), умовно зіставляють з верхнім — пантикапейським горизонтом.

На лівобережжі нижнього Дніпра (Голопристанський та Скадовський р-ни Херсонської обл.) кімерійські відклади, як і в Північному Приазов'ї, залягають нижче від базису ерозії і розкриті тільки свердловинами. Перші дані про їх наявність в цьому районі навів М. О. Соколов (1889). Пізніше кімерійські відклади Причорноморської западини вивчали П. О. Двойченко (1930), К. І. Маков (1937), К. І. Маков та Г. І. Молявко (1940), Є. Т. Мальований та І. Я. Яцко (1952), Г. І. Молявко (1960), Є. Ф. Шнюков і О. Н. Кириченко (1963).

Межа поширення кімерійських відкладів проходить з північного заходу на південний схід приблизно по лінії міст Гола Пристань — Скадовськ. На заході і півдні кімерійські відклади занурюються під рівень Чорного моря.

Кімерійські відклади представлені залізистими пісковиками з лінзами оолітових залізних руд і глинами. Пласт залізистого пісковика потужністю до 1,5 м залягає в підшві кімерійських відкладів з переривом на підстилюючих породах понту, а також меотису.

Вище від рудного пласта лежить пачка сірих карбонатних глин потужністю до 40 м. У нижній частині глини містять кімерійську фауну: *Dreissensia theodori* Andrus., *Prosodacna macrodon* Desh., *Limnocardium squamulosum* Andrus., *Prionopleura prionopleura* Andrus., *Monodacna* sp., *Viviparus achatinoides* Desh. У верхній частині глин, поряд з кімерійськими формами, з'являється також форми, що характерні для відкладів куюльницького ярусу. Перериву між відкладами обох ярусів у цьому районі при перегляді великої кількості кернавого матеріалу не виявлено.

Місцями відклади кімерію, особливо у верхній частині, мають сліди розмиву річкою, що залишила після себе алювіальні піски. На існування таких розмивів вказували К. І. Маков, Г. І. Молявко та ін. Розмив кімерійських порід відбувався після відкладання осадків куюльницького ярусу.

Куюльницький ярус. В Причорноморській западині відклади куюльницького ярусу значно поширені в Північному Приазов'ї. Локально розвинуті вони на лівобережжі нижнього Дніпра і в районі Одеси.

В районі Одеси куяльницькі верстви встановлено у 1872 р. І. Ф. Синцовим. В цьому районі вони досить обмежено поширені і, вивопнюючи пліоценові врззи, ніби складають давні тераси Куяльницького та Хаджибейського лиманів. Залігають вони на породах понту і меотису, а перекриваються делювіальними відкладами антропогену. В піщано-глинистих відкладах куяльницького ярусу І. Ф. Синцов (1897), а потім В. Д. Ласкарев (1912) виділили два горизонти: нижній, в якому поряд з прісноводними молюсками трапляються кардіїди, і верхній — без кардіїд. Т. А. Мангікіан (1929, 1931) заперечував поділ куяльницького ярусу на два горизонти, тому що у верхньому горизонті спостерігаються черепашки кардіїд.

Слід зазначити, що хоч заперечення Мангікіана до деякої міри вірне, бо зрідка зустрічаються черепашки кардіїд (в основному уламки) і у верхньому горизонті куяльницького розрізу, все ж у розрізі досить чітко, за складом фауни, простежуються два горизонти: опріснений — верхній і солонуватий — нижній.

Фауну уніонід, а також хребетних з куяльницьких відкладів Одеського р-ну вивчав І. Я. Яцко (1938, 1954, 1959).

У с. Крижанівці в піщано-глинистих відкладах куяльницького ярусу з гравійними проверстками, в яких є багато решток кісток дрібних гризунів, виявлено численну фауну молюсків. Цей розріз вивчали багато дослідників.

У нижній частині розрізу до першого (знизу) гравійного проверстку виявлено *Unio tanphilievi* Mang., *Unio alexeevi* Mang., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Didacnomya vulgaris* Sinz., *Pachydacna kujalnicensis* (Andrus.), *Prosodacna misera*; у верхньому горизонті *Unio alexeevi* Mang., *Unio kujalnicensis* Mang., *Cyclas rivicola* Leach., *Pisidium amnicum* Müll., *Bythinia kujalnicensis* Mang., *B. spoliata* Sabbab, *B. vucotinovici* Brus., *Lithoglyphus acutus* Cob., *L. neumayri* Sabbab, *Melanopsis esperioides* Sabbab, *Theodoxus punctatolineatus* Sinz.

Виділення двох горизонтів у куяльницьких відкладах Одеського р-ну підтверджується також результатами вивчення остракод (Семененко і Шеремета, 1962, 1965) та кісток дрібних ссавців (Шевченко, 1965). Комплекс остракод у нижньому горизонті представлений видами *Caspiella acronasuta* (Liv.), *C. livalentiana* (Evl.), *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *Candona candida* (Müll.), *C. angulata* Müll., *C. neglecta* Sars., *Cypria candonaeformis* (Schw.), *Cyclocypris huckeli* Trieb., *Cytherissa bogatschovi* Liv., *Mediocytherideis apatoica* (Schw.), *Leptocythere propinqua* Liv., *L. cellula* Liv., *Cyprideis* aff. *punctillata* (Brady), *C. littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones.), *Cythereis keimiriensis* Mark., *C. azerbaijanica* Liv., *Loxocochoa eichwaldi* Liv., *L. babazhanica* Liv., *L. petasa* Liv. Зрідка трапляються форамініфери *Streblus beccarii* (Lin.).

У верхньому горизонті знайдено остракоди *Caspiocypris filorna* Liv., *Caspiella livalentiana* (Evl.), *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *Leptocythere propinqua* Liv., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cythereis* cf. *keimiriensis* Mark., *Darvinulla stevensoni* Brady et Roberts.

Комплекс остракод, зустрінутий в нижньому горизонті, більш солонуватоводний, ніж у верхньому. Наведені комплекси остракод характерні для верхньопліоценових відкладів Каспійського басейну.

Дрібні ссавці з верхнього горизонту цього розрізу А. І. Шевченко виділила як одеський (лагуродонто-میمомісовий фауністичний комплекс), а з нижнього — куяльницький (میمомісово-доломісний) фауністичний комплекс.

Шевченко відзначає, що в нижньому горизонті виявлено коренезубі полівки давнього габітусу, і відносить цей горизонт до верхнього пліоцену. Вказуючи на тісний зв'язок між одеським і куяльницьким комплексами дрібних ссавців, автор пише, що в одеському комплексі, молодшому, зустрінуто численні некоренезубі полівки, і відносить верхній горизонт до самих верхів верхнього пліоцену.

Куяльницькі відклади знайдені І. Я. Яцко (1965) на схід від Тилігульського лиману, а В. М. Семененко, В. С. Новодраном і Ю. Б. Люльєвим (1966) — на Аджиаському лимані. Отже, як і в Одесі, ці відклади приурочені до давніх улоговин, промитих в більш давніх породах, переважно понтичних. На Тилігульському лимані куяльницькі наверстування представлені глинисто-мергелістими породами, що містять багато прісноводних молюсків, а також споропородки харових водоростей. І. Я. Яцко з цих відкладів визначив *Unio kujalnicensis* M a n g., *Unio rumanus* (T o u r n.) S t e f., *Hyriopsis semiornata* B o l g i n., *Dreissensia polymorpha* P a l l a s і деякі інші прісноводні молюски, що відомі з стратотипового розрізу куяльницького ярусу в с. Крижанівці біля Одеси. На думку І. Я. Яцко, знайдені в новому місцезнаходженні куяльницької фауни *Unio rumanus* (T o u r n.) S t e f. та *Hyriopsis semiornata* B o l g i n. вказують на зближення куяльницьких відкладів з верхньодакійськими або біфарціонативними верствами Румунії.

В с. Рибаківці біля Аджиаського лиману зеленуваті піщані глини куяльницького віку відслонюються у береговому урвищі Чорного моря. Залягають вони на пофалдованій поверхні понтичних вапняків, а перекриваються червоно-бурими глинами. Такі ж породи були розкриті і свердловиною, що була пробурена за 1,5 км на північ від берега; далі ці відклади виклинюються. Фауна остракод в них така, як і в куяльницькому розрізі Одеси.

На лівобережжі нижнього Дніпра свердловинами також розкриті куяльницькі відклади. Північна межа їх поширення збігається з межею поширення відкладів кімерійського ярусу, що їх підстелюють. Залягають куяльницькі відклади на глибині 70—90 м. Представлені вони на Херсонщині пачкою зеленувато-сірих слабощанистих місцями карбонатних глин, що залягають без видимого перериву на ідентичних глинах кімерію. Деяка відмінність полягає тільки в складі фауни молюсків. Так, у верхньому горизонті глин було визначено *Dreissensia theodori kubanica* K r e s t., *Dr. polymorpha* P a l l., *Limnocardium skadovkense* E b e r s., *Pachydacna kujalnicensis* (A n d r u s.), *Didacnomya* ex gr. *vulgaris* S i n z., *Prosodacna* ex gr. *macrodon* (D e s h.), *Prionopleura prionopleura* (A n d r u s.), *Viviparus* sp., *Lithoglyphus acutus* C o b., *Bythinia spoliata* S a b b a, а також численні остракоди *Cyprideis littoralis*.

В цьому районі на глибині 90 м, поряд з фауною кардіїд куяльнику, спостерігається і левантинський *Unio bielzi* С г. (Молявко, 1957).

Глини куяльницького ярусу перекриті потужною пачкою пісків нерозчленованого верхнього пліоцену — нижнього антропогену, місцями дуже розмитих. При вивченні кімерійських відкладів цього району можна виділити горизонт, де зустрічаються разом кімерійські та куяльницькі форми.

Такий горизонт виділяють і в куяльницьких відкладах Грузії (Челідзе, 1964) під назвою галізгінського, де фауна має своєрідний перехідний характер.

На нашу думку, це самий нижній горизонт куяльницького ярусу. Попередньо ми пропонуємо назвати його «бехтерський» (від с. Бехтери на лівобережжі нижнього Дніпра).

У Північному Приазов'ї відклади куяльницького ярусу залягають на осадах кімерійського ярусу і перекриті потужним (до 60 м) чохлом переважно континентальних утворень. Межі поширення морських кімерійських і куяльницьких порід у Північному Приазов'ї в основному однакові.

У західній і центральній частинах Північного Приазов'я в покрівлі куяльницьких відкладів залягають лесовидні суглинки і жовто-бурі глини. В окремих пунктах на узбережжі Азовського моря в покрівлі куяльнику відзначаються фауністично охарактеризовані давньоевксинські товщі. У північно-східній частині Приазов'я в покрівлі куяльницьких порід залягають червоно-бурі глини. Внаслідок ерозійного розмиву в долинах рік, що впадають в Азовське море, куяльницьких відкладів нема. Так, в долині

нижньої частини р. Молочної місцями під сучасним алювієм залягають відклади кімерійського ярусу.

Представлені куяльницькі відклади пачкою глини, пісків і алевроїтів, які перевerstовуються, причому в західній і центральній частинах Північного Приазов'я у розрізі розвинуті переважно глини, а в східній — піски. Глини частіше сірі та голубувато-сірі, піщаністі, часто верстуваті, карбонатні. Піски сірувато-зеленуваті і сірувато-голубуваті, місцями жовті і білувато-жовті, колір в основній масі переважно сірих відтінків. Піски кварцові, дрібно- та тонкозернисті, вапнисті, часто пов'язані з глинами поступовими переходами.

В районі розвитку глинистих відкладів куяльнику, в підосві останніх над кімерієм майже повсюдно є проверсток глинистого піску потужністю від 0,5 до 5 м, що свідчить про деякий перерив між цими ярусами.

Потужність куяльницьких відкладів змінюється від 5 м на півночі до 35—40 м на півдні, в середньому складає 10—15 м.

У розрізі куяльницького ярусу Північного Приазов'я виявлено численну фауну молюсків: *Dreissensia theodori* Andrus., *D. theodori kubanica* Krest., *D. rostriformis* Desh., *D. polymorpha* Pall., *D. polymorpha fluviatilis* Andrus., *D. polymorpha pakweschica* Senin., *D. sp.* (ex gr. *weberi* Senin.), *Potamida neustruevi* Andrus., *P. cf. carinatoplicatus* Bog., *Unio lenticularis* Sabba, *U. cf. rumanus* Cob., *U. sp.* (ex gr. *chasaricus* Bog.), *Sphaerium rivicola* Lam., *Pisidium amnicum* Müll., *Limnocardium limanicum* Krest., *Prosodacna cf. misera* Ebers., *Prionopleura* sp. (fragm.), *Pachydacna kujalnicensis* (Andrus.), *P. subkujalnicensis* Krest., *Didacnomya vulgaris* Sinz., *Monodacna* sp., *Theodoxus punctatolinaeta* Sinz., *Viviparus* ex gr. *turritus* Bog., *V. bythinicus* Mang., *V. aff. subconcinus* Sinz., *V. dresseli* Tourn., *Valvata piscinalis* Müll., *V. piscinalis antiqua* Sinz., *V. kubanica* Krest., *V. pulchella* Studer., *V. naticina* Menke., *V. andreana* Menzel., *Hydrobia* cf. *acuta*, *H. ex gr. melanoides* Sinz., *Lithoglyphus neumaueri* Sabba., *L. acutus* Cob., *Bythinia vucotinovi* Brus., *B. spoliata* Sabba., *Micromelania lincta* Milasch., *Melanopsis esperoides* Sabba., *M. esperi* Fer., *Limnea* sp. та ostrakodi *Caspiocypris filona* Liv., *Caspiella acronasuta* (Liv.), *Ilyocypris bradyi* Sars., *Cypria candanaeformis* (Schw.), *Cytherissa bogatschovi* Liv., *Leptocythere propinqua* Liv., *Cyprideis littoralis* (Brady.), *C. torosa* (Jones.), *Cythereis pseudoconvexa* Liv., *C. azerbaijanica* Liv., *C. pontica* Liv., *Loxococoncha eichwaldi* Liv., *L. petasa* Liv.

Між Молочним і Утлюцьким лиманами (16 км на північ від узбережжя Азовського моря біля с. Ефремівки) в нижній частині розрізу куяльницького ярусу виявлено ачкагильські *Avimactra subcaspia* Andrus. та *Avimactra venjukovi* Andrus.

В деяких свердловинах за фауною молюсків досить чітко виділяють два горизонти: нижній, де поряд з солонуватоводними формами є і прісноводні, та верхній, в якому переважає прісноводна фауна.

Склад фауни кардіїд в нижньому солонуватоводному горизонті досить бідний. Тут є *Limnocardium limanicum* Krest., *Pachydacna kujalnicensis* Andrus., *P. subkujalnicensis* Krest., *Prosodacna cf. misera* Ebers., *Prionopleura* sp. (fragm.), *Didacnomya vulgaris* Sinz.

Найчіткіше два горизонти в куяльницьких відкладах простежуються в південній частині Мелітопольського району, де потужність порід куяльнику становить 35—40 м.

На північ, з наближенням до берегової смуги куяльницького моря, кількість прісноводних форм різко збільшується. Опріснення було пов'язане з притоком прісних вод з сходу і близькістю р. палео-Молочної.

У північно-східній частині Приазов'я, на ділянці між Бердянськом і Ждановом, куяльницькі відклади представлені переважно піщаними фаціями. В них є лише прісноводна фауна, причому переважають дрейсени,

особливо численні куяльницькі *Dreissensia theodori kubanica* K r e s t. Значний розвиток піщаних фацій та прісноводної фауни в північно-східній частині Приазов'я можна пояснити, на нашу думку, дією потужної річкової артерії, очевидно, дельти палео-Дону.

Описана вище асоціація фауни молюсків з куяльницьких відкладів властива північній (тамано-кубанській) палеозоогеографічній провінції. Розріз куяльницьких відкладів Північного Приазов'я дуже схожий на стратотиповий розріз куяльницького ярусу в с. Крижанівці біля Одеси.

У стратотипі куяльницького ярусу також чітко за фауною молюсків виділяють два горизонти: нижній, де є прісноводні форми і досить численні кардіди, і верхній, де розвинута прісноводна фауна і лише подекуди трапляються уламки кардід.

В. І. Громов та ін. (1965) зіставляють (за крупними і дрібними хребетними) куяльницькі відклади Одеського р-ну з класичними розрізами віллафранку Західної Європи і пізньопліоценовим хапровським комплексом ссавців північно-східної частини Приазов'я.

Наявність хапровських (віллафранкських) хребетних у стратотиповому розрізі куяльницького ярусу Одеського р-ну, де за фауною молюсків, остракод і дрібних хребетних виділено два горизонти, а також наявність морських куяльницьких порід уздовж північного узбережжя Азовського моря, де за фауною молюсків ми також виділяємо два горизонти, дає підставу впевнено зіставляти ці відклади. Як встановлено нами, морські куяльницькі відклади, розвинуті в північно-східній частині Приазов'я у піщаних фаціях, на захід від Жданова заміщуються алювіальними пісками хапровських верств.

Куяльницькі відклади Північного Приазов'я добре зіставляються із куяльницькими відкладами Північного Передкавказзя.

У Кубанському прогині, за даними В. М. Буряка, потужність надрудних верств, складених глинами і пісками, досягає 600—700 м. В. М. Буряк вказує, що межа кімерію і куяльнику проходить подекуди всередині пісків, а в східній частині прогину піски повністю опускаються в кімерій.

Однак в середній частині надрудних верств чітко виділяється нижній горизонт з куяльницькою солонуватоводною молюсковою фауною, представленою взагалі тими самими видами кардід, як і в Північному Приазов'ї; у верхній частині — верхній горизонт, де переважають прісноводні молюски.

У Кубанському прогині у відкладах куяльницького ярусу поряд з фауною молюсків зустрінуто остракоди, до комплексу яких (як і в куяльницьких відкладах Одеського р-ну і Північного Приазов'я) входять види, властиві пізньому пліоцену Каспійського басейну.

В. М. Буряк відзначає, що куяльницькі відклади переходять у цьому районі в ачкагильські.

Ачкагильські *Avimactra subcaspia* A n d r u s. та *Avimactra venjukovi* A n d r u s., знайдені нами в підшві куяльницьких відкладів Північного Приазов'я, дають можливість, на нашу думку, датувати час проникнення ачкагильської фауни молюсків з Каспійського басейну в Чорноморський не раніше як пізнім кімерієм.

Верстви з *Unio sturi* М. Н ö г н. поширені в західній частині Причорноморської западини. Вони відомі біля хут. Войнич на лівому березі р. Кучургану в останній верхньопліоценовій тераси, на правому березі Дністра в районі сіл Бошерниці і Карагашу та у відкладах четвертої тераси Дністра біля с. Великої Кісниці. В останніх двох пунктах *Unio sturi* М. Н ö г н. знайдено у вторинному заляганні.

Найповніше ці верстви представлені біля с. Бошерниці. Тут, за даними А. Г. Еберзіна (1956), на висоті близько 165 м на розмитій поверхні піщано-глинистих порід середнього сармату з *Mastra fabreana* O r b., *M. vitaliana* O r b., *Tapes tricuspis* E i c h w., *Calliostoma* sp. відслонюється двометрова товща давнього річкового алювію, що складає верхню частину крутого бе-

регового схилу. Цей алювій представлений галечниками, гравієм і пісками. Піски переважно грубозернисті, невиразно- і косоверстуваті, звичайно іржаво-жовті. В основі алювіальної товщі спостерігається півметровий пласт пухкого дрібногалечникового конгломерату, який переходить у гравій і галечник. У цьому пласті разом з обкатаними середньосарматськими черепашками, головним чином мактрами, трапляються численні *Unio sturi* М. Нögп.

Разом з *Unio sturi* трапляються *Limnosacpha tanaica* Ebers., *Unio kalmycorum* Bogatsch., *U. maslakowetzi* Bogatsch.

Стратиграфічне положення верств з *Unio sturi*, безумовно, означає кінець пізнього пліоцену. Вони синхронні з апшероном Західного Передкавказзя і Східного Закавказзя.

Ногайські верстви. У східній частині Причорноморської западини на північному узбережжі Азовського моря в районі міст Бердянська і Приморська спостерігаються ногойські верстви. Вони представлені товщею алювіальних утворень, що залягають на червоно-бурих глинах і перекриваються суглинками антропогену. З фауни в ногойських верствах є рештки ссавців, які генетично пов'язані з ханпровською фауною ссавців, однак за віком молодші і належать до кінця пліоцену, можливо до апшерону.

ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА ПЛИТА

Історія досліджень міоценових відкладів Волино-Подільської плити починається з 30-х років XIX ст. Е. Ейхвальд (1830), торкаючись геології цього району, виділяє поряд з давнішими утвореннями третинні. У 1831 р. Дюбуа де Монпере описав скам'янілості, зібрані ним у міоценових відкладах в східних районах поширення палеонтологічно охарактеризованих осадків багатьох відслонень (села Жуківці, Шушківці, Сатанів). На підставі вивчення міоценової фауни та зіставлення її з третинними молюсками міоцену Західної Європи Дюбуа де Монпере встановив середземноморський вік цих відкладів. Праці А. Андржейовського (1830, 1833, 1835) та Г. Пуша (1837) присвячені опису виділених ними нових міоценових форм. М. П. Барбот де Марні (1867) зробив важливі висновки про вік третинних відкладів Волино-Поділля при порівнянні одновікових утворень, які він спостерігав під час поїздки по Поділлю, Галичині і Австрії. Ці досліді, а також вивчення ним палеонтологічного матеріалу дали можливість зіставити волино-подільські міоценові породи з відносно добре вивченими на той час міоценовими відкладами Віденського басейну.

У другій половині XIX ст. і на початку XX ст. проведені роботи по створенню геологічного атласу Галичини, які виконували відомі дослідники А. Альт, Ф. Беняш, М. Ломницький, В. Тейсейре та В. Фрідберг у різних районах колишньої Галичини та західної частини Поділля. Одночасно проводились роботи по стратиграфічному розчленуванню відкладів. У цей період були встановлені важливі стратиграфічні горизонти міоцену. Так, М. Ломницький (1887) виділив маркіруючий горизонт — ервілієвий поверсток, завдяки якому тортонські відклади поділено на підервілієві і надервілієві верстви. Цей дослідник виділив та палеонтологічно обгрунтував у складі середнього міоцену онкофорові (1863), баранівські (1873) і прасарматські (1894) верстви.

В. Д. Ласкарев (1897, 1903) виділив важливі буглівські верстви і зробив опис їх фауни. Р. Р. Виржиковський (1929) у Середньому Придністров'ї визначив подільський ярус.

У першій половині XX ст. В. Фрідберг навів опис молюсків (1907, 1909, 1911—1928, 1932, 1934—1936) і деяких брахіпод (1929).

Кінець XIX і початок XX ст. відзначаються появою стратиграфічних праць, обгрунтованих результатами вивчення особливостей розвитку організмів та умов їх існування в третинних басейнах. Такий напрям мають дослідження М. І. Андрусова (1891, 1893, 1898 та ін.) в Понто-Каспійській області, що привело до розробки детальної стратиграфії неогенових відкладів міоценових басейнів.

Останнім часом значно поширились геологічні дослідження на Волино-Подільській плиті та у Передкарпатському прогині внаслідок розшуків та розвідки корисних копалин. Комплексні геологічні дослідження дозволили вирішити багато питань з стратиграфії і палеонтології третинних відкладів західних областей УРСР.

Для розуміння історії геологічного розвитку даного регіону, суміжно-му з Карпатами, мають велике значення праці О. О. Богданова (1949), О. С. Вялова (1951, 1953, 1965), М. В. Муратова та Н. І. Маслакової (1952), В. Г. Бондарчука (1947, 1954, 1959), В. В. Глушка (1953), Д. П. Найдіна (1953), В. Г. Корнєєвої (1959), Г. Н. Доленка (1962), Г. І. Молявка (1960) та ін.

В останній час з'явилися праці, в яких наводяться результати вивчення міоценових відкладів Волино-Подільської плити. В. П. Казакова і Д. П. Найдін (1950), В. П. Казакова (1952) та Л. М. Кудрин (1953, 1966) на південно-західному краю Східно-Європейської платформи виділили в міоцен кілька важливих стратиграфічних горизонтів і визначили в них характерні фації. Вивчення фацій цієї території має велике значення для створення єдиної стратиграфічної шкали міоцену і для відтворення палеогеографічних умов осадконагромадження. В. П. Казакова (1952) навела опис деяких основних видів середньоміоценових пеліципод. Л. М. Кудрин (1953, 1954, 1956, 1957, 1966) зробив стратиграфічні побудови на підставі вивчення фацій і палеонтологічних особливостей фауни.

О. А. Сорочан (1958) подала стратиграфію середньоміоценових відкладів Волино-Подільського схилу Українського щита за фауною двостулкових молюсків, виділивши важливіші керівні форми.

Е. Ф. Сорені (1953) описала багату збірку морських їжаків подільського міоцену.

І. К. Корольок (1952) вивчила подільські товтри, умови їх утворення та виділила верхньотортонський (II середземноморський) і сарматський яруси. На підставі вивчення літології, макро-і мікрофауни вона розділила відклади верхнього тортону на три горизонти.

Б. П. Жиженко (1952, 1953) зібрав міоценові відклади західних областей УРСР з міоценовими утвореннями Південної України і Евксино-Каспійської області. Цей дослідник навів опис деяких важливих для стратиграфії середнього міоцену видів молюсків, серед яких виділений ним *Pecten elini* має велике значення як керівна форма для глинистих фацій тортонських відкладів.

Г. М. Гришкевич (1961) описала важливі у стратиграфічному відношенні види сарматських кардідів.

В. О. Горещкий (1956—1961) вивчив фауну гелльветських (онкофорових) верств і навів списки видів із нових місцезнаходжень. Крім того, він вивчив деякі групи фауни молюсків, важливих для біостратиграфії відкладів.

Велике значення для стратиграфії міоцену Волино-Подільської плити і особливо Передкарпатського прогину має мікрофауна. У зв'язку з цим у Передкарпатті вивчались переважно форамініфери. В. Є. Лівенталь (1953) простежив зміни у розвитку булімінід в розрізі міоцену зовнішньої зони Передкарпатського прогину і описав багато черепашок цього роду, що дозволило використати згадані зміни для встановлення детальнішого поділу передкарпатського міоцену.

М. Я. Серова (1950, 1955) вивчила комплекси форамініфер і встановила їх біостратиграфічне значення для міоценових відкладів. Виділені комплекси дозволили дослідниці з'ясувати міоцен Передкарпаття і південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи.

Монографічний опис форамініфер міоцену навели В. А. Крашенінніков (1958—1961), Н. М. Суботіна, Л. С. Пішванова, Л. В. Іванова (1960), В. Я. Дідковський і З. М. Сатановська (1970). На підставі досліджень Л. С. Пішванової (1958а, 1959, 1966) в розрізі міоцену Передкарпаття виділено мікропалеонтологічні зони, які спостерігаються в суміжних районах.

Г. М. Волошина (1958) визначила у верхньому тортоні Волино-Поділля і Передкарпаття маркуючі мікрофауністичні комплекси для мілководних і глибоководних фацій.

Для обґрунтування стратиграфії і кореляції міоценових відкладів Волино-Поділля велике значення мають праці В. А. Крашеніннікова (1958—1960) та В. Я. Дідковського (1950, 1955, 1959, 1964).

Г. Ф. Шнейдер (1953) вивчила остракоди буглівських верств. Про знахідки цієї фауни у розрізі міоценових відкладів в околицях м. Львова повідомили В. Г. Шеремета і З. П. Чабанівська (1962). Чабанівська (1966) навела опис остракод геліветських відкладів Львівського району.

В. О. Бойко (1962, 1963, 1966) описала колекції моховаток тортонських відкладів окремих районів Волино-Поділля.

В. М. Утробін (1958) з'ясував значення для стратиграфії переривів в осадкоутворенні та маркіруючих туфових і туфітових горизонтів, які простежуються у міоцені Волино-Подільської плити і Передкарпатського прогину.

В. П. Маслов (1956, 1958, 1962) вперше вивчив видовий склад багрянних водоростей, які утворюють багрянкові вапняки подільського міоцену. В. П. Маслов та В. М. Утробін (1958) навели список вивчених багряннок. Дослідники пов'язують значне поширення колоній багрянних водоростей з великими трансгресіями середньоміоценового моря.

Значний крок зроблено у вивченні міоценової флори. Відомості про окремі місцезнаходження флори і опис її наведено в працях А. Чечотта (1951), П. А. Мчедlishвілі (1957), Т. А. Якубовської (1955), І. О. Ільїнської і Н. Я. Шварьової (1961). Спорово-пилкові комплекси досліджені Н. О. Щокіною (1954, 1955—1958, 1960).

Г. І. Молявко (1960) дав монографічний огляд неогену УРСР, де багато уваги приділено міоценовим відкладам західних областей України.

Прагнення повнішого пізнання біономічних і палеогеографічних умов осадконагромадження в неогенових басейнах викликало необхідність всебічного вивчення решток викопних організмів. У зв'язку з цим заслуговує увагу дослідження різних проявів та слідів життєдіяльності викопних організмів і проблем органічного походження.

Вивчення слідів життєдіяльності, виявлених у міоценових відкладах на Волино-Подільській плиті та у Передкарпатті, тільки почалося. О. С. Вялов (1966) описав палеоіхнологічні знахідки, навів принципи систематики і класифікації слідів життєдіяльності. О. С. Вялов, К. К. Флеров (1952, 1953, 1960), А. В. Хижняков (1954) описали викопні сліди хребетних тварин у міоцені Передкарпаття, О. С. Вялов, В. О. Горещький (1964, 1965) навели опис слідів життєдіяльності, які трапляються на поверхні контакту крейди і міоцену на Поділлі. В. О. Горещький (1957) визначив інфауну тортону деяких місцезнаходжень Волино-Поділля.

Для подальшого успішного вивчення фауни третинних відкладів України велике значення має «Палеонтологічний довідник» (1968), складений В. О. Зелінською, В. Г. Куліченко, Д. Є. Макаренко, О. А. Сорочан (ред. Г. І. Молявко).

МІОЦЕН

Неогенові відклади Волино-Подільської плити представлені середнім та верхнім міоценом і складені різнофасціальними морськими, лагунними і частково континентальними осадками. У східній частині даного регіону міоценові відклади межують з відслоненнями кристалічних порід Українського щита, в західній — заповнюють Передкарпатський прогин, де представлені переважно глибоководними глинистими і піщано-глинистими осадками, на крайньому заході межують з насувом Карпат. У напрямку з півдня на північ міоценові відклади заходять у північну частину Волині, де їх межа часто не чітка через відсутність відкладів, зруйнованих подальшою ерозією, або вони збереглися окремими острівцями.

Загальна потужність міоценових відкладів на плиті перевищує 100 м, різко збільшується від зони розчленування Східно-Європейської платформи з Зовнішньою зоною Передкарпатського прогину, де зростає до 1000 м. За-

лягають вони на розмитій поверхні крейдових, з місцями давніших (докембрійських, палеозойських, палеогенових) порід і покриваються переважно четвертинними осадами.

СЕРЕДНІЙ МІОЦЕН

Гельветський ярус. Середньо- і верхньоміоценові відклади Волино-Поділля палеонтологічно добре охарактеризовані. Стратиграфічний поділ їх здійснений в основному польськими і російськими геологами.

Середній міоцен чітко поділяється на гельветський і тортонський яруси.

Відклади гельветського ярусу порівняно з тортонськими мають незначне поширення, представлені морськими і континентальними (озерними) осадами. Розвинуті вони в долинах лівих приток Дністра: Стрипи, Коропця, Золотої Липи. Морські відклади залягають у підшві гельветського розрізу і виділені в нагірянські, а континентальні, які залягають вище, — у бережанські верстви.

Гельветські відклади на Поділлі (під назвою онкофорових верств) вперше виявив М. Ломницький (1884, 1886), який описав їх біля м. Бучача в с. Нагірянці Тернопільської обл. Дослідник вважав ці відклади наймолодшим горизонтом гельветського ярусу. Разом з ними розглядалися і залягаючі вище прісноводні утворення. Пізніше онкофорові верстви Західного Поділля були названі нагірянськими, а залягаючі над ними прісноводні верстви — бережанськими (Горєцький, 1962). Гельветські відклади вивчали В. Фрідберг (1912), В. Зих (1927), В. П. Казакова (1952), В. П. Маслов, В. М. Утробін (1953) та ін.

За типовий розріз гельветських відкладів Волино-Поділля можна вважати відслонення біля с. Нагірянки. На розмитій поверхні сеноманського фосфоритового пісковика (знизу догори) залягають:

1. Різнзернисті піски, складені з зерен кварцу, зцементованих зеленуватим глинистим матеріалом. Піски містять малопотужні (10—15 см) проверстки вапнякового пісковика. Нижня частина верстви включає різну за величиною кременеву гальку чорного кольору. Піски містять черепашки *Osireia gryphoides* Schloth. v. *buczaczensis* L o t n. У відкладах спорадично трапляються (звичайно у вигляді ядер і відбитків) черепашки *Onchophora socialis* R z e h a k, *Chione cincta* (E i c h w.), *Congeria sandbergeri* A n d r u s. Потужність 1 м.

У напрямку на північ спостерігається перехід цих відкладів у сипучі кварцові дрібнозернисті піски з уламками черепашок молюсків.

2. Сірі дрібнозернисті кварцові піски. Потужність 25 см.
3. Сірий мергельний вапняк з *Limnaea*. Потужність 20 см.
4. Темно-сірі піскуваті глини з *Planorbis*, *Limnaea*. Потужність 2,2 м.
5. Ясно-сіра глина. Потужність 55 см.
6. Темно-сіра глина. Потужність 15 см.
7. Ясно-сірий мергель. Потужність 70 см.
8. Темно-сіра глина. Потужність 30 см.

Вище залягають тортонські відклади.

У даному розрізі до нагірянських верств належить верства 1, а до бережанських — верстви 2—8.

В районі с. Чехова Тернопільської обл. спостерігається розріз, де на туронському вапняку (знизу догори) залягають:

1. Різнзернистий кварцовий пісок з галькою чорного кременю. Потужність 10 см.
2. Ясно-жовтий щільний вапняковий пісковик з великою кількістю внутрішніх ядер і відбитків черепашок молюсків: *Nucula nucleus* L., *Arcopsis lactea* L., *Cardium paucicostatum* S o w., *Chione cincta* (E i c h w.), *Venus multilamella* E i c h w., *Onchophora socialis* R z e h a k, *Lutraria sanna* B a s t., *Panope menardi rudolphi* E i c h w., *Calyptrea chinensis* L. Потужність 40 см.
3. Зеленувата піскувата глина. Потужність 15 см.
4. Ясно-сірий щільний мергель з *Planorbis*, *Limnaea*. Потужність 1,2 м.
5. Темно-сіра глина. Потужність 40 см.

Вище залягають тортонські відклади (баранівський пісковик) з морською фауною.

В цьому розрізі верстви 1,2 — належать до нагірянських, а 3—5 — до бережанських верств.

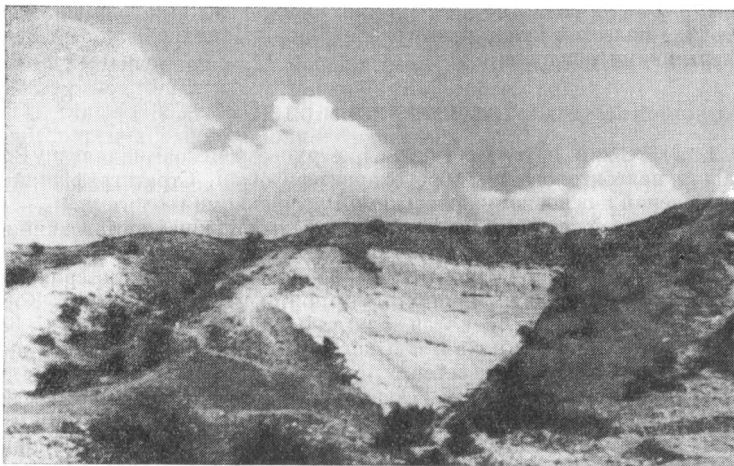


Рис. 14. Гельветські відклади с. Білокриниці Тернопільської обл.

На північ від м. Підгайців на лівому березі р. Коропця, в напрямку до с. Білокриниці, в одному із кар'єрів спостерігається контакт білих вапняків туруну з міоценовими відкладами (рис. 14). Поверхня вапняків має велику кількість заглиблень, прокладених фолладами і заповнених міоценовими пісками та дрібними черепашками молюсків. Крім того, на поверхні вапняків багато сверлінь, зроблених черв'яками *Polidora*. В цьому кар'єрі, знизу дороги, відслонюються:

1. Детритовий піскуватий черепашник, переповнений, особливо в нижній частині, черепашками *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* (Chemn.), *Barbatia barbata* L., *Loripes niveus* Gronn., *Gafrarium minima* (Mont.), *Tellina donacina* L., *Ervilia pusilla* Phil., *Corbula gibba* Ol., *Hydrobia punctum* Eichw., *Bittium reticulatum* Costa, *Aporrhais paspellicani alata* Eichw. Рідко трапляються *Sphaenia aneline* та кременева галька. Потужність 3—5 см.
2. Чітко (різний контакт) виділяється кофейно-сірий мергель, переповнений гідробіями та нерітінами (*Hydrobia punctum* Eichw., *Neritina picta* Forg.). Потужність 30 см.
3. Білі плитчасті мергелі, переповнені *Ostracoda*. Зверху верстуватість менш помітна. Потужність 3 м.
4. Білі і жовтуваті неверстуваті, іноді грудкуваті мергелі з остракодами *Candona candida*, *C. fabaeformis* і *Chara*. Потужність 3 м.
5. Темно-сіра з зеленуватим відтінком піскувата глина, що має вигляд елювію.

Крім описаних відслонень, гельветські відклади встановлено в селах Підзамочку, Сороках, Монастирисьці, Ковалівці, Літатині, Жовнівці Тернопільської обл.

Л. М. Кудрин (1962) визначив гельветські відклади в районах Рави-Руської (села Ниви, Дубровиця), Нестерова (села Глинське, Тростянець), Олеська (села Ясенів, Підгірці, Голубиця) Львівської обл., Старого Почаєва (с. Залісці), Гусятини Тернопільської обл., в містах Тернополі, Кам'янець-Подільську, Хотині, в селах Миньківці, Голозубинці Хмельницької обл. на підставі наявності в них молюсків: *Congeris sandbergeri* Andrus., *Modiola ex gr. volhynica* Eichw., *Anadara diluvii* Lam., *Barbatia barbata* L., *Spaniodontella sokolovi* Sinz., *Pitar islandicoides* Lam., *Loripes niveus* Eichw., *Terebralia bidentata* Deffr., *Turritella bicarinata* Eichw., *Nassa miocenica-obliqua* Schw., *Septaria picta* Selium., *Potamides schaneri* Hilb. і форамініфер *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Quinqueloculina consobrina* (Orb.), *Q. aff. akneriana* Orb., *Triloculina nitens* Rss., *Florilus boueanus* (Orb.), *F. communis* (Orb.), *Nonion granosus*

(O r b.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aff. fichtellianum* (O r b.), *F. aculeatum* (O r b.), *Pseudopolymorphina* cf. *caudata* S u z., *Polymorphina* sp., *Streblus beccarii* (L.), *Gyroidina* sp., *Sphaeroidina austriaca* O r b.

На нашу думку, віднесення осадків, що містять наведену фауну, до гелльвету необґрунтоване, і особливо за фауною форамініфер, склад яких свідчить лише про середньоміоценовий, точніше нижньотортонський, вік. Нами ці відклади віднесені до нижнього горизонту нижнього тортону.

Раніше Л. М. Кудрин (1955, 1958) піскувато-глинисто-вуглисті відклади південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи з наведених вище районів (села Рава-Руська, Нестеров, Золочів, Олесько Львівської обл., Старий і Новий Почаїв, Шумське Тернопільської обл. та ін.) відносив до нижнього тортону, виходячи з наявності в них аналогічного комплексу фауни молюсків та форамініфер.

За літологічним складом гелльветські відклади даної площі представлені пісками і черепашковим детритом з морською фауною та прісноводними вапняками. Залігають вони трансгресивно на породах верхньої крейди, нижнього девону і майже всюди покриті утвореннями нижнього тортону.

Питання про стратиграфічне положення гелльвету, як відомо, дискутується давно і остаточного вирішення ще немає, оскільки склад органічних решток невизначений. М. Ломницький (1894—1896), який вперше описав їх, і видатний дослідник молюсків В. Фрідберг (1933) не встановили точного положення гелльветських відкладів у розрізі міоцену. Згодом В. П. Казакова (1952), О. С. Вялов (1954), Л. М. Кудрин (1955), В. О. Горещький (1956) і О. А. Сорочан (1957) віднесли до гелльвету бережанський та інші розрізи. Однак питання про те, що таке гелльвет, яке його місце в неогеновому розрізі і чи має він взагалі право на існування, обговорюється мікрофауністами на союзних нарадах з неогену до цього часу.

Фауна молюсків, за даними В. О. Горещького (1964) та інших дослідників, у нагір'янських верствах представлена видами *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* (C h e m m.), *Barbatia barbata* L., *Isognomon rellei* H o e r., *Osterea gryphoides* var. *buczaczensis* L o m n., *Congerina sandbergeri* A n d r z., *Loripes nireus* (E i c h w.), *Tapes trigonula* (B r o n.), *Chione cincta* (E i c h w.), *Pitar Gigar* (L a m k.), *Pzehakia socialis* (R z e h a k), *Lutraria sanna* B a s t., *Panope menardi rudolphi* E i c h w., *Corbula gibba* O l., *Calyptrea chinensis* L., *Nassa prismatic* B r o c., *Pleurotoma coronata* M u n s t. тощо.

За даними М. Я. Серової, Л. С. Пішванової, І. В. Венгліньського та В. Я. Дідковського, нагір'янські верстви містять такі види форамініфер: *Quinqueloculina consobrina* (O r b.), *Q. aff. akneriana* O r b., *Triloculina nitens* R s s., *Spiroloculina* sp., *Pyrgo* sp., *Florilus boueanus* (O r b.), *F. communis* (O r b.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aff. fichtellianum* (O r b.), *E. aculeatum* (O r b.), *Pseudopolymorphina* cf. *caudata* S u z., *Polymorphina* sp., *Bulimina* cf. *pupoides* O r b., *Bolivina* sp., *Reussella* sp., *Globigerina bulboides* O r b., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* cf. *bisphaerica* T o d d., *Gl. trilobus* (R s s.), *Globorotalia* sp., *Streblus beccarii* (L.), *Streblus* sp., *Discorbis* sp., *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J.).

Крім того, спостерігаються нечисленні остракоди *Cytheridea mülleri* M ü n s t., *Cyprideis* sp., *Eucypris* sp., *Loxoconcha hastata* (R s s.), *Xestoleberis* sp. (Венгліньський, 1962) та голки морських їжаків.

Верхня частина гелльветського розрізу (бережанські верстви, за В. О. Горещьким) в даному районі складена прісноводними вапняками дрібно-кристалічної структури, що залігають на нагір'янських верствах, іноді на верхньокрейдових і нижньодевонських утвореннях та покриваються породами нижнього тортону.

Макрофауна, за даними В. О. Горещького (1964) та інших дослідників, представлена відбитками і ядрами *Lymnaea* sp., *Planorbis* sp.

Форамініфери, за даними В. Я. Дідковського, представлені єдиною евригаліною формою *Streblus beccarii* (L.), здатною переносити зменшення солоності басейну до кількох промілей. І. В. Венгліньський (1962) у підосві

прісноводних вапняків виявив *Discorbis* sp., *Globularia bradyi* C u s h m. Ці вапняки містять також багато остракод та оогонії харових водоростей.

Тортонський ярус. Відклади тортонського ярусу поширені на значній площі Волино-Подільської плити і представлені переважно субліторальними теригенними і органогенними осадками. Стратиграфічне вивчення цих відкладів почалося у минулому столітті працями Д. Штура (1859), М. П. Барбота де Марні (1867), М. Ломницького (1873, 1887), В. Д. Ласкарева (1887), В. Гільберта (1880, 1882), А. Альта і Ф. Беняша (1887), А. О. Міхальського (1895) та ін.

У тортонському розрізі Волино-Поділля більшість дослідників виділяють нижньо- та верхньотортонський під'яруси.

Таблиця 3
Розподіл фауни молюсків у гельветських відкладах Волино-Поділля

Вид	Піски і пісковики	Піски з багрянцями	Мергелісті пісковики	Мергелі
<i>Nucula nucleus</i> L.	+	—	+	—
<i>N. placentina</i> L. am.	+	—	+	—
<i>Leda fragilis</i> (Chemn.)	+	—	—	—
<i>Glicimeris pilosus</i> L.	+	—	+	—
<i>Amussium cristatum badenensis</i> Font.	+	—	+	+
<i>Pseudamussium corneum denudatum</i> Rss.	—	—	+	+
<i>Variamussium koslovi</i> Zhizh.	—	—	—	—
<i>Ghlamys koheni</i> (Fuchs.)	+	—	+	—
<i>Chl. scissa</i> (Fav.)	+	—	—	+
<i>Chl. scissa resurrecta</i> (Hilb.)	—	—	—	+
<i>Chl. crispis</i> (Broc.)	—	—	—	+
<i>Chl. seniensis niedzwiedzki</i> (Hilb.)	—	—	—	+
<i>Chl. lentzi</i> Hilb.	—	—	+	—
<i>Pecten solarium</i> L.	—	—	+	+
<i>P. besseri</i> L.	—	—	+	—
<i>Isocardia cor</i> L.	+	—	+	—
<i>Phacoides borealis</i> (L.)	+	+	+	—
<i>Cardium praeaechinatum</i> Hilb.	+	—	—	—
<i>C. baranovense</i> Hilb.	+	+	—	+
<i>Chione cincta</i> (Eichw.)	+	—	—	—
<i>Ensis rollei</i> Hoer.	—	—	+	+
<i>Panope menardi</i> Desh.	—	—	+	—
<i>Thracia ventricosa</i> Hilb.	+	—	+	+
<i>Thr. ventricosa v. trigonula</i>	—	—	—	—
<i>Aporrhais pespelecani olata</i>	—	—	—	+
<i>Ficus geometrus</i> (Broc.)	—	—	—	+
<i>Gryphoides cochlear</i> Poli	—	+	+	—
<i>Telchratula grandis</i> Bl.	+	—	+	+
<i>Ostrea digitalina</i> Dub.	—	+	—	—

Нижня межа нижнього тортону виділяється різко, оскільки всюди спостерігається трансгресивне залягання осадків на давніших породах.

У південно-західній частині Волино-Поділля нижній тортон починається баранівськими верствами (с. Баранівка на р. Золотій Липі), названими так М. Ломницьким (1873). Ці верстви залягають на палеозойських, мезозойських, палеогенових та гельветських відкладах. Представлені вони піщаними, мергелістими і органогенними осадками, загальна потужність яких змінюється від кількох сантиметрів до 1 м. Винятком є місця приєднання південно-західного краю плити до Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, де їх потужність різко збільшується.

Фауну, яку визначено у різних фаціальних відмінних породах баранівських верств, наведено в табл. 3.

З вказаних форм багато переходять у вищі горизонти тортонського розрізу. Для баранівських верств є певний зональний комплекс керівних видів, найхарактерніші з них *Pseudamussium corneum denudatum* Rss., *Variamussium koslovi* Zhizh., *Pecten solarium* L., *Chlamys koheni* (Fuchs.), *Chl. lentzi* Hilb.

Фауна форамініфер, за даними В. Я. Дідковського, представлена видами: *Lenticulina calcar* (O r b.), *L. gibba* (O r b.), *L. echinata* (O r b.), *Poly-morphina communis* O r b., *Orbulina universa* O r b., *Heterostegina costata* O r b., *H. praecostata* P a r p e t K ü p p., *Lagena sulcata* (W a l k. e t J.), *Globigerina altispira* C u s h m. e t J a r w., *Globigerinoides transitoria* B l o w., *G. trilobus* (R s s.), *Trifarina bradyi* C u s h m.

На баранівських верствах залягають різнофаціальні переважно морські відклади, які покриваються літотамнієвими (нараївськими) вапняками. Ці відклади одержали назву за місцем знаходження типового розрізу.

Миколаївські верстви складені кварцовими, кварцово-глауконітовими пісками і пісковиками потужністю понад 30 м з багатую морською фауною. Найхарактернішими скам'янілостями для них є: пектеніди — *Chlamys seniensis lomnickii* (H i l b.), *Chl. trigonocosta* (H i l b.), форамініфери — *Amphistegina hauerina* O r b., *Heterostegina costata* O r b., брахіоподи — *Terebratula grandis* B l., *T. maedini* K u d r., морські їжаки, моховатки, серпуліди.

Стратотиповий розріз миколаївських верств знаходиться в районі с. Миколаєва Львівської обл. Його описали О. С. Вялов і Л. С. Пішванова (1959). В розрізі (знизу догори) виділено чотири фауністично охарактеризованих горизонти — моховатковий (4 м), серпулевий (7 м), гетеростегіновий (2 м) і серпулево-моховатковий (1,5 м). Вище залягає літотамнієвий (нараївський) вапняк нижнього тортону. Серед інших відкладів цього стратиграфічного рівня баранівські верстви мають найбільше поширення. Їх фаціальною відміною є мергельні породи, що названі *підгаєцькими* верствами (Беняш, 1887). Відслонення цих порід розвинуті в долинах рік Коропця і Золотої Липи. Підгаєцьку фацію представлено ясно-сірими мергелями, глинистими вапняками з численними безхребетними. Найхарактернішими скам'янілостями є великі форамініфери *Amphistegina hauerina* O r b., *Heterostegina costata* O r b., брахіоподи *Terebratula grandis* B l., *T. macridini* K u d r., *Mühlfeldtia truncata* L., *Megathyris squamata* E i c h w., *Meg. decollata* C h e m n., *Liothyryna punctatissima* L o m n., молюски *Chlamys seniensis lomnickii* (H i l b.), *Chl. seniensis niedzwiedzki* (H i l b.), *Chl. trigonocosta* (H i l b.), *Turritella bicarinata* E i c h w., *Turbo mamilaris* E i c h w., моховатки, серпули.

Для характеристики старотипового розрізу підгаєцьких верств наведемо розріз, який спостерігається на лівому березі р. Коропця у м. Підгайцях Тернопільської обл. На баранівських відкладах (знизу догори) залягають:

1. Ясно-сірий мергель з дрібними брахіоподами *Megathyris squamata* E i c h w., *Mühlfeldtia truncata* L. Потужність 20 см.
 2. Ясно-сірий мергель з окремими дрібними кульками багрянок. Потужність 20 см.
 3. Сірий глинистий мергель. Потужність 40 см.
 4. Білий щільний мергель з численними багрянками і молюсками *Chlamys seniensis niedzwiedzki* (H i l d.), *Chl. seniensis lomnickii* (H i l b.), *Chione cincla* (E i c h w.). Потужність 1 м.
 5. Сірі мергельні глини з включеннями кульок багряних водоростей і черепашок *Amusium cristatum badenensis* F o n t. Потужність 1 м.
- Вище залягають нараївські вапняки.

На схід від площі поширення підгаєцьких верств, в районі Бучача — Сверхківців — Заліщиків, розвинуті органогенно-уламкові вапняки, названі А. Альтом (1887) *сверхківцевськими*. Ці вапняки залягають на рівні підгаєцьких верств. Потужність їх від кількох сантиметрів до 3 м. Це ясно-жовті ушільні вапняки, які складаються з уламків колоній моховаток, черепашок великих і дрібних форамініфер та уламків черепашок молюсків. Для сверхківцевських верств характерна наявність форамініфер *Amphistegina hauerina* O r b. і *Heterostegina costata* O r b.

У північних та північно-східних районах розвитку нижньотортонських відкладів поширені прибережно-лагунні і дельтові фації, які за своїм

стратиграфічним положенням відповідають миколаївським, підгаєцьким і свершківцеським верствам. Ці фації представлені піскувато-глинистими осадками. В літературі (Ломницький, 1901) вони відомі як поморяно-золочівські верстви.

Ці верстви простягаються у напрямку з заходу на схід у вигляді розірваної смуги, починаючи від с. Рави-Руської до с. Золочева. Однією з характерних особливостей даних фацій є наявність боровугільних осадків, які у вигляді лінз і значних за протяжністю пластів переверстовуються з темно-сірими глинами, кварцовими, місцями кварцово-глауконітовими пісками, інколи з кременевою галькою у підшві. В ряді пунктів (села Ясенів, Тростянець Львівської обл.) в глинах, які підстелюють буре вугілля, спостерігаються численні *Congerina sandbergeri* A n d r z., *Limnocardium* sp., *Anadara diluvii* L a m k., *Potamides Schaueri* H i l b., *Neritina* sp. Інколи трапляються відбитки листопадних рослин (Ломницький, 1887; Мchedlishvili, 1956). За даними Н. О. Щокіної (1960), яка вивчила спори і пилок із бурого вугілля Ясенова і Тростянця, серед широколистих порід переважали в'яз, дзельква, дуб, горіх, місцями бобові, частими були — каштан, граб, клен, а також маслинові. Трапляються окремі екземпляри хурми, магнолії, пальми. Чагарникові представлені родинами вошанкових, вересових, видами родів ліщини, калини. Із хвойних — кипарисові, сосна; серед них — секвойя, поодинокі — ялина, ялиця, тсуга. Значно поширені також рештки болотного кипарису. Представники водної і прибережно-водної рослинності — рогозові — спостерігаються рідко.

Н. О. Щокіна відмітила, що нижньотортонський спорово-пилковий комплекс Ясенівського і Тростянецького місцезнаходжень, виключно окремі родини, цілком збігається з видовим складом флори Велички.

У деяких північних частинах району поширення тортонських відкладів розвинуті потужні піщані верстви, які належать до дельтових фацій. Це — косоверстовуваті кварцові та кварцово-глауконітові піски без фауни, іноді з рештками окремених стовбурів дерев. За своїм стратиграфічним положенням дана товща зіставляється з описаними вище верствами нижнього тортону. В околицях Львова спостерігається зближення дельтових фацій з морськими. Для характеристики цих відкладів наведемо зведений розріз нижньотортонських відкладів околиці м. Львова. У с. Знесенні тортонські відклади залягають на сенонських мергелях; знизу догори відслонюються:

1. Темно-сірий пісковик з кременевою галькою у підшві. Нижня частина верстви містить численні *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* C h e m n., *Thracia ventricosa* P h i l. і обвуглені рештки рослин. Верхня частина має жовтувато-бурий колір і містить рештки фауни: *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* C h e m n., *Anadara turonica* (D u j r d.), *Chlamys scissa* F a v r., *Chl. scissa resurrecta* H i l b., *Amussium cristatum* B o n n., *Ostrea digitalina* D u b., *Gryphaea cochlear* (P o l i), *Chione cincta* (E i c h w.), *Isocardia cor* L., *Cardium praeecchinatum* H i l b., *C. baranovense* H i l b., *Phacoides borealis* L., *Terebratula grandis* B l. та окремі кульки багрянок. Потужність 35 см.

Ця частина розрізу зіставляється з баранівськими верствами.

В селах Знесенні, Кривчому, Лисиничах та на других частинах околиць Львова в кар'єрах спостерігається піщана товща нижнього тортону потужністю близько 40 м, яка складена:

2. Дрібнозернистими кварцово-глауконітовими косоверстовуватими пісками з проверстком бентоніту в основі. У нижній частині верстви вміст глауконітового піску збільшується. У підшві товщі іноді трапляються пісковики з кульками багрянок.

Характерною особливістю цієї товщі є знахідки окременилої деревини — великих стовбурів дерев, знесених потоками рік у тортонське море. Товщу покривають вапняки (рис. 15), складені колоніями багрянних водоростей та названі нараївськими (Утробін, 1958). В околицях с. Знесення вапняк піскуватий, подекуди (села Погулянка, Кривче, Лисиничі) верстви складені окремими кульками багрянок. Потужність до 2 м.



Рис. 15. Літотамнієві вапняки нижнього тортону с. Бірки Львівської обл.

Нараївські верстви поширені на значній площі. У стратиграфічних схемах міоцену Волино-Поділля і суміжних територій ці верстви називаються по-різному: літотамнієві, або нуліпорові вапняки (Альт, 1887), літотамнієві верстви (Ломницький, 1897, 1901), літотамнієві фації (Чарноцький, 1935), літотамнієвий горизонт (Ковалевський, 1958, Крах, 1956). В. П. Казакова (1952) визначає ці вапняки як верхній горизонт нижнього тортону, Л. М. Кудрин (1958) — як середній горизонт нижнього тортону. В. М. Утробін (1953) назвав їх нараївськими (від с. Нараїв).

В. П. Маслов (1962) виділив у нараївських верствах три фації: детритусових вапняків з жовнами багрянок, жовнових мілін і глауконітових пісків з багрянками.

Наведемо біостратиграфічну характеристику цих фацій, за даними вивчення макро- і мікрофауни.

Детритусові вапняки складаються з уламків колоній моховаток, літотамній, черепашок молюсків. В них визначено *Chlamys elegans* Andrż. і *Isocardia cor.* L.

Фація жовнових мілін характеризується наявністю молюсків *Chlamys seniensis* Lamk., *Chl. seniensis* Hilb.), *Chl. elegans* Andrż., *Chl. multistriata* (Poli), *Chl. scissa* (Favr.), *Chl. latissima* (Br.), *Pecten revolutum* Micht., *Ostrea gryphoides* Schloth., *Gryphea cochlear* (Poli) v. *navicularis* (Br.) та черепашок *Heterostegina*. Для цієї найпоширенішої фації, за даними Л. С. Пішванової та В. Я. Дідковського, характерні форамініфери *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Triloculina gibba* Orb., *Pyrgo inornata* Orb., *Spiroloculina excavata* Orb., *Cibicides bogdanovi* Ser., *C. lobatulus* (W. et J.), *Florilus boueanus* (Orb.), *Astrononion umbo-stelligerum* (Ser.), *Cyprina vesicularis* (Park et Jones), *Candorbulina universa* (Orb.), *Elphidium fichtellianum* (Orb.), *E. macellum* (F. et M.), *Ehrenbergina podolica* Volosh., *Lagena sulcata* (W. et J.), *Uvigerina asperula* Cz.

Фація піскуватих багрянкових вапняків характеризується наявністю *Amussium cristatum* Font., *Chlamys seniensis niedzwiedzki* Hilb., *Chl. elegans* Andrż., *Pecten bessi* Andrż., *P. solarium* Lamk., *Glycymeris pilosus* (L.), *Cardium praechinatum* Hilb., панцирів морських їжаків — *Scutella vindobonensis* Lamk., остракод — *Loxosconcha hastata* (Rss.), *Cytheridea mülleri* Münst. Потужність нараївських верств від 2 до 50 м.

Розточинські верстви* — це піщані відклади з морською фауною, які залягають між нараївськими і ервілієвими верствами (Горещкий, 1964). Складені вони кварцовими, кварцово-глауконітовими пісками іноді з кременевою галькою. Потужність цих верств від кількох сантиметрів до 2 м. Поширені такі верстви на Розточчі.

Розточинські верстви характеризуються наявністю фауни *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* (Che m n.), *Glycymeris pilosus* (L.), *Chlamys scissa* Fav r., *Chl. scissa* Wolfi (Hil b.), *Cryphaea leopolitana* (Nied z w.), *Ostrea digitalina* Dub., *Modiola hoernesii* R s s., *Phacoides borealis* L., *Chione cincta* (Eich w.), *Isocardia cor* L., *Cardium praeaechinatum* Hil b., *C. baranovense* Hil b., *Panope menardi* (Desh.), *Thracia ventricosa* Phil., *Corbula gibba* Pl., *Serpula gregalis* R.; форамініфер *Elphidium fichtellianum* (O r b.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. bogdanovi* Ser., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. fichtellianum* (O r b.), *E. aculeatum* (O r b.) та голок морських їжаків.

Кривчинські верстви завершують нижній тортон. Ці верстви відомі під назвою ервілієвих. Вперше їх визначив та надав їм значення маркуючого горизонту М. Ломницький (1887). Потужність їх дорівнює 5—15 см. Для них характерна збідненість фауністичного складу. Найхарактернішим і породотворюючим видом цих верств є *Ervilia pusilla* Phil. Цей вид супроводжують іноді *Nucula nucleus* L., *Modiola hoernesii* R s s., *Cardium praeobsoletum* Lom n., *Chlamys scissa* Fav r., *Hydrobia punctum* Eich w., *Skenia simplex* R s s. та трубки серпул. Залежно від літологічних особливостей відкладів склад фауни змінюється. Наведені форми, з переважанням ервілії, характерні для вапняків і вапнякових пісковиків; для глини і мергелів головним є *Modiola hoernesii* R s s.

Описані верстви можна спостерігати в околицях м. Львова, біля с. Кривчого, від якого вони одержали назву.

Відкладам нижнього тортону Волино-Подільської плити відповідають у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину породи богородчанської світи. Комплекс виявленої фауни в цій світі в загальних рисах збігається з фауною, визначеною у верствах нижнього тортону Волино-Поділля. Для нижньотортонських відкладів двох регіонів загальними видами, з числа кевіних, є *Pseudamussium corneum denudatum* (R s s.), *Amussium cristatum badeensis* Font., *Chlamys acissa* (Fav r.), *Chl. koheni* Ph u c h s., *Pecten solarium* Lam k.

Питання про межу між нижнім та верхнім тортоном дискутується давно і досі ще неоднозначно не вирішене. М. Ломницький (1893), Я. Чарноцький (1935), Д. П. Найдін (1951), В. О. Горещкий (1954, 1965), О. С. Вялов (1954), Л. М. Кудрин (1955), О. А. Сорочан (1958) проводять межу між нижнім та верхнім тортоном по підшві гіпсо-ангідритової товщі та ратинських вапняків. В. П. Маслов і В. М. Утробін (1958), В. Є. Лівенталь (1953), В. Я. Дідковський (1964) — по покрівлі гіпсо-ангідритової товщі та ратинських вапняків, синхронізуючи їх з караганським горизонтом Кримсько-Кавказького розрізу. В даній праці гіпсо-ангідритова товща і ратинські вапняки розглядаються у складі верхнього тортону.

На Волино-Подільській плиті відклади верхнього тортону значно поширені. Спостерігаються вони також у східній частині Західного Поділля. Складені лагунними і переважно морськими утвореннями. Нижні верстви залягають на різних горизонтах нижнього тортону або на давніших породах. Знизу розріз починається верствами, які складені лагунними утвореннями (тираські і ратинські верстви) або морськими теригенними відкладами (кайзервальдські, підгірські верстви).

В окремих місцях (наприклад, в районі с. Зубри Львівської обл.) над кривчинськими верствами залягають малопотужні прісноводні відклади — верстви Зубри, описані вперше М. Ломницьким (1893). Це ущільнені ясно-

* Назву запропонував О. С. Вялов (1965).

сірі вапняки. По простяганню вони переходять у темні, темно-сірі окремінілі породи з рештками осоки (*Carex*) і харацій. Трапляються прісноводно-континентальні відклади, утворені за умов суші.

Ти́раські верстви (Вялов, 1951) представлені гіпсами і ангідритами потужністю до 30 м. Поширені переважно у південній і південно-західній частинах Волино-Подільської плити, де залягають безпосередньо на кривчинських верствах (околиці м. Заліщиків), на баранівських верствах (с. Баранівка та ін.) або на давніших породах.

В глинах, які залягають серед гіпсів, розкритих свердловинами переважно в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину і в крайовій частині платформи, виявлено верхньотортонську фауну: *Chlamys elini* Zhizh., *Gafrarium minima* (Mont.), *Tapes gregarius* var. *modesta* Dub., *T. vindobonensis* May., *Corbula gibba* Ol., *Spirialis* sp., *Globigerina bulloides* Orb., *Elphidium angulatum* (Egg.), *Bulimina elongata* Orb., *Discorbis* sp., *Entosolenia* sp.

У ратинських вапняках, які стратиграфічно відповідають гіпсам і місцями залягають безпосередньо на кривчинських верствах, покриваючи одночасно верхню частину гіпсової товщі, спорадично трапляються (околиці сіл Хотина, Немайова, Тлумача) відбитки черепашок молюсків *Chlamys elini* Zhizh., *Chl. neumayri* Hilb., *Tapes vindobonensis* May., *Ervilia pusilla* Phil., *Gafrarium minima* (Mont.).

На великій площі поширення тортонських відкладів, на рівні залягання гіпсів і ратинських вапняків, розвинуті піщані відклади, які місцями покривають гіпси і ратинські вапняки. Це кайзервальдські глауконіто-кварцові піски та пісковики з численною морською фауною, серед якої найхарактерні *Chlamys scissa* (Fav.), *Chl. scissa wolffi* (Hilb.), *Chl. galicina* Fav., *Chl. neumayri* (Hilb.), *Chl. elegans* Andr., *Phacoides borealis* L., *Isocardia cor* L., *Cardium baranovense* Hilb., *C. praeachinatum* Hilb., *Panope menardi* Desh., *Thracia ventricosa* Phil., *Corbula gibba* Ol., *Gryphaea cochlear* (Poli) var. *navicularis* Broc., *Oxystele orientalis* Cossm., *Serpula gregalis* Eichw., *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Spiroloculina badenensis* Orb., *Glandulina laevigata* Orb., *Cibicides dutemplei* (Orb.), *Bulimina elongata* Orb., *B. aculeata* Orb., *Uvigerina semiorinata* Orb. Загальна потужність кайзервальдської піщаної товщі понад 30 м. Нижню частину цієї товщі, яка залягає на рівні гіпсів і ратинських вапняків, виділено під назвою нижньокайзервальдської; частину цієї товщі, що залягає над тираськими гіпсами, названо верхньокайзервальдською.

Підгірські верстви. У східних і північно-східних районах поширення тортонських відкладів, на рівні залягання кайзервальдських верств, поширені підгірські кварцові піски, що місцями переверстовуються з бурим вугіллям. Це прибережні відклади, в яких (села Шушківці, Жуківці, Плугів, Олесько, Підгірці, Ясенів та ін.) виявлено багату фауну молюсків: *Nucula nucleus* (L.), *Leda fragilis* (Chemn.), *Anadara diluvii* Lamk., *A. turonica* DuJ., *Glycymeris pilosus* (L.), *Pecten bessi* Andr., *Chlamys elegans* Andr., *Chl. gloria maris* Dub., *Chl. malvinae* (Dub.), *Chl. diaphana* (Dub.), *Chl. neumayri* (Hilb.), *Chl. lilli* (Pusch.), *Chl. scissa* (Fav.), *Chl. galicina* (Fav.), *Ostrea digitalina* Dub., *Gryphaea leopolitana* (Niedzw.), *Caradita rudista* Lamk., *C. partschi* Münster., *Isocardia cor* L., *Lucina fragilis* (L.), *Phacoides borealis* L., *Divaricella ornata* (A.g.), *Tapes trigonula* Broc., *Cardium praeachinatum* Hilb., *Chione cincta* Eichw., *Venus multilamella* Lam., *Pitar chione* L., *P. gigas* Lamk., *Tellina planata* L., *Ervilia pusilla* Phil., *Panope menardi* Desh., *Corbula gibba* Ol., *Thracia ventricosa* Phil., *Oxystella orientalis* Cossm., *Hydrobia elongata* (Eichw.), *Potamides mitralis* Eichw., *Terebralia bidentata* Defr., *Turritella pythagorica* Hilb., *T. bicarinata* Eichw., *Natica catena* v. *helicina* Broc., *Conus ponderosus* Broc.; у пісках трапляються корали *Orbicella reussiana* (Edw., Haime), *Siderastrea italica* (Defr.), панцирі морських їжаків *Schizechinus hungaricus* Lamk.,

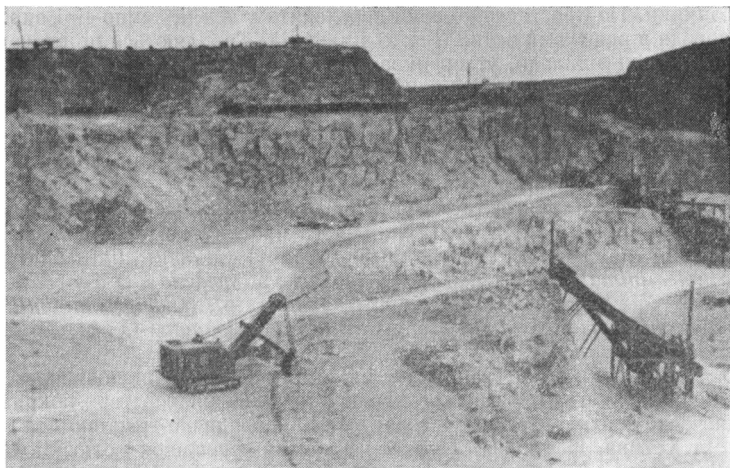


Рис. 16. Літотамнієво-моховаткові (рифові) вапняки верхнього тортону с. Кутківців Хмельницької обл.

Scutella vindobonensis L a m b., *Schizaster ilotti* L a m b. Фауна форамініфер, за даними М. Я. Серової (1965), В. А. Крашеніннікова (1960) та В. Я. Дідковського (1964), представлена численними видами: *Nonion artifex* S e r., *Streblus beccari* (L.), *Elphidium fichtellianum* (O r g b.), *E. macellum* (F. et M.), *Bulimina buccera* P i s c h w., *Sphaeroidina austriaca* O r g b.

Описаним піщаним відкладам відповідає нижня частина косівської світи (вербовецькі і прутські верстви) Зовнішньої зони Прикарпатського прогину і прилеглого краю Волино-Подільської плити. У глинах нижньої частини косівської світи визначено керівні форми молюсків верхнього тортону — *Chlamys neumayri* (H i l b.), *Chl. galicina* (F a v r.), *Chl. elini* Z h i z h.

У верхній частині тортонського розрізу залягають тернопільські верстви (Утробін, 1958), які по простяганню мають різний фаціальний склад. В. П. Маслов та В. М. Утробін (1958) виділили фації: вапняково-глинисті відклади з дрібними багрянками, біогермні вапняки подільських товтр, вапняки, побудовані великими багрянками, детритові вапняки, прибережні піщано-вапнякові і глинисто-вапнякові відклади (рис. 16).

Вапняково-глиниста фація, яка поширена на захід від подільських товтр, характеризується молюсками *Chlamys neumayri* (H i l b.), *Chl. elegans* A n d r z., *Chl. scissa* (F a v r.), *Chl. gloria maris* D u b. Місцями утворюють банки *Gryphaea cochlear navicularis* (B r o c.), *Gr. leopolitana* (N i e d z w.), *Ostrea digitalina* D u b., на черепашках яких часто спостерігаються *Serpula gregalis* E i s c h w., іноді багато колоній моховаток.

Біогермні вапняки складені рифоутворюючими організмами — багряними водоростями, коралами, верметусами, моховатками і мешканцями рифових заростей — молюсками та ін. Головними рифобудівниками подільських товтр є багрянні водорості. Систематичний склад цих організмів для біогермної фації визначив В. П. Маслов: *Archaeolithotamnium irinae* M a s l., *Lithotamnium saxorum v. korolukae* M a s l., *L. microphyllum* M a s l., *L. cf. bourcardii* L e m., *L. corallinaeforme* L e m., *Lithophyllum prelichinoides* L e m., *L. martinicense* L e m., *L. vienoti* L e m., *L. corculumis* M a s l., *L. (Dermaliton) ucrainicum* M a s l., *L. (D.) parasitica* M a s l., *Jania toltrica* M a s l., *J. Dniestrovica* M a s l., *J. ucrainica* M a s l. Спостерігаються корали, що утворюють невеликі гнізда колоній: *Orbicella reussiana* (E d w. et H e i m e), *Siderastrea felixi* K o z l., *Sid. lomnickii* R o z k.

У масивних вапняках іноді утворюють значні скупчення *Vermetus intortus* L a m k. Моховатки трапляються невеликими гніздами. Устричні банки утворюють *Ostrea digitalina* D u b., *O. gryphoides* S c h l o t h., v. *gingensis* S c h l o t h. Характерними представниками фауни молюсків тут є *Haliothis volhynica* E i c h w., *Chama gryphoides* L., *Lima lima* L., *Conus puschi* M i c h l., *Con. dujardini* D e s h., *Fissurella italica* D e f t., *F. graeca* L., *Chlamys varia* (L.), *Chl. multistriata* (P o l i), *Chl. fasticulata* M ü l l., каменеточці *Lithophaga lithophaga* L., *Gastrochaena dubia* P e n n., *Jouannetia semicaudata* M o u l.

Детритові вапняки, які прилягають переважно до рифових масивів, складаються із уламків багрянок, колоній моховаток, частин або цілих панцирів їжаків та їх голок, трубок серпул і уламків черепашок молюсків. Іноді трапляються черепашки *Ostrea digitalina* D u b., *Gryphaea cochlear navicularis* (B r o c.), *Chlamys scissa resurrecta* (H i l d.), *Chl. elegans* A n d r z., *Isocardia cor* L., із форамініфер у мергельних породах спостерігаються *Streblus beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W. et T.), *C. bogdanovi* S e r., *C. dutemplei* (O r b.), *Valvulineria* aff. *obtus*a (O r b.).

Вапняки складені великими кулями багрянко, за даними В. П. Масло-ва (1962), побудовані колоніями *Mesophyllum sohenki* v. *corticum* M a s l., *Lithophyllum albanense* L e m., *L. corculumis* M a s l., *L. duplex* M a s l., *L. (Dermatolithon) nataliae* M a s l., *Lithothamnium microphyllum* M a s l., *Mielodesia (Lithoporella) parasitica* M a s l. У цих вапняках виявлено черепашки *Gryphaea cochlear navicularis* (B r o c.), *Ostrea gryphoides gingensis* S c h l o t h., *O. digitalina* D u b. У проверстках мергельних глин трапляються уламки колоній моховаток, голки їжаків. За даними В. А. Крашеніннікова та В. Я. Дідковського, в цих глинах багато різноманітних видів форамініфер: аномалінідів, касидулінідів, текстуляріїдів, ноніонідів, дискорбідів. Характерна поява хілостомелід — *Pullenia bulloides* (O r b.), *P. quinqueloba* (R s s.), *Sphaeroidina austriaca* O r b. та булімінід — *Bulimina elongata* O r b., *B. dilatata* R s s., *Virgulina schreibersiana* C z., *Uvigerina pigmea* O r b., *Buliminella elegantissima* (O r b.), часто спостерігаються глобігерини.

У Зовнішній зоні Передкарпатського прогину відкладам верхньої частини верхнього тортону Волино-Подільської плити відкладають, можливо, породи верхньої частини косівської світи — коломийські верстви. В останніх спостерігаються *Anadara deluwii* L a m k., *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* (C h e m n.), *Glycymeris pilosus* (L.), *Chlamys elini* Z h i z h., *Phacoides borealis* L., *Corbula gibba* O l., *Cardium praeachinatum* H i l b., *Atlantacorbokovi* H o r. et B u r., *Turritella pythagoraica* H i l b., *Natica catena* d a C o s t a, *Bittium deforme* E i c h w. Цим відкладам відповідає в Передкарпатті зона з *Cassidulina crista* P i s c h w.

В районі с. Бугліва Тернопільської обл. добре спостерігаються співвідношення верхньолітотамнієвих верств і покриваючих їх відкладів. Вище залягає товща, яка виділена В. Д. Ласкаревим (1903) під назвою б у г л і в с ь к и х в е р с т в. Вони складаються знизу зеленуватими глауконітовими пісками з морською фауною тортонських молюсків, а зверху — із ясних білястих пісків з своєрідним комплексом молюсків, які існували за умов пониженої солоності*. Зеленуваті піски з морською фауною виділено під назвою в и ш г о р о д с ь к и х в е р с т в, в яких визначено молюски *Nucula nucleus* L., *Arcopsis lactea* L., *Lucina columbella* L a m k., *Loripes dentatus* D e f r., *Tellina planata* L., *Cardium praeachinatum* H i l d., *Isocardia cor* L., *Chlamys gloria maris* (D u b.), *Chl. diaphana* (D u b.), *Ostrea digitalina* D u b., *O. gryphoides buczaczensis*, *Ervilia pusilla* P h i l., *E. pusilla trigonula* (S o k.), *Glycymeris pilosus* L.; виявлено також багатий комплекс форамініфер, які вивчили І. В. Венглінський (1962) та В. Я. Дідковський: *Quinqueloculina unguolata* O r b., *Q. badenensis* O r b., *Q. morozovae* (S e r.),

* Ця частина розрізу (буглівські верстви) описана у розділі «Верхній міоцен».

Articulina tanella (Eichw.), *Triloculina gibba* Orb., *Guttulina communis* Orb., *G. spinulosa* Orb., *Discorbis austriaca* (Orb.), *Cibicides bogdanovi* Ser., *Nonion granulosus* (Orb.), *Florilus boueanus* (Orb.), *Globigerina aperta* Cushman, *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *Strebeus beccarii* (L.), *Elphidium fichtellianum* (Orb.), *E. echinus* Ser., *Bulimina elongata* Orb., *B. aculeata* Orb., *Entosolenia compressa* (Orb.), *Reussella spinulosa* (Rss.).

Вишгородські відклади зіставляються з клокучинськими верствами Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

У питанні про стратиграфічне положення буглівської частини розрізу досі немає єдиної думки. Виходячи з досліджень О. С. Вялова і Г. М. Гришкевич (1965) та рішення колоквиуму по буглівських верствах Волино-Поділья (1966), більшість радянських дослідників схиляються до висновку про пізньотортонський їх вік. Зарубіжні дослідники відносять буглівські верстви до раннього сармату.

ВЕРХНІЙ МІОЦЕН

Сарматський ярус. Наступний розвиток тектонічних рухів у Карпатській гірській системі в кінці середнього міоцену докорінно змінив фізико-географічні умови південно-західної частини Східно-Європейської платформи та суміжних територій. Внаслідок цих рухів верхньотортонський басейн з нормальною солоністю відступив. На його місці на початку пізнього міоцену утворився опреснений сарматський басейн у вигляді порівняно вузької затоки північно-західного напрямку від Молдавської плити до м. Ровно. Ця затока відома під назвою Галицько-Подільської. Порівняно з тортонською вона вужча і дещо переміщена на схід.

У межах цієї затоки розвиток сарматського моря у зв'язку з наступними проявами карпатського орогенезу був менш тривалим, ніж у Понто-Каспійській області. Волино-Подільська плита починаючи з другої половини середнього сармату зазнала диференційованих піднятих, в результаті яких море звільнило північно-західну частину і відступило у південно-східному напрямку. Тому на Волино-Подільській плиті відсутні відклади верхньої частини середнього та верхнього відділів сармату.

В розрізі нижнього сармату даного регіону досить чітко виділяють два горизонти: нижній — буглівський та верхній — волинський.

Буглівські верстви. Як відзначалося вище, до буглівського горизонту віднесено піщану товщу, що залягає над зеленими глинами і піскуватим черепашником з *Ervilia pussilla trigonula* (Sonn.), *Venus konkensis* Sonn. та численними цибіцидесами. Буглівські верстви відслонюються в долині р. Буглівки та прилеглих районах, зокрема в с. Буглів Тернопільської обл. (рис. 17). Ці піски потужністю від 10 до 20 м складаються переважно з дрібних зерен кварцу та черепашкового детриту, горизонтально- та косоверстуваті. Рештки викопної фауни нечисленні, за винятком окремих проверстків, де вони або відсутні, або трапляються в значній кількості.

За даними В. А. Крашеніннікова (1960), М. Я. Серової (1955), І. В. Венгліського (1962) та В. Я. Дідковського (1964), фауну форамініфер буглівського горизонту представлено видами: *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. predkarpatica* (Ser.), *Q. seminulum* (L.), *Q. morosovae* (Ser.), *Q. voloshinovae* (Bogd.), *Q. karreri* Rss., *Q. costata* Karr., *Q. ungeriana* Orb., *Q. reussi* (Bogd.), *Q. sarmatica* Karr., *Q. circularis* Born., *Q. pseudocostata* Vengl., *Triloculina nitens* Rss., *T. irregularis* Ser., *Articulina monodentata* Didk., *A. monodentata rugosa* Didk., *A. monodentata raricostata* Didk., *A. problema* Bogd., *A. glabra* (Cushman), *A. sarmatica* Karr., *Flintinella volhynica* Didk., *Sarmatiella prima* Bogd., *Nodobaculiella laskarevi* Vengl., *N. buglovensis* Vengl., *N. bucculenta* Vengl., *Porosonion subgranosus martkobi* Bogd., *Nonion granosus* (Orb.), *N. praevius* Subb., *Elphidium reginum* (Orb.), *E. macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. echinus* Ser., *Discorbis obtusus*



Рис. 17. Піски буглівських верств с. Бугліва Тернопільської обл.

(O r b.), *D. imperatorius* (O r b.), *D. inhabilis* K r a s h., *Streblus beccarii* (L.), *Rotalia stellifera* P i s c h w., *Asterigerina planorbis* O r b., *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J.), *C. bogdanovi* S e r., *C. badenensis* (O r b.), *Cassidulina margaretta micra* P i s c h w., *Bulimina elongata* (O r b.), *Bolivina sarmatica* D i d k. та ін.

В східному напрямку піски буглівського горизонту іноді фаціально замінюються ясно-сірими плитчатими мергельними глинами або мергелями (долини рік Збруча, Смотрича, Ушиці, Калюса та ін.). Фауна молюсків у цих породах поганої збереженості і трапляється рідко (*Ervilia* cf. *pusilla trigonula* S o k., *Venus* sp., *Cardium* sp. та ін.).

Фауна форамініфер нечисленна, представлена переважно ноніонідами, ельфідідами та міліолідами. Найпоширеніші форми: *Quinqueloculina morosovae* (S e r.), *Q. costata* K a r g., *Q. sarmatica* K a r g., *Q. pseudocostata* V e n g l., *Articulina monodentata* D i d k., *A. problema* B o g d., *A. glabra* (C u s h m.), *Sarmatiella prima* B o g d., *Porosononion subgranosus* (E g g.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. echinus* S e r., *Cibicides badenensis* (O r b.), *Bulimina elongata* O r b. та ін.

Волинські верстви. В межах Волино-Подільської плити відклади волинського горизонту значно поширені. Зі сходу сучасна (ерозійна) межа їх поширення, за даними В. Д. Ласкарева (1914), В. П. Колесникова (1940), спостережень авторів та інших дослідників, проходить приблизно з північного заходу на південний схід через населені пункти: дещо на схід від сіл Гощі, Бочаниці, Тесова, Мошаниці, Кривина, Славути, Шепетівки, Лотівки, Меджибожа, на північ від міста Бара, сіл Межиrowa, Тульчина, Брацлава, Тростянця, далі продовжується до міста Балти та переходить у Причорноморську западину; північна межа зі сходу на захід проходить через села Гошу і Антопіль, на південь від м. Ровно, на захід від м. Здолбунова, дещо на південь від м. Дубно, біля с. Демидівки (Пелчанське плато); західна межа з півночі на південь обгинає Пелчанське плато, далі проходить до м. Кременця, сіл Нового Почаєва, Лопушного, Кошляків, Волочиська, по р. Збручу до с. Гусятина, звідки повертає на південний схід до м. Кам'янець-Подільського і с. Малинівки, далі продовжується у Передкарпатті (Чернівецька обл.) і на Молдавській плиті.

Відкладів волинського горизонту немає лише по долинах річок, глибоких балок та на підвищених ділянках Волино-Подільської плити. Зокрема, як відзначав ще Ласкарев (1914), вони не встановлені в трикутнику

Ланівці — Теофіополь — Ямпіль (Волинський) і на окремих підняттях щита (м. Бар, села Копайгород, Томашпіль та ін.).

На периферійній частині поширення відкладів волинського горизонту внаслідок ерозії утворилися «острови». Такі ерозійні «острови» значних розмірів спостерігаються в районі Пелчанського плато, поблизу міст Кременця, Почаєва, Дубни, Ровно та ін. Дрібніші «острови» виявлено біля міст Славути, Шепетівки, Бара, с. Гоші та ін.

У західній частині даної території відклади волинського горизонту залягають трансгресивно на розмитій поверхні порід верхнього тортону і палеогену, а на сході — верхньої крейди, силуру, девону і докембрію. У південній і південно-східній частинах району породи волинського горизонту покриваються утвореннями середнього сармату, а на півночі — різними генетичними типами четвертинних осадків.

За літологічним складом відклади волинського горизонту досить різноманітні. Переважають серед порід вапняки, різні за генезисом та складом. Піски і глини волинського горизонту у вертикальному розрізі та площинному поширенні розвинуті значно менше. Лише на крайньому північному заході (міста Кременець, Дубно, Пелчанське плато та ін.) вапняки повністю замінюються пісками.

Потужність відкладів волинського горизонту змінюється від кількох метрів на підвищених ділянках досарматського ложа і місцях його часткового розмиву до 10—15, іноді 20—25 м на вододілах. На південь потужність порід волинського горизонту збільшується до 30—35 м у Придністров'ї і понад 100 м у Припрутті.

В. Д. Ласкарев (1914) в межах 17-го листа десятиверстової карти у відкладах нижнього сармату (волинський горизонт) виділив: товтрову фацію, кременецько-ізяславсько-старокостянтинівський тип прибережних відкладів, північний або острозько-кременецько-дубинський і проскурівсько-ушицький типи.

До товтрової фації дослідник відніс серпулово-моховаткові вапняки товтр і глинисто-мергельно-трепеловидну товщу. Серед вапняків виділено дві відміни: щільну, напівкрystalічну, однорідну, складену із скелетів серпул, моховаток і молюсків, та пористо-туфогенну, складену виключно з серпул.

І. К. Королюк (1952) у праці, присвяченій вивченню подільських товтр, навала детальну класифікацію карбонатних порід, виділивши: а) біогермні вапняки, до складу яких входять серпулово-моховаткова і моховаткова відміни; б) туфогенні вапняки; в) органогенно-уламкові, механічні (уламкові) і г) хемогенні (оолітові, пізолітові і мікрозернисті).

Ця класифікація розроблена лише на підставі петрографічного вивчення порід, вона дуже складна і в природних умовах не може бути широко використана. Тому ми пропонуємо дещо спрощену класифікацію нижньо-сарматських (волинських) відкладів Волино-Поділля, відповідно до якої буде наведена їх палеонтологічна характеристика.

Найпоширенішими є карбонатні породи, представлені різними за генезисом і складом вапняками, мергелями, пісками і пісковиками. Трепеловидні утворення, що переверстовуються з глинами, іноді бентонітовими, а також бентоніти мають малі потужності.

Серед карбонатних порід виділено дві відміни: органогенну і хемогенну. Органогенні вапняки найбільш розвинуті. Серед них виділяються серпулово-моховаткові, серпулові, спірорбісові, черепашкові, черепашково-детритусові та форамініферові. До хемогенної відміни належать оолітові, порівняно мало поширені пористо-туфовидні і мергельні вапняки. Останні в розрізі спостерігаються лише у вигляді проверстків та окремих гнізд у товщі серпулово-моховаткових вапняків.

Серпулово-моховаткові вапняки, що значно поширені вздовж рифових споруд, залягають безпосередньо на літотамнієвих утвореннях верхнього тортону і поступово переходять у нижньосарматські рифи. Така монолітність різновікових утворень виникла внаслідок надзвичайно міцного при-

кріплення трубочок серпул і моховаток до підстелюючого субстрату. В деяких місцях, про що писав Ласкарев (1914), серпулово-моховаткові вапняки вклинюються у притовтрову глинисто-мергельно-трепеловидну товщу і залягають в ній у вигляді проверстків та ліній.

Ці вапняки, за даними В. Д. Ласкарева, складаються в основному із скелетів *Serpula gregaris* Eich w., *Microporella telebrata* Sin z., *Tubiliroa sumulus* Eich w. та численних черепашок *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. protractum* Eich w., *Modiola navicula* Dub., *M. volhynica* Eich w., *M. marginata* Eich w., *Trochus rictus* Eich w., *Mohrensteria inflata* And j. та ін.

Фауна форамініфер, за даними В. Я. Дідковського, представлена численними формами міліолід, ельфідіід та ноніонід, що мають великі розміри черепашок. До них належать *Quinqueloculina karreri* R s s., *Q. akneriana* O r b., *Q. pectinata* D i d k., *Q. consobrina consobrina* O r b., *Q. ex gr. reussi* (B o g d.), *Triloculina verchovi* D i d k., *Articulina problema* B o g d., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* (L.), *E. angulatum* (E g g.), *E. haue-rinum* (O r b.), *E. aff. subumbilicatum* (C z.), *E. aculeatum* (O r b.), *Porosononion subgranosus* (E g g.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Streblus beccarii* (L.).

Серпулові вапняки складені в основному із серпул, що пронизують міцну оливково-сіру вапнякову породу, внаслідок чого вона набуває дірчастої будови. Такі вапняки іноді називають «черввий камінь».

Порівняно з серпулово-моховатковими вапняками серпулові відміни менше поширені і спостерігаються головним чином у південних районах Поділля. За даними В. А. Крашеніннікова (1960) і нашими спостереженнями, ці вапняки містять нечисленні *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Quinqueloculina karreri* R s s., *Q. consobrina* (O r b.), *Articulina problema* B o g d., *Streblus beccarii* (L.). Крашенінніков відмічає, що у міцних серпулових вапняках концентрація черепашок форамініфер відбувалася за систематичною ознакою. У досліджених розрізах серпулових вапняків виявлено лише переважання представників того чи іншого виду.

Спірорбісові вапняки встановлено переважно у північних районах розвитку відкладів нижнього сармату (Кременецький, Острозький, Дубнівський та ін.). Найхарактерніші розрізи цих вапняків можна спостерігати в с. Листвині Дубнівського р-ну, де їх потужність досягає 5—6 м. В цьому районі є розрізи спірорбісового піску приблизно такої ж потужності. Можливо, спірорбісовий пісок утворився в результаті пізнішого діагенезу спірорбісових вапняків. Іноді (зокрема, в с. Листвині) спірорбісові піски у підшві містять проверстки бентоніту потужністю до 0,7 м.

Дані вапняки складені головним чином трубочками спірорбісів (*Spirorbis heliiformis* Eich w.) і невеликою кількістю молюсків (*Ervilia dis-sila* Eich w., *Tapes gregarius* (P a r t s c h)-G o l d f., *Modiola marginata* Eich w. (рис. 18).

Фауна форамініфер, за даними В. Я. Дідковського, представлена нечисленними *Quinqueloculina costata* K a r g., *Q. consobrina consobrina* O r b., *Triloculina verchovi* D i d k., *Porosononion subgranosus* (E g g.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aff. subumbilicatum* (C z.), *E. aculeatum* (O r b.).

Цікаво, що цей комплекс форамініфер без будь-яких помітних змін простежується по всій товщі спірорбісових вапняків і пісків. У лінзах чистого бентоніту потужністю близько 0,5 м форамініфери не виявлено. У підшві та покрівлі бентоніт переверстовується із спірорбісовим піском з домішкою бентоніту (1—5 мм) і містить нечисленні дрібні форамініфери. Остання обставина свідчить, що вихідний матеріал бентонітів при взаємодії з морським середовищем негативно впливав на розвиток форамініфер. Якщо на початку і в кінці формування бентонітових покладів продовжували розвиватися деякі форамініфери з слідами значного пригнічення, то під час інтенсивного нагромадження вихідного бентонітового матеріалу (вулканічного попелу) вони повністю зникли.

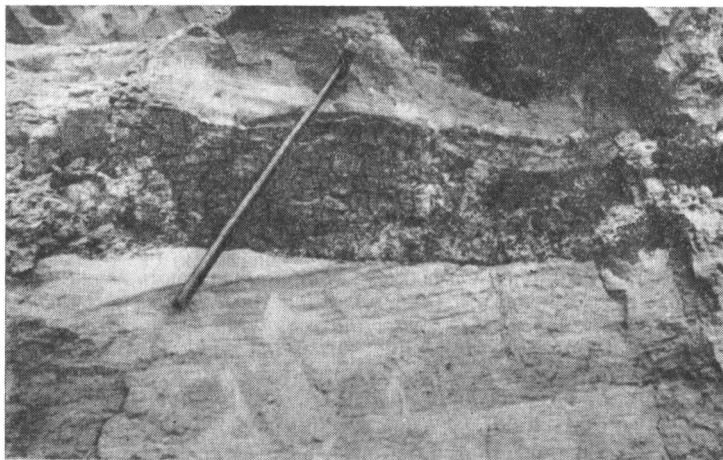


Рис. 18. Спірорбісові вапняки волинського горизонту с. Листвина Ровенської обл.

Черепашкові вапняки складені черепашками молюсків, гастропод, невеликої кількості моховаток, остракод і форамініфер. Цей тип вапняків значно розвинутий у північній частині площі поширення відкладів нижнього сармату (вапнякова частина кременецько-ізяславсько-старокосятинівського типу, за Ласкаревим). У південно-східній частині та на схід від притовтрової смуги глинисто-мергельно-трепеловидних порід черепашкові вапняки спостерігаються лише у вигляді порівняно малопотужних верств і проверстків (села Смотрич, Вербівка, Кривоходинці та ін.).

У північних районах черепашкові вапняки залягають на пісках (села Верхів, Варковичі, Шумське, Додеркали, Старий Почаїв, м. Кременець та ін.), у південних — у вигляді проверстків в оолітових вапняках і мергельно-трепеловидній товщі. В першому випадку потужність їх дорівнює 4—6 м, в другому — не перевищує 1,5 м.

Черепашкові вапняки багаті на органічні рештки нерідко доброї збереженості, особливо у порівняно пухких піскуватих відмінах (села Верхів, Варковичі, Листвин, Додеркали та ін.).

Фауну молюсків представлено формами, черепашки яких є породоутворюючими: *Ervilia dissita* Eichw., *Corbula gibba* Ol., *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. protractum* Partsch., *C. suessi* Barb., *Tapes vitalianus* Orb., *Abra reflexa* Eichw., *Modiola volhynica* Eichw. та багато інших.

У цих вапняках спостерігаються рештки *Tullipora cumulus* Eichw., *Spirorbis helliciformis* Eichw. і *Membranipora* та ін.

Фауна форамініфер, за даними В. Я. Дідковського, складена міліолідами і ноніонідами, представленими іноді величезною кількістю особів окремих видів. До найпоширеніших видів належать *Porosononion subgranosus* (Egg.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aff. subumbilicatum* (Cz.), *E. crispum* (L.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. josephinum* (Orb.), *Quinqueloculina karreri* Rss., *Q. ex gr. reussi* (Bogd.), *Q. ex gr. collaris* (Gerk. et Iss.), *Triloculina verchovi* Didk., *Spiroloculina* aff. *okrojantzi* Bogd., *Sigmoilina* sp., *Articulina problema* Bogd., *A. sarmatica* Karr., *A. monodentata monodentata* Didk., *A. stelligera* Didk., *A. glabra* Didk. та ін.

До черепашкових вапняків віднесено прісноводні відміни, складені черепашками прісноводних молюсків, зцементованих мергельною глиною. Такі вапняки розвинуті нешироко і простежуються лише в низах розрізів, особливо у південно-західній частині площі поширення відкладів волинсь-

кого горизонту (м. Кременець, села Залісці, Кути, Грем'яче, Зеньків Тернопільської обл. тощо).

Фауна молосків представлена лімнеями, вівіпарусами, гідробіями і планорбісами. З мікрофауни спостерігаються лише нечисленні дрібні остракоди.

Черепашково-детритусові вапняки складені головним чином уламками черепашок молосків, що зазнали тривалої механічної обробки, та домішкою піску різного гранулометричного складу. Ці вапняки залягають неширокими смугами, що облямовують черепашкові вапняки по периферії (міста Шепетівка, Славута та ін.). Вихідний матеріал цих вапняків, напевно, нагромаджувався у зоні прибою, де скелети молосків, викинуті з віддаленішої частини нижньосарматського (волинського) моря, зазнавали механічної обробки. Коса верствуватість вапняків свідчить про те, що вони частково могли утворитися за умов морського пляжу. Як відомо, на багатьох пляжах сучасних морів (зокрема, Чорного і Азовського) хвилі викидають на берег багато черепашкового детриту і цілих черепашок. Внаслідок сучасних процесів літифікації на Арабатській Стрільці та в інших місцях нагромадились черепашкові і черепашково-детритусові вапняки.

Черепашково-детритусові вапняки притовтрової смуги сформувались в процесі підводного і надводного руйнування рифових споруд. На відміну від вапняків північних районів черепашково-детритусові вапняки притовтрової смуги складені уламками моховаток, серпул і нечисленних черепашок молосків. Для цих вапняків характерна тонка, переважно горизонтальна верствуватість, що надає їм листуватої будови (с. Нова Гута та ін.).

Перша грубоуламкова відміна черепашково-детритових вапняків містить іноді нечисленні доброї збереженості черепашки *Ervilia dissita* E i s h w., *Maetra eichwaldi* L a s k., *Tapes gregarius* (P a r t s c h.) G o l d f. тощо. З фауни форамініфер спостерігаються нечисленні, здебільше обкатані або пошкоджені черепашки *Porosonion subgranosus* (E g g.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* (L.), *Streblus beccarii* (L.) та ін.

Ступінь збереженості черепашок форамініфер вказує на те, що вони знаходилися не *in situ*, а занесені придонними течіями і хвильовими переміщеннями донного матеріалу з найвіддаленіших зон нижньосарматського басейну.

Друга тонкоплитчата відміна черепашково-детритусових вапняків містить звичайно на поверхнях наверстування стулки ервілій, модіол і дрібних кардіїд. На цих же поверхнях та всередині вапняків спостерігаються іноді численні черепашки доброї збереженості, що належать до *Quinqueloculina consobrina consobrina* O r b., *Q. costata* K a r g., *Q. reussi* (B o g d.), *Q. pseudocostata* V e n g l., *Articulina cf. problema* B o g d., *Porosonion subgranosus* (E g g.), *P. subgranosus martschii* B o g d., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. josephinum* (O r b.), *Streblus beccarii* (L.) і *Cibicides lobatulus* (W. et J.). Нерідко поряд з форамініферами трапляються численні остракоди і отоліти риб.

Піскувата відміна плитчатих вапняків, що залягають часто у підшві волинського горизонту, крім наведених вище форамініфер, містить *Quinqueloculina morosovae* (S e r.), *Q. akneriana* O r b., *Articulina bidentata* D i d k., *Sarmatiella* sp., *Globulina gibba* O r b., *Cibicides bogdanovi* S e r., *Elphidium echinus* S e r. та ін. У цих вапняках *Cibicides lobatulus* (W. et J.) має головне значення.

Остання відміна органогенних вапняків — форамініферова — у нижньосарматському розрізі дуже обмежена. Форамініферові вапняки малопотужними проверстками, невеликими лінками і окремими гніздами залягають у товтовій та притовтровій смугах. Ці вапняки в одних місцях складені переважно з черепашок міліолід, що досягли за оптимальних умов великого розвитку, а в інших — з ельфідіумів і цібідісесів.

Міліолідові вапняки, які спостерігаються у вигляді лінок серед мергельних і черепашкових вапняків рифової смуги, складені черепашками

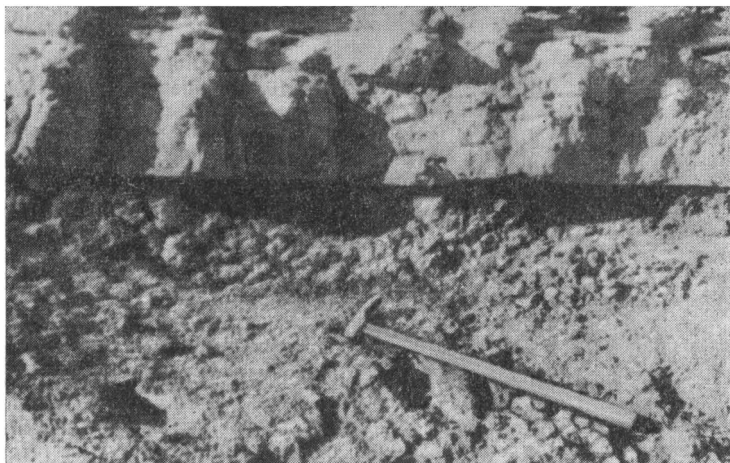


Рис. 19. Оолітові вапняки волинського горизонту с. Нової Гути Хмельницької обл.

Quinqueloculina cf. costata K a r g., *Q. cf. consobrina* (O r b.), *Triloculina verchovi* D i d k., *Articulina problema* B o g d., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *Porosononion subgranosus* та ін.

Міліюлідові вапняки ширше розвинуті у середньому сарматі Молдавії та Криму.

До хомогенної відміни карбонатних порід належать оолітові і мергельні вапняки.

Оолітові вапняки, віднесені В. Д. Ласкаревим до проскурівсько-ушицького типу, на даній території найпоширеніші. Вони спостерігаються на величезній площі на схід від товтрових споруд (ріки Ушиця, Калюс, Смотрич), де переверстовуються з глинисто-мергельно-трепеловидними утвореннями. Окремі невеликі лінзи оолітових вапняків виявлено вздовж західних схилів товтрових споруд (рис. 19).

Органічні рештки в цих вапняках нечисленні і представлені головним чином черепашками *Ervilia dissita* E i c h w., *Cardium protractum* P a r t s c h., *Trochus affinis* E i c h w., *Certhium mitrale* E i c h w. та ін.

Рештки форамініфер зрідка спостерігаються в ядрах оолітів і належать переважно квінквелокулінам і ельфідіумам.

Мергелі і мергельні глини у волинському горизонті мало поширені. Вони спостерігаються у верхній частині розрізу долини р. Збруча та дещо на схід. Це мергельно-глинисто-трепеловидна частина, яка дуже чітко відрізняється від підстелюючих порід.

В зв'язку з цим В. Я. Дідковський (1964) запропонував виділити у нижньому сарматі збруцький горизонт, відклади якого завершують нижньосарматський розріз. До такого висновку дійшли В. Х. Рошка, вивчаючи розріз нижнього сармату Молдавії, та учасники колоквиуму з буглівських верств (1966). За рішенням останнього верхню частину нижнього сармату запропоновано називати верхньоволинським підгоризонтом. В даній праці волинський горизонт не поділено на підгоризонти, а розглядається в цілому.

Органічні рештки у мергелях та мергельних глинах нечисленні. Макрофауну представлено тонкостінними черепашками модіол, кардід та ервілій, мікрофауна — дрібними квінквелокулінами, порозононіонами і ельфідіумами.

Пористо-туфовидні мічні мікрозернисті вапняки спостерігаються лише у вигляді гнізд у карбонатній товщі притовтрової смуги. Ці вапняки являють собою вторинні утворення, що виникли внаслідок вилугування черепашкових або оолітових вапняків. Утворення випали з розчинів дрібно-кристалічного кальциту, який в одних випадках вкривав поверхню пустот у вилужених вапняках, а в інших — утворював натічні форми в крупніших пустотах карбонатних порід. Органічні рештки в цих вапняках, як правило, відсутні. Поодинокі черепашки *Modiola*, *Cardium* і *Serpula*, що виявлені в окремих місцях, знаходяться, напевно, у вторинному заляганні, бо вони завжди спостерігаються на поверхні вапняків та вкриті тонкою плівкою дрібнокристалічного кальциту.

Значне місце займають піски волинського горизонту. Північно-західна і західна частини площі поширення відкладів нижнього сармату складені виключно пісками різного гранулометричного складу і лише в окремих місцях трапляються верстви вапняків, глини (частіше бентонітових) та пухкого детриту.

У південно-західному напрямку піски, що залягають у підшві нижнього сармату, поширюються далі до м. Старокостянтинова, дещо на південь від м. Жмеринки вони залягають у вигляді проверстків у вапняках. Порівняно невеликі за площею лінзи пісків спостерігаються в долинах річок Лядової, Немії, Мурафи, Русави та ін.

Піски волинського горизонту за гранулометричним складом поділяються на різнозернисті та дрібнозернисті, які нерідко містять домішки черепашкового детриту, крупні зерна кварцу, глини, а також мають різне забарвлення.

Різнозернисті чисті ясно-сірі сипкі піски іноді великої потужності облямовують з півночі і північного заходу карбонатні утворення. На захід від м. Дубно такі піски розмиті, але в окремих місцях збереглися у вигляді «островів». Наприклад, в районі м. Кременця Тернопільської обл. ці піски складають нижню частину нижньосарматського розрізу і мають потужність в середньому близько 30 м (рис. 20). В східному напрямку потужність пісків зменшується, але в районі с. Шумського вона ще значна.

Характерною особливістю цих пісків є тонка, частіше коса верстуватість окремих пачок, що мають горизонтальне наверстування. Нерідко пачки у покрівлі та підшві мають жовте або бурувато-жовте забарвлення, що добре підкреслює їх горизонтальну верстуватість, в той час як коса верстуватість всередині цих пачок виявляється слабо.

Піски переважно позбавлені органічних решток і лише зрідка трапляються черепашки молюсків та форамініфер. Винятком є розрізи пісків по

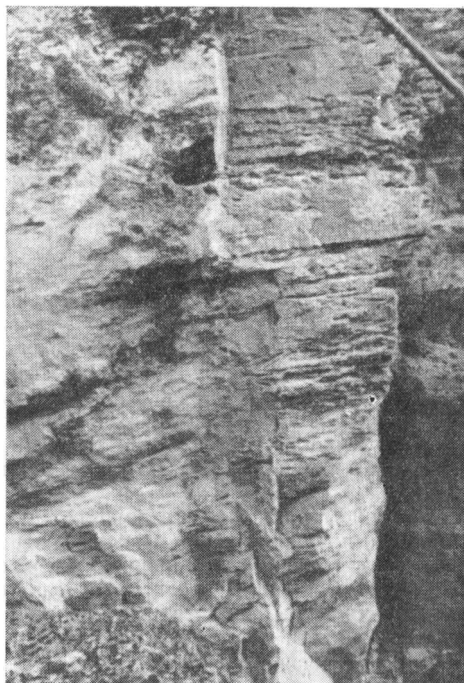


Рис. 20. Слабозцементовані піски волинського горизонту м. Кременця Тернопільської обл.

р. Буглівці, особливо в с. Заліссях Кременецького району. В цих місцях нижня частина нижньосарматського розрізу складена буглівськими верстами.

Дрібнозернисті ясно-сірі піски з розрізу с. Верхівя (приблизно за 60 км на північний схід від м. Кременця) містять зовсім інший комплекс фауни молюсків і форамініфер. За даними В. Д. Ласкарева (1914) і О. А. Сорочан, тут виявлені *Ervilia dissita* Eichw., *Cardium usturtense* Andrus., *Tapes aksajicus* Bog., *Duplicata corbiana* Orb., *Gibbula albomaculata* Eichw., *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Hydrobia* sp.

Форамініфери представлені численними добре збереженими черепашками *Quinqueloculina* ex gr. *reussi* (Bogd.), *Q. karreri* Rss., *Q. fluviata* (Vengl.), *Q. consobrina* (Orb.), *Triloculina verchovi* Didk., *Spiroloculina* ex gr. *okrojantzi* Bogd., *Articulina problema* Bogd., *A. sarmatica* Kargr., *A. stelligera* Didk., *Porosonion subgranosus* (Egg.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. aff. subumbilicatum* (Cz.), *E. reginum* (Orb.). Спостерігається багато остракод.

Отже, у пісках волинського горизонту району с. Верхівя зовсім нема тортонських елементів молюсків і форамініфер.

Аналогічний склад форамініфер у пісках волинського горизонту встановлено і в інших розрізах, розташованих на захід, північ і схід від с. Верхівя.

Глинисті відклади у розрізі волинського горизонту спостерігаються у вигляді порівняно малопотужних проєктивів у нижній частині західних і південних районів даної площі та в меншому обсязі — в середній і верхній частинах. В останній глинисті утворення входять до складу мергельно-трепеловидної товщі, що завершує нижній сармат не тільки Волино-Поділля, а й Молдавської плити.

За літологічним складом глинисті утворення волинського горизонту представлені темно-сірими, темно-зеленувато-сірими щільними глинами, ясно-сірими і сірими карбонатними глинами, сірувато-зеленими піскуватими карбонатними глинами та ясно-сірими мергельними глинами.

Темні і темнувато-сірі з зеленуватим відтінком щільні глини спостерігаються у нижній і середній частинах розрізу. В першій — вони містять невелику кількість порівняно дрібних черепашок ервілій, модіол, кардіумів, іноді численні остракоди і форамініфери, які, за даними В. А. Крашеннікова (1960) і нашими спостереженнями, належать *Quinqueloculina pseudocostata* Vengl., *Q. akneriana* Orb. (кілька підвидів), *Q. consobrina* (Orb.), *Q. ex gr. reussi* (Bogd.), *Articulina monodentata raricostata* Didk., *A. problema* Bogd., *Porosonion subgranosus* (Egg.), *P. subgranosus martkobi* Bogd., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. fichtellianum* (Orb.), *E. reginum* (Orb.), *E. mirandum* Krasn., *E. echinus* Ser., *Streblus beccarii* (L.), *Asterigerina planorbis* Orb., *Buliminella elegantissima* (Orb.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. bogdanovi* Ser.

Отже, в цих глинах елементи тортонських форамініфер займають значне місце в загальному комплексі форамініфер, але у східному напрямку їх кількість помітно зменшується і, навпаки, збільшується на північний захід у напрямку до м. Кременця.

За літологічним складом дуже близькі темно-сірі глини, що залягають вище від описаних. Вони містять вже інший комплекс форамініфер, серед яких переважають типові евригалінні сарматські форми з незначним вмістом тортонських реліктів. Ці глини, що відносяться за своїм стратиграфічним положенням до волинського горизонту, містять *Quinqueloculina costata* Kargr., *Q. reussi* (Bogd.), *Triloculina verchovi* Didk., *Articulina problema* Bogd., *A. sarmatica* Kargr., *Porosonion subgranosus* (Egg.), *P. subgranosus martkobi* Bogd., *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. reginum* (Orb.), *E. fichtellianum* (Orb.), *Streblus beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.). У цих глинах спостерігається багато остракод.

Ясно-сірі і сірі глини волинського горизонту, що залягають в його нижній частині, звичайно містять нечисленні черепашки молюсків — ервілій і модіол. Фауна форамініфер різноманітніша і складається з тортонських реліктів, космополітів та сарматських ендеміків. Найпоширенішими формами є *Quinqueloculina consobrina* (O r b.), *Q. ex gr. reussi* (B o g d.), *Triloculina aff. nitens* R s s., *Porosonion subgranosus* (E g g.), *P. subgranosus martkobi* B o g d., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. jukovi* S e r., *E. josephinum* (O r b.), *E. crispum* (L.), *E. fichtellianum* (O r b.), *Bolivina ex gr. antiqua* O r b., *Globigerina bulloides* O r b., *Streblus beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. bogdanovi* S e r., *Cassidulina margarella micra* P i s c h w., *C. laevigata* O r b. та численні остракоди.

Подібні глини, що залягають у середній частині розрізу, містять порівняно нечисленні форамініфери, серед яких різко переважають ельфідіуми *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. josephinum* (O r b.). В меншій кількості спостерігаються *Porosonion subgranosus* (E g g.), *P. subgranosus martkobi* B o g d., *Quinqueloculina reussi* (B o g d.), *Q. fluviala* (V e n g l.), *Articulina problema* B o g d., *A. sarmatica* K a r r., *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. bogdanovi* S e r. та ін.

Ясно-сірі і сірі карбонатні глини та глинисті мергелі, що залягають у верхній частині мергельно-трепеловидної товщі нижнього сармату, містять незначну кількість дрібних *Quinqueloculina consobrina* (O r b.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.) та остракод.

Піскуваті глини сірого і сірчаво-зеленого кольорів, що залягають у вигляді проверстків, містять комплекси форамініфер, близькі до комплексів, описаних вище глин. Найхарактернішими видами є *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. josephinum* (O r b.), *E. aff. subumbilicatum* (C z.), *Porosonion subgranosus* (E g g.), *P. subgranosus martkobi* B o g d., *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Quinqueloculina pseudocostata* V e n g l., *Q. consobrina* (O r b.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Streblus beccarii* (L.).

Середній сармат. Середньосарматські відклади на Волино-Поділлі простежуються у вигляді вузької смуги північно-західного напрямку, значно переміщеної на схід від західної межі поширення нижньосарматських порід. Сучасна межа поширення середньосарматських відкладів проходить приблизно так: східна — від с. Бочаниці Гошанського р-ну продовжується у південно-східному напрямку через села Милятин, Мошаницю, Комарівку біля м. Славути, через м. Шепетівку, с. Гізівчину, на захід від м. Любара, с. Чудниці біля м. Хмільника, сіл Дяківці і Гришки, м. Бара, сіл Межирова, Браїлова, Потоку, далі проходить вздовж правого берега р. Південного Буга; північна межа приблизно збігається з нижньосарматською, але біля м. Здолбунова відхиляється на південь та проходить через села Глинськ і Варковичі; західна межа — від с. Варковичі до с. Верхів, далі обгинає з півдня м. Мізоч біля с. Нової Мошаниці і проходить через села М'якоти, Михньов, біля м. Ізяслава, с. Чепелівки, біля сіл Красилова, Чорного Острова на р. Південному Бугу, сіл Водички, Ермолинців, Солозковців, міст Дунаєвців, Нової Ушиці, с. Мурованих Курилівців і на лівому березі р. Дністра до м. Ямполь, далі переходить на Молдавську плиту.

Відклади середнього сармату значно розмиті, тому їх нема в долинах річок, балках і на деяких підвищених ділянках рельєфу даної території. Між річками Лядовою та Тернавою вони також розмиті, але подекуди збереглися у вигляді порівняно невеликих «островів». Гіпотетична берегова лінія середньосарматського моря знаходиться значно на схід та захід від сучасних відслонень середньосарматських порід.

В. Д. Ласкарев (1914) вважав, що східна межа поширення середньосарматських відкладів збігається з береговою лінією басейну, в якому вони утворилися. Однак фактичні дані, одержані в результаті аналізу фацій, не підтвердили цього положення.

Середньосарматські відклади трансгресивно залягають на породах докембрію, палеозою, мезозою і нижнього сармату. Покриваються вони у північній частині регіону різними типами четвертинних утворень, у південній — піщано-глинистими осадками балтської світи, нерозчленованим пліоценом та четвертинною товщею. Потужність середньосарматських відкладів значно змінюється. У північній частині вона невелика і становить кілька метрів; у південній, особливо у Придністров'ї, досягає 60—80 м, а в районі м. Сорок іноді дорівнює 180—200 м. Незначна потужність відкладів середнього сармату в північній частині обумовлена нагромадженням осадків лише на початку середньосарматського часу та значним наступним розмивом їх, що почався з кінця середнього сармату і продовжується досі.

Літологічний склад середньосарматських відкладів більш одноманітний, ніж нижньосарматських. Поряд з великим розвитком карбонатних порід, значне місце належить теригенним утворенням. Перші представлені головним чином органічними вапняками (черепашковими — молосковими та форамініферовими) та хемогенними (оолітовими); другі — пісками різного гранулометричного складу та глинами. Мергелі як хемогенна відміна карбонатних порід спостерігаються лише у вигляді проверстків малої потужності.

На підставі вивчення літологічного складу середньосарматських порід та їхньої фауни Ласкарев виділив у межах 17-го листа десятиверстової карти два райони (на північ та південь від р. Горині). Він вказав на перевагу в північній частині мілководних відкладів (черепашкових, нубекулярієвих і оолітових вапняків, пісків та пісковиків), а на півдні виділив у розрізі два відділи: нижній — вапняковий і верхній — піщано-глинистий, відмітивши при цьому постійніший склад порід у районі на південь від р. Горині. Характеристику середньосарматських відкладів Ласкарев навів окремо для виділених площ.

Аналізуючи наявний фактичний матеріал і критично переглянувши літературні дані, вважаємо, що суттєвої різниці в глибині Галицько-Подільської затоки в середньосарматський час не було. Затока в цілому була мілководною, найбільша її глибина не перевищувала 30—40 м. Більша частина її площі мала глибину до 20—25 м. Саме на цих глибинах найбільше розвивались всі типи фауни, із черепашок яких з часом утворились різні типи органічними вапняків. Необхідно відмітити, що останні спостерігаються в Галицько-Подільській затоці від долини р. Дністра на півдні до району м. Ровно на півночі.

Цілком справедливо В. Д. Ласкарев відмічав, що на північ від р. Горині розвинуті черепашкові, нубекулярієві та оолітові вапняки, проте вони значно поширені і на південь від р. Горині. Склад органічних решток у цих районах майже однаковий. Нубекулярієві вапняки спостерігаються на північ від р. Горині лише у вигляді порівняно вузької смуги. За нашим уявленням, ця частина середньосарматського моря була мілководною. На ній був добре розвинутий рослинний покрив, що є субстратом для прикріплення нубекулярій та інших бентосних форм мікрофауни. Можливо, в цьому мілководді періодично утруднювався водообмін і біономічні умови в окремі відрізки часу дещо відрізнялись від таких основної акваторії затоки (підвищувалась солоність води, відбувався глибший її прогрів, що сприятливо впливало на розвиток рослинного покриву та прикріпленого бентосу). При наявності подібних біономічних умов значно збільшувалась мінливість форамініфер.

Сприятливі біономічні умови для розвитку форамініфер та інших груп фауни були і в інших районах середньосарматського басейну. Однак їх осадки частіше розмиті. Збереглися вони лише в долині р. Південного Буга поблизу м. Вознесенська, в долині р. Молочної, на Керченському п-ові, в районі Кишинєва та в інших місцях. Відсутність цих відкладів у сучасному розрізі можна пояснити їх наступним розмивом. Тому на схемі поши-

рення середньосарматських відкладів показано гіпотетичну берегову лінію і області розмиву, в яких могли нагромаджуватися мілководні осади.

Карбонатні породи, складені органогенними і хемогенними вапняками, в межах Волино-Поділля найпоширеніші. З північного заходу на південний схід від м. Ровно до долини Дністра вони простежуються у вигляді смуги завширшки 30—50 км, а між містами Летичевом і Баром остання зменшується до 10—15 км.

Серед органогенних вапняків виділяються черепашкові, черепашково-детритусові, моховаткові та форамініферові відміни.

Черепашкові та черепашково-детритусові вапняки простежуються у вигляді вузької смуги, що облямовує карбонатну товщу з східного боку та окремими ділянками з західного. Ці вапняки звичайно ясно-сірі та сірі, іноді з жовтуватим або буруватим відтінком, верстуваті, часто з домішкою, проверстками або лінзами піску. Складені вони цілими черепашками або уламками молюсків, моховаток, червів, форамініфер, остракод та ін. З представників молюсків, черепашки яких є головним породотворюючим матеріалом, найпоширеніші (за даними В. Д. Ласкарева) *Mastra fabreana* Orb., *M. vitaliana* Orb., *M. podolica* Eichw., *Cardium obsoletum* Eichw., *C. donginki* Eichw., *C. fittoni* Orb., *Modiola volhynica* Eichw., *Donax lucidus* Eichw., *Tapes gregarius* (Partsch.) Goldf., *Trochus podolicus* Dub., *Buccinum duplicatum* Sow., *Bulla lajonkairieana* Bast.

Фауну форамініфер складають численні *Quinqueloculina laticostata* Didk., *Q. longodentata* Didk., *Q. sokolovi* Didk., *Q. moljawkovi* Didk., *Q. perelegantissima* Didk., *Q. fasseta* Didk., *Q. oblonga* Didk., *Q. indigena rimosa* Didk., *Q. indigena indigena* Didk., *Triloculina subglobosa* Didk., *T. neoinornata* Didk., *Flintina tutkowskii* Bogd., *Flintinella volhynica* Didk., *Articulina bidentata bidentata* Didk., *A. bidentata costata* Didk., *A. monodentata sarmatica* Didk., *A. volhynica* Didk., *Sarmatiella costata* Bogd., *Nubecularia novorossica* Karr. et Sinz., *Meandroloculina litoralis* Bogd., *Porosonion subgranosus* (Egg.), *Elphidium reginum* (Orb.), *E. macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.).

Ці вапняки містять багато спірорбісів, серпул, моховаток та остракод. Моховаткові (мембраніпорові) вапняки спостерігаються у вигляді порівняно вузької смуги (6—8 км), розвинутої на незначній відстані від східної межі поширення середньосарматських відкладів. Як виявив В. Д. Ласкарев, мембраніпорові вапняки добре розвинуті на Летичевській низині та на південь в районі м. Браїлова, сіл Головинців та Лопатинців. Вони значно поширені також у Придністров'ї та Молдавії. Маючи своєрідну куполовидну будову поверхні та структуру, вони добре відрізняються від інших відмін органогенних вапняків. За структурою серед мембраніпорових вапняків виділяються дуже пористі стрічкові легкі вапняки та масивні, частіше перекристалізовані, пронизані тонкими жилками кальциту. Останні, особливо в районі м. Браїлова, є доброю сировиною для виготовлення вапна.

Органічні рештки в цих вапняках спостерігаються рідко; проте між окремими куполовидними підняттями мембраніпорових вапняків трапляються пухкіші відміни, що містять рештки дуже багаті та різноманітної фауни молюсків, форамініфер, остракод, спірорбісів та ін. Такі нагромадження органічних решток, іноді дуже доброї збереженості, виявлено в аналогічних умовах залягання у Кишинівському районі (кар'єр Вістернічени).

З фауни молюсків у пухких відмінах мембраніпорових вапняків найчастіше спостерігаються *Mastra fabreana* Orb., *M. podolica* Eichw., *Paphia gregaria* (Partsch.) Goldf., *Cardium fittoni* Orb., *C. obsoletum* Eichw., *C. donginki* Sinz., *Calliostoma podolica* (Dub.) та багато інших.

Фауну форамініфер представлено численними нубекуляріями (*Nubecularia novorossica* Karr. et Sinz.), черепашки яких подекуди є

породоутворюючим матеріалом, а також представниками родів *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Flintina*, *Meandroloculina*, *Elphidium*, *Porosononion*.

Форамініферові вапняки виявлено у вигляді проверстків і лише у північній придністровській частині даної площі.

Як відмічав В. Д. Ласкарев, в районі м. Грицева, поблизу сіл Микулина та Карпилівки, трапляються білі нубекулярієві вапняки. За даними інших дослідників, ці вапняки крім нубекулярій містять багато меандролокулін, флінтін, квінквелокулін, порозоніонів, ельфідіумів, остракод та ін. Фауну молюсків, за даними Ласкарева, складають нечисленні *Mastra fabreana* O r b., *Tapes gregarius* (P a r t s c h.) G o l d f., *Modiola volhynica* E i c h w., *Cardium obsoletum* E i c h w., *C. dongingki* F i s c h., *Trochus podolicus* D u b. та ін.

У придністровській частині даної території нубекулярієві вапняки за структурою і складом органічних решток дуже близькі до таких Молдавії.

До хомогенних утворень відносяться оолітові вапняки і мергелі. Оолітові вапняки найбільш поширені і простежуються у вигляді суцільного покриву від верхів'я р. Горині до долини р. Дністра та окремими проверстками в районах, розташованих на північ від верхів'я р. Горині. Серед них чітко виділяються крупно-, середньо- і дрібнооолітові відміни з переважанням останніх. Майже скрізь всі відміни оолітових вапняків містять більшу або меншу кількість черепашок молюсків, моховаток, спірорбісів, форамініфер та піску різного гранулометричного складу. Нерідко піски спостерігаються у вигляді малопотужних проверстків у крупнооолітовій відміні, яка утворилась у прибережній частині середньосарматського басейну. Центрами оолітоутворення були зерна кварцу, дрібний черепашковий детрит та дрібні черепашки форамініфер (*Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Flintina*, *Nonion*).

У притовтрової смузі центрами оолітоутворення був дуже дрібний детрит моховаток, молюсків, спірорбісів і черепашок форамініфер. Зерна кварцу відігравали незначну роль.

Колір усіх відмін оолітових вапняків звичайно ясно-сірий і сірий, рідко жовтувато- і бурувато-сірий. Потужність їх змінюється від кількох сантиметрів до 5—6 м.

Органічні рештки в оолітових вапняках поширені нерівномірно. В одних випадках вони спостерігаються надзвичайно рідко (дуже щільні крупно- і середньооолітові вапняки), а в інших — досить часто (пухкі та дрібнооолітові).

Найпоширенішими представниками фауни молюсків, за даними Ласкарева та інших дослідників, є *Mastra fabreana* O r b., *M. podolica* E i c h w., *Paphia gregaria* (P a r t s c h.) G o l d f., *Cardium fittoni* O r b., *C. dongingki* F i s c h., *Calliostoma podolica* (D u b.), *Dorsanum duplicatum* (S o w.) та ін.

Фауну форамініфер представлено погано збереженими ядрами, рідко черепашками форм *Quinqueloculina voloshinovae* (B o g d.), *Q. baranovae* D i d k., *Q. consobrina* (O r b.), *Q. carinata* D i d k., *Triloculina ukrainica* (S e r.), *Flintina tutkowskii* B o g d., *Meandroloculina litoralis* B o g d., *Nubecularis novorossica* K a r g. et S i n z., *Porosononion subgranosus* (E g g.), *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Elphidium macellum* (F. et M.) та ін. Крім того, з інших решток дрібної фауни спостерігаються черепашки остракод, ооліти риб і овуліти.

Мергелі в розрізі середнього сармату даної території, за нашими спостереженнями та даними Ласкарева, виявлені у вигляді малопотужних проверстків у північних районах (села Тесів та Башине Ровенської обл.) і на півдні в товщі оолітових вапняків притовтрової смузи. Потужність мергельних проверстків звичайно невелика (1—20 см).

Органічні рештки нечисленні, представлені головним чином модіолами, кардіїдами, дрібними міліолідами *Quinqueloculina consobrina* (O r b.),

Q. voloshinovae (B o g d.), *Sarmatiella* sp., ельфідідами *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. aff. subumbilicatum* (C z.) та ін.

До теригених відкладів належать піски різного гранулометричного складу та глини.

Піски спостерігаються головним чином у підшві і покрівлі карбонатної товщі. Але у західній частині площі поширення відкладів середнього сармату і особливо на південь від р. Горині складають весь середньосарматський розріз.

Піски, що залягають у підшві середньосарматських вапняків і глин, збереглися від розмиву на невеликих ділянках на південь і південний схід від м. Ровно, між с. Синявою і м. Хмільником, в районі м. Жмеринки та ін. У вигляді порівняно вузької смуги (завширшки від 1 до 30 км) піски підстилюють глини від с. Ігнатківців Меджибозького району на північ і простежуються на південь, проходячи через села Деражню і Ялтушків (поблизу м. Бара) до долини р. Дністра (новомосковські верстви).

У покрівлі вапняків піски спостерігаються на північний захід від м. Жмеринки, поблизу м. Здолбунова, с. Мурафи, у Придністров'ї (низи балтської світи) та в інших місцях. Піски, що фаціально замінюють всю товщу середньосарматських відкладів, спостерігаються на захід від рифових споруд. На вододільних просторах рік Калюса, Ушиці і Тернави, поблизу міст Дунаєвців і Нової Ушиці піски збереглися лише у вигляді ерозійних останців.

Потужність пісків у межах їх суцільного поширення не перевищує 10 м; в місцях, де вони залягають у підшві середнього сармату, складає 1—3, а у покрівлі 1—5 м.

Органічні рештки в них трапляються в незначній кількості. Більша частина пісків не має викопної фауни. Найпоширенішими представниками фауни молюсків, за даними Ласкарева і наших досліджень, є *Macra fabreana* O r b., *M. podolica* E i c h w., *Paphia gregaria* l(Partsch.) G o l d f. l., *Cardium obsoletum* E i c h w., *C. fittoni* O r b., *Modiolus volhynicus* E i c h w., *M. marginata* E i c h w., *Dorsanum duplicatum* (S o w.), *Gibbula picta* (E i c h w.); фауну форамініфер складають ноніоніди та ельфідіди. Найчастіше спостерігаються *Porosononion subgranosus subgranosus* E g g., *P. subgranosus chyalinica* B o g d., *Elphidium crispum* (L.), *E. macellum* (F. et M.) та *E. reginum* (O r b.). У дрібнозернистіх відміні пісків, крім наведених видів, іноді є *Porosononion subgranosus martkobi* B o g d., *Elphidium aculeatum* (O r b.), *E. aff. subumbilicatum* (C z.), *Quinqueloculina longodentata* D i d k., *Triloculina ukrainica sarmatica* D i d k., *Meandroloculina litoralis* B o g d.

Закінчуючи палеонтологічну характеристику, потрібно відзначити, що у пісках балтської світи в районах Придністров'я між містами Могилів-Подільським і Ямполем, а також на південний схід від останнього значна їх частина містить типові середньосарматські форамініфери і віднесена нами до середнього сармату (Виноградов і Дідковський, 1963). На підставі цих даних до середнього сармату віднесено нижню частину балтських пісків у Середньому Побужжі.

Глини зеленувато- і темно-сірого кольорів спостерігаються у підшві пісків та у вигляді проверстків на захід від рифових споруд, в східній частині вони звичайно завершують середньосарматський розріз, а у північних районах (на південь від м. Ровно) встановлені у вигляді малопотужних проверстків у товщі вапняків та мергелів (села Тесів, Милятин та ін.). В Придністров'ї глини займають значне місце у середньосарматському розрізі, в районі м. Ямполь — переважають, досягаючи 50—80 м потужності. В інших районах їхня потужність звичайно вимірюється сантиметрами або кількома метрами.

Склад органічних решток у глинах різний. На південь від м. Ровно, поблизу м. Хмільника, с. Старої Синяви, міст Бара та Нової Ушиці переважають представники ноніонідової асоціації: *Porosononion subgranosus*

(Egg.), *P. subgranosus martkobi* Bogd., *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. josephinum* (Orb.); *E. aff. subumbilicatum* (Cz.), *E. hauerinum* (Orb.), *E. incertum* (Will.), *E. reginum* (Orb.). Іноді у невеликій кількості трапляються міліоліди: *Quinqueloculina consobrina sarmatica* Gerck., *Q. voloshinovae* (Bogd.), *Dogielina sarmatica* Bogd. et Volosh., *Flintina tutkowskii* Bogd. та ін. У Придністров'ї зеленувато-сірі, нерідко слюдисті глини з плямуватими присипками по наверстуванню містять, крім нечисленних решток фауни молюсків (криптомактр, кардіїд, модіол та ін.), досить багату та різновидну фауну форамініфер. У бурових свердловинах Ямпільського, Сороцького, Каменського та інших районів Придністров'я виявлено комп-

Таблиця 4
Фауна молюсків середньосарматських відкладів Волинно-Подільської плити

Вид	Піски	Черепаш-кові вапняки	Оолітові вапняки	Вид	Піски	Черепаш-кові вапняки	Оолітові вапняки
<i>Donax lucidus</i> Eichw.	+	+	+	<i>M. denysiana</i> Orb.	—	+	—
<i>D. priscus</i> Eichw.	—	—	+	<i>M. sarmatica</i> Gat.	—	—	—
<i>D. hornesi</i> Sinz.	—	—	+	<i>Solen subfragilis</i> Sinz.	—	+	+
<i>Macra fabreana</i> Orb.	+	+	+	<i>Trochus turriculoides</i> Sinz.	+	+	—
<i>M. pallasii</i> Baily	+	—	—	<i>Tr. marginatus</i> Eichw.	—	+	—
<i>M. vitaliana</i> Orb.	+	—	+	<i>Tr. insperatus</i> Kolesn.	—	—	+
<i>M. subvitaliana</i> Kolesn.	—	—	+	<i>Tr. podolicus</i> (Dub.) Pusch.	—	+	+
<i>M. georgei</i> Baily	+	—	+	<i>Hydrobia elongata</i> Eichw.	+	—	—
<i>M. tapesoides</i> Sinz.	+	—	—	<i>H. uiratamensis</i> Kolesn.	+	+	—
<i>Tapes vitalianus</i> Orb.	+	+	+	<i>Buccinum grossocostata</i> Rad. et Pavl.	—	—	+
<i>Tapes gregarius</i> (Partsch.) Goldf.	+	+	+	<i>B. impexum</i> Kolesn.	—	—	+
<i>Cardium vindobonense</i> (Partsch.) Lask.	+	+	+	<i>B. dissitum</i> Dub.	—	—	+
<i>C. fittoni</i> Orb.	—	+	+	<i>Bulla lajonkairana</i> Bast.	+	+	—
<i>L. plicatofittoni</i> Sinz.	+	—	—	<i>B. okeni</i> Eichw.	—	—	+
<i>Modiolus incrassatus</i> Orb.	+	+	+				

лекс форамініфер, дуже близький до такого з криптомактрових глин Прип'яття (василівські верстви), в склад якого входять *Quinqueloculina consobrina sarmatica* Gerck., *D. voloshinovae brevidentata* Bogd., *Q. voloshinovae caudata* Bogd., *Q. voloshinovae ukrainica* Didk., *Q. reussi* (Bogd.), *Q. collaris* (Gerck. et Iss.), *Triloculina cubanica cubanica* Bogd., *T. cubanica depressula* Didk., *T. neocircularis* Didk., *Spiroloculina* ex gr. *okrojantzi* Bogd., *Articulina problema* Bogd., *Dogielina sarmatica* Bogd. et Volosh., *Sarmatiella prima* Bogd., *Spirolina irregularis* Didk., *Porosonion subgranosus* (Egg.), *P. subgranosus martkobi* Bogd., *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (Orb.), *E. reginum* (Orb.), *Buliminella elegantissima* Orb., *Bolivina sarmatica* Didk., *B. sagittula* Didk., *B. sinzovi* Didk., *Entosolenia marginata marginata* W. et B., *E. cubanica* Bogd.

Фауна остракод, за даними Г. Ф. Шнейдер, представлена видами *Cythereis hungarica* Moheš., *C. omphalodes* (Rss.), *C. angularis* Schn., *C. susini* Schn., *C. neglecta* Schn., *C. kolesnikovi* Schn., *C. sarmatica* Lal., *Cythere volhynica* Schn., *Loxococoncha ornata* Schn.

У табл. 4 наведено список фауни молюсків, визначених у середньосарматських відкладах, за даними В. О. Горещького.

УКРАЇНСЬКИЙ ШИТ

Неогенові відклади вперше були виділені М. П. Барботом де Марні (1869а) на північно-східному схилі Українського щита, а пізніше К. М. Феофілактовим (1873). Ці дослідники першими намагалися стратифікувати відклади неогену УЩ. В першій стратиграфічній схемі М. О. Соколова (1893) дві товщі порід, що виділялися попередніми авторами — білі піски і рябі глини, збереглися, але в неогені залишилися лише останні. Білі піски під назвою «полтавський ярус» було введено до складу палеогену.

Схема М. О. Соколова виявилася настільки вдалою, що практично всі наступні дослідження лише доповнювали її, деякою мірою деталізували. І лише працями В. С. Слудкевича (1927, 1931, 1932) та Н. В. Піменової (1936а, 1940) було внесено істотні зміни в розуміння палеогену й неогену УЩ та зокрема полтавського ярусу.

У повоєнні роки неогенові відклади УЩ вивчали Г. І. Молявко, М. М. Ключников, Є. М. Матвієнко, Р. Н. Ротман, Н. О. Щокіна, С. М. Цимбал та багато інших дослідників.

Серед порід осадового чохла УЩ значне місце займають відклади неогенової системи. В зв'язку з тим, що південний схил щита за історією геологічного розвитку тісно пов'язаний з північним бортом Причорноморської западини, дані про неогенові відклади його наведено у розділі про Причорноморську западину. Виходячи з цих міркувань, матеріали із стратиграфії неогенових утворень південно-західної частини щита подано у розділі про Волино-Подільську плиту, а південно-східної — у розділі про Донецький басейн (див. табл. 1).

Таким чином, у даному розділі описано неогенові відклади власне території щита, тієї його частини, що за історією свого розвитку найближча до Дніпровсько-Донецької западини.

Неогенові відклади цієї ділянки щита стратифікуються на породи полтавської світи, боярської товщі, горизонту рябих глин, середньосарматського під'ярусу, балтської світи та відклади нерозчленованого верхнього пліоцену.

МІОЦЕН

ПОЛТАВСЬКА СВІТА

Полтавські відклади в ранзі самостійного стратиграфічного підрозділу (полтавський ярус) вперше було виділено в Дніпровсько-Донецькій западині (Соколов, 1893). З цим самим регіоном в основному пов'язані й усі подальші зміни обсягу і номенклатури розглядуваних відкладів, тому більш-менш детальний виклад історії вивчення полтавських відкладів наведено у розділі, присвяченому неогену Дніпровсько-Донецької западини. Отже, опис полтавських відкладів УЩ починається безпосередньо з загальногеологічної характеристики.

На повернутому до Дніпровсько-Донецької западини північно-східному схилі УЩ відклади полтавської світи відомі досить широко. Нема їх лише в долинах рік і великих ярах, а також на ділянках найвищого залягання кристалічних порід. На вододілах вони розкриті численними свердловинами. Відслонення цих порід відомі по берегах річок Жерева, Тетерева, Ірші, Бистріївки, Возні, Коробочки, Росі, Червоної, Хороброї, Боярки, Сухого Ташлику, Великої Висі, Лозоватки та ін.

Залягають полтавські відклади у найповніших розрізах на березькій світі, контакт з якою здебільшого цілком чіткий, підкреслений проверстками крупнозернистих і гравелистих пісків, вуглистих глин і бурого вугілля, залізистих і кременистих пісковиків, каоліністих глин і вторинних каолінів, які, залягаючи у підшві світи, складають її нижній горизонт. Місцями полтавська світа залягає на давніших утвореннях — харківських, київських, буцацьких, а досить часто безпосередньо на кристалічних породах докембрію. Криються полтавські відклади найчастіше товщею рябих глин, рідше — антропогеновими утвореннями. Потужність відкладів полтавської світи дуже нестійка і змінюється від кількох до 35—40 м, становлячи найчастіше 10—20 м.

У складі полтавської світи чітко виділяють три горизонти.

Нижній горизонт досить обмежено поширений і пов'язаний з депресіями поверхні підстелюючих порід. Він складений сірими і темно-сірими сильно глинистими і вуглистими пісками з проверстками вуглистих глин та бурого вугілля (села Бродник Житомирської обл., Ріжки, Салиха Київської обл., Буди Ровенської обл. та ін.), крупнозернистими, іноді гравелистими кварцовими сипкими пісками з домішкою галечнику (села Чернин, Стещина, Петрівське, Медвин, Дибинці, Пологи, Перегонівка Київської обл.), верстуватими каолінітовими глинами або вторинними каолінами (села Улашівка Київської обл., Пастирське Черкаської обл., Кочерів Житомирської обл. та ін.), кременистими та залізистими різнозернистими пісковиками (с. Небелиця Київської обл. та ін.). Потужність нижнього горизонту змінюється від 0,5 до 13 м, але найчастіше становить 2—3 м.

Середній горизонт складений товщею ясно-сірих, ясно-жовтувато-сірих і жовтувато-білих дрібно- та середньозернистих кварцових каоліністих пісків, з дрібними лусками слюд і зернами рудних мінералів, вміст яких на окремих ділянках досягає значних концентрацій (села Фастівка, Чернин, Тараша Київської обл. та ін.).

Місцями у піщаній товщі трапляються невитримані лінзи і проверстки більш грубозернистого піску, вторинних каолінів, маршаліту, залізистих або кременистих пісковиків. Потужність цієї піщаної товщі змінюється від 1,5 до 15—20 м, досягаючи подекуди 25—30 м.

Середній горизонт у складі полтавської світи найбільш витриманий і досить поширений. Іноді, коли немає і нижнього, і верхнього горизонтів, саме він складає весь розріз світи.

До складу **верхнього горизонту** входять дрібно- і середньозернисті кварцові, глинисто-каоліністі строкаті піски, які іноді містять тонкі проверстки і лінзи воскоподібних і каолінітових глин або глинисто-каолінітових пісковиків. По простяганню піски часто замінюються сірими, білими, рожевими або вохристо-жовтими пісковиками, кварцовими, каоліністими, іноді з проверстками піщанистих каолінів. Потужність верхнього горизонту звичайно змінюється в межах 0,5—3,5 м, досягаючи іноді 8—10 м.

Верхній горизонт найповніше представлений і складений найтиповішими породами там, де полтавські відклади перекриваються рябими глинами. Якщо ж останніх немає, верхній горизонт може бути повністю або частково розмитим.

В межах відкритої частини УЩ характер полтавських відкладів дещо змінюється. Поширені вони найчастіше у вигляді розрізнених ізольованих «останців», пов'язаних з локальними ерозійно-тектонічними депресіями поверхні кристалічного фундаменту. Складена світа верстуватими квар-

цово-каоліністими різнозернистими пісками, в яких чергуються верстви неоднакового гранулометричного складу, різного вмісту глинистої домішки, різних ступенів озалізнєння та цементації. У досить різноманітному літологічному складі світи дещо нівелюються характерні ознаки трьох описаних вище горизонтів, однак найчастіше їх виділення можливе. Потужність полтавських відкладів тут звичайно не перевищує 10—15 м.

Відклади полтавської світи на території УЩ палеонтологічно охарактеризовані недостатньо. Ця характеристика обмежується палеоботанічним матеріалом — макрофлористичними рештками та спорово-пилковими комплексами. Що ж до поодиноких знахідок фауни молюсків, про які згадується в окремих працях (Макаренко, Зелінська, 1956; Цимбал, Зелінська, Сорочан, 1965; Носовський, 1972), то лише молюски с. Нових Петрівців дійсно залягають у полтавських відкладах. Морська малакофауна басейну р. Самоткані характеризує не міоценові полтавські, а верхньоолігоценові берецькі відклади, на що вказують і самі автори цих праць. Про знахідку фауни молюсків у кременистих пісковиках полтавської світи на північ від м. Володарська-Волинського взагалі не варто згадувати, бо молюски виявилися типовими верхньокрейдовими іноцерамами.

Подібний «відсів» спостерігався і серед місцезнаходжень викопної флори, внаслідок чого тільки флору с. Шестеринців (Черкаська обл.) можна більш або менш впевнено вважати полтавською. Н. В. Піменова визначала тут *Salvinia Mildeana* Goep., *Glyptostrobus europaeus* Нг., *Taxodium distichum* Унг., *Sequoia Sternbergii* Нг., *Myrica lignitum* Нг., *Quercus apocynophylla* Етт., *Laurus primigenia* Унг., *Laurus princeps* Нг., *Acer trilobatum* Ал. Вг., *Tetrapteris sagoriana* Етт. Було виявлено всього 32 види. Комплекс в цілому Піменова вважала найбільш близьким до флори Сагора (15 спільних видів), що дозволило визначити вік шестеринцівської флори як ранньоміоценовий (аквітанський). Цей висновок підтверджується і результатами вивчення спорово-пилкового комплексу шестеринцівського бурого вугілля (Ротман, 1962; Щокіна, 1966).

Згадані автори провели палінологічне дослідження багатьох інших розрізів в межах щита. Спорово-пилковий комплекс з вуглистих глин підосви полтавської світи завжди вони визначали як ранньоміоценовий. При цьому комплекс з глинистих порід підосви берецької світи, що залягає стратиграфічно нижче, датувався як пізньоолігоценовий. Показовими в цьому відношенні є розрізи середньої течії р. Росі (села Тараша, Дибинці Київської обл.), де у складі полтавської серії С. М. Цимбал і Р. Н. Ротман (1968) виділили берецьку і полтавську світи, причому і перша, і друга охарактеризовані палінологічно. Спорово-пилковий комплекс з вуглистих глин нижньої частини берецької світи дуже близький до комплексів зміївських глин Дніпровсько-Донецької западини та середнього майкопу південно-східної частини Степового Криму і, безумовно, має пізньоолігоценовий вік.

Спорово-пилковий комплекс з вуглистих порід підосви полтавської світи подібний до комплексів верхньомайкопських відкладів Криму і Центрального Передкавказзя, а також комплексу вуглистих порід з підосви полтавської світи в межах Дніпровсько-Донецької западини. Вік його — ранньоміоценовий.

Отже, висновок про ранньоміоценовий вік нижньої частини полтавських відкладів ґрунтується на палеонтологічних даних і ніяких сумнівів не викликає. Що ж до віку полтавської світи в цілому, то найбільш вірогідним є припущення про відповідність її нижньому, середньому і, можливо, частково верхньому міоцену.

БОЯРСЬКА ТОВЩА

Своєрідні глинисті відклади, які названо боярською товщею, вперше було виявлено у 1953 р. О. Ю. Фурсою (1958) в басейні рік Боярки та Гнилого Тікичу. У найпівнішніх розрізах (Черкаське родовище бентонітових

глин — Дашуківська ділянка) у складі товщі виділяється п'ять горизонтів, які відрізняються один від одного за зовнішніми ознаками та мінералогічним складом.

Перший з них (зверху) складений сірою та темно-сірою дуже щільною в'язкою глиною полімінерального складу і грудкуватої будови. Характерною її ознакою є численні дзеркала ковзання та карбонатні утворення, які на контакті з підстилюючими породами утворюють глинисто-вапняковий проверсток. По простяганню глини місцями заміщуються глинистими пісками. Потужність їх невитримана і на різних ділянках змінюється від 1,5 до 14 м.

Другий горизонт представлений зеленувато-сірими і яблучно-зеленими щільними в'язкими пластичними однорідними монтморилонітовими глинами. Вони містять карбонатні стягіння, а в нижній частині горизонту — опалові конкреції. По простяганню глини інколи заміщуються пісками. Потужність 0,5—15 м.

Глини третього горизонту характеризуються ясно-сірим або жовтуватобілим кольором, пористістю та крихкістю. Вони дуже легкі, трепелоподібні і складені майже чистим палигорськітом. Інколи трапляються дрібні карбонатні стягіння або малопотужні проверстки вапняку, який в поодиноких випадках повністю заміщує глину. Нижній і верхній контакти досить чіткі. Потужність 0,5—8,5 м.

Для глин четвертого горизонту найбільш характерною зовнішньою ознакою є коричневий колір різних відтінків та сильний воскоподібний блиск (воскоподібні глини). Вони мають раковистий злом, нев'язкі і непластичні, дуже однорідні і складаються з палигорськіту та монтморилоніту. Серед глин цього горизонту іноді трапляються один-два проверстки кварцових пісків невеликої потужності (до 1 м) та проверстки вапняку. Вапняк білий з зеленуватим відтінком, пухкий, складений криптокристалічним кальцитом, з несталою домішкою глинистих часток. Потужність вапняку 0,3—3,5 м. Інколи він, як і пісок, повністю заміщує глини цього горизонту. У нижній частині воскоподібних глин зустрінуто багато решток харових та інших водоростей. Загальна потужність четвертого горизонту 0,4—6 м.

Самий нижній, п'ятий горизонт, не має повсюдного поширення і складається темно-зеленими піскуватими монтморилоніт-гідрослюдовистими глинами з проверстками гумусових пісків. Потужність 0,3—7 м.

Сумарна потужність всієї глинистої товщі контролюється в першу чергу сучасним рельєфом і значно збільшується у бік вододільних ділянок, досягаючи 50—60 м.

У повних розрізах боярська товща криється рябими глинами, які майже нічим не відрізняються від типових рябих глин Київського Придніпров'я.

Залігають описані відклади на розмитій поверхні різних за віком утворень — від кори вивітрювання кристалічних порід докембрію до глауконітових пісків харківської світи. Найчастіше вони підстилюються своєрідною товщею зеленувато-сірих глинистих (клейких) дрібнозернистих кварцових пісків з проверстками піскуватої глини. У нижній частині піски іноді гумусовані, містять проверстки вуглистих глин та бурого вугілля. Потужність їх змінюється від 1 до 12 м, інколи досягає 38 м. Вік цих пісків, за даними палеонологічних досліджень, визначається як ранній міоцен. Останнім часом Е. Б. Савронь у верхніх верствах пісків знайшов досить численні рештки дрібних хребетних, кістки, зуби та луску риб.

Вік самої боярської товщі визначається, з одного боку, її стратиграфічним положенням (залігає на ранньоміоценових пісках, а вкривається рябими глинами сарматсько-понтичного віку), а з другого — знахідками викопних органічних решток. Так, у воскоподібних глинах (четвертий горизонт) та у проверстках вапняку І. М. Шайкін, Л. Я. Сайдаковський і М. В. Ярцева визначили харові водорості: *Croftiella rochettiana* (Heer.) Hogn. et Rantz, *Chara woltzii* Br., *Charites inconspicula* (Unger) Hogn. et Rantz, *Chara ex gr. escheri* Br., *Ch. ex gr. zolleriana* Heer., *Ch. ex gr. destructa* Sap. та ін.; М. І. Мандельштам і Л. Я. Сайдаковський ви-

значили остракоди *Eucypris* ex gr. *glabra* B o d i n a, *Eucypris* sp., *Cyprinus* ex gr. *oksirensis* B o d i n a, *Kassinina* ex gr. *beliaewskyi* M a n d., *Candonopsis* sp., *Potamocypis* sp., *Cypridopsis* sp.

За Шайкіним, два перших види харових водоростей, які відомі з міоцену Західної Європи, входять до складу керівної асоціації харофітів стебницької світи раннього гелльвету Передкарпаття, що у свою чергу датує вміщуючі їх верстви середнім міоценом.

У самих нижніх верствах глинистої товщі Е. Б. Савронь виявив нечисленні, дуже погані збереженості ядра дрібних форамініфер, серед яких З. М. Сатановська визначила *Elphidium* sp. Ці дослідники у самому верхньому горизонті глин знайшли *Elphidium crispum* (L.) та *E. rugosum* (O g b.), а В. А. Присяжнюк із зборів Савроня визначив *Planorbarius cornu mantelli* (D u p e r), *Lytnaea* sp., *Pupillidae* gen. ind. та ін. Зазначені форамініфери, можливо, перебувають у вторинному заляганні, але їх, як і молюски, можна брати до уваги при визначенні віку вміщуючих порід.

Вказана фауна найбільш характерна для пізнього тортону — раннього сармату, а органічні рештки з нижніх горизонтів глин — ранньогелльветські. Тому час формування всієї боярської товщі може бути визначений як гелльвет — ранній сармат.

Слід додати, що біля с. Чаплинки (р. Гнилий Тікич) в мергелистих стягненнях, які підпорядковані зеленувато-сірим глинам з проверстками вапняку (верхні горизонти боярської товщі), П. А. Тутковський у 1886 р. знайшов форамініфери з родини *Miliolidae* (тепер рід *Tutkovskygo*). Вік цих відкладів, що відносили тоді до горизонту рябих глин, дослідник, на підставі знахідки, вважав пізньоеоценовим. Це викликало скепсис у більшості дослідників. Працю П. А. Тутковського було забуто, а знайдену ним мікрофауну вважали перевідкладеною. Але фактичні дані Тутковського не суперечать визначеному нами віку боярської товщі. Представники роду *Pyrgo* відомі ще з юри, проте в кайнозoi України вони найпоширеніші у відкладах середнього міоцену і майже зовсім невідомі в осадах пізнього еоцену.

Аналогічні глинисті утворення значно меншої потужності спостерігаються у вигляді ряду ізольованих «острівців», які поширюються з північного заходу на південний схід УЩ і приурочені до Іршанської та Тікицької ерозійно-тектонічних депресій. Монтморилонітові і палігорськітові глини боярської товщі є важливими корисними копалинами, вивченню їх мінералогічного складу і фізико-хімічних властивостей присвячена спеціальна монографія (Овчаренко та ін., 1966).

ВЕРХНІЙ МІОЦЕН

Верхньоміоценові відклади поширені на значній території УЩ. Їх немає лише там, де докембрійські породи найбільш підняті, та в річкових долинах.

Значно розвинуті серед цих утворень континентальні відклади, представлені рябими глинами та піщано-глинистою товщею, яка в напрямку на схід заміщує породи морського сармату.

Горизонт рябих глин. На території УЩ рябі глини досить широко розвинуті. Звичайно вони залягають з поступовим переходом на пісках і пісковиках полтавської світи. На півдні щита рябі глини перекривають відклади середньосарматського під'ярусу. На окремих ділянках, в місцях підняття кристалічного фундаменту, рябі глини лежать безпосередньо на їхній корі вивітрювання, а де-не-де на породах середнього міоцену або палеогену. Покриваються вони червоно-бурими глинами.

Глини описуваної товщі не скрізь характеризуються плямистим забарвленням і неоднорідним механічним складом. В нижніх верствах вони попелясто-сірі або сірі, слабо забарвлені гідроокислами заліза, пластичні, в основі іноді сильно гумусовані, внаслідок чого набувають темно-сірого або чорного кольору, часто піскувати, особливо якщо їх підстелюють піски. Верхні верстви глин зеленувато-сірі, з численними плямами вохристого,

жовтого, бурого і вишнево-червоного кольорів з друзами гіпсу, мергелистими стяжіннями, залізисто-марганцевими бобовинами, зрідка з лінзами або проверстками глинистого піску.

Загальна потужність глин змінюється від 2 до 30 м. З органічних решток у товщі рябих глин відомі лише перевідкладені радіолярії і спікули кременистих губок. Палінологічні дослідження глин не проводились, але наявність в них спор і пилок рослин цілком можлива.

Питання про вік товщі рябих глин дискусійне. Умови залягання, а також проведення в довоєнні роки вивчення їх речовинного складу (С. В. Потапенко, М. І. Ожегова, М. М. Ключников) свідчать про різновіковість цієї товщі в різних районах. На сучасному етапі вивчення вік рябих глин найдоцільніше визначати умовно як нерозчленований пізній міоцен — понт.

Крім рябих глин в межах щита поширені піщано-глинисті породи, в яких нерідко спостерігаються проверстки вуглистих пісків і глин, інколи з проверстками бурого вугілля. Останні були розкриті свердловинами в Олевському, Черняхівському та інших районах. В багатьох населених пунктах Житомирської і Хмельницької областей у вуглистих проверстках і глинах виявлено спори і пилок хвойних та покритонасінних рослин, серед яких переважають сосна, дуб, таксодієві, вільха, береза, бук, тис, в незначній кількості є каштан. На території Житомирської обл. в описуваній товщі знайдено остракоди та прісноводні молюски неогенового часу. Ця піщано-глиниста товща залягає або на породах докембрію, або зрідка на полтавських пісках. Покриваються піщано-глинисті відклади осадками четвертинного віку.

Потужність товщі, змінюється від 5 до 35 м. Вік піщано-глинистої товщі визначається по-різному — від сарматського до нерозчленованого неогену включно. За даними спорово-пилкового аналізу, вік її можна визначити як пізньоміоценовий, але не середньо-пізньосарматський. Цілком можливо, що ця товща синхронна з рябими глинами, зокрема в тих районах, де останні залягають на полтавських пісках. Є відомості, що в деяких районах середньосарматські глини підстелюють товщу рябих глин.

Сарматський ярус. Середній сармат. Відклади середнього сармату поширені на вододільних ділянках правого берега Дніпра, а також у Житомирській обл. Залягають вони на полтавських відкладах з чітким контактом.

До межі цих двох товщ приурочені гравелісті піски, галька, проверстки глин і залізистих пісків з пісковиками. Відомі випадки залягання сарматських відкладів на давніших породах третинної товщі і навіть безпосередньо на докембрійських. Перекриваються сарматські відклади найчастіше товщею гіпсоносних рябих глин.

Відклади, що належать до середнього сармату, можна поділити на дві групи: безсумнівно сарматські фауністично охарактеризовані осадки і піщану товщу, яка не містить фауни.

Морські сарматські відклади з фауною відомі на території Дніпродзержинського і Дніпропетровського районів, де вони особливо широко розвинуті в басейні рік Мокрої, Сухої і Комишуваті Сури та на правому березі Дніпра від Дніпродзержинська до Дніпропетровська. Їх потужність становить в середньому 15—25, іноді збільшується до 40—45 м.

Представлені сарматські відклади в нижній частині пісками ясно-сірими, сірими і жовтими, часто з яскравими плямами і проверстками, дрібно- і середньозернистими, кварцовими, зі зростками вапнякового пісковика.

На пісках, інколи переверстовуючись з ними, залягають глини зеленувато-сірі, темно-сірі або рябі, тонковерстовуваті, нерідко карбонатні, іноді з проверстками вапняків або мергелів.

Верхня частина середньосарматського під'ярусу складена вапняками і мергелями. Вапняки в основному пухкі, вивітрілі, з проверстками перекристалізованих щільних вапняків та іржаво-бурих черепашників. Мергелі сірі, зеленувато- і голубувато-сірі, місцями з жовтувато-буруватим відтін-

ком. У вапняках і мергелях часто зустрічаються ядра і відбитки молюсків типового для середнього сармату складу (*Paphia gregaria* (P a r t s c h.) G o l d f.), *Macra fabreana* O r b., *Cardium fittoni* (O r b.), *Dorsanum duplicatum* (S o w.) та ін.). Піщана сарматська товща досить широко розвинута на Чигиринському, Кременчуцькому і в західній частині Дніпродзержинського листів. Представлена вона дрібно- і середньозернистими пісками ясно-сірими або яскраво-жовтими з рожевими, ліловими, вохристими і цегляно-червоними плямами, смугами і розводами. У нижній частині товщі піски сипучі, часто з косою або горизонтальною верстуватістю; вище піски слабоглинисті, слюдисті, з рідкісними уламками кременистого вапняку і конкреціями пісковика. Ближче до покрівлі піски стають більш глинистими і часто поступово переходять у піскуваті глини. Потужність пісків частіше становить 20—25 м, іноді досягає 40 м.

Палеонтологічно ці піски німі і до сармату їх було віднесено за літологічною схожістю і стратиграфічним положенням.

Балтська світа

Відклади балтської світи займають значну площу у південно-західній частині УЩ. Вони залягають на розмитій поверхні середньосарматських порід, іноді — на докембрійських та покриваються червоно-бурими глинами і понтичними відкладами. Світа складена потужною товщею сірих, жовтих, сірувато-жовтих, жовтувато- або зеленувато-сірих, кварцових діагонально верстуватих дрібно- і крупнозернистих пісків з проверстками галечників, конгломератів, пісковиків та глин. У товщі порід виявлено фауну прісноводних молюсків (*Unio flabellatus* G o l d f., *U. novorossicus* S i p z. та ін.) і рештки кісток ссавців — носорога, мастодонта, оленя, гіпаріона, антилопи.

При зйомці листа «Ямпіль» в низах балтської світи зустрінуто проверстки глин з черепашками середньосарматських форамініфер і молюсків.

Потужність балтських відкладів змінюється від 3 до 135 м, складаючи в середньому 40—50 м.

Стратиграфічне положення порід балтської світи, досить рідкісні і бідні знахідки в них викопної фауни, спор і пилку рослин не дають можливості впевнено визначити вік цієї товщі. Нерідко віднесення до балтських верств тих або інших відкладів на окремих ділянках щита цілком умовне і потребує перевірки в процесі подальших детальних геологічних зйомок. В районах, де балтські породи охарактеризовані палеонтологічно, а умови їх залягання не викликають сумнівів, їх можна віднести до верхньоміоценових — нижньопліоценових утворень. Ще більш неясним є співвідношення балтських верств з іншими континентальними, особливо алювіальними, неогеновими товщами, розвинутими на щиті.

ПЛІОЦЕН

Верхній пліоцен нерозчленований. У північно-західній частині щита, в районі міст Володарська-Волинського, Житомира та в інших пунктах, на корі вивітрювання кристалічних порід і, рідше, на полтавських відкладах залягає алювіальна глинисто-піщана товща, складена сизувато-сірими і темно-сірими глинами з лінзами і проверстками вторинних каолінів, гумусованих мулистих глин та дрібнозернистих пісків невеликої потужності.

Вік цих відкладів, за даними спорово-пилкового аналізу, найвірогідніше визначається як пізній пліоцен. Потужність їх від кількох метрів до 30 і більше.

До відкладів цього віку умовно відносять дрібно- і різнозернисті цегляно-червоні дуже глинисті озалізовані піски з великою кількістю залізисто-марганцевих включень, які залягають на найвищих ділянках вододілів у центральній частині УЩ. Їх потужність змінюється від 2 до 6 м.

ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКА ЗАПАДИНА

Перші спроби стратифікації неогенових відкладів та й сам факт віднесення певної частини третинного розрізу Дніпровсько-Донецької западини до неогену належать М. П. Барботу де Марні (1869а). Цікаві спостереження умов залягання відкладів, їх поширення та характеру контактів, а також висновки щодо віку рябих глин і білих пісків наведено у працях К. М. Феофілактова (1873), В. Домгера (1883), О. В. Гурова (1888), І. Ф. Леваковського (1876) та ін. Треба підкреслити, що з самого початку вивчення третинних відкладів найбільше непорозуміння було у визначенні віку товщі білих пісків. Якщо О. В. Гуров і М. П. Барбот де Марні відносили їх до неогену, то М. О. Соколов (1893), надавши цій товщі ранг самостійного стратону (полтавський ярус), визначив її вік у межах середнього — верхнього олігоцену.

Багатий фактичний матеріал про літологічний склад і стратифікацію полтавських відкладів та рябих глин є у працях П. Я. Армашевського (1903), О. О. Борисяка (1905) та Б. К. Лихарева (1928).

Важливий внесок у вивчення неогенових відкладів Дніпровсько-Донецької западини зробили харківські геологи на чолі з Д. М. Соболевим: М. О. Ремізов (1936, 1940), Л. І. Карякін (1938), Я. М. Коваль (1935, 1939, 1940), Г. Ф. Турлей (1938, 1939) та ін. В цей же час з'являються праці В. Г. Бондарчука (1939), М. І. Дмитрієва (1936, 1940), Н. В. Піменової (1936, 1939, 1941а), М. М. Ключникова і В. С. Левитського (1935), М. М. Ключникова і С. В. Потапенко (1940). Я. М. Ковалем та Н. В. Піменовою на підставі вивчення флори м. Змієва Харківської обл. і с. Шестеринців Черкаської обл. було порушено питання про те, що вік відкладів полтавської світи треба визначити як пізній олігоцен — міоцен.

У післявоєнні роки питанням визначення віку полтавської світи в цілому і окремих її частин були присвячені праці О. В. Крашеніннікової та І. Є. Слензака (1951), Д. М. Коненкова (1954, 1956), М. М. Карлова (1953), І. М. Ремізова (1960) та ін.

Окремо слід відзначити безумовно морські палеонтологічно охарактеризовані сарматські відклади с. Губинихи Дніпропетровської обл. Вперше вони були описані у праці Л. Ф. Лунгерсгаузена (1939), пізніше вивчалися Г. І. Молякко, О. М. Онищенко, Л. С. Білокрисом, І. М. Ремізовим, Е. Б. Савронем та ін.

Неогенові відклади в Дніпровсько-Донецькій западині значно поширені. Вони складають верхні частини розрізів вододільних ділянок, що збереглися від руйнування в наступні геологічні часи, та найдавніші терасові рівні, вік яких визначається як пліоценовий. На більшій частині території западини неогенові породи залягають вище від базису ерозії і тому в долинах Дніпра, Сіверського Дінця та їх великих приток (у руслових частинах і в місцях розвитку антропогенових терас) найчастіше повністю розмиті.

Розглядувані утворення в Дніпровсько-Донецькій западині представлені майже виключно континентальними породами алювіального, елюві-

ального, озерно-болотного та еолового походження; і лише в південно-східній частині западини, куди заходила затока сарматського моря, відомі глини, мергелі та вапняки з рештками морських молюсків.

Залігають неогенові відклади в Дніпровсько-Донецькій западині завжди на утвореннях палеогену, причому найчастіше безпосередньо на породах берецької світи (пізній олігоцен) і лише зрідка — на харківській або київській світах.

Відклади неогенової системи даного регіону складені утвореннями міоцену та пліоцену, але відсутність, невелика кількість і погане збереження палеонтологічного матеріалу не дозволяють впевнено визначати вік та обсяг окремих стратиграфічних підрозділів. Тому не можна вважати остаточно вирішеним питання про обсяг неогену взагалі та положення його нижньої і особливо верхньої меж.

До складу неогену Дніпровсько-Донецької западини входять полтавська світа, горизонт рясних глин, терасові утворення пліоценового віку (іванківська, новохарківська та бурлуцька тераси) і морські відклади середнього сармату.

МІОЦЕН

Полтавська світа

Товщу порід, яку деякі дослідники об'єднують під назвою «полтавська серія», вперше виділив М. П. Барбот де Марні (1869) під назвою «ярус білих пісків і жорнових пісковиків». Вік цього ярусу він визначив як неогеновий. К. М. Феофілакт (1873) на території кол. Київської губернії виділив «ярус білих пісків з фаясовими глинами і проверстками лігніту». В Полтавській, Харківській та Катеринославській губерніях білі і жовті кварцові піски, що залігають над зеленими глауконітовими пісками, вивчав О. В. Гуров (1883, 1888), і визначив їх вік як сарматський, частково, можливо, понтичний.

М. О. Соколов (1893), підтримуючи погляди своїх попередників про самотійність цієї товщі порід, запропонував для неї назву «полтавський ярус»: «...ярус білих кварцових пісків і жорнового пісковика ... я запропонував би називати полтавським ярусом» (1893, с. 169). Характеризуючи полтавський ярус, Соколов писав: «...у Південній Росії на глауконітових глинисто-піщаних відкладах харківського ярусу (нижній олігоцен) залігає досить потужна товща білих, жовтих і сіруватих кварцових пісків, що містять іноді брили і проверстки пісковиків жорнових, кременистих і залізистих. Ці піщані відклади займають величезну площу в Росії, від західних окраїн її до Поволжя. Вони розвинуті суцільним покровом на вододільних площах і відсутні тільки місцями в долинах річок та балок, де, мабуть, знищені розмивами. У верхніх горизонтах цих піщаних відкладів часто зустрічаються тонкими проверстками пластичні глини, в нижніх — місцями (головним чином, в Київській і Херсонській губерніях) залігають проверстки бурого вугілля» (1893, сс. 165—166). Залігають породи полтавського ярусу на глауконітових глинисто-піщаних відкладах харківського ярусу; покриваються континентальними і морськими (сарматськими) утвореннями неогену. Із палеонтологічних решток Соколов відмічав тільки палеоботаничний матеріал — відбитки листя, окременілі і лігнітизовані стовбури. За віком полтавський ярус цей дослідник відніс до середнього та пізнього олігоцену і зіставив з тонгрійським і аквітанським ярусами Західної Європи (септарієві глини, морські піски Вейнгейма, черитові вапняки, морські піски Каселю).

Початком перегляду обсягу полтавського ярусу слід вважати праці В. С. Слодкевича (1927, 1931, 1932), який вивчав фауну з пісковиків околиць с. Цибулевого Кіровоградської обл. Розглядаючи цей фауністичний комплекс як молодший у порівнянні з мандриківським, він визначив вік

цибулівських пісковиків з фауною і пісків, що їх містять, як середньоолігоценовий (стампійський) і відніс всі ці породи до низів полтавського ярусу, виділивши їх в самостійний «цибулівську зону». Останнє рішення виявилось помилковим; про що згодом писали Д. М. Соболев, Л. І. Карякін та Я. М. Коваль, які вважали цибулівську зону складовою частиною харківського ярусу. В цей же час Я. М. Ковалем (1935, 1940) та Н. В. Піменовою (1936, 1940) було порушено питання про не лише олігоценовий, а й молодший — міоценовий вік полтавських відкладів.

Термін «полтавська світа» Н. В. Піменова запропонувала у 1940 р. Розглядаючи питання про склад полтавського ярусу, його поширення, генезис і палеонтологічну характеристику, Піменова дійшла висновку, що «...білі кварцові піски Дніпровсько-Донецької мулди є різновіковими. У своєму розвитку вони охоплюють час від палеогену до неогену, а за таких умов не можна говорити про збереження за ними назви «полтавський ярус». Подібного типу товщу слід називати «світою», причому для неї можна зберегти назву «полтавська» (Піменова, 1940, с. 105).

1960 р. І. М. Ремізов запропонував називати піщану товщу не «полтавським ярусом», а «полтавською серією», мотивуючи це тим, що коли «визнавати значення ярусів за більш дрібними підрозділами, такими, як тортон, сармат, понт та інші, точне зіставлення з якими для полтавських відкладів неможливе, то, виходячи з рішень Всесоюзної наради з загальних питань стратиграфічної класифікації (січень 1955 р.), полтавський ярус слід називати полтавською серією як утворення, що за стратиграфічним положенням еквівалентне міоцену» (с. 187). Щодо обсягу полтавських відкладів, то він залишився незмінним. «Полтавською серією на півдні європейської частини СРСР називають товщу білих і яснопофарбованих дрібнозернистих пісків з підпорядкованими їм вогнетривкими і керамічними глинами та кременистими пісковиками. Вона залягає на розмитій поверхні глауконітових порід харківської серії і покривається рябими глинами, червоно-бурими глинами, пліоценовим алювієм давніх річкових терас або четвертинними відкладами. У нижній частині серії спорадично зустрічаються зелені глини і косоверстуваті піски, ...що містять перевірки бурого вугілля... і кістяну брекчію з кісток риби» (с. 187). Вік полтавської серії І. М. Ремізов визначає як міоценовий — «... в області свого поширення полтавська серія одна являє собою відклади всього міоцену» (с. 190). «Полтавська серія за часом свого утворення охоплює весь міоцен від самого його початку (аквітан) і до середнього сармату» (Ремізов, 1960, с. 202).

1947 р. біля сіл Сиваша і Олексіївки Харківської обл. в ясно-сірих і білих кварцових пісках, які відносилися до полтавської світи і вважалися континентальними, Є. Б. Чутко знайшла рештки морських молюсків.

1948 р. піски, що містили рештки морської фауни такого вигляду, як і в районі с. Олексіївки, виявив у складі полтавської світи І. Й. Галака в б. Рябоконівці, на південний захід від ст. Лозова.

У 50-х роках значне поширення цієї морської товщі було встановлено на окраїнах Донбасу під час геологічної зйомки.

М. М. Карлов, який першим опублікував список видів сиваського місцезнаходження, вважав цю фауну і породи, що її містять, нижньоміоценовими (бурдигал — ранній тортон, включаючи чокрак).

І. М. Ремізов визначив сиваську фауну як середньоміоценову, вважаючи, що ясні кварцові піски району с. Сиваша і окраїн Донбасу відкладались у затоках тортонського морського басейну.

В дальшому, однак, точка зору про міоценовий вік сиваської фауни не дістала загального визнання. Більшість дослідників схильні були вважати її олігоценовою (Р. Л. Мерклін, Г. І. Молявко, М. Ф. Носовський, М. М. Ключников, О. А. Сорочан, В. О. Зелінська, Є. Б. Савронь, А. О. Веселов та ін.). При детальному вивченні цього молюскового комплексу було встановлено його тотожність з фауною верхньоолігоценових відкладів Середньої Азії, Причорномор'я, Криму та Західної Європи (Зосимович,

1964, 1968). Значне поширення морської піщаної товщі, що містить рештки фауни, в межах Північної України, чіткі контакти з підстелючими і покриваючими відкладами, палеонтологічно обгрунтований вік — все це дало підставу виділення її як самостійного стратиграфічного підрозділу в ранзі світи (берецька світа). Назву «полтавська світа» залишили для товщі піщано-глинистих порід міоценового віку, що залягає стратиграфічно вище від морських берецьких відкладів. Саме в такому обсязі, відповідно з прийнятою схемою стратиграфічного розчленування третинних відкладів Північної України, розглядається полтавська світа в цьому розділі.

Наприкінці міоцену, коли завершилося формування полтавської товщі, піщано-глинисті утворення її вкривали майже всю Дніпровсько-Донецьку западину і, виходячи далеко за межі останньої, поширювалися на більшу частину території Північної України. Але надзвичайно інтенсивні ерозійні процеси, які відбувались у другій половині неогену та антропогені в результаті формування річкової сітки, значно змінили первісну картину, знищивши полтавські відклади на величезних площах. Внаслідок цього на всьому лівобережжі Дніпра, від його руслової частини до лінії (орієнтовно) Бахмач — Лохвиця — Миргород — Диканька полтавські відклади майже повністю розмиті і зустрічаються тільки у глибоких воронках соляних штоків та міжкупольних компенсаційних прогинах у вигляді невеликих «острівців». Полтавські відклади розмиті також в долинах Сів. Дінця і його приток Уди, Можі, Лопані, Береки та ін.: в долинах Орелі, Ворскли, Псьолу, Сейму, Десни та інших річок; в долинах правобережних приток Дніпра — Ірпеня, Либілі, Стугни, Красної, Бобрині, Росі та ін.

Збереглися відклади полтавської світи лише на володільних ділянках корінного плато. На даній території вони найповніше представлені та найкраще відслонені на південно-західному борті западини на ділянці від с. Старих Петрівців до м. Канева (Київське Придніпров'я) та в східній частині північно-східного борту западини (середні течії річок Псьолу, Ворскли, Сів. Дінця та межиріччя двох останніх). Саме в цих районах знаходяться найкращі з відомих у Дніпровсько-Донецькій западині природні відслонення: біля м. Києва та в селах Нових Петрівцях, Вишгороді, Пирогові, Халеп'ї, Стайках, Гребенях — на Дніпрі; в селах Межиріччі, Михайлівці та Курганах — на р. Пслі; в селах Люджі, Чернечині, Журавному і Куземині — на р. Ворсклі; біля м. Валки та в селах Високопільі, Старому Мерчику, Новоселівці Харківської обл.; Лютівці, Артемо-Рястівці Сумської обл. та ін. На цих же ділянках западини спостерігаються найбільш цікаві та важливі розрізи відкладів у свердловинах: в м. Києві та біля сіл Гатного, Луб'янки, Мирощкого Київської обл.; Стеблянки, Жигайлівки, Лантратівки Сумської обл.; Сніжківки, Черемушної, Паньківки, Довжика, Слатино, Береки, Гайдарів, Гараївки, Безпалівки Харківської обл. та ін.

Загальну закономірність в умовах залягання полтавських відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині характеризують ті самі особливості, які властиві для всієї палеоген-неогенової товщі цієї території: вони поступово, але досить чітко занурюються від бортових частин западини у бік її центрального грабена. Вісь занурення найчастіше перпендикулярна до напрямку простягання западини і для її північно-східного борту має південно-західну, а для південно-західного борту — північно-східну орієнтацію. Виятком є лише район середньої течії Десни (села Седнів, Олешня та ін.), де вісь занурення має меридіональний напрямок і відмітки підосви полтавських відкладів поступово зменшуються з півночі на південь від +145 до +105 м.

Полтавські відклади займають найбільш високе гіпсометричне положення в північно-східній частині борту западини на північ від лінії Суми — Богодухів — Харків (до +210 м). На південно-західному борті западини найвищі відмітки відомі дещо на захід від Києва і досягають +150 м. Відклади поступово занурюються у бік центрального грабена, і відмітки їх підосви знижуються до +105 м.

Загальна закономірність — поступовий нахил до депресійної частини западини — досить часто порушується, навіть на відносно невеликих ділянках абсолютні відмітки підосви полтавських відкладів значно змінюються, відображаючи нерівності рельєфу поверхні підстелючих порід, що утворились внаслідок ерозійних і тектонічних процесів.

Потужність відкладів полтавської світи тісно пов'язана з умовами їх залягання. При загальному зануренні полтавських відкладів їх потужність збільшується, а при підніманні — істотно зменшується. В той же час у формуванні потужностей відкладів велику роль відігравали рельєф підстелюючих порід, післяполтавські давні та сучасні розмиви і, головне, геоструктурні особливості тієї чи іншої частини Дніпровсько-Донецької западини. На найвищих ділянках її північно-східного борту потужність полтавської світи не перевищує десяти метрів. Те саме можна сказати і про південно-західний борт западини, де в районі сіл Гурівщини, Борової та Мироцького Київської обл. потужності змінюються від одного до п'яти-шести метрів. Із зануренням відкладів потужності поступово збільшуються і досягають на південно-західному борті 31—34 м (Київ та с. Нові Петрівці), а на північно-східному — 45—50 м (села Гайдари і Таранівка).

Аналогічні та навіть більш різкі зміни потужностей на відносно невеликих ділянках можна спостерігати в місцях розвитку купольних структур. На Шебелинському піднятті, наприклад, потужність полтавських відкладів становить 2—4 м, а в депресії між Шебелинською та Олексіївською структурами збільшується до 31 м; в склепінневій частині Єфреміївського підняття — 5—6 м, а в компенсаційному прогині, що розташований дещо на північ, — 69 м. Аномальні дуже великі потужності (80—90 м і навіть більше) мають полтавські відклади, що формувались у воронках соляних штоків типу Пісочнянського та компенсаційних прогинах типу Миргородського, Роменського, Диканського, Березького та ін.

Однак найбільш характерні потужності полтавських відкладів у найтисповіших розрізах змінюються від 15 до 25 м. Саме такі потужності можна вважати найпоширенішими для полтавських відкладів на території всієї Дніпровсько-Донецької западини.

Залягають полтавські відклади найчастіше на породах березької світи і значно рідше — на давніших утвореннях: харківських, київських або буцацьких. Такі випадки відомі у Київському Придніпров'ї (села Вишгород, Плесецьке, Ясногородка, Бабинці), на Сумщині (села Стецьківка, Юнаківка, Велика Чернеччина) та в деяких інших місцях. Цікаво, що найчастіше вони пов'язані з відносно піднятими ділянками до полтавського рельєфу. В більш занурених частинах западини, у повних розрізах вододільних ділянок корінного плато, полтавські відклади завжди залягають на березьких.

Наведене вище можна пояснити двома обставинами. По-перше, найвищі ділянки Дніпровсько-Донецької западини під час палеогенової трансгресії і особливо наприкінці її, у харківський та березький часи, могли залишатися сушею і утворення відповідних морських порід на них взагалі не відбувалось. По-друге, під час регресії такі підвищені ділянки, якщо вони і були вкриті морем, першими ставали сушею, на них розгорталася активні ерозійні процеси і формування полтавської товщі починалось на поверхні тієї частини палеогенового розрізу, яка збереглася від руйнування.

Покриваються полтавські відклади у повних розрізах завжди рябими глинами, але якщо останні розмиті у пліоценовий або антропоценовий часи — алювіальними утвореннями відповідного віку.

Питання про контакт полтавської і березької світи має дуже важливе принципове значення, оскільки це водночас і питання про межу палеогенової та неогенової систем у північній частині УРСР. У зв'язку з цим необхідно підкреслити, що саме наявність виразного перериву у багатьох з вивчених розрізів у різних частинах даної території є однією з підстав для відокремлення пізньоолігоценної частини полтавської серії від міоцено-

вої. Дійсно, на західних краях Донбасу та в басейні р. Самари ця межа чітко фіксується горизонтом кременисто-кварцових пелітів і пісковиків та залягаючими стратиграфічно вище вогнетривкими глинами (м. Часів Яр, с. Катеринівка та ін.); на території Українського щита — товщею переривування різнозернистих пісків, вуглистих глин та бурого вугілля (м. Тараша, с. Дибинці та ін.); нарешті, у Дніпровсько-Донецькій западині вона дуже виразно підкреслюється проверстками бурого вугілля, вуглистих глин і пісків, крупнозернистих і гравелистих пісків, залізистих пісків і пісковиків, глинистих порід переважно каолінітового складу, які спостерігаються у розрізах свердловин та відслонень у Києві, біля сіл Нових та Старих Петрівців, Вишгорода, Пирогова, Гатного, Мирочівського, Стайків, Гребенів, Журавного, Куземина, Гайдарів, Великої Гомільши, Береки, Шебелинки, Новоселівки, Валків, Старого Мерчика, Коротича, Високопілля, Довжика та ін.

Останнім часом ця межа палеонтологічно обґрунтована. Більшість палеологів (Н. О. Щокіна, Р. Н. Ротман, А. А. Міхеліс, М. Й. Устиновська, Ю. М. Пелипенко та ін.) досить чітко і впевнено розділяють спорово-пилкові комплекси зміївських глин з підшови берецької світи, час утворення яких визначають як початок пізнього олігоцену, та ранньоміоценові комплекси з глинисто-вуглистих порід нижньої частини полтавської світи, що залягають безпосередньо на берецьких відкладах і підшва яких приймається за межу палеогену і неогену.

Проте відомо багато розрізів, у яких перехід між відкладами берецької й полтавської світ поступовий і межа встановлюється до деякої міри умовно. Однак ні в якому разі це не може бути підставою для об'єднання зазначених двох зовсім різних у генетичному та віковому відношеннях комплексів порід в один стратиграфічний підрозділ (полтавську серію), як це пропонують окремі дослідники (Ю. І. Селін, І. М. Ремізів).

У Дніпровсько-Донецькій западині товщу порід полтавської світи за літологічними ознаками можна поділити на три горизонти: нижній, середній та верхній.

Нижній горизонт полтавської світи — це товща різнофаціальних порід, що сформувалися в ранньонеогеновий час і відображають різні умови континентального осадконагромадження, які склалися на даній території після регресії останнього палеогенового морського басейну.

У найбільш знижених ділянках палеорельєфу — тектонічних депресіях або ерозійних улоговинах — на поверхні підстелюючих порід, з якими були пов'язані долини давніх річок, озера та заболочені ділянки, відбувалося утворення алювіальних і озерно-болотних піщаних, глинисто-піщаних та вуглистих відкладів. Останні найчастіше представлені товщею сірих, темно-сірих або бурувато-сірих гумусових пісків з проверстками чорних й бурих вуглистих глин, піщано-глинистого бурого вугілля та лігніту. Досить часто темно-сірі гумусові піски й глини чергуються з проверстками ясно-сірих дрібнозернистих кварцових пісків з дуже незначним вмістом рослинного детриту або взагалі без нього (Київ, села Пирогове, Вишгород, Данильчин Кут, Високопілля, Берека, Гайдари, Таранівка, Островхівка та ін.).

Товща вуглистих порід часто підстелюється пісками сірими, іноді жовтуватими або буруватими, різнозернистими (переважно грубозернистими), кварцовими, неглинистими, сипкими, з домішкою значної кількості гравію, а іноді й гальки. Такі піски нерідко повністю складають нижній горизонт, заміщуючи по простяганню вуглисті породи (села Шебелинка, Киселі, Стецьківка та ін.).

Відомі розрізи, в яких нижній горизонт складений каолінітовими глинами переважно сірого кольору з жовтуватим або зеленуватим відтінком, з малопотужними проверстками ясно-сірого кварцового дрібно- та середньозернистого сипкого піску (села Комарівка, Рябухине, Журавне та ін.).

На підвищених ділянках палеорельєфу, де відбувалися процеси ґрунтоутворення і вивітрювання, формувалися дуже своєрідні, характерні

кременисто-кварцові пеліти й пісковики (басейн р. Самари), озалізовані вохристо-жовті та вохристо-бурі різнозернисті кварцові піски й пісковики з ядерною цементацією (села Хорошеве, Дальня Шебелинка, Верхній Бишкін Харківської обл., Стайки, Гребені Київської обл.).

Потужність нижнього горизонту полтавської світи звичайно не перевищує 3—5 м, змінюючись від 1—1,5 до 2,5—3,5 м; у компенсаційних прогинах та надштокових воронках різко збільшується, досягаючи кількох десятків метрів (на північ від Єфремівської структури 29 м, у воронці Пісочнянського соляного штоку 76,5 м). У таких аномальних розрізах майже вся полтавська світа може бути складена вуглистими породами. Яскравий приклад цього — розріз полтавської світи у Новодмитрівській воронці, представлений товщею переверткування зеленувато-сірих, темно-сірих та чорних вуглистих глин і бурого вугілля загальною потужністю до 185 м.

Середній горизонт полтавської світи представлений пісками сірими, ясно-сірими, білими з жовтуватим, кремовим, рожевим або блакитним відтінком, з плямами та смугами вохристо-жовтого, вохристо-бурого і малинового кольорів. Піски в основному дрібнозернисті, але досить часто, особливо в нижній частині горизонту, зустрічаються проверстки середньо- та крупнозернистих. Верстуватість звичайно горизонтальна, рідше коса або діагональна, часто пачки пісків різних типів верстуватості чергуються.

За мінералогічним складом піски кварцові, з каолінітом, лусками слюди та зернами польових шпатів. Група акцесорних мінералів численна і різноманітна. Серед них зустрічаються циркон, рутил, силіманіт, дистен, ставроліт, турмалін, гідрогетит, ільменіт, лейкоксен. В поодиноких зернах трапляються анатаз, андалузит, рогова обманка, епідот, мусковіт, гранат, пірит, марказит, магнетит, монацит, топаз, титаніт, ксенотим, шпінель.

У різних частинах розрізу середнього горизонту є один чи кілька проверстків ущільненого піску з конкреційними стягненнями глинисто-кременистого або глинисто-залізного пісковика потужністю від 0,5 до 2,5 м (села Ходосівка, Гребені, Таранівка, Соколове, Шебелинка та ін.). Пісковики кварцові, різнозернисті, псамітової структури; цемент контактово-поровий або базальний, каолінітово-опаловий або опалово-гематитовий.

Серед пісків середнього горизонту спостерігаються також проверстки сірих і сизувато-сірих піщаних каолінітових глин (села Ледне, Новоберезівка Харківської обл., Новосемінівка Сумської обл. та ін.).

У деяких свердловинах та відслоненнях у Київському Придніпров'ї виявлено маршаліт (села Луб'янка, Гаврилівка, Липовий Скиток, Данилове, Яцьки, Кодаки, Ходосівка та ін.). Залягає він звичайно у верхній частині середнього горизонту, потужність його змінюється від 0,6 до 4 м. Маршаліт являє собою трохи піщаний і глинистий кварцовий алеврит найчастіше сірувато-білого кольору з жовтуватим відтінком, пухкий, порошокватий, мучнистий. Складається з кварцу (90—95%), каолініту (3—6%), плагіоклазу та халцедону. З акцесорних мінералів (до 2%) наявні: турмалін, лейкоксен, ільменіт, рутил, дистен, циркон, апатит, епідот. За гранулометричним складом маршаліт є виключно однорідною породою: 96—98% її становить фракція 0,01—0,05 мм. Фракції $>0,1$ мм взагалі не виявлено.

У складі полтавської світи товща порід середнього горизонту найбільше поширена і літологічно витримана. Її потужність змінюється від 0,5 (с. Бабинці) — 2 м (с. Шебелинка) до 25 (с. Нові Петрівці) — 35 м (с. Берека), становлячи найчастіше 10—20 м.

Верхній горизонт полтавської світи складений товщею каолінистого ущільненого піску, що переходить подекуди в більш-менш зцементований каолінистий пісковик або піщанистий каолін. Верхній горизонт не має повсюдного поширення і в багатьох місцях розмитий. Добре зберігся він лише в тих розрізах, де полтавські відклади представлені у повному обсязі і покриваються рябими глинами. Наприклад, район Київського Придніпров'я — Київ, де в полтавських каолінистих пісковиках пройдено Лаврські печери, а також в селах Нових Петрівцях, Вишгороді, Ходосівці, Кода-

ках, Іванковичах; відслонення на правому березі Дніпра від с. Халеп'я до с. Гребенів; села Журавне і Куземино на р. Ворсклі; села Рябухине, Гейвка, Пасіка, Єфремівка, Високопілля у басейні Сів. Дінця та ін.

Найчастіше пісковик представлений пухкими відмінами, що поступово переходять у вміщуючий пісок, але в окремих випадках він ущільнений, міцний і утворює безперервні пласти або залягає великими брилами.

Потужність відкладів верхнього горизонту змінюється від кількох десятків сантиметрів до 7,5—9,5 (села Велика Солтанівка, Рябухине, Гейвка, м. Київ) і навіть до 12,5—15,6 м (села Велика Гомільша і Пасіка). Звичайно потужність тут 4—5 м.

Пісковик верхнього горизонту сірі, ясно-сірі і сірувато-білі з жовтуватим та вохристом відтінком. У верхній частині вони майже завжди мають вохристо-червоний, малиновий і рожевий кольори. Іноді таке яскраве забарвлення поширюється на всю товщу. Пісковик в основному дрібнозернистий з незначною домішкою більших зерен кварцу. Структура псамітова, однорідна, цемент опаловий з каолінітом і домішкою пилюватого мучнистого кварцу. Крім кварцу і каолініту трапляються поодинокі зерна польових шпатів, турмаліну, ставроліту, циркону, рутилу, дистену, ільменіту. В порах у невеликій кількості спостерігається лімоніт.

Часто у складі верхнього горизонту зустрічаються сірі або жовтувато-сірі піщанисті каоліни, які утворюють проверстки від 1 до 5 м (села Борова, Таранівка, Шебелинка, та ін.).

Наведений літологічний склад порід з досить чіткою стратифікацією на горизонтах властивий розрізам полтавських відкладів у районах відносно поглиблених ділянок Дніпровсько-Донецької западини. Більш підняті її частини мають дещо інші розрізи, відклади яких характеризуються відсутністю чітких критеріїв для виділення горизонтів. Особливо це стосується південного схилу Воронезької антеклизі і незначної частини північно-східного борту Дніпровсько-Донецької западини, що вузькою смугою безпосередньо прилягає до нього. Тут полтавська світа складена товщею пісків потужністю від 2—3 до 15—17 м, жовтувато-сірого, вохристо-жовтого і ясно-сірого кольорів, дрібно- та середньозернистих, в окремих проверстках крупнозернистих. Пачки пісків різних гранулометричного складу і кольорів чергуються досить безладно. У пісках часто спостерігаються проверстки і лінзи різнозернистих озалізених пісковиків, піщанистих глин і каолінів. Каоліністі пісковики і піщанисті каоліни у верхній частині світи і особливо вуглисто-глинисті відклади в нижній її частині трапляються рідко.

Палеонтологічна характеристика відкладів полтавської світи дуже бідна. Складається вона майже виключно з палеоботанічного матеріалу. Серед рослинних решток найбільше значення для встановлення віку мають спори та пилок.

За даними Р. Н. Ротман, Н. О. Щокіної, М. Й. Устиновської, С. В. Сябряй та Ю. М. Пилипенко, спорово-пилковий комплекс з вуглистих та глинистих порід нижньої частини полтавської світи характеризується широким розвитком пилку покритонасінних рослин (до 70—80%) і значно меншим — голонасінних (не більше 30—35%). Серед останніх головну роль відіграє родина *Pinaceae*, в той час як кількість пилку родини *Taxodiaceae*, що займала провідне місце у складі олігоценових комплексів, різко зменшується. Покритонасінні представлені досить різноманітними рослинами, але переважають серед них трав'янисті та чагарникові (*Chenopodiaceae*, *Euphorbiaceae*, *Artemisia*, *Umbelliferae* та ін.), на пилок дерев припадає від 10 до 25%. Зіставлення цього комплексу з комплексами верхньомайкопських відкладів Криму і розрізу р. Кубані вказує на його близькість до спектрів ольгінських та рітцевських відкладів, що у свою чергу дозволяє віднести комплекс (а також і породи, які його містять) до нижнього міоцену.

Треба підкреслити, що палінологи цілком впевнено розділяють олігоценові спорово-пилкові комплекси берецької світи і міоценові — полтавської. Р. Н. Ротман і С. М. Цимбал (1968), наприклад, за результатами ви-

вчення спорово-пилкових спектрів та літологічного складу полтавську серію Київського Придніпров'я розділяють на дві світи — нижню (верхньоолігоценову) і верхню (міоценову), зставляючи їх відповідно з береською та полтавською світами басейну Сів. Дінця.

У кар'єрі цегельного заводу в с. Нових Петрівцях у темно-сірих і буровато-сірих глинистих ущільнених пісках, що залягають у нижній частині полтавської світи, було знайдено ядра прісноводних двостулкових молюсків, на жаль, поганої збереженості. В. О. Зелінська і Д. Є. Макаренко (1956) визначили серед них *Congeria cf. basteroti* Desh. і *Congeria cf. aquitanica* Andrus. Верстви, що містять рештки молюсків, ці дослідники віднесли до нижнього міоцену. І. М. Ремізів (1960) серед скам'янілостей визначив *Congeria sandbergeri* Andrus. (?), характерну для середнього міоцену, а також ядра *Anadonta*. Таким чином, склад фауни прісноводних молюсків, що вивчалися у різні часи різними дослідниками, також вказує на ранньо-міоценовий вік нижньої частини полтавської світи.

Щодо віку полтавської світи в цілому, то він значною мірою визначається її стратиграфічним положенням: залягаючи на породах пізнього олігоцену або корі вивітрювання, вона в окремих розрізах (басейн р. Самари) вкривається морськими відкладами сармату, а у більшості випадків — їх континентальними аналогами.

Сарматський ярус

Середній сармат. Безсумнівно морські, палеонтологічно охарактеризовані сарматські відклади в Дніпровсько-Донецькій западині відомі лише в її південно-східній частині, у басейнах річок Самари і Орелі. Тут у балці Вільнянці (притока р. Самари) недалеко від с. Губинихи Дніпропетровської обл. Л. Ф. Лунгерсгаузен під час польових досліджень влітку 1931 р. знайшов відслонення сарматських черепашників, які у вигляді тонких проєртеків і ліній залягають серед білих кварцових донизу злегка каолінізованих пісків «полтавського вигляду». У черепашниках зібрано досить численну фауну гарної збереженості — *Cardium plicatofittoni* Sinz., f. typ., *C. plicatofittoni* Sinz. var. nov., *C. praefittoni* sp. nov., *C. bajaranasi* Koles., *C. quadripartitum* Koles., *C. ustjurtense* Andrus. var., *Ervilia dissita* var. *podolica* Eichw., *E. dissita* var. *macrodon* Andrus., *Tapes gregarius* var. *dissita* Eichw., *Mastra naviculata* Bally var., *Trochus* sp., *Buccinum* sp. та інші, що дозволили віднести цей комплекс до самих верхів нижнього сармату, які переходять до середнього сармату (Лунгерсгаузен, 1939, с. 61).

У наступні роки рештки молюсків з с. Губинихи вивчали Г. І. Молявко, О. М. Онищенко, Л. С. Білокрис, І. М. Ремізів та ін. Всі дослідники визначали їх вік як середньосарматський. Найповніший перелік видів з цього місцезнаходження наведено у праці Е. Б. Савроня (1972), який визначив *Modiolus incrassatus incrassatus* Orb., *Musculus naviculoides naviculoides* (Koles.), *Cardium obsoletum ustjurtense* Andrus., *C. nefandum* Koles., *C. ingratum ingratum* Koles., *C. ingratum perfidum* Koles., *C. obliquoobsoletum obliquoobsoletum* Koles., *C. desperatum* Koles., *C. obsoletiformis* Koles., *C. bajaranasi urupensis* Koles., *C. naliivkini morosum* Koles., *C. suessiformis* Jekel., *C. suessi* suessi Barb., *C. sartanense* Nevessk., *C. plicatum latisulcum* Münst., *C. plicatum similisimoldavicum* Savron., *Paphia tricusps* (Eichw.), *P. gregaria* [(Partsch) Goldf.], *Mastra vitaliana vitaliana* Orb., *M. vitaliana pallasi* Baily., *M. vitaliana fabreana* Orb., *M. podolica podolica* Eichw., *Acmaea pseudolaevigata* Sinz., *Barbotella omaliusi lata* Kojum., *Gibbula podolica insperata* (Koles.), *G. poppelacki angulatosarmates* (Sinz.), *G. sulcatopodolica* (Koles.), *G. valvatoidea* (Sinz.).

Найкращий розріз середньосарматських відкладів у цьому районі спостерігається у старому кар'єрі, за 2—3 км на схід від ст. Губинихи, на пра-

вому схилі балки Губинської. Тут під четвертинними суглинками відслонюються зверху вниз:

1. Глина зеленувато-сіра з бурими і вохристими плямами, з проверстками і лізнями пухкого вапняку та друзами гіпсу 0,5—0,8 м
2. Вапняк білий, з жовтуватими та вохристими плямами, щільний, з відбитками черепашок 0,4—0,7 м
3. Черепашкові верстви, що включають:
 - а) вапняки пухкі, білі, з відбитками та цілими черепашками молюсків 0,2—0,4 м
 - б) мергель ясно-сірий з блакитним відтінком, місцями ущільнений, піскуватий, з великою кількістю цілих та розтоплених черепашок 0,08—0,2 м
 - в) невитриманий по простяганню проверсток щільного вапняку 0,0—0,1 м
 - г) пісок сірий, детритовий, вапнистий, різнозернистий, з великою кількістю черепашок, які (на відміну від верстви «б») зустрічаються у вигляді окремих ступок 0,08—0,15 м
4. Пісок ясно-сірий і сірий, різнозернистий, однорідний, з дрібним черепашковим детритом 0,15—0,20 м
5. Пісок ясно-сірий з жовтими, вохристими та рожевими плямами, кварцовий, горизонтально верствуватий, у нижній частині глинистий, з тонкими проверстками піскуватих глин, в яких трапляються поодинокі дрібні сарматські форамініфери 3,4—4,0 м
6. Глина ясно-сіра з зеленуватим відтінком, дуже в'язка, щільна, масна, помітно верствувата 0,8—1,2 м
7. Пісок білий, дрібнозернистий, кварцовий, злегка коаліністий, сипкий (видима потужність) 0,8 м

Залягає ця товща на жовтувато-зеленувато-сірих глауконіто-кварцових пісках харківської світи. Такі піски і дуже чіткий їх контакт з сарматськими відкладами можна бачити в іншому невеликому кар'єрі, на відстані 100—150 м вище по балці. Цікаво відзначити, що у проверстках вапнистих глин, які залягають безпосередньо на розмитій поверхні харківських пісків, теж спостерігаються сарматські форамініфери та остракоди збіднілого видового складу.

У верхів'ї Губинської балки, на околиці с. Голубівки, у піщаному кар'єрі можна побачити, як на пісках верстви 7, наведеного вище розрізу, залягають строкатоколірні глинисті піски потужністю до 3—4 м, що покриваються зеленувато-сірими глинами з гіпсом, дуже подібними до глин верстви 1 того ж розрізу. Це дає підставу твердити, що вапнисто-глинисто-піщані відклади з рештками молюсків по простяганню заміщуються товщею строкатих пісків, дуже поширених по всій північній периферії сарматського морського басейну.

В с. Чорнолозі, розташованому на північ від ст. Губинихи, середньо-сарматський вік відкладів підтверджено палеонтологічно. У північній частині села, на правому схилі долини р. Багатої, знаходиться невеликий кар'єр, в якому відслонюються зверху вниз:

1. Глина зеленувато-сіра з жовтувато-бурими і вохристо-бурими відтінками, масна, досить щільна, з друзами гіпсу 0,8 м
2. Вапняк білий з жовтуватим і рожевим відтінком, дуже змінної щільності (від досить щільного до зовсім пухкого) і потужності, з лізнями і гніздами зеленувато-сірої глини 0,3—1,8 м
3. Пісок білий або жовтувато-сірий з слабким зеленуватим відтінком, середньозернистий, сипкий, в окремих проверстках глинистий 1,0—1,2 м
4. Пісок сірий, середньозернистий, кварцовий, переважно горизонтально верствуватий, окремі проверстки сильно озалізнені 1,3—1,5 м
5. Пісок жовтий, дрібно- і середньозернистий, кварцовий, сипкий (видима потужність) 1,5 м

У вапняках верстви 2 було виявлено мікрофауну, в складі якої В. Я. Дідковський визначив *Porosonion subgranosus* (Eg g.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* (L.), *E. aff. subumbilicatum* Cz. та ін. Така асоціація форамініфер, на його думку, дуже характерна для мілководних відкладів середнього сармату.

Треба відзначити, що вапняки швидко викинюються і вже на відстані 2—3 км від с. Чорнолози у свердловинах їх нема.

Ці два розрізи поки що єдині в Дніпровсько-Донецькій западині, де сарматські відклади охарактеризовано палеонтологічно. На решті території

вони представлені переважно безкарбонатними глинисто-піщаними утвореннями, в яких органічні рештки майже не спостерігаються.

У південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини, в басейні річок Орелі і Самари, середньосарматські відклади займають майже всі вододільні ділянки, нема їх лише у річкових долинах і глибоких ярах. Залягають вони переважно на верствах середнього міоцену та олігоцену, значно рідше — на еоценових відкладах (київська світа, правобережжя р. Орелі). Контакт середнього сармату з еоценовими і олігоценовими відкладами дуже чіткий, ерозійний. Його можна спостерігати у відслоненнях біля сіл Дубових Гряд Харківської обл., Івано-Михайлівки, Вільного, Губинихи Дніпропетровської обл. У досить однорідній неогеновій піщаній товщі контакт між відкладами середнього та верхнього міоцену не завжди чіткий і встановлення цієї межі іноді утруднене.

Середньосарматські відклади в цьому районі представлені пісками і глинами. Піски ясно-сірі або ясно-жовті, у верхній частині з численними іржаво-вохристими і малиново-червоними плямами, сильно глинисті, досить часто зцементовані до пухкого пісковика; різнозернисті, переважно дрібно- і середньозернисті, у окремих проверстках крупнозернисті, сипкі; у нижній частині іноді трапляється проверсток залізного пісковика потужністю до 1 м.

Товщі пісків підпорядковані проверстки глин, які найчастіше зустрічаються у верхній частині, а іноді заміщують піски по простяганню. Глини піскуваті, з чітко вираженою верствуватістю, озалізені, містять проверстки глинистого мергелю та численні карбонатні стягнення.

Потужність середньосарматських відкладів порівняно невелика і не перевищує в Дніпровсько-Донецькій западині 10—15 м.

Горизонт рябих глин

Над полтавськими відкладами залягає своєрідна товща різнобарвних переважно глинистих порід, яку ще з часів К. М. Феофілактова (1873) називають товщею (або горизонтом) рябих глин.

Незважаючи на те, що рябі глини вивчали багато дослідників і з цього питання нагромадилась численна література, все ж їх генезис, властивості, час утворення та співвідношення з товщею антропогенових і палеоген-неогенових відкладів залишаються недостатньо з'ясованими. Проте з рябими глинами пов'язані поклади цінних вогнетривких, напіввогнетривких і гончарних глин, які використовуються як сировина для керамічної і будівельної промисловості.

Рябі глини у Дніпровсько-Донецькій западині поширені лише в її східній і північно-східній частинах (басейн р. Сів. Дінця) та на правобережжі Дніпра у Київському Придніпров'ї, де вони збереглися на найвищих гіпсометричних рівнях (від +140 до +180 м) і складають верхні частини розрізів вододілів. На решті території Дніпровсько-Донецької западини вони найчастіше повністю розмиті.

Найкращі природні відслонення рябих глин спостерігаються вздовж правого берега Дніпра та його правих приток — на ділянці від с. Старих Петрівців до с. Гребенів. Гарні відслонення відомі також у верхів'ях рік Береки, Орелі, Мози, Джуну, Берестової, Кисіля, на правому березі р. Ворскли від с. Журавного до с. Куземино (села Ловинь, Седнів на Чернігівщині) та ін. На схилах балок і річкових долин рябі глини, якщо вони залягають неглибоко від денної поверхні, сприяють розвитку інтенсивних зсувів, які утворюють характерні зсувні цирки і тераси. Останні особливо чітко простежуються на правому березі Дніпра у Києві та дещо на південь на ділянці від с. Халеп'я до с. Гребенів.

Умови залягання рябих глин досить своєрідні і мають деякі особливості. Характерно, що загальна закономірність, властива всім товщам давніших осадочних утворень Дніпровсько-Донецької западини (поступове занурен-

ня від бортів у бік центрального грабена), на рябі глини майже не поширюється. В напрямку до Українського щита і Воронежської антеклизі спостерігається загальне дуже повільне підвищення відміток підосви глин, але їх залягання у кожному районі пов'язане звичайно з гребенями сучасних вододілів, звідки вони поступово занурюються у бік річкових долин. У Київському Придніпров'ї, наприклад, на вододілі рік Ірпіня і Дніпра, гребень якого простягається від сіл Фастівців — Вінницькі Стави до Києва, відмітки підосви рябих глин досягають +160 м (с. Крушинка), а на північ і захід від нього знижуються до +120 м (с. Бабинці). В східній частині Дніпровсько-Донецької западини найвищі відмітки підосви рябих глин збігаються з гребенем сучасного вододілу Дона і Дніпра (Сів. Дінця і Орелі), де вони досягають +180 м (с. Новоберецьке, ст. Таранівка).

Далі, наслідуючи нерівності рельєфу підстелюючих порід, рябі глини навіть в межах порівняно невеликого району можуть лежати на різних гіпсометричних рівнях.

Рябі глини брали участь у неотектонічних руках, внаслідок чого структурний план, складений по їх підосві, в загальних рисах відбиває головні елементи структурно-тектонічних планів по давніших утвореннях. Так, у синклінальному прогині між Рябухинським і Єфремівським підняттями відмітка підосви рябих глин становить +157 м, а у склепінневій частині +174 м; у синклінальному прогині між Єфремівським і Олексіївським підняттями глини залягають на рівні +156 м, а на самому піднятті досягають +166 м; у синклінальному прогині на північ від Чутовсько-Розпашнівської структури відмітка підосви рябих глин +110 м, у Валківській западині — +129 м, в той час як у присклепінневій частині Валківської структури вона піднімається до +145 м, а на Ведмедівській структурі до +140 м.

І. Є. Слензак і О. В. Крашеніннікова (1949, 1951) вказували на можливість використання рябих глин як реперу при структурному картуванні. Геологосійомочні роботи останнім часом підтвердили правильність цього припущення.

Загальна потужність рябих глин в цілому по западині змінюється від 0,9—1,5 до 15—20 і навіть до 30 м. На правобережжі Дніпра вона коливається від 1,5 до 6 м, досягаючи інколи 10 м. У східній частині западини потужність рябих глин змінюється від 0,9—1,5 до 11—15 м, іноді до 22—28 м.

Найбільші потужності пов'язані, з одного боку, із зниженнями покривлі полтавських відкладів, з другого — із синклінальними прогинами. Так, в депресіях на південь від Рябухинського підняття потужність рябих глин змінюється від 15 до 20 м, на північ від Чутовсько-Розпашнівської структури і у Валківській западині — від 22 до 28 м. У склепінневій частині Єфремівського та Рябухинського підняття вона зменшується до 4—3,2 м.

Залягають рябі глини звичайно на каоліністих пісковиках або ясних кварцових пісках полтавської світи. З першого погляду перехід між ними здається дуже поступовим, тому що вздовж площини контакту полтавські відклади глинисті строкатоколірні, як залягаючі вище глини, а нижні верстви рябих глин звичайно дуже піскуваті. Але при уважному вивченні межа між горизонтом рябих глин і відкладами полтавської світи виявляється місцями чіткою. До неї подекуди приурочені темно-сірі гумусові піщано-глинисті породи, інтенсивне озалізнєння (до утворення пухкого залізного пісковуку), рідше — проверсток сипкого різнозернистого кварцового піску.

Покриваються рябі глини відкладами горизонту червоно-бурих глин, контакт з якими не завжди чіткий, а в разі відсутності останніх — антропогеновими утвореннями, встановлення межі з якими не викликає труднощів.

Найчастіше глини зеленувато- або голубувато-сірі з численними плямами жовтого, вохристого, червоного і малинового кольорів, в'язкі, пластичні, з раковистим зломом, іноді піщаністі, з заліристо-марганцевими дендритовими примазками і бобовинами, друзами гіпсу і стягіннями карбонатів. Іноді у товщі глин трапляється проверсток піску або пісковуку вохристого жовтого кольору.

Детальне вивчення рябих глин у Києві і його околицях дозволило М. М. Ключникову і В. С. Левитському (1935) встановити певну послідовність у наверстуванні, яку пізніше вони поширили й на інші райони розвитку цих відкладів (1936). За їх схемою, найнижчі верстви рябих глин складені глинами попелясто-сірого або ясно-сірого кольору, у нижній частині піщанистими, у верхній — чистими, пластичними без будь-яких сторонніх включень і домішок. Залігають ці глини у вигляді окремих лінз, що відповідають западинам у поверхні підстелюючих порід.

Вище залігає верства пластичної глини темно-сірого, іноді майже чорного кольору, з залізними плямами і включеннями. Чорний колір її обумовлений наявністю дисперсної вуглистої речовини, яка утворює іноді самостійні поверхстки і невеликі лінзи.

Ще вище залігає глина ясно-сіра з жовтуватим, зеленуватим або голукуватим відтінком, з плямами вохристо-жовтого або червоно-жовтого кольору, ззагалі пластична, але в окремих поверхстках і лінзах піщаниста.

Нарешті, верхню частину складає глина сіра або жовтувато-сіра, з численними плямами різних відтінків жовтого, червоного і малинового кольорів, з залізними і марганцевими стяжіннями, іноді з друзами гіпсу та карбонатними конкреціями.

Треба відзначити, що межі між описаними вище чотирма відмінами глин встановлюються не завжди чітко, але наведена загальна послідовність у верстуванні і чіткий поділ всієї товщі глин на дві частини — нижню, більш однорідну, гумусову, і верхню, дійсно плямисту, — простежується майже повсюдно.

Структура і мінералогічний склад рябих глин неоднорідні. За даними М. М. Ключникова і С. В. Потапенка (1940, 1952), глини двох нижніх верств мають каолінітовий склад; температура їх плавлення становить 1500° С. Для них характерні високодисперсна глиниста речовина, невелика домішка зерен кварцу (виключаючи нижню частину на контакті з полтавськими пісками) і малий вміст акцесорних і рудних мінералів. Серед останніх — рутил, сфен, біотит, ільменіт та дистен. Багато грудочок опалу. Каолініт у складі глинистої речовини складає від 30 до 80%. Вміст органічної речовини в окремих зразках досягає 2,5—3,0%.

Дві верхні верстви мають полімінеральний склад глинистої речовини, поряд з каолінітом є нонтроніт і монтморилоніт; температура їх плавлення не перевищує 1300° С. Глини характеризуються більшою кількістю кварцових зерен і більш різноманітним складом акцесорних і рудних мінералів, серед яких є рутил, гранат, турмалін, епідот, дистен, ільменіт, ставроліт, силіманіт, циркон, магнетит. У верхніх верствах цих глин часто трапляються епігенетичні гіпс і кальцит.

У гранулометричному складі рябих глин значну роль відіграє піщана домішка, вміст якої змінюється від 20—35 (нижні верстви) до 4—6% (верхні). Вміст глинистої фракції від підшови до покрівлі товщі збільшується від 6 до 54%, складаючи в середньому 35—50%.

За даними Г. Ф. Турлея (1938), більшу частину крупнозема рябих глин складають безбарвні прозорі зерна кварцу (до 99,7%). У незначній кількості є сильно вивітрілі зерна польових шпатів (мікроклін і ортоклаз) та акцесорні мінерали.

Хімічний склад рябих глин дуже несталый, вміст окремих компонентів змінюється досить широко: кремнезему — 35—73%, глинозему — 11,2—32,6, окислів заліза — 0,5—10,5, карбонатів кальцію — 0,5—1,5%.

Відомо, що вперше рябі глини як самостійний горизонт виділив К. М. Феоділактів у 1873 р., причому разом з усією товщею залігаючих нижче третинних відкладів відніс їх до еоцену.

П. Я. Армашевський у 1883 р. об'єднав їх з четвертинними суглинками у так званий ярус глинчастих глин та вапнистих суглинків, час формування якого визначав як післятретинний. Згодом, у 1903 р., у кол. Полтавській губернії він цілком чітко розділив товщу глин на верхню (червоно-буру) і

нижню (строкатоколірну) частини, визначаючи вік першої як четвертинний, а другої — як третинний.

О. В. Гуров (1888) вважав, що рябі глини утворилися шляхом перемиву і перевідкладення в озерах полтавських відкладів, та зіставляв їх з осадками понтичного ярусу південних степів.

М. О. Соколов (1893) розглядав рябі глини як утворення поступово міліючого і усихаючого олігоценового моря.

П. А. Тутковський у своїх ранніх працях (1896) відносив рябі глини до еоцену. Пізніше, у 1915 р., об'єднавши їх з червоно-бурими глинами, — до неогену.

Д. М. Соболев (1930) рябі глини, разом з полтавськими пісками, відніс до верхньотретинних утворень.

М. І. Ожегова (1939) і Г. В. Липківська (1935) вважали рябі глини верхньою верствою пісків полтавського ярусу, який відклався за умов мілководного моря.

Є. М. Матвієнко (Геологія СРСР, т. V, 1958. Українська і Молдавська РСР. Геологічний опис платформеної частини) рябі глини Українського щита віднесла до континентальних утворень міоцену, а можливо, навіть олігоцену.

В цій же праці О. В. Крашеніннікова рябі глини Дніпровсько-Донецької западини відносить до верхнього сармату і пов'язує їх утворення з прісними водоймищами великих розмірів, меншою мірою — з болотами і річками.

Останнім часом у питанні про походження рябих глин особливих непорозумінь вже немає і більшість дослідників схилиються до висновку, що вони утворилися за озерно-болотних умов. Питання про вік рябих глин через відсутність палеонтологічного матеріалу ще не має обгрунтованого вирішення. Рештки форамініфер, радіолярій і діатомей, які були виявлені Г. В. Липківською (1935) і М. І. Ожеговою (1939) у глинах сіл Сахнівщини, Вишгорода, Великої і Малої Солтанівки, знаходяться, безумовно, у вторинному заляганні і при визначенні віку не можуть братись до уваги. Аналіз загальних стратиграфічних та геолого-історичних даних пізнього кайнозою дає підстави визначити час формування горизонту рябих глин другою половиною пізнього міоцену — першою половиною пліоцену.

ПЛІОЦЕН

До пліоцену в Дніпровсько-Донецькій западині віднесені відклади іванківської, новохарківської і бурлуцької терас, що поширені по долинах рік басейнів Дніпра та Сіверського Дінця.

На давність рельєфу лівобережної частини Дніпра і його формування у декілька етапів вказували у своїх працях ще І. Ф. Леваковський і О. В. Гуров. Геологічні і геоморфологічні дані про три пліоценові тераси наведено у працях Д. М. Соболева, Б. Л. Лічкова, М. І. Дмитрієва, Д. К. Біленка, Д. П. Назаренка та ін. Геологічну історію рік басейна Чорного моря висвітлив Г. І. Горещкий.

Залягають терасові відклади на різних горизонтах верхньокрейдових і палеогенових порід, що залежить від глибини ерозійного врізу і геоструктурних особливостей того чи іншого району Дніпровсько-Донецької западини. Алювій давніх терас — іванківської і новохарківської — покривають червоно-бурі глини, а на алювії наймолодшої — бурлуцької — найчастіше залягає повний розріз антропогенових відкладів.

Всі три пліоценові тераси різняться між собою за геологічною будовою, заляганням на різних гіпсометричних рівнях і глибиною ерозійного врізу в підстилюючі породи. На цій підставі визначають і вік терас: іванківська — ранній пліоцен, новохарківська — середній пліоцен і бурлуцька — пізній пліоцен.

ДОНЕЦЬКИЙ БАСЕЙН

Неогенові відклади значно поширені по периферії Донецького басейну. В центральній частині регіону палеозойські породи безпосередньо покриваються четвертинними. Залягають осадки неогену на різних стратиграфічних рівнях палеогену, на породах мезозойських і палеозойських. В районах неглибокого залягання докембрійського фундаменту (на південній і південно-західній окраїнах Донбасу) відклади неогену нерідко лежать безпосередньо на докембрійських.

Глибина залягання неогенових осадків зумовлена рельєфом підстелюючих порід і міоцен — пліоценовими (зокрема, післяпонтичними) та найновітніми тектонічними рухами. Останні в основному і визначають рівень ерозійного зрізу, а нерідко і острівний характер поширення різних неогенових комплексів. Яскравим прикладом, що ілюструє значний перепад абсолютних відміток підосви одновікових осадків на порівняно невеликих відстанях, є умови залягання нижньосарматських лагунно-лиманних глин у басейні р. Кринки (Південний Донбас). Так, якщо біля с. Олександрівки підосва цих глин має відмітку $+82$ м, то за 25 км на північ у свердловині біля південно-західної окраїни м. Амвросіївки ця відмітка підвищується до $+132$ м. Значний перепад висот спостерігається і на західних окраїнах Донбасу. Наприклад, у верхів'ї р. Самари абсолютна відмітка підосви фауністично охарактеризованих піщано-глинистих відкладів середнього сармату змінюється від $+100$ м (с. Хороше, кол. хут. Самарський) до $+150$ м (с. Самарське), а в кар'єрах м. Часового Яру підосва середньосарматських «надглиняних» пісків має відмітку $+218$ м.

В цілому неогенові відклади залягають вище від сучасного базису ерозії і відслонюються в численних річкових долинах, балках, ярах та кар'єрах.

У Донецькому басейні відомі неогенові відклади морські та континентальні. Перші поширені переважно на південних і південно-західних окраїнах Українського Донбасу, другі — в північній і північно-західній його частинах. Складна геологічна історія Донецького кряжу, що омивався водами двох великих неогенових морських заток — Борисфенської на заході і Танаїської на південному сході, зумовила не тільки різний літологічний склад порід неогену, а й надзвичайну різноманітність їх генетичних типів (мілководні морські, прибережно-морські, лагунні, лиманні, дельтові, річкові, озерні, озерно-болотні, елювіальні та ін.). Нерідко спостерігається накладання близьких або тотожних за генезисом фацій, що приводить інколи до уявної одноманітності розрізу.

Такий фаціальний склад при відносній збідненості багатьох компонентів розрізу макрофауністичними рештками великою мірою зумовили недостатню вивченість неогену Донбасу і значну умовність у виділенні ряду стратиграфічних таксонів.

Історію вивчення деяких конкретних проблем стратиграфії неогенових відкладів Донецького басейну та його окраїн досить детально висвітлено в

праця Е. Б. Савроня (1968), Г. І. Молявка, В. Г. Куліченко, Е. Б. Савроня і В. М. Семененка (1968), Е. Б. Савроня (1969), В. Ю. Зосимовича і Е. Б. Савроня (1969), М. М. Ключникова і Е. Б. Савроня (1970), Е. Б. Савроня (1970), Е. Б. Савроня і З. М. Сатановської (1971), С. А. Мороза, Е. Б. Савроня і М. Й. Устиновської (1971), С. А. Мороза, Е. Б. Савроня і Г. Ф. Виноградова (1972), Г. І. Молявка, С. А. Мороза, В. Ю. Зосимовича, Е. Б. Савроня і Г. В. Пасічного (1972), Е. Б. Савроня (1972, 1973).

Неогенові відклади в Донецькому басейні представлені обома відділами: міоценом і пліоценом.

МІОЦЕН

У складі міоцену виділяються нижній, середній і верхній його підвідділи. Перші два представлені переважно континентальними відкладами і лише на південних окраїнах Донбасу встановлені останнім часом мілководні морські і лагунно-лиманні утворення середнього міоцену.

НИЖНІЙ МІОЦЕН

Товща кварцово-кременистих пелітів і пісковиків. До відкладів нижнього міоцену віднесено дуже поширену на території західних і південно-західних окраїн Донбасу (басейни річок Самари, Тернівки, Бика, Вовчої, Казенного Торця, Кривого Торця та ін.) товщу алевритово-пелітових порід кварцово-кременистого складу, яка нерідко містить глиби кременистих пісковиків («динасових кварцитів»). Пісковики іноді утворюють великі лінзи або пластоподібні поклади, і, як правило, пронизані пустотами від коренів рослин і часто містять рештки окременілої деревини. Пеліти і пісковики плащоподібно покривають відклади берецької і рідше харківської світ олігоцену. У вторинному заляганні вони зустрічаються і на більш давніх породах — до карбону включно. Перекриваються пісками, вогнетривкими глинами і вуглистими утвореннями полтавської світи або у вигляді окремих останців безпосередньо виходять на денну поверхню (с. Миколаївка Дніпропетровської обл., с. Кирилівка Донецької обл.). Потужність цієї товщі змінюється від 0,4 до 1,5—2,5 м, рідко досягає 3,6 м (Донецьке родовище кварцитів).

У мінералогічному складі пелітів переважають різні модифікації кремнезему (кварц, опал, халцедон) при постійній домішці каолініту, рідше гідрослюда та кальциту. В цілому він пов'язаний досить поступовими переходами з мінералогічним складом підстилюючих пісків берецької і харківської світ. В останньому випадку значну роль відіграють залізисті сполуки, утворення яких, можливо, пов'язано з частковим або повним руйнуванням глауконіту. Особливості літолого-мінералогічного складу товщі кварцово-кременистих пелітів і пісковиків, їх структури та умов залягання дозволяють розглядати ці породи як давньоелювіальні утворення.

Формування даної товщі на величезних піщаних рівнинах Західного Донбасу почалось, мабуть, з кінця пізнього олігоцену (з відступом останніх палеогенових морів) і закінчилось у ранньому, можливо частково середньому, міоцені. На значній території, що звільнилася від палеогенових вод, спочатку переважали денудаційні процеси та інтенсивна еолова переробка піщаного субстрату. В наступному, з поступовим загасанням висхідних рухів і встановленням на якомусь етапі певної динамічної рівноваги, переважний розвиток одержали ґрунтоутвірні процеси, кінцевим продуктом яких і є кварцові пеліти. Літолого-текстурні особливості цих порід повністю відповідають сучасному визначенню кори вивітрювання, сформульованому В. П. Петровим: «Корою вивітрювання називається товща пухких порід, що утворилися на місці внаслідок зміни деяких материнських порід, зберегли головні їх структурні ознаки та пов'язані з ними поступовими переходами.

При цьому найбільш змінені відміни обов'язково спостерігаються нагорі, біля колишньої денної поверхні» (1971).

Консолідацію окисів кремнезему і відповідне утворення кременистих пісковиків з пустотами від коренів рослин ми пов'язуємо, як і більшість зарубіжних дослідників (Van den Broek and Van den Waals, 1967), з початком поступового прогину території, зволоженням клімату та інгресією морських вод у даному випадку вже у другій половині середнього міоцену. Висновок про ранньоміоценовий вік пелітів добре узгоджується з встановленими В. П. Петровим (1967) епохами інтенсивного короутворення, одна з яких збігається з переривом у морському осадконагромадженні між палеоеном і неогеном.

Розвиток утворень, подібних до донецьких пелітів і пісковиків, має глобальний трансєвропейський характер. Схожі породи були нещодавно виявлені В. Ю. Зосимовичем та Г. В. Пасічним у покрівлі берецьких осадків і на окраїнах Українського щита, а названі вище зарубіжні дослідники детально описують такі на нижньотретинному пенеплені Південного Лімбурга (Голландія).

Виключення пелітів і пісковиків із складу полтавської світи (в сучасному її розумінні) аргументується досить чітким їх стратиграфічним рівнем, який збігається з межею палеоенової і неогенової систем на окраїнах Донбасу; крім того, можливе виділення подібних утворень і на інших територіях платформеної України.

Характерний літологічно витриманий склад даної товщі дозволяє легко розпізнавати її при геологічному картуванні.

Полтавська світа

Відклади полтавської світи поширені на вододільних ділянках. Складені вони в основному континентальними утвореннями. На західних і північних окраїнах Донбасу їх склад в цілому такий, як і на суміжних територіях Українського щита і Дніпровсько-Донецької западини. Представлені вони переважно яснозбарвленими каоліністими пісками з лінзами і проверстками каоліністих глин, вторинних каолінів, вуглистих глин, бурого вугілля і пісковиків. Глинисті породи переважають в нижній частині розрізу, пісковики — у верхній. Контакт з підстелюючими породами чіткий. В області поширення морського неогену відклади світи трансгресивно перекриті різними його наверстуваннями, а на крайньому північному заході — товщею рябих глин та пліоценовим алювієм.

Сумарна потужність полтавських відкладів змінюється від 10 до 40 м. У найбільш глибоких депресіях потужність цих порід досягає кількох десятків метрів і більше (у р-ні с. Новодмитрівки в північно-західному Донбасі перевищує 100 м). Представлена тут полтавська світа озерно-болотними відкладами складної вузької лінзи і нерівномірно вапнистими або безкарбонатними глинами з проверстками зольного вугілля, сапропелево-гумусових горючих сланців і діатомітів. З органічних решток відомі знахідки плодів, насіння і відбитки наземних рослин, колоніальні водорості, прісноводні діатомей, оогонії харових водоростей, спікули прісноводних губок, рештки дрібних ракоподібних, кістки і зуби риб, фауна прісноводних молюсків та остракод. За даними А. А. Міхеліс та ін. (1970), описані відклади характеризуються наявністю двох спорово-пилкових комплексів, нижній з яких датується раннім, а верхній — середнім міоценом (тортоном). Вік відкладів, що відносяться в Донецькому басейні до полтавської світи, визначається їх стратиграфічним положенням: вони залягають на породах пізнього олігоцену або корі їх вивітрювання і покриваються місцями морськими утвореннями сармату. Палінологічні комплекси мають нижньо-середньоміоценовий склад.

Морські відклади середнього міоцену встановлені лише на південних окраїнах Донбасу. Тут вони відомі у вигляді невеликих островів, що збереглися від розмивів у депресіях палеогенового ложа. Так, по р. Кринці в районі с. Олександрівки спостерігається відслонення озалізненіх глинисто-алевритових глауконітових пісків з ядрами і відбитками черепашок морських молюсків (*Turbonilla cf. brevis*, *Natica cf. helicina*, *Pleurotoma* sp., *Dolium cf. liverovski*, *Chama cf. toulai*, *Pectunculus* sp. та ін.), численними рештками голок морських іжаків (*Schizaster* sp.). Трохи вище по цій річці виявлено локальне відслонення гравелітів і щебенистих пісків, що залягають у підшві глини і залізистих пісковиків, які вміщують фауну конкських молюсків. Ці гравеліти і піски досить близькі до таких, що залягають в підшві середнього міоцену у відомому відслоненні с. Веселянки (р. Конка). Визначити вік даних порід більш точно, ніж нерозчленований тархан — чокрак, зараз немає можливості, проте знахідки у відкладах нижнього сармату цього району перевідкладених чокрацьких остракод і форамініфер (*Sigmoilina haidingerii tschokrakensis*) свідчать про можливість віднесення до чокрацького горизонту принаймні частини з цих порід.

Караганський горизонт представлений голубувато-сірими алевритовими глинами лиманного походження, що відслонюються в районі с. Олександрівки, і глинистими пісками з дрібними *Ervilia* і *Spaniodontella*, які виявив В. В. Богачов (1919) біля м. Матвіїв Кургану. Глини с. Олександрівки містять рідкісні рештки дрібних форамініфер (*Elphidium cubanicum*, *Cassidulina* sp., *Streblus beccarii* та ін.), озалізнені ядра остракод, відбитки риб, багаті комплекси макрофлори, спори та пилко. Питання про вік флороносних відкладів Донбасу довго дискутувалося в геологічній літературі і досить детально викладено у наведених вище працях.

На західних окраїнах Донбасу до нерозчленованих відкладів чокрацько-караганського віку віднесено алювіальні піски, що підстелюють відомі вогнетривкі глини Часово-Ярського, кол. Новошейцарського, Веселівського та деяких інших родовищ. Залягають ці породи на розмитій корі вивірювання, потужність їх не перевищує 0,5—2,5 м.

Конкський горизонт складений середньозернистими часто озалізненними глауконітовими пісками з рідкісним черепашковим детритом і дрібними уламками мергелистого вапняку, піщано-глинистими агломератами з відбитками і ядрами фолад, верстуватими флороносними глинами і алевритовими пісками, залізистими глинистими пісковиками і різнозернистими коверстуватими, місцями гумусовими пісками. Відслонення відкладів цього горизонту відомі в долині р. Кринки в районі сіл Олександрівки, Авілофедорівки, Успенки і м. Амвросіївки (рис. 21). Потужність їх 1,5 м. Вік порід визначено за фауною молюсків: *Barnea ustjurtensis* Eichw., *B. pseudousjurtensis* Bog., *Barnea* sp., *Loripes niveus* (Eichw.), *Donax rutrum* Sok., *Ervilia trigonula* Sok., *Abra alba scythica* (Sok.), *Spaniodontella* sp.; форамініфер: *Textularia deperdita* Orb., *Quinqueloculina gracilis* Kagr., *Gyroidina soldanii* (Orb.), *Cancris brongniartii* (Orb.), *Eponides haidingerii* (Orb.), *Anomalina glabrata* Cushman, *Cibicides duplei* (Orb.), *C. predecarpalicus* Aisenst., *C. ungerianus* (Orb.), *Porosononion subgranosus* (Egg.), *Globigerina globosa* (?) Pischw., *Rotalia* sp., *Elphidium antonina* (Orb.), *Bulimina buchiana* Orb., *B. ovata* Orb., *Uvigerina* sp., *Bolivina dilatata* Rss.; остракод: *Mediocytherideis inflata* Schen., *Limnocythere lamellosa* Schen., а також за палінологічними даними.

На південний схід від даної території по річках Кріпкій, Тузлову, Сухому Несвітаю конкські відклади представлені пухкими озалізненними середньозернистими глауконітовими пісковиками з лінками вапняку. Ці породи містять досить багатий комплекс малакофауни (Зінов'єв, 1957; Зінов'єв, Тесленко, 1958). У цих відкладах Е. Б. Савронь визначив молюски: *Barbatia* sp., *Anadara turonica* Duj., *Chlamys sartaganicus* (Andrus.), *Modiolus*

incrassatus buglovensis G a t., *M. kolesnikovi* L i v., *Musculus* aff. *conditus* (Mayer), *Lithophaga lithophaga* L., *Conger:ia sandbergeri buglovensis* L a s k., *Conger:ia* sp., *Anodonta* sp., *Cardita* cf. *trapezia* H ö r n., *Coral:liophaga* cf. *lithophagella* L a m., *Loripes niveus* E i c h w., *Miltha* cf.

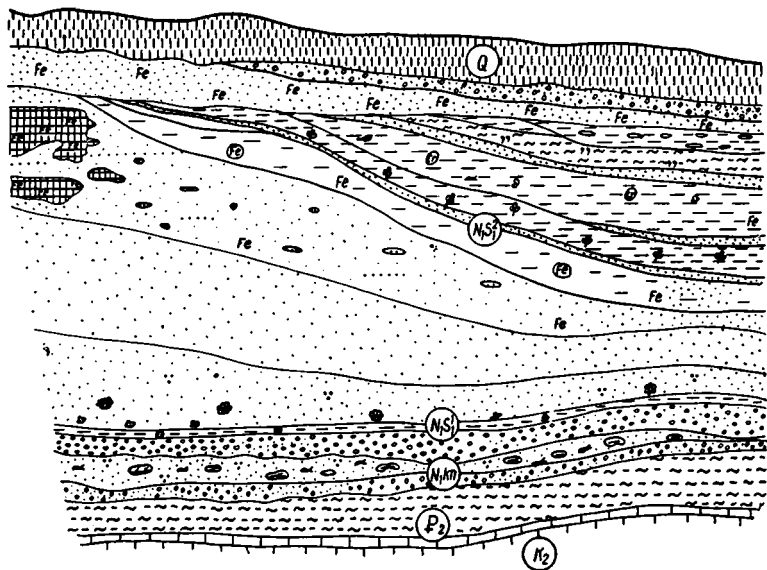


Рис. 21. Залягання неогенових відкладів у цементних кар'єрах біля м. Амвросіївки Донецької обл.

transversa Brong., *Phacoides michelottii* Mayer, *Divaricella* cf. *ornata* (A g.), *Lutetia sokolovi* (Sinz.), *Cardium* cf. *elegans* Stekl., *C. cf. papillosum* Poli, *C. platovi* Bog., *C. praeaechinatum* Hilb., *C. praeplicatum* Hilb., *C. ruthenicum* Hilb., *C. scyoticum* Sok., *Venus cincta* Eichw., *Chione* cf. *basteroti* (Desh.), *Ch. fasciculata* (Reuss), *Ch. konkensis konkensis* (Sok.), *Pitar islandicoides buglovensis* (Friedb.), *Paphia vitaliana* (Orb.), *P. secunda* (Bog.), *Venerupis irus* L., *Tellina* cf. *donacina* L., *Gastrana fragilis* (L.), *Abra alba spelina* (Ren.), *A. alba scythica* (Sok.), *Donax dentiger* Eichw., *D. rutrum* Sok., *Solen* sp., *Cultellus* sp., *Maetra basteroti basteroti* Mayer, *M. basteroti konkensis* (Lask.) Sok., *Eastonia rugosa* (Chemn.), *Ervilia dissita* (Eichw.), *E. trigonula* Sok., *Corbula gibba* (Ol.), *C. michalskii* Sok., *Pholas* sp., *Barnea pseudo-ustjurtensis* (Bog.), *B. scrinium* (Bog.), *Neritina* sp., *Bolma* sp., *Oxysteles orientalis* Coss., *Gibbula confessa* Liv., *Phasianella* sp., *Mohrensternia laskarevi* Liv., *Hydrobia* sp., *Cerithium* sp., *Potamides gubkini* (Ossip.), *P. orientalis* (Andrus.), *P. mitralis* (Eichw.), *Pirenella* sp., *Bittium* cf. *deforme* (Eichw.), *Turritella atamanica* Bog., *Natica millepunctata* Lam., *Polynices catena helicina* (Broc.), *Aporrhais* sp., *Nassa dujardini* Desh., *N. neutra* (Koles.), *N. schönni* R. Hoer., *Nassa* sp., *Dorsanum janitor sokolovi* (Koles.), *Dorsanum* sp., *Pleurotoma* sp., *Ringicula auriculata* (Dub.), *Cylichna melitopolitana* (Sok.), *Acteocina lajonkaireana* (Bast.), *Zebrina* sp., *Coretus* sp.; Ю. В. Тесленко визначив флору: *Arundo goeppertii* (Müenst.) Heer., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Parrotia pristina* (Ett.) Stur., *Ulmus carpinoides* Goerr., *Zelkova zelkovifolia* (Ung.) Bůžek et Kotlaba, *Castanea atavia* Ung., *Alnus hoernesii* Stur., *Ostrya kryštofovichii* Baik., *Betula* cf.

macrophylla (Гоерр.) Неер., *Betula* sp. (cortex), *Juglans vjalovii* Teslenko, *Populus balsamoides* Гоерр., *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br., *Acer compositifolium* Baik., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown., *Cedrela caucasica* Kutuzk., *Pittosporum amadocianum* Teslenko. Крім того, тут зустрінуто: голки морських їжаків (*Cynthoicidaris aveniowensis* (Desm.)); зуби і луска риб; насіння, плоди та стебла рослин. На решті території Донецького басейну (в межах УРСР) морських середньоміоценових відкладів не виявлено. На західних окраїнах Донбасу континентальним аналогом конкського горизонту є широко розвинута в межах алювіально-аккумулятивної рівнини своєрідна товща дуже глинистих «клейких» пісків, гумусових верстуватих пелітів і глин. Вік цієї товщі, за палеонлогічними даними і за аналогією з синхронними відкладами Конксько-Ялинської западини (Гойжевський, 1970), визначається як кінець середнього міоцену. Потужність її становить 15—16 м.

ВЕРХНІЙ МІОЦЕН

Відклади верхнього міоцену представлені різними генетичними типами осадків сарматського ярусу і прісноводними утвореннями нерозчленованої товщі верхнього сармату — меотису.

Сарматський ярус. Першу характеристику сарматських порід Донбасу, зокрема його південних окраїн, наведено у працях М. П. Барбота де Марні (1869, 1870). За його даними, відклади сарматського ярусу, розвинуті неширокою смугою між м. Амвросіївкою і с. Успенським та м. Таганрогом, містять рештки нечисленних, але досить сталих представників характерної фауни, складені сірувато-білими щільними вапняками, білими, жовтуватими і зеленуватими м'якими рухляками і частково пісками. З фауни були вказані ядра і відбитки *Mastra podolica*, *Cardium fittoni*, *C. protractum* і *C. obsoletum*. Це були перші викопні, виявлені в донецькому сарматі.

Дещо пізніше знайдені палеонтологічно охарактеризовані сарматські породи на західних окраїнах басейну М. Ф. Клеммом (1875), який вказував на наявність в басейні р. Товчої (як і на всій площі між Дніпром і Кальміусом) двох сарматських верств: нижньої, глинисто-щебенисто-черепашкової, переважно з *Tapes gregaria*, і верхньої, складеної різними вапняками (глинистими, піщанистими, жовтоподібними) з *Mastra podolica*, дрібними *Cardium fittoni* і *Cerithium* sp. Згодом невеликі списки сарматської фауни наводили В. О. Домгер, П. П. П'ятницький, О. В. Гуров, В. О. Вознесенський, Д. В. Голуб'ятников, М. О. Соколов та ін.

Після того, як 1899 р. М. І. Андрусов у складі сарматського ярусу виділив три відділи — нижній, середній і верхній, М. О. Сколов (1900), В. В. Богачов (1901, 1906, 1910, 1916, 1919), Б. Ф. Меффет (1915, 1923, 1927, 1931) та О. О. Гапеев (1927) на західних окраїнах Донбасу встановили відклади середнього сармату, а на південних — всі три його під'яруси. Найповнішу палеонтологічну характеристику нижньосарматських верств на півдні Донбасу навів Б. Ф. Меффет (1931), який у відслоненні на околиці с. Олександрівки (р. Кринка) визначив близько 40 видів і варієтетів пелесипод і гастропод. На жаль, наведені списки були результатом попередніх визначень і до цього часу застаріли. Детальніше розчленування сарматських відкладів Донецького басейну виконав В. П. Колесников (1934).

Стратиграфічний поділ сарматських відкладів Танаїської затоки, за цим дослідником (табл. 5), виявився найбільш придатним для південних окраїн Донбасу.

Більшість з виділених підрозділів мають чітке палеонтологічне обґрунтування і можуть успішно картуватися при великомасштабних геологічних зйомках.

Таблиця 5
Стратиграфічний поділ сарматських відкладів
Танайської затоки

		Відклади (верстви)	
		Мілководні	Глибоководні
Сармат	Верхній	Херсонські	
		Бешпагірські	
	Середній	Дніпровські	Танайські
	Нижній	Волинські	Аксайські
		Несвітаївські	

Відклади сарматського ярусу найбільш розвинуті вздовж південних та західних окраїн Донбасу. Залігають вони трансгресивно на різних породах від середньоміоценових до докембрійських включно; підрозділяються на три під'яруси: нижній, середній (найбільш поширений) та верхній.

Нижній сармат. Відклади цього під'ярусу найповніше виявлено і найкраще вивчено на південних окраїнах Донбасу. Тут виділяють лагунно-

морські і морські, переважно мілководні утворення. Перші представлені флороносними керамічними глинами і генетично пов'язаними з ними пісками району м. Амвросіївки, ст. Кутейниково, верхів'їв р. Грузького Єланчика та с. Олександрівки (верхня частина флороносної товщі). Визначений раніше ранньосарматський вік цих відкладів підтверджується наявністю в їх підшві фауни нижньосарматських молюсків: *Mastra eichwaldi eichwaldi* Lask., *M. eichwaldi crassa* Sid., *Paphia vitaliana vitaliana* (Orb.), *P. vitaliana mediosarmatica* (Andrus.), *P. aksajica* (Bog.), *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *E. trigonula* Sok., *Solen subfragilis* Eichw., *Modiolus incrassatus incrassatus* Orb., *Cardium obsoletum vindobonense* (Partsch.) Lask., *Cardium ex gr. obsoletum* Eichw., *Barnea* sp. та ін., а також даними палеонології. Потужність цих відкладів місцями досягає 25 м і більше.

Морські утворення представлені глинами та пісками з проверстками пухких вапняків — черепашників; ці відклади іноді добре охарактеризовані фауною молюсків, форамініфер, остракод, моховаток та ін.

В складі морських осадків під'ярусу, за палеонтологічними даними, є можливість виділити два горизонти: нижній і верхній.

Нижній горизонт складений переважно дрібно- та тонкозернистими зеленуватими або жовтувато-сірими слюдистими більше або менше глинистими горизонтально верстуватими пісками, в нижній частині часто озалізненними, з проверстками галечників і конгломератів, в основному невеликої потужності. Для фауни молюсків, крім загальних для обох горизонтів форм, характерні *Abra reflexa* (Eichw.), *Mastra eichwaldi eichwaldi* Lask., *Ervilia trigonula* Sok., *Paphia aksajica* (Bog.); дрібні *P. vitaliana vitaliana* (Orb.), *Cardium ruthenicum* (Hilb.) Lask., *C. obsoletum ghergutai* Jekel., *C. obsoletum vindobonense* (Partsch.) Lask., *C. lithopodolicum lithopodolicum* Dub., *C. millelocum millelocum* Sid., *C. viesense* Papp., *C. praepicalatum praepicalatum* (Hilb.) Sok., *C. dōnginki praeformis* Papp., *C. moljaskoi* Savr., *C. (Replidacna) levicostata* Jekel., *C. (Replidacna) covarasi* Jekel., *C. (Replidacna) procarpatina* Jekel., *C. (Replidacna) plancarinata* Papp., *C. (Replidacna) soceni* Jekel., *Pholas dactylus callosa* (Cuv.) Bog., *Acmaea laevigata* Eichw., *A. soceni* Jekel., *Gibbula angulata angulata* (Eichw.), *G. cremenensis* (Andrus.), *G. pseudopicta* (Jekel.), *G. podolica enoides* (Toulia), *Calliostoma anceps anceps* (Eichw.), *C. anceps jonaeum* (Hilb.), *Mohrensternia inflata sarmatica* Friedb., *Hydrobia andruskowi* (Hilb.), *H. frauenfeldi suturata* (Fuchs), *Pseudamnicola sarmatica* Jekel., *Dorsanum triformis triformis* (Koles.), *D. verneuilli* (Orb.), *Acteocina lajonkaireana reseniensis* (Koles.) та ін.; крім того, в низах горизонту трапляються *Abra alba scythica* (Sok.), а у

верхніх частинах його — дрібні *Modiolus subpapilio* Gat., *Congerina sarmatica* K o j u m d., *Cardium obsoletum ustjurtense* Andrus., *G. praevasovitschi* Savr., *C. plicatum kasinkense* Koles., *Pholas dactylus ornatus* Savr., *Calliostoma cf. guttenbergi* (Hilb.), *C. subturriculoides* (Sinz.), *Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi* (Hoer.), *Dorsanum akburunensis enikalensis* (Koles.), *D. fraudulentum* (Koles.), *D. superabile superabile* (Koles.), *D. triformis tesovense* (Koles.) та ін.; з форамініфер — *Cyclamina* sp., *Elphidium antonina* (Orb.), *E. friedbergi* Ser. та ін.; з остракод — *Leptocythere* aff. *praebosqueti* (Liv.), *L. volhynica* (Schm.), *Trachyleberis denticulata* Lull., *T. aff. opaca* (Reuss), *Pseudocythere caudata* Sars., *Xestoleberis fuscata* Schm. та ін. Потужність горизонту 2—5 м. В цілому відклади нижнього горизонту зіставляються з несвітаївськими верствами В. П. Колесникова.

Верхній горизонт. У складі верхнього горизонту переважають глини. Глини сірі і темно-сірі, рідко буруваті і темно-зелені, як правило, тонко-горизонтально-верстуваті, часто піщанисті, іноді містять друзи і скупчення кристалів гіпсу, лізні і включення черепашкового детритусу, проверстки пісків, рідше вапнистих пісковиків і вапняків. У складі верхнього горизонту розділяють більш глибоководні фації (глини) і мілководні (піски, черепашники та ін.), які взаємозаміщуються по простяганню та вище по розрізу. Можливо, вони відповідають аксайським і волинським верствам В. П. Колесникова. Крім того, загальне обміління басейну і зміна його гідрологічного режиму відображені у переважанні піщано-черепашкових відкладів, що повсюдно відмічається на початку другої половини часу нагромадження порід горизонту.

Склад макро- і мікрофауни відзначається наявністю, а іноді значним поширенням видів молосків крупнішої відміни — *Macra eichwaldi* Lask. (*Macra eichwaldi crassa* Sid), великих — *Ervilia dissita podolica* (Eichw.), *E. dissita macrodon* Andrus., *Paphia vitaliana mediosarmatica* (Andrus.), *P. dissita* (Eichw.), *Musculus naviculoides maximus* Neversk., *M. sarmaticus* (Gat.), *Cardium gleichenbergense gleichenbergense* Papp (одна з найхарактерніших і дуже поширених форм), *C. lithopodolicum sarmaticum* Barb., *C. lithopodolicum subtilis* Savr., *C. donbassicum* Savr., *C. obsoletum obsoletum* Eichw., *C. obsoletum ustjurtense* Andrus., *C. plicatum kasinkense* Koles., *C. (Replidacna) carasi* Jekel., *C. (Replidacna) alpoensis* Jekel., *Donax dentiger intermediaformis* Savr., *Pholas dactylus sarmaticum* Savr., *Ph. dactylus donbassicum* Savr., *Actaea pseudolaevigata* Sinz., *Gibbula angulata spirocarinata* Papp, *Calliostoma* aff. *soceni* Jekel., *Sinzowia bessarabica* (Orb.), *Pirinella disjuncta disjuncta* (Sow.), *P. picta mitralis* (Eichw.), *P. picta nymphe* (Eichw.), *Dorsanum repuerasco* (Koles.), *Acteocina lajonkaireana maxima* Berg., *A. lajonkaireana okeni* (Eichw.), *A. lajonkaireana sinzowi* (Koles.), *A. lajonkaireana ventricosa* Berg. та ін.; крім того є *Modiolus incrassatus incrassatus* Orb., *M. subpapilio* Gat., *Musculus naviculoides naviculoides* (Koles.), *M. papilio* (Gat.), *Cardium millelocum magisconvexus* Savr., *C. fischerianum* Dong., *C. plicatum plicatum* Eichw., *C. donginki donginki* Sinz., *Donax dentiger dentiger* Eichw., *D. dentiger lucidus* Eichw., *Solen subfragilis* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *E. dissita dissita* Eichw., *Mohrensternia angulata* Eichw., *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.) тощо. В низах горизонту визначено *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. obsoletum vindobonense* (Partsch.) Lask., *Paphia vitaliana vitaliana* (Orb.), *Mohrensternia inflata inflata* Andrus., *M. inflata hydrobioides* Hilb., *Dorsanum fraudulentum* (Koles.) та ін.; у верхах горизонту з'являються *Cardium obsoletum ringeiseni* Jekel., *C. obliquobsoletum archaicum* Savr., *C. bajaranasi bajaranasi* Koles., *C. fischeriformis* Papp, *Paphia tricusps* (Eichw.), *Dorsanum superabile luxuriosa* (Koles.) та ін. У більш глибоководних глинистих відкладах комплекс фауни молосків значно бідніший і характеризується наявністю *Macra eichwaldi*

di eichwaldi Lask., *M. andrussowi* Koles.; тонкостінних — *Cardium gleichenbergense gleichenbergense* Parr, *G. gleichenbergense pervulgatus* Stekl, а також розвитком реплідактних кардіїд, *Paphia naviculata* (Hoer.), *Ervilia andrussowi* Koles тощо. Серед форамініфер спостерігаються *Quinqueloculina angustioris* (Bogd.), *Q. consobrina nitens* Reuss, *Q. reussi* (Bogd.), *Articulina* aff. *sarmatica* (Karr.), *Elphidium subumbilicatum* (Cz.), *Entosolenia marginata* (Walk. et B.) тощо; остракод — *Lepidocythere plana* (Sch.n.), *L. spinulosa* (Kuzn.), *Loxconcha alveolata* Vort. та ін.; моховаток — *Cellepora solaris* Eichw., *C. uniformis* Eichw., *Schizoporella mariae donbassica* Komar. (in lit.), *Sch. mariae mariae* (Heop.) та ін. Крім того, є наземні і прісноводні молюски. Потужність відкладів верхнього горизонту у Південному Донбасі досягає 15—20 м і більше.

На західних окраїнах Донбасу до морського нижнього сармату належать дрібнозернисті кварцові піски з характерними піщано-кальцитовими стягненнями. Вище по розрізу і простягання їх заміщують піщанисті глини із значним вмістом тонкодисперсної органіки. Ранньосарматський вік цих відкладів встановлений за фауною молюсків (*Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *Mastra eichwaldi crassa* Sid., *Cardium gleichenbergense gleichenbergense* Parr), форамініфер та остракод, а наявність кардіїд з групи «*gleichenbergense*» змушує відносити їх до верхнього горизонту. Встановлена потужність зрідка перевищує 2—4 м. Місцями на правобережжі р. Самари (села Катеринівка, Мар'їна Роща) до нижнього сармату віднесені малопотужні прибережно-морські і континентальні піщано-глинисті відклади з рідкісними форамініферами та остракодами. Можливо, частина вогнетривких глин Часово-Ярського і деяких інших відомих донецьких родовищ також має ранньосарматський вік.

Середній сармат. Відклади середнього сармату майже суцільним покривом поширені на південних і західних окраїнах Донбасу, іноді у вигляді вузьких «языків» заходять далеко на північ, в глибоку територію. На західних окраїнах Донбасу, в басейні р. Вовчої та її приток, на межі з Конксько-Ялинською западиною вони представлені переважно сірими, темно-сірими, бурувато-сірими або зеленуватими глинами, що містять значну кількість гуміфікованих рослинних решток та іноді у верхній частині загіпсованими. Більшість дослідників вважають ці відклади осадами морських заток і лиманів, зв'язок яких з відкритим морем був утруднений, а часом і зовсім переривався. Виявлення у товщі глин фауни молюсків, форамініфер, остракод, вивчення пилку та спор підтверджують припущення про середньосарматський їх вік. Потужність глин 10—15 м. На північний захід, захід і схід глини стають піщанистими, в них спостерігаються проверстки піску, що поступово займають домінуюче положення в розрізі. По периферії площі поширення глинистої фації у складі відкладів середнього сармату Західного Донбасу виділяються новомосковські і дніпропетровські верстви.

Новомосковські верстви складені переважно пісками з лінзами і проверстками вапняків, вапнистих пісковиків та глин з характерним комплексом фауни молюсків і форамініфер — масовий розвиток *Paphia gregaria* [(Partsch.) Goldf.]. Є також *Cardium nefandum* Koles., *C. ingratum ingratum* Koles., *C. ingratum perfidum* Koles., *C. obliquoobsoletum obliquoobsoletum* Koles., *C. desperatum* Koles., *C. obsoletiformis* Koles., *C. bajaranasi urupensis* Koles., *C. suessiformis* Jekel, *C. suessi suessi* Barb., *C. plicatum latisulcum* Munst., *C. plicatum similisimoldavicum* Savr., *C. plicatum plicatofittoni* Sinz., *Paphia vitaliana mediosarmatica* (Andrus.), *Donax dentiger lucidus* Eichw., *D. priscus* Eichw., *D. mastra vitaliana vitaliana* Orb., *M. vitaliana pallasi* Bailly, *Barbotella omaliusi lata* Kojumda, *Gibbula beaumonti* (Orb.), *G. blainvillei blainvillei* (Orb.), *G. blainvillei minor* (Usp.), *G. picta* (Eichw.), *G. podolica insperata* (Koles.), *G. sulcatopodolica* (Koles.), *Calliostoma subanceps* (Sinz.), *Hydrobia elongata* Eichw., *Dorsa-*

num duplicatum duplicatum (S o w.), *D. duplicatum corbium corbium* (O r b.) та ін. Потужність цих верств 1—12 м. В середині новомосковських верств (Савронь, 1970) спостерігається внутрішньоформаційний перерив, який позначено наявністю майже виключно представників прісноводних *Unio* та *Anodonta*.

Дніпропетровські верстви представлені в основному глинами з проверстками мергелю, мергелистими вапняків, пісків та пісковиків. Глини у верхніх частинах розрізів, як правило, загіпсовані. З фауни молюсків найхарактерніші дрібні *Cardium desperatum* K o l e s., *Mastra podolica podolica* E i c h w., *M. podolica naviculata* B a i l y та ін. Крім того, у верхніх частин верств визначено нові форми: *Mastra petrikensis petrikensis* S a v r. та *M. petrikensis simulobulgarica* S a v r. Характерним для верств є поступове збіднення їх органічними рештками у верхній частині розрізу, знизу вгору поступово зникають рештки молюсків, збіднюється склад, а потім і зовсім зникають форамініфери. Водночас набувають нетривалого розвитку евригаліні родин остракод, рештки яких утворюють навіть самостійні проверстки остракодового черепашнику. Проте зі збільшенням загіпсованості порід зникають і останні.

Отже, речовинний склад та палеонтологічні рештки дають підставу вважати, що новомосковські верстви відповідають трансгресивному етапу розвитку середньосарматського басейну, а дніпропетровські — регресивному. До осадків середнього сармату віднесено «надглиняні» піски Часово-Ярського, Веселівського і кол. Новошвейцарського родовищ, що містять стягнення карбонатних пісковиків і вапняків з рештками мікрофауни (визначити які неможливо), лінзи, катуні і проверстки глин, стягнення алуніту. Спорово-пилкові комплекси з цих відкладів мають верхньоміоценовий габітус (Єрьоміна, 1965), а загальний вигляд пісків і знахідки побудов *Callionassa* sp. дозволяють припустити їх прибережно-морське походження.

На південних окраїнах Донбасу відклади середнього під'ярусу складені вапняками, мергелями, глинами і пісками. Вапняки переважають у верхніх частинах розрізів на півдні, піски — на північній периферії площі поширення сармату. В смузі суцільного розвитку вапняків, мергелів та глин під'ярусу піски приурочені до нижньої його частини. Потужність середнього сармату в цьому районі становить 1—28 м. Відклади під'ярусу характеризуються багатим і різноманітним комплексом макро- і мікрофауни. Серед молюсків характерні *Modiolus incrassatus incrassatus* O r b., *Musculus sarmaticus* (G a t.), *Cardium nefandum* K o l e s., *C. ingratum ingratum* K o l e s., *C. galuevi* K o l e s., *C. suessi suessi* B a r b., *C. suessi pium* Z h i z h., *C. subfittoni* A n d r u s., *C. plicatum plicatofittoni* S i n z., *C. fittoni fittoni* O r b., *Paphia tricuspis* (E i c h w.), *P. gregaria* (P a r t s c h.) G o l d f., *Donax priscus* E i c h w., *Solen subfragilis* E i c h w., *Mastra vitaliana vitaliana* O r b., *M. vitaliana fabreana* O r b., *Pholas hommairei* O r b., *Acmaea reussi* S i n z., *A. sinzovi* K o l e s., *Gibbula hommairei caucasica* (E i c h w.), *G. poppelacki poppelacki* (P a r t s c h.), *G. rolandiana* (O r b.), *G. sarmates* (E i c h w.), *Calliostoma planata crassior* (F r i e d b.), *C. urupensis* (U s p.), *Dorsanum bessarabicum* (S i m. e t B a r b.), *D. daveluinum* (O r b.), *D. globosum* (S i m. e t B a r b.), *Acleocina lajonkairaena okeni* (E i c h w.) та ін. Форамініфери представлені *Quinqueloculina consobrina nitens* R e u s s., *Q. consobrina plana* V o l o s h., *Q. consobrina sarmatica* G e r k., *Q. aff. collaris* (G e r k. e t l s s.), *Q. reussi* (B o g d.), *Spiroloculina* aff. *kolessnikovii* B o g d., *Flintina tutkowskii* B o g d., *Nonion bogdanowiczii* V o l o s h., *N. granosus* (O r b.), *N. aff. punctatus* (O r b.), *Porosononion martkobi* (B o g d.), *P. subgranosus* (E g g.), *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (L.), *E. fichtellianum* (O r b.), *E. macellum macellum* F. e t M., *E. macellum tumidocamerale* B o g d., *E. regina* (O r b.), *E. regina caucasica* B o g d., *Entosolenia* sp. та ін.

Верхній сармат. Морські відклади верхнього під'ярусу достовірно відомі лише на південних окраїнах Донбасу. Представлені вони вап-

няками, мергелями, глинами та пісками. Верстви вапняків, як правило, приурочені до верхів під'ярусу, іноді разом з мергелями і вапнистими глинами складають весь розріз. На периферії площі поширення глини і вапняки заміщують пісками. Залягають ці відклади на розмитій поверхні осадків середнього сармату, нерідко з добре обкатаною галькою середньосарматських вапняків і окременілих мергелів у підшві. Потужність порід верхнього сармату 2—19 м. У вапняках, глинах і мергелях виявлено звичайну верхньосарматську фауну молюсків (*Mastra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toul., *M. cf. timida* Zhizh. та ін.); досить численних представників прісноводних і наземних родів *Anisus*, *Valvata*, *Segmentina*, *Limnaea*, *Vertigo* та ін.; остракоди (*Lepocythere gerke* Suz., *L. sulakensis* Stann., *Xestoleberis intermedia* Liv. та ін.); ооонії харових водоростей та рештки риб. Описані відклади В. П. Колесников зіставляв з херсонськими верствами решти акваторії Танаїської затоки, а галечники і конгломерати базальної товщі з бешпагірськими верстами цього ж регіону.

Нерозчленовані відклади верхнього сармату — меотису представлені на західних окраїнах Донбасу алювіальними глинистими слабівідсортованими пісками з лізсами та невитриманими проверстками піщанистих глин і суглинків, з численними карбонатними новоутвореннями та конкреційними стяжіннями вапнистих пісковиків. Потужність порід досягає 5 м. Залягають вони на дуже розмитій поверхні середньосарматських глин (с. Комар) і пісків (с. Олексіївка), нерідко останні містять рештки молюсків (с. Андріївка). Покриваються зеленувато-сірими гіпсоносними глинами нижнього пліоцену. Дані відклади містять досить численні рештки фауни хребетних, в складі якої переважають представники наземних черепах родин *Testudinidae* (*Testudo* cf. *besarabica* Riba.) та *Emydidae* (*Geomyda* sp.), гіпаріони, бики, дрібні гризуни (піщуки, зайці), птиці, земноводні, риби та ін. Наведений фауністичний комплекс, на думку В. І. Тарашука, А. І. Шевченко, В. М. Чхиквадзе, визначає вік порід, що його містять, як пізньосарматсько-меотичний.

На південних окраїнах Донбасу до нерозчленованих відкладів верхнього сармату — меотису віднесено яснозабарвлені дрібнозернисті добре обкатані піски з рештками риб. Залягають вони місцями (села Успенка, Гуляївка) на дуже розмитій поверхні середньосарматських вапняків і перекриті (також з слідами розмиву) детритусовими пісками, галечниками і вапняками понту.

На території Донбасу дані утворення виділяються вперше і можуть бути зіставлені скоріш за все з верстуватими білими пісками і пісковиками з кістками великих ссавців (Богачов, 1910), що залягають біля станиці Аксайської (Ростовська обл.) між відкладами понту і сармату, а також з пісками, які спостерігаються, за даними Д. В. Голуб'ятникова (1901), між породами середнього сармату і конгломератами понту на північ від м. Новочеркаська і долини р. Тузлова. Аналогічне стратиграфічне положення піску виявив П. І. Степанов біля станиці Костянтинівської Ростовської обл. Білі піски з проверстками кременистої глини спостерігав Б. Ф. Мефферт (1944) на р. Сухій Кринці між білими вапняками середнього сармату та черепашниками понту. Вік цих відкладів визначався як меотичний або пізньосарматсько-меотичний.

Верхній міоцен — пліоцен. Континентальні (озерно-болотні) аналоги морських відкладів верхнього міоцену — пліоцену відомі на північно-західних окраїнах Донбасу у розрізах вугленосних депресійних воронок (Новодмитрівської, Березької та ін.), де потужність їх становить кілька десятків метрів. Представлені вони переважно темно-сірими грудкуватими безкарбонатними глинами з малопотужними проверстками зольного вугілля. Вік порід встановлено за результатами спорово-пилкового аналізу (Міхеліс та ін., 1970, 1971; Пелипенко та ін., 1969; Нгуен Дік Зі, 1970).

Товща р я б и х г л и н поширена на вододільних ділянках даного регіону. Час формування цієї товщі визначається умовно пізнім міоценом —

раннім пліоценом. Складена вона літологічно неоднорідними піщано-глинистими відкладами, серед яких переважають глини, які іноді містять лінзи, гнізда і проверстки глинистого піску, друзи і скупчення кристалів гіпсу, мергелісті стягіння. Потужність товщі 1—15, іноді до 25 м.

ПЛІОЦЕН

Понтичний ярус. На південних окраїнах Донбасу відклади понтичного ярусу (до 1869 р. верхня частина «понтиїської формації») вперше були визначені у 1837—1839 рр. Ф. Лепле, який відніс до них «ніздрювато-черепашковий вапняк жовтуватого або краснувато-білуватого кольору...», з рештками досить своєрідних *Cardium*, *Mytilus* та *Dreissena*. Пізніше відслонення понтичних вапняків у басейнах рік Міусу і Кринки вивчали М. П. Барбот де Марні (1870), І. Ф. Леваковський (1871, 1873), П. П. П'ятницький (1886, 1888, 1889, 1891 та ін.). Барбот де Марні вказував на наявність ядер *Cardium incertum* Desh., *C. pseudocattillus* Abich. і *Congeria* sp.

М. О. Соколов (1891) відмічав значне поширення понтичних осадків на південному схилі Донецького кряжу, високі абсолютні відмітки їх природних відслонень та залягання цих порід подекуди безпосередньо на верхній крейді і карбоні. Деякі дані про літологічний склад понтичних порід і їх поширення наведено у працях В. В. Богачова (1902, 1910, 1914, 1916), В. В. Богачова і А. І. Шишкіної (1919 та ін.); Б. Ф. Мефферта (1931а — в, 1944), який вказував на надзвичайну подібність донецького понту до типових фацій «одеського вапняку».

Цікаві дані про межі поширення і фаціальну мінливість понтичних відкладів було одержано внаслідок комплексних геологічних зйомок у післявоєнні роки. Було підтверджене припущення Б. Ф. Мефферта та деяких інших дослідників про фаціальну заміну понтичних вапняків глинисто-піщаними і піщаними утвореннями та про розвиток останніх значно на північ від межі понту, вказаної М. О. Соколовим. Це дало можливість Г. І. Молявко (1960) зробити висновок, що понтичне море, яке обмивало південні окраїни Донбасу, далеко просунулося на північ по глибоких каньйоноподібних затоках. Таке припущення в свій час зробив і В. С. Попов, який пов'язував значне озалізнення кам'яновугільних вапняків з інгресією понтичних вод, що проникали по давніх річкових долинах далеко в глиб донецької суші.

Літологічний склад, умови залягання і поширення понтичних осадків на півдні басейну було певною мірою висвітлено в літературі. Ці питання відносно західних окраїн Донбасу взагалі не розглядалися, крім коротких даних дискусійного порядку, наведених у працях О. В. Гурова, В. Домгера і М. Ф. Клемма. Майже зовсім не висвітлено і характер палеонтологічних решток цього ярусу. Результати наших досліджень, і в першу чергу нові знахідки викопних, дозволили дещо уточнити існуючі уявлення про понтичні відклади Донбасу, їх макро- і мікропалеонтологічні характеристики, поширення та умови залягання.

На даній території достовірно відомі лише відклади нижнього під'ярусу понту — новоросійського.

Новоросійський під'ярус. На західних окраїнах Донбасу до цього під'ярусу віднесена товща зеленувато-сірих, місцями дуже гіпсованих глин, що нерідко містять нечисленну гальку кристалічних порід (с. Миколаївка Дніпропетровської обл.) і численні вапняково-мергельні стягіння — «гіпсоносні глини» (Савронь, 1970а; Савронь та ін., 1971). Залягають ці осадки у покрівлі глин (с. Іванівка на р. Вовчий), мергелів (села Миколаївка, Гришаї, кол. хут. Самарський та ін.) і пісків (хут. Широкий Дніпропетровської обл.) середнього сармату (рис. 22) або трансгресивно покривають континентальні піщано-глинисті утворення верхнього сармату — меотису (села Андріївка, Олексіївка та ін.). Потужність глин 2—10 м.

Перекиваються вони, як правило, червоно-бурими глинами або четвертинними суглинками. Вік цієї товщі визначається її стратиграфічним положенням (залягає у покрівлі пізньоміоценових осадків) і знахідками в самій товщі глин і підстелюючих її місцями малопотужних проверстках вохристих пісків (с. Миколаївка) понтичних остракод (*Trachyleberis pontica* (L i v.), *Pontoniella acuminata* (Z a l.) та ін., а у верхах глин — уламків дрібнооолитових вапняків (с. Хороше, кол. хут. Самарський) з понтичними *Dreissensia simplex* B a r b., *Congeria* cf. *novorossica* S i n z. та ін.

У Південному Донбасі під'ярус представлений вапняками, глинами і пісками загальної потужності від 2 до 15 м. Залягають глини, як правило,

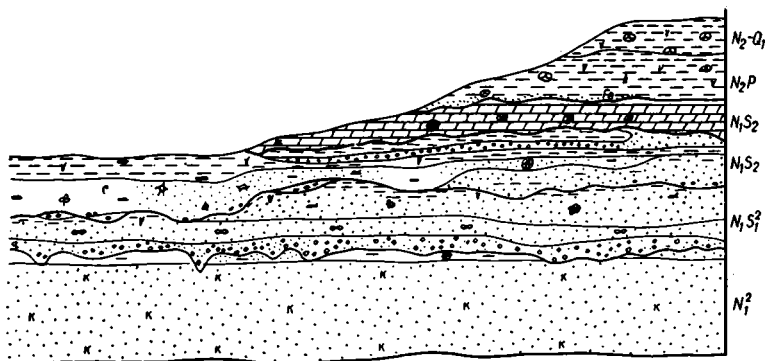


Рис. 22. Неогенові відклади на околиці хут. Гришаї Дніпропетровської обл.

у покрівлі вапняків, на площі поширення яких піски мають підлегле значення, і у вигляді малопотужних проверстків підстелюють їх. Однак з наближенням до області неглибокого залягання дотретинних порід їх значення зростає. Потужність відкладів 2—16 м.

У басейні рік Кринки та Грузького Єланчика понтичні утворення представлені товщею зеленувато-сірих або оливково-зелених, нерідко піщанистих глин, забарвлених у верхній частині гідроокисами заліза у вохристі або бурувато-жовті відтінки. Глини збагачені пухкими вапнистими або мергельними включеннями і новоутвореннями, бобовинами залізо-марганцевих сполук і кристалами гіпсу. Потужність їх 3—10 м. Нижче спостерігається верства черепашкового вапняку сірувато-жовтого, жовтувато-вохристого або вохристо-бурого, суцільної або плитчастої текстури. Вапняк щільний або ніздрюватий, більш або менш мергелистий і піщанистий. Він містить численні ядра і відбитки черепашок молюсків, а іноді і гніздоподібні включення перекристалізованих черепашок. Потужність вапняку, як правило, не перевищує 1,5—2 м, досягаючи 3,7 м в районі хут. Советського. У басейні р. Грузького Єланчика вапняк залягає безпосередньо на вапняках верхнього сармату, відокремлюючись від них верствою вапнякової плоскообкатаної гальки, іноді зцементованої вапнистим цементом у пухкий конгломерат (с. Греково-Олександрівка Донецької обл.). У нижній частині вапняк стає більш пухким, зростає його піскуватість, а численні пустоти заповнюються дрібнозернистим озалізненим кварцовим піском.

Біля с. Олександрівки глини і вапняки понту підстелюються верствою вохристого піску з проверстками і лінзами шлісткого (іноді конкреційного складу) вапняку. Залягають ці піски на розмитій поверхні середньосарматських вапняків. Трохи на північ в районі с. Гуляївки нижче від цих пісків спостерігаються глинисті вохристо-жовті детритусові піски, що містять гальку кварцу, обкатані уламки вапняків, вапнистих і залізистих пісковиків, катунці глин, пірокластичний матеріал (вулканічне скло) та ін. Контакт цих пісків з вапняками середнього сармату дуже чіткий, ерозійний. Поверхня останніх розмита, вкрита міцною плівкою гідроокисів заліза, верх-

ня їх частина на глибину до 10—20 см перекристалізована і окременіла. Всі описані вище літологічні відміни порід містять різні за складом, збереженістю та кількістю палеонтологічні рештки — молюски, остракоди, форамініфери, кістки, зуби, луску і отоліти риби, уламки панциру крабів, моховатки, оогонії і стебла харових водоростей, спори і пилок наземних рослин.

З детритусових пісків, вапняків і частково глини визначено фауну молюсків — *Congeria navicula* Andruss., *Dreissenia tenuissima* Sinz., *D. simplex* Barb., *D. cf. rostriformis* Desh., *Limnocardium odessae* (Barb.), *Limnocardium* sp., *Prosodacna littoralis* (Eichw.), *Prosodacna* sp., *Parodacna* cf. *abichi* R. Hoer., *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barb.), *P. praedonacoides* Savr., *Didacna novorossica* (Barb.), *D. cf. cubanica* Ebers., *Didacna* sp., *Parvivenus widhalmi* Sinz., *Abra tellinoides* Sinz., *Neritina* sp., *Theodoxus* sp., *Viviparus achatinoides* Desh., *Hydrobia novorossica* Sinz., *Hydrobia* sp., *Melanopsis* sp., *Limnaea novorossica* Sinz. та остракод — *Trachyleberis pontica* (Liv.), *Leptocythere propinqua* Liv., *Pontoniella acuminata* (Zal.), *Caspiella gracilis* (Liv.), *Cypriella acronasuta* (Liv.), які дозволяють зіставляти ці відклади з утвореннями новоросійського під'ярусу Південної України та інших районів поширення відкладів понту.

Середній — верхній пліоцен. До утворень континентального пліоцену віднесено широко розвинуті в північно-західній і північній окраїнах Донбасу давньоалювіальні, переважно терасові, відклади річок Бритаю, Береси, Осколу, Бахтину, Мокрого Ізюмцю та Сів. Дінця. У південних окраїнах — алювіальні піски і глини, що залягають вище від понту або безпосередньо на карбоні. Потужність алювіальних товщ змінюється від 2—3 до 25 м і більше. Залягають вони на розмитій поверхні різновікових утворень палеогену і неогену, а в районі Петрівського купола — на давніших породах мезозою і палеозою. Покриваються червоно-бурими глинами або четвертинними суглинками і пісками. Середньо-верхньопліоценовий вік цих відкладів підтверджується знахідками фауни хребетних — *Elephas* cf. *miridionalis* (долина р. Бритаю; с. Валер'янівка Харківської обл.), прісноводних і зрідка наземних молюсків — *Viviparus* ex gr. *subconcinus* (Sinz.), *Succinea oblonga elongata* Sandb., *Pisidium* sp. (с. Мечбилове Харківської обл.), а останнім часом і даними палінології.

На північно-західних окраїнах регіону частина цих відкладів зіставляється з наверстуваннями виділеної в Дніпровсько-Донецькій западині новохарківської тераси, а в північному Донбасі, виходячи з гіпсометричних і літологічних даних, розрізняють до чотирьох різновікових терасових рівнів (Луцький, 1963; Бланк, 1965 та ін.).

Утворення, що залягають на цих рівнях, за П. І. Луцьким (1963), названо марфинським, старобільським, охтирським та вільшанським горизонтами. Найдавніший з них — *марфинський* — залягає на розмитій поверхні відкладів полтавської світи або порід карбону (абсолютні відмітки +185 — +210 м). Він складений крупнозернистими кошоверстуватими озалізненими пісками і пісковиками з лінзами гравію, конгломератів та гальки кварцу, кременю, гірського кришталю, полтавських пісковиків, кам'яновугільних порід тощо. Потужність цього горизонту не перевищує 6 м.

Підошва відкладів *старобільського* горизонту має абсолютні відмітки +140 — +160 м. Осадки представлені грубозернистими кришталевоносними пісками з галькою жильного кварцу, полтавських кварцитів та уламками палеозойських пісковиків. На значній відстані від меж відкритого карбону серед пісків зустрічаються лінзи зеленувато-сірих піскуватих глини з друзами і кристалами гіпсу. Поширені відклади цього горизонту на лівобережжі Сів. Дінця та у нижній течії рік Лугані, Калитви і Глибокої. Потужність їх 10—15 м.

Охтирський горизонт характеризується абсолютними відмітками підосви +122 — +135 м. Він складений потужною товщею строкатих піс-

ків, глин та суглинків, що врізаються в утворення старобільського горизонту, а також харківської і київської світ. В своїй основі вони містять гальку палеогенових порід. Ці відклади найбільш поширені вздовж лівого берега Сіверського Дінця та долин його значних лівих приток. Потужність відкладів горизонту досягає 50 м.

Наймолодшим за віком вважається *вільшанський* горизонт, цоколь якого має абсолютні відмітки +60 — +112 м. Розріз його представлений у нижній частині ясними косоверстуватими пісками з лінзами псефітового матеріалу, у верхній — зеленувато-сірими і темно-сірими, майже чорними глинами. Він врізаний у відклади охтирського горизонту або більш давні породи до верхньої крейди включно. Потужність порід горизонту змінюється від 4 до 16 м.

Даний горизонт зіставляється з хапровськими верствами верхнього пліоцену Приазов'я.

Крім цих терасових горизонтів, М. Я. Бланк (1969, 1970) виділив ще *семеїкінську* та *уразівську* тераси. Відклади першої мають абсолютні відмітки +215 — +220 м і вважаються більш давніми, ніж марфинські. Відклади уразівської тераси характеризуються відмітками підошви +165 — +175 м і залягають між утвореннями марфинської і старобільської терас. Складені ці тераси пісками і галькою. Потужність порід 2—5 м. Бланк (1965) зіставляє марфинський горизонт з горизонтом рябих глин платформеної частини України, а старобільський, охтирський і вільшанський — відповідно з іванківською, новохарківською та бурлуцькою терасами Дніпровсько-Донецької западини.

За палінологічними дослідженнями Ю. М. Пелипенка, що нібито збігаються з припущеннями М. Я. Бланка, вік марфинських верств не молодший від раннього — середнього пліоцену. Необхідно відзначити, що описані вище відклади вивчено недостатньо, а надзвичайно мінливий літологічний склад і майже повна відсутність палеонтологічних решток утруднюють кореляцію їх не тільки з подібними за генезисом осадками інших регіонів (в тому числі й Дніпровсько-Донецької западини), а й нерідко з такими навіть у межах одного геологічного району.

КАРПАТИ

ПЕРЕДКАРПАТСЬКИЙ ПРОГИН

Передкарпатський та Закарпатський прогини, виповнені потужними товщами неогенових відкладів, поділено на тектонічні зони, що відрізняються тектонікою, віком, а також фаціальними особливостями розвинутих осадових утворень.

У свій час були запропоновані різні схеми тектонічного районування Передкарпатського прогину з поділом на дві або три зони. Автори цього нариса разом з В. О. Шакіним та П. Ф. Шпаком дійшли висновку, що в прогині треба виділяти три тектонічні зони — Бориславсько-Покутську, Самбірську та Більче-Волицьку (рис. 23, 24, табл. 6 див. між сс. 16—17).

У Бориславсько-Покутській зоні породи нижнього та середнього міоцену залягають безпосередньо на флішевих утвореннях олігоцену та беруть участь у будові серії глибинних складок Карпатського флішу. У південно-східній частині зони — в Слободі-Рунгурській та Покутських Карпатах — ці складки відслонені на поверхні.

Міоценові відклади збереглись подекуди в ядрах синкліналей. У південно-західній частині Бориславсько-Покутської зони відклади поширюються далеко під насув Скибової зони Карпат. Амплітуда цього насуву визначається, за даними буріння, не менше 15—18 км.

У північно-східному напрямку Бориславсько-Покутська тектонічна зона в свою чергу насунута на Самбірську зону. В цілому по відношенню до Самбірської ця зона є антиклінорієм, який складений на поверхні давнішими відкладами міоцену (поляницької, нижньоворотищенської, загорської, слобідської, верхньоворотищенської, добротівської світ).

У Самбірській зоні значно поширені на поверхні стебницькі та балицькі відклади. У синкліналях, особливо в північно-східній частині зони, подекуди розвинуті також молодші осадки міоцену (тортон-сарматські). В межах Самбірського синклінорію міоценові породи найпотужніші.

Відкладів, давніших за міоценові, у нормальному розрізі глибоким бурінням до цього часу ніде не встановлено. Повсюдно їх повністю зрізує на глибини площина насуву, по якій Самбірська зона насунута в напрямку на північний схід. Амплітуда насуву не менше як 15 км.

Більче-Волицька зона, що прилягає до краю платформи, характеризується іншим стратиграфічним розрізом. Міоцен починається тут тортонськими відкладами (богородчанська світа), які залягають на різних горизонтах крейдових, юрських та палеозойських утворень Волино-Подільської плити.

Формування Зовнішньої (Більче-Волицької) зони почалось у тортонський час і продовжувалось у ранньому сарматі. За цей період нагромадились відклади великої потужності. Осадконагромадження відбувалось одночасно з рухами по розломах (Краковецький, Городоцький, Калуський), які косо перетинають Зовнішню зону і, мабуть, успадковані від давніших етапів розвитку цієї області. Залежно від потужностей та віку відкладів у Зовнішній зоні можна виділити три структурні одиниці нижчого порядку: північно-західну — Угерсько-Круkenицьку западину з переважаючим роз-

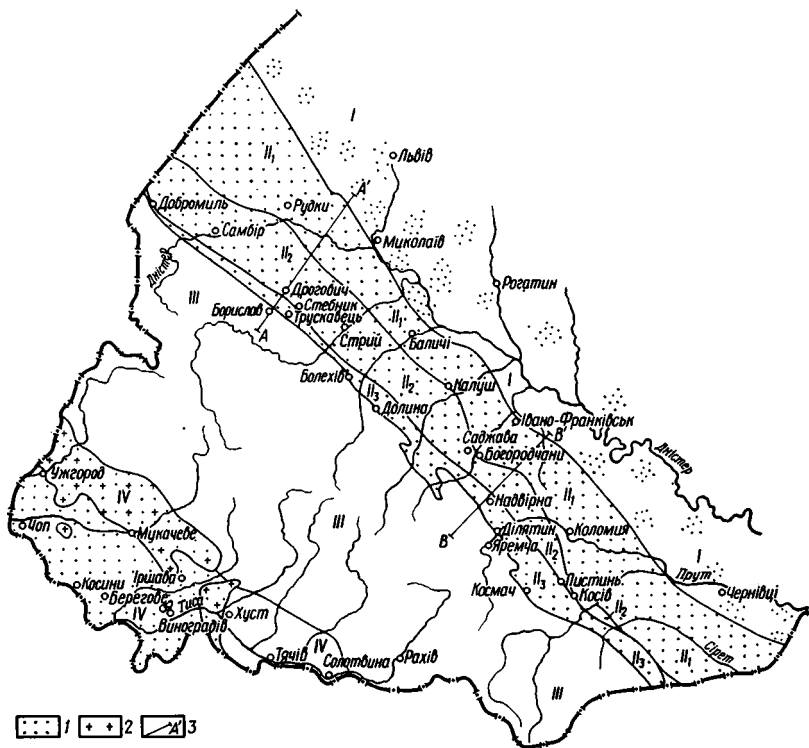


Рис. 23. Схема тектонічного районування західної частини України та поширення неогенових відкладів:

I — волино-подільська частина Східно-Європейської платформи; II — Передкарпатський прогин; II₁ — Більче-Волицька (зовнішня) зона, II₂ — Самбірська зона, II₃ — Бориславсько-Покутська зона; III — Карпати; IV — Закарпатський прогин;
1 — поширення неогену; 2 — пліоценові ефузиви; 3 — лінії геологічних розрізів.

витком нижньосарматських відкладів, потужність яких досягає 5 тис. м, центральну — Івано-Франківське поперечне підняття, де поширені виключно тортонські відклади невеликої потужності (менше 1000 м), і південно-східну — Косівську западину, вивопнену породами тортону та сармату.

У Закарпатському прогині виділяється Мукачівсько-Солотвинська западина з потужною товщею тортонських та сарматських відкладів. На південному заході вона відділена від западини Альфольда Берегівською зоною, для якої характерні різко зменшені потужності міоценових відкладів та широкий розвиток в міоценовий час ефузивних і пірокластичних утворень.

З північно-західного боку Мукачівсько-Солотвинська западина обмежена Ужгородським підняттям, де також значно зменшені потужності порід міоцену. На ці структурні одиниці накладені пліоценові розломи Вигорлат-Гутинської зони. В межах останньої і на території, що прилягає до неї з заходу, нагромадилась потужна товща пліоценових ефузивних, пірокластичних та теригенних вугленосних відкладів. Отже, неогенові прогини, що приносять до Карпатської споруди, мають складні структуру та історію формування.

Розвиток монотонних моласових товщ, що характеризуються значною фаціальною мінливістю, відсутність подекуди керівних викопних форм набагато ускладнюють розробку детальної обґрунтованої стратиграфічної

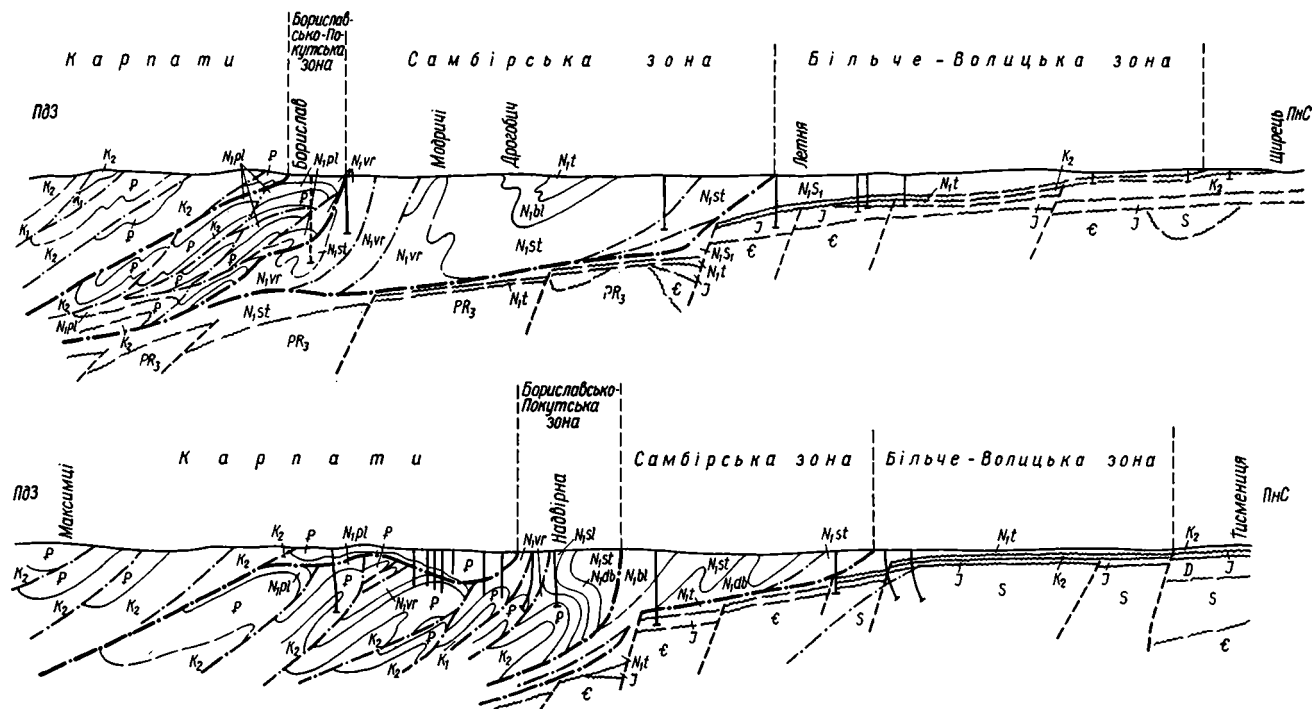


Рис. 24. Геологічні розрізи через Передкарпатський прогин (за В. С. Буровим, В. В. Глушко, Б. В. Микитсю):

PR₃ — верхній протерозой; е — кембрій; S — силур; J — юра; K₁ — нижня крейда; K₂ — верхня крейда; P — палеоген; N — неоген: N_{1pl} — поляницька світа, N_{1vr} — воротищенська світа, N_{1sl} — слобідська підсвіта, N_{1db} — добротівська підсвіта, N_{1st} — стебницька світа, N_{1bl} — балницька світа, N_{1t} — тортон, N_{1s1} — нижній сармат.

схеми. Велика напруженість тектонічних рухів в окремих зонах, розвиток регіональних та місцевих насувів, скидів і підкидів, явища дисгармонічної складчастості створюють додаткові труднощі у вивченні геологічної будови.

Геологічну будову передгір'я Східних Карпат вивчають понад сто років. Залягання тут багатьох корисних копалин (нафта, сіль та ін.) завжди викликало великий інтерес щодо пізнання геології цієї області. Питання стратиграфії міоцену, зокрема, присвячені численні праці австрійських, польських, румунських та радянських геологів.

Значним етапом у вивченні Карпат були проведені у період 1887—1907 рр. детальні геологічні зйомки більшої частини території кол. Галичини. Зйомки листів карт «Геологічного атласу Галиції» проводили видатні геологи: А. Альт, Ф. Беняш, Г. Вісневський, Ю. Гжибовський, Е. Дуніковський, Р. Зубер, М. Ломницький, В. Тейсейре, В. Фрідберг, В. Шайноха та П. Мянчинський. У цей період було намічено перші приблизні риси стратиграфії відкладів Карпат та їх передгір'я.

До цього часу належать праці Р. Зубера, що ґрунтувалися головним чином на матеріалах зйомок зазначеного атласу. Дослідник обґрунтував уявлення про існування давнього похованого пасма (Келецько-Добруджинського), яке дало початок «екзотичним конгломератам» флішевих та моласових відкладів.

З 1920 р. геологічну будову Карпат вивчали співробітники Польського державного геологічного інституту, Карпатського геологічного інституту у Бориславі, Львівського університету, товариства та фірми, що проводили розшуки нафтових і газових родовищ. Було проведено детальні геологічні зйомки, спеціальні стратиграфічні та палеонтологічні дослідження. Найціннішими працями цього часу є дослідження К. Толвінського (1925), Я. Новака (1938), В. Роголя (1925), Ю. Обтуловича, Л. Горвіца, В. Фрідберга, Б. Бема (1939), Ч. Кужняра (1939), Я. Чарноцького, О. Вишневського (1939), Г. Хлебовського, М. і Г. Сизанкур (1925, 1929), Б. Буяльського (1927, 1939), С. Краєвського та ін.

К. Толвінський узагальнив розрізнені геологічні матеріали, одержані в результаті зйомок та буріння. Складена ним геологічна карта масштабу 1 : 200 000 Скобивої зони Карпат та Передгір'я мала велике значення. Єдиного уявлення про стратиграфію відкладів міоцену Передгір'я в той період ще не було. У 1925—1930 рр. продовжувалась дискусія про основні питання стратиграфії міоцену між К. Толвінським, В. Брудерером, Б. Буяльським, з одного боку, та Б. Свідерським, Г. Сизанкур, з другого. В період 1925—1938 рр. була полеміка (в якій брали участь В. Роголя, Л. Горвіц, Ф. Беда та Г. Свідзінський) щодо віку поляницьких верств та світи менілітових сланців.

Великих успіхів у вивченні фауни торнтону та сармату досягли польські геологи. Особливі заслуги в цьому належать В. Фрідбергу, Б. Бему, Я. Чарноцькому.

Спеціальним вивченням відкладів міоцену Передкарпаття займалися радянські дослідники Г. П. Алфер'єв (1949), В. І. Берлявський (1948—1950), О. С. Вялов, В. В. Глушко (1953—1958), Б. П. Жижченко, В. Є. Лівенталь (1950—1952), Л. С. Пішванова (1950—1960), Н. І. Черняк та ін. Питанням стратиграфії присвячені праці О. О. Богданова, М. Д. Єліна, І. О. Голубкова, А. Е. Михайлова, С. М. Кореневського, Н. В. Смирнової, В. М. Утробіна, О. М. Мануйленко, В. Г. Корнеевої та ін.

Н. М. Субботіна, Л. С. Пішванова, О. В. Мятлюк, Л. В. Іванова, Ф. С. Путря, М. Я. Серова, І. М. Айзенштат вивчали мікрофауну міоценових відкладів.

Вирішенню багатьох питань стратиграфії значною мірою сприяли детальні геологічні зйомки, а також численні бурові свердловини.

Важливим етапом вивчення цього регіону була геологічна зйомка масштабу 1 : 200 000, проведена Карпатською експедицією МГРІ (1947—

1949 рр.). Стратиграфічні побудови виконали А. Е. Михайлов (в основному) та О. О. Богданов. Нові матеріали про стратиграфію, одержані дещо пізніше, узагальнив О. С. Вялов (1951). 1965 р. цим дослідником була опублікована спеціальна монографія, присвячена Передкарпатському міоцену. Вивчення стратиграфії міоцену інтенсивно проводилось в Українському науково-дослідному геологорозвідувальному інституті (УкрНДГРІ), створеному на базі експедиції ВНДГНІ. Матеріали цих досліджень складають основу даної праці.

В Закарпатському прогині геологічні дослідження у ХІХ та першій половині ХХ ст. були випадковими і торкалися в основному окремих вузьких питань. Серед праць цього періоду слід відзначити статті Бедана, Ф. Ріхтофена (1958), А. Рейсса (1867), І. П. Войтешті.

Заслужують на увагу праці А. Коха (Koch, 1894—1900), написані, однак, за матеріалами досліджень в Семиградському басейні (Трансільванія).

Дещо поживались геологічні дослідження перед другою світовою війною. До цього часу належать праці Д. Н. Андрусова (Andrusow, 1931), О. Гініє, Л. Чепека, які стосуються окремих частин стратиграфічного розрізу.

1939 р. проводили дослідження угорські геологи Е. Салецкі-Карлош, Ф. Сентеш (Szentes, 1942), Т. Салай (Szalai, 1943—47), Л. Лоці (Loczy, 1943). Стратифікації відкладів і особливо вивченню фауни в цей час приділялося дуже мало уваги, тому до 1954 р. стратиграфічної схеми закарпатського неогену не було.

Після Великої Вітчизняної війни почалося всебічне вивчення геології Закарпаття. 1946 р. було зроблено перші спроби складання схем стратиграфії неогену (В. І. Славін, М. П. Єрмаков, І. Б. Плешаков та ін.). Найбільш обгрунтованою та визнаною була схема, складена І. Б. Плешаковим разом з І. О. Коробковим, який вивчав фауну молюсків (1947—1948).

Згодом І. Б. Плешаков уточнив та доповнив цю схему (1955). І. О. Коробков навів опис молюсків тортону (1951). Велике значення мала опорна свердловина Данилове-І, геологічні матеріали якої опрацьовані К. Я. Гуревич (1956—1960). Окремим частинам розрізу неогену присвячені праці О. С. Вялова, В. М. Утробіна, В. І. Славіна та Н. С. Філімонової, І. В. Венгліньського, Л. С. Пішванової, В. О. Горещького і М. Й. Петрашкевича, А. І. Гуридова, Я. А. Волошака, Н. М. Демчук, В. Г. Шеремети, В. С. Бурова, О. М. Горбачевської, В. П. Костюка та ін.

Стратиграфію та фауну молюсків закарпатського сармату багато років вивчала Г. М. Гришкевич. Л. С. Пішванова вивчала мікрофауну у відкладах неогену, зробила важливі висновки з стратиграфії середнього міоцену та зіставила розрізи цієї області з Передкарпаттям (1950—1966).

У працях М. Й. Петрашкевич, написаних за матеріалами багаторічних досліджень, обгрунтовано ряд нових положень про стратиграфію нижнього та середнього міоцену. З новими даними виникла необхідність переглянути стратиграфію цієї частини розрізу і по суті дати нову схему, принципово відмінну від схеми, яку опрацював у свій час І. Б. Плешаков.

ОЛІГОЦЕН (?) — НИЖНІЙ МІОЦЕН (?)

Поляницька світа

Назва «поляницькі» верстви вперше з'явилась в літературі у 1915 р. в праці Р. Зубера. Під цією назвою Зубер розумів відклади, однакові з добротівськими породами, що поширені у флішевих Карпатах.

Типовий розріз поляницьких верств, за Р. Зубером, спостерігається на околицях с. Поляниці на р. Сукелі.

Е. Яблонський та С. Вейгнер (Jablonski, Weigner, 1922) проводили геологічну зйомку в межиріччі Ломниця — Свіча і серед олігоценів по-

рід виділили нижні менілітові сланці, нижні поляницькі верстви, верхні менілітові сланці, верхні поляницькі верстви.

З цього часу питання про стратиграфічне положення поляницьких верств стало дискусійним. На багатьох геологічних картах, складених польськими геологами, в умовних позначеннях виділялись взагалі поляницькі верстви, внаслідок чого неможливо було зрозуміти, з якими поляницькими верствами маємо справу: нижніми чи верхніми. На зведений (узагальнений) карті К. Толвінського (масштаб 1 : 200 000) кросненські, поляницькі та добротівські верстви позначено одним кольором. Це вказує на те, що К. Толвінський вважав ці стратиграфічні одиниці однаковими.

Працями радянських геологів було внесено ясність у питання про співвідношення між нижніми і верхніми поляницькими верствами, кросненськими та добротівськими верствами. Було з'ясовано, що нижні поляницькі верстви не мають нічого спільного з верхніми. Тому їх, вслід за А. Геймом (Heim, 1919), почали називати лопянецькими. Встановлено, що добротівські верстви мають значно вище стратиграфічне положення, ніж верхні поляницькі, і що останні можуть відповідати лише частині кросненських верств.

В с. Поляниця є тільки лопянецькі верстви (нижні поляницькі), тому вирішили замінити назву «поляницькі верстви». Було запропоновано два терміни: «космацька світа» та «нагуєвицька серія»; перший — геологами Карпатської експедиції МГРІ, другий — І. О. Голубковим і О. В. Мятлюк. Обидві назви, однак, пізніше не були загальноприйнятими, і всі карпатські геологи продовжують вживати старий термін «поляницька світа».

Відклади поляницької світи у вигляді вузької безперервної смуги простежуються вздовж північно-східного краю Скибової зони Карпат від р. Бистриці Підбузької на північному заході до р. Пруту на південному сході. У межиріччі Прут — Лючка по краю насуву Карпат вони зникають. Породи поляницької світи знову з'являються в Покутських Карпатах, де виповнюють синклінальні складки між антикліналями Каменистого, Карматури, Брусногорського, Плоского, Максимця. Крім природних розривів у Передкарпатському прогині поляницькі відклади розкрито свердловинами під соленосними глинами нижньоворотинської підсвіти в селах Воли-Блажівській, Урожі, Уличному, Долині, Небилові, містах Бориславі, Трускавці та багатьох інших пунктах. Поляницькі відклади відслонені на поверхні в Майданському тектонічному напіввікні та розкриті свердловинами в районі Биткова і під насувом Карпат на площі Ділятина.

Поляницька світа складається з частого чергування верств пісковиків, аргілітів та конгломератів. Пісковики спостерігаються по всьому розрізу, проте кількість проверстків та їх потужність значно більші в нижній частині. Вони сірі, дрібно- і середньо- і навіть крупнозернисті, слюдисті, вапнисті, іноді містять включення дрібних гальок екзотичних порід. Потужність окремих проверстків змінюється від кількох сантиметрів до 5—6 м.

Аргіліти складають до 50, іноді навіть до 70% всієї товщі порід поляницької світи. Вони простежуються у вигляді тонких проверстків (5—10 см) та окремих пачок. Для аргілітів поляницької світи характерні жовтуватозеленувато-сірі кольори, тонка розсланцюваність (нерідко шкаралуповатість) та вапнистість.

Крім пісковиків і аргілітів, по всьому розрізу світи спостерігаються конгломерати у вигляді рідкісних проверстків та пластів. Але найпотужніші пласти, що складені грубим матеріалом, розвинуті в самих низах товщі. Вони складаються з гальок зеленувато-сірих філітів, темних кварцитів, темних та ясних вапняків (типу юрських). Основну масу утворюють філіти. Вапняки зустрічаються порівняно рідко.

Грубоуламкові породи в поляницькій товщі особливо поширені у південно-східній частині прогину. В Покутських складках вони розвинуті по зовнішньому краю. Тут поляницька товща переходить у нижній частині в конгломератові відклади. У південно-західному напрямку кількість

грубоуламкового матеріалу швидко зменшується. Конгломерати переходять у потужні пласти грубозернистих слабозцементованих поліміктових пісковиків.

В конгломератах, крім наведених вище порід, можна спостерігати уламки та брили чорних сланців та чорних кременів менілітового типу, вапняків типу «пасічанських» (еоцен) та інших порід Карпатського флішу. Одноразом з цим чорні менілітоподібні сланці в розрізі поляницької світи є і у вигляді пачок потужністю до 5 м. У розрізі р. Рибиці в основі верств Гаука, віднесених багатьма дослідниками, в тому числі і нами, до поляницької світи, лежить пачка чорних сланців потужністю 25 м, зовсім подібних до менілітових. З приводу природи пачок чорних сланців єдиної думки немає. Одні дослідники вважають їх нормальними верствами в товщі порід поляницької світи, інші — сторонніми тілами, брилами справжніх менілітових сланців. Авторі дотримуються останньої точки зору.

Потужність проєкстік та пачок конгломератів поляницької світи, а також розміри гальок, що їх складають, збільшуються в північно-східному напрямку. В Береговій скибі Карпат поляницька світа конгломератів не містить. Все це свідчить про те, що знесення великого уламкового матеріалу під час нагромадження осадків поляницької світи було з північного сходу.

Наявність у підшві поляницької світи порівняно потужної пачки конгломератів, які містять крім давніх (рифейських та нижньопалеозойських) гальок уламки і брили менілітових сланців та інших порід флішу, дає можливість певнено говорити про залягання світи в північно-східних складках Бориславсько-Покутської зони на дуже розмитій поверхні підстилюючого флішу. Отже, можна припустити, що перед нагромадженням осадків поляницької світи в Передкарпатському прогині були значні підняття, які, можливо, супроводжувалися місцями утворення складок.

За літологічним складом породи поляницької світи в цілому дуже однотипні, тому виділити в її складі підсвіти, горизонти або верстви надзвичайно важко, хоч в окремих частинах розрізів можна провести дрібніший поділ. Так, завдяки детальним мікропалеонтологічним дослідженням, які провели Н. М. Субботіна, Л. С. Пішванова, Л. В. Іванова, В. Г. Гвоздьова, Н. І. Іванець, було намічено розчленування поляницької світи, розвинутої в районах міст Долини, Трускавця та с. Івана Франка (кол. Нагуєвичах). Слід відзначити, що комплекси фауни від підшви до покрівлі поляницької світи майже постійні. Змінюються лише кількісні співвідношення між окремими видами, що покладено в основу розчленування порід поляницької світи. Виділення за мікрофауною підсвіт частково підтверджується даними по розподілу спор і пилку та мінералів важкої фракції.

Для нижньої поляницької підсвіти в південно-західних розрізах характерна майже повна відсутність фауни, перевідкладеної з давніших товщ. Це може свідчити про те, що в області Карпат у той час значно припіднятої суші не було. Для цієї підсвіти також характерна велика кількість в її верхній частині дрібної невіддільної від породи фауни. В товщі часто спостерігаються: *Chilogumbelina gracillima* (Andrae), *Ch. globulosa* (Ehrenb.), *Ch. cubensis* Palm., *Globorotalia brevispira* (Subb.), *Globigerina ciperoensis* Palm., *Globorotalia brevispira* (Subb.), *Globigerina ciperoensis angustiumbilicata* Bolli, *Bolivina subdilata* Pischw., *Globigerinella evoluta* Subb., *Acarinina denseconnexa* Subb., *Globoquadrina langhiana* Cita et Gelati, *Cassigerina globolocola* Iván.

В районі м. Долини в розрізі р. Чечви в основі нижньої поляницької підсвіти виділяється горизонт до 100 м з багатьма *Globigerina pseudoeclita*.

В нижній поляницькій підсвіті пилки і спори трапляються дуже рідко і в незначній кількості. Серед прозорих мінералів гранату більше (до 27%), ніж циркону (2—17%). Окиси заліза з'являються тільки на межі між нижньою та верхньою підсвітами.

Верхня поляницька підсвіта, на відміну від нижньої, в порівняно великій кількості містить форамініфери, перевідкладені з

верхньої крейди та палеогену. В нижній половині цієї підсвіти переважають перевідкладені форми верхньої крейди платформи (особливо це характерно для північно-західної частини прогину), а у верхній — поряд з крейдовими формами у великій кількості з'являються палеогенові перевідкладені форамініфери. Найчастіше у верхній поляницькій підсвіті трапляються: *Chilogumbelina globulosa* (Ehrenb.), *Ch. gracillima* (Andr.), *Ch. bolivinaesimilis* Ivan., *Acarinina denseconnexa* Subb., іноді зустрічаються *Bolivina subdilata* Pischw. та представники глобігеринід: *Globigerina angustumbilicata* Bolli, *G. varia* Subb., *Globorotalia brevispira* (Subb.).

Насиченість пилом та спорами у верхній поляницькій підсвіті помітно більша, ніж у нижній. Тут Н. Я. Шварьова визначила: *Pinus* Hapl. i Dipl., *Takodiaceae*, *Carya* sp., *Alnus* sp., *Castanea* sp., *Rhus* sp., *Acer* sp., *Tilia* sp., *Nyssa* sp. та ін.

За даними мінералогічних аналізів великої кількості зразків, у верхній поляницькій підсвіті (за О. Ф. Ткаченко) вміст гранату різко зростає до 50%, а циркону падає до 3—5%. Кількість ільменіту збільшується до 20%. Окиси заліза є лише в підшві цієї підсвіти. Догори по розрізу вміст гранату поступово падає до 25%, а ільменіту до 12%.

Відклади поляницької світи поступово переходять в осадки нижньої воротищенської підсвіти.

Воротищенська світа

Відклади воротищенської світи раніше називались прикарпатською соленосною формацією або соленосною формацією.

У моласових відкладах Передкарпаття є кілька соленосних товщ. Внаслідок цього в літературі з'явилися назви «нижня соленосна світа» та «верхня соленосна світа». До складу другої світи деякі геологи включали калузькі соленосні глини та середньоміоценову гіпсо-ангідритову світу.

Польські геологи (Р. Зубер, Б. Свідерський та ін.) верхню соленосною товщею називали соленосні глини, що залягають у покрівлі стебницької світи.

Останнім часом соленосну формацію, яка покриває поляницьку світу, за літологічними ознаками було поділено на дві частини: нижню та верхню. Таким чином, з'явилось три верхні соленосні товщі, які мали різне стратиграфічне положення. Така термінологія стала однією з перешкод у вивченні стратиграфії неогену Передкарпаття.

В. І. Берлявський запропонував Передкарпатську соленосну формацію польських геологів, або нижню соленосну світу геологів Карпатської експедиції МГРІ, називати воротищенською серією. При цьому він розділив її на дві світи: нижню та верхню воротищенські. Виділена приблизно тоді ж (В. Г. Юркова) загорська світа, на думку Берлявського, входить до складу нижньої воротищенської світи.

За схемою О. С. Вялова (1951) воротищенську серію поділено на дві світи: нижню воротищенську, що складається з нижньої глинистої товщі і загорської світи, та верхню воротищенську, що включає верхню глинисту товщу та її аналог — добротівську світу. Нижній воротищенський світі, за Вяловим, відповідають слобідські конгломерати.

Автори вважають можливим поділити воротищенські відклади на три частини: нижню воротищенську, загорську та верхню воротищенську.

Нижня воротищенська підсвіта. До відкладів нижньої воротищенської підсвіти віднесено переважно породи, що від осадків поляницької світи відрізняються засоленистю та загінсованістю. З ранньоворотищенським часом деякі дослідники пов'язують початок міоценового етапу розвитку Передкарпатського прогину, вважаючи, що головна фаза складчатості в Карпатах була на межі між поляницьким та ранньоворотищенським часом. Але фактичних даних, які б свідчили про перерив або кутову незгідність між від-

кладами цих часів, нема. Навпаки, скрізь, де можна спостерігати перехід поляницьких відкладів у воротищенські (наприклад, у Покутських Карпатах), ця межа невиразна, а інколи простежується чергування пачок порід «воротищенського» та «поляницького» габітусу (рис. 25). Породи, які віднесені до нижньої воротищенської підсвіти, в природних розрізах зустрічаються у вигляді невеликих, віддалених один від одного відслонень,

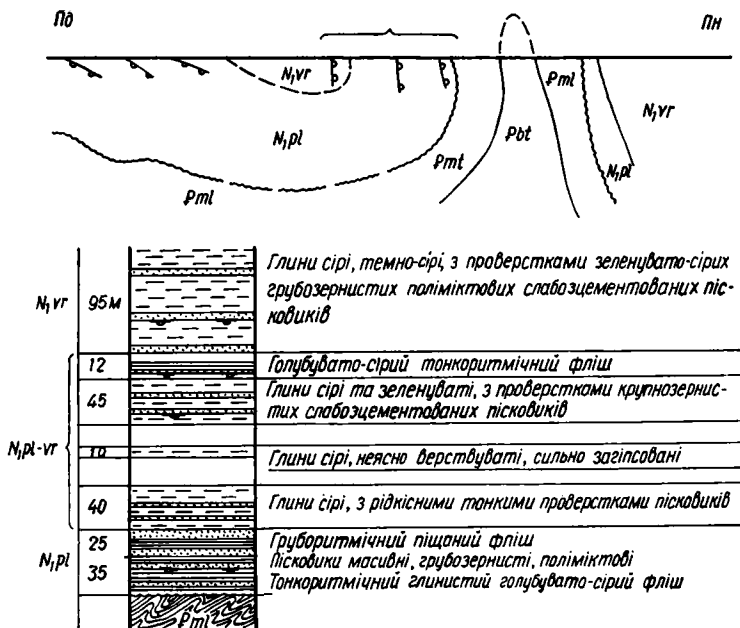


Рис. 25. Розріз поляницьких і воротищенських відкладів по р. Акрі в Покутських Карпатах (за В. С. Буровим та В. В. Глушко).

Палеоген: Pbt — бистрицька світа, Pmt — менілітова світа. Неоген: N₁pl — поляницька світа, N₁pl-vr — верстви «перехідного» літологічного типу, N₁vr — воротищенська світа. На північному крилі антикліналі розріз поляницьких відкладів дуже скорочений, мабуть, внаслідок заміщення їх «воротищенською» фацією.

поширених, як і відклади поляницької світи, в межах вузького пасма, витягнутого вздовж північно-східного схилу Карпат. Такі відслонення є в районі сіл Івана Франка, Ясениці, м. Трускавця та смт. Ділятина.

Відклади нижньої воротищенської підсвіти розкриті свердловинами у багатьох районах: Урожі, Івана Франка, Ясениці, Бориславі, Іваниках, Орові — Уличному, Болехові — Долині, Струтині, Небиліві, Космачі, Биткові, Ділятині та ін.

У природних відслоненнях нижня воротищенська підсвіта складена глинами сірими та жовтувато-сірими, що закипають з HCl; вони містять рідкісні проверстки сірих косоверстуватих слюдистих пісковиків, потужність яких змінюється від кількох сантиметрів до 1—2 м. На поверхні породи цієї підсвіти частіше позбавлені солі, в них є тільки тонкі прожилки білого волокнистого гіпсу. Процеси вилугування солей привели до утворення своєрідної глинисто-гіпсової «шляпи», потужністю 50—70 м. Така ж «шляпа» супроводжує і верхньоворотищенські відклади.

Для нижньоворотищенських глин, крім соленостості та гіпсоносності, характерний брекчієподібний склад, який спостерігається в зразках порід із свердловин та в природних відслоненнях. Ці брекчії складаються з уламків сірих вапнистих пісковиків і гіпсу, цементованих кам'яною сіллю,

забрудненою глинистим матеріалом. Походження воротищенських соляно-глинистих брекчій (у польській літературі названих «зубер») не з'ясовано. Виявити яку-небудь закономірність у поширенні та стратиграфічному положенні їх також не вдалося. Нерідко весь розріз свердловини глибиною до 500 м представлено соляно-глинистою брекчією. Іноді верхня частина розрізу складена засолоненими глинами, а нижня (можливо, середня) — брекчією або чистою кам'яною сіллю. Нарешті, трапляються такі свердловини, розріз яких представлено глинами та пісковиками, що містять пачки чистої кам'яної солі або соляно-глинистої брекчії. Частіше найпотужніші соляно-глинисті брекчії спостерігаються біля регіональних насувів та великих поперечних розривів.

Потужні нагромадження чистої кам'яної солі у нижньоворотищенських відкладах — явище порівняно рідкісне. По суті лише в містах Долини та Болехові товщі чистої кам'яної солі мають потужність до 100—170 м.

По простяганню сіль не простежується. Можливо, вона залягає у вигляді лінз.

Виятком для воротищенської світи є наявність у розрізі потужної товщі гіпсів та ангідритів, розкритих св. 5 в районі м. Болехова. В розрізі цієї свердловини спостерігаються:

1. Четвертинні суглинки з галькою пісковиком 0—6 м
2. Глина темно-сіра, брекчієподібна, вапниста, з вклюдженнями уламків пісковиком . . 6—22 м
3. Ангідрит та гіпс білий, сірий та рожевий, з проверстками полігаліту та сірих вапнистих глин 22—150 м
4. Глини темно-сірі, тонокорозланцьовані, з пачками брекчієподібної глини. На глибині 200—204 м біла кристалічна сіль 150—353 м

В ангідрито-гіпсовій товщі виявлено включення рудних мінералів — піриту, галеніту та ін. Це друга знахідка поліметалів у відкладах воротищенської світи Передкарпатського прогину. Перша відома з порід воротищенської світи району Трускавця.

Товщу болехівських ангідритів та гіпсів іншими свердловинами на площі міст Болехів — Долина не виявлено. Навіть у св. Болехів-4, пробурений в одному профілі зі св. 5 (за 650 м від неї), ангідритів немає. В св. 4, пробурений до глибини 511 м, розкритий розріз нижньоворотищенських відкладів, представлених чергуванням порівняно потужних пачок глин, пісковиків соляно-глинистих брекчій та кристалічної кам'яної солі. Ці дані свідчать, що болехівські ангідрити і гіпси в породах нижньої воротищенської підсвіти мають локальне поширення та залягають у вигляді потужної лінзи. Судячи з кутів падіння (50—60°), нормальна потужність гіпсо-ангідритів дорівнює 70—80 м.

Комплекс мікрофауни нижньоворотищенських відкладів представлений дрібними хілогумбелінами, болівінами, глобигерінами: *Chilogumbelina gracillima* (A n d r.), *Ch. bolivinaesimilis* I v a n., *Ch. pseudostrata* S u b b., *Bolivina subdilata* P i s c h w., *B. aenariensisformis* M j a t l., *Eponides ostocameratus* S u b b., *Baggatella altiuscula* S u b b., *Cassigerinella globolocola* (I v a n.), *Globigerinella praemicro* S u b b., *G. evoluta* S u b b., *Acarinina denseconnexa* S u b b., *Cibicides borislavensis* A i s. Для нижньоворотищенських порід характерний той комплекс фауни форамініфер, що і для поляницьких. Різнити полягає тільки в деякому зменшенні кількості фауни у нижньоворотищенських. Ця обставина, по суті, виключає можливість відрізнити за фауною форамініфер поляницьку світу від нижньоворотищенської підсвіти.

В геологічній літературі ще нема чіткого уявлення про нижню межу нижньоворотищенської підсвіти. Нижня межа умовно проводиться по зниженню в розрізі прожилків гіпсу та кам'яної солі, а верхня — за появою невапнистої товщі глин, пісковиків та конгломератів.

При цьому одні дослідники вважають, що соленистість та гіпсо-носність — ознаки, характерні тільки для нижньоворотищенських та

молодших порід, на думку інших, — загіпсовані та засолонені породи існують і в поляницькій світі. Такі розходження є причиною того, що межа між цими відкладами проводиться геологами на різних стратиграфічних рівнях. В зв'язку з цим змінюється і уявлення про потужність розглядуваних відкладів. Наприклад, в Долинській складці потужність порід поляницької світи, за даними розрізів одних і тих самих свердловин, але у різних авторів, неоднакова — від 300 м до 700 і навіть 1000 м. На підставі засолоності та загіпсованості порід можна розрізняти лише в загальних рисах ці дві світи: поляницьку та воротисьненську. Відклади першої засолонені і загіпсовані значно менше, ніж другої.

У породах поляницької світи вміст CaCO_3 більший, ніж у нижньоворотисьненських, що не зовсім зрозуміло. За даними Я. М. Юрчакевича, коефіцієнт магнезійності ($\text{MgCO}_3/\text{CaCO}_3$) низький (0,011—0,116) і для відкладів поляницької світи, і для осадків нижньої воротисьненської підсвіти.

У відкладах нижньоворотисьненської підсвіти та поляницької світи О. Ф. Ткаченко у важкій фракції виявила мінерали: гранат, циркон, рутил, турмалін, хлорит, мусковіт, біотит, хлоритоїд, сфен, анатаз, андалузит, ксенотим, монацит, ставроліт, дистен, епідот, шпінель, глауконіт, сидерит, магнезит, доломіт, пірит, ільменіт, гідроокис заліза. Розподіл мінералів по розрізу і площі одноманітний. Розділити ці відклади можна тільки за зміною кількісних співвідношень між окремими мінералами, що виявилися при масовому поверхстовому дослідженні зразків порід, відібраних в одному безперервному розрізі.

Спорово-пилкові комплекси нижньоворотисьненської підсвіти та поляницької світи мало відрізняються між собою. Відклади поляницької світи взагалі більш різноманітні і мають більше спор та пилку, ніж нижньоворотисьненські. В останніх Н. Я. Шварьова визначила такий комплекс спор та пилку: *Hymenophyllum*, *Cyathea*, *Dicksonia*, *Polypodiaceae*, *Cheiropleuria*, *Mattoniaceae*, *Gleicheniaceae*, *Selaginella*, *Lycopodium*, *Pinus*, *Diploxylon*, *Abies*, *Larix*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Taxus*, *Pinus*, *Haploxylop*, *Cupressaceae*, *Myrica*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Alnus*, *Castanea*, *Quercus*, *Ulmus*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Magnolia*, *Rhus*, *Ilex*, *Acer*, *Tilia*, *Nyssa*, *Myrtus*, *Ericaceae*. Однак відміни ці настільки незначні, що за даними спорово-пилкового аналізу практично неможливо провести межу між цими двома комплексами.

Про межу між палеогеном та неогеном. Поляницьку світу, що залягає вище від верхньої менілітової світи, раніше більшість геологів відносили до верхнього олігоцену. Підставою для цього були близькі літологічні особливості порід, однакові комплекси фауни форамініфер, відсутність кутової незгідності та перериву в осадконагромадженні.

М. В. Муратов (1949), вивчаючи стратиграфію неогену Передкарпатського прогину, виділив чотири стратиграфічні комплекси. Найдавніший із них — комплекс нижнього міоцену, який охоплює, імовірно, і низи середнього. До нього віднесено поляницьку, соленосну і стебницьку світи та їх аналоги.

Ю. М. Пушаровський (1950), вслід за Г. П. Алфер'євим, поділив поляницьку світу на дві товщі. Нижню з них він відніс до верхнього олігоцену, а верхню — до нижнього міоцену.

Багато геологів зіставляють поляницьку світу з кросненськими верствами, що розвинуті в зоні Кросно та в південних скибах Скибової зони Карпат. Породи кросненських верств мають аналогічний до поляницьких літологічний склад і залягають на менілітових сланцях та пов'язані з ними поступовим переходом. Їх вік одностайно визначено олігоценовим. До недавнього часу вважалося, що і поляницькі відклади пов'язані з менілітовою світою поступовим переходом. Ці два положення були вирішальними при віднесенні поляницької світи до верхнього олігоцену.

Дослідженнями В. О. Шакіна, а згодом і Я. О. Кульчицького було доведено, що менілітові відклади, які мають тричленне ділення у Береговій

скибі, в південно-західному напрямку поступово замінюються породами кросненської світи. Виходячи з цього, поляницьку світу можна зіставляти тільки з верхньою частиною кросненських відкладів.

За літологічним складом породи верхньої частини кросненської та поляницької світ аналогічні. Вони мають також подібний мінералогічний склад. Різниця між верхньокросненськими та поляницькими відкладами полягає в тому, що перші не містять мікрофауни ні *in situ*, ні перевідкладеної *, а другі мають її порівняно у великій кількості. У відкладах поляницької світи поряд з фауною *in situ* часто спостерігаються перевідкладені форми з палеогену Карпат та верхньої крейди платформи. Тому логічним є припущення, що привнос теригенного матеріалу в поляницький басейн був частково з північного сходу, тобто з платформи. Можливо, що в той час північно-східний край Карпатської геосинкліналі, який прилягав до платформи, також був сушею та областю розмиву. Розмив крейдових порід південно-західного краю платформи, звичайно, був. Про це свідчать знахідки платформеної верхньокрейдової фауни та брили верхньокрейдових мергелів з іноцерамами, виявлені на північному заході прогину в поляницьких відкладах. Розмивалась також і крайова частина геосинклінальних утворень Карпат, що підтверджується відсутністю в значній частині Бориславсько-Покутської зони відкладів верхньої і середньої (лопнянської) менілітових підсвіт. Про знесення уламкового матеріалу з північного сходу свідчить наявність в поляницькій світі конгломератів із палеозойських та палеогенових порід, потужність яких і величина складових компонентів зменшуються з північного сходу на південний захід. В той же час основне джерело теригенного матеріалу для осадків поляницької світи було не на північному сході, а на південному заході, що підтверджується результатами мінералогічного вивчення.

Мінералогічний аналіз відкладів, які складають платформу та північно-східний край Карпат, показує, що серед прозорих мінералів важкої фракції циркон різко переважає над рутилом, гранатом та турмаліном. Цю закономірність встановлено для верхньої крейди платформи, для стрийської, манявської, вигодської, бистрицької та всіх трьох менілітових світ. Зовсім інші співвідношення мінералів у кросненській світі, де гранат (5—50%) різко переважає над цирконом (2—40%), рутилом (3—20%) та турмаліном (2—5%). Мабуть, кросненські та менілітові осадки, що мають різний літологічний склад, утворились внаслідок розмиву різних джерел знесення.

Поляницькі породи, які дуже відрізняються за літологічним складом від підстелюючих їх осадків, не могли утворитися тільки внаслідок руйнування відкладів платформи, похованих палеозойських складчастих споруд, палеогену та верхньої крейди. В протилежному випадку співвідношення між гранатом та цирконом були б близькими до співвідношень цих мінералів у відкладах палеогену та верхньої крейди Скибової зони Карпат. Залишається припустити, що головне джерело знесення матеріалу для осадків поляницької світи було на південному заході. Схожість літологічного складу кросненських та поляницьких відкладів вказує на єдине джерело зносу. Відсутність мікрофауни в кросненських відкладах і порівнянна численність її в поляницьких, залягання поляницької світи в Бориславсько-Покутській зоні Передкарпатського прогину на розмитій поверхні менілітових порід (без слідів розмиву між кросненськими відкладами і менілітовими сланцями) дають підставу зробити (вслід за М. В. Муратовим) припущення про молодший міоценовий вік поляницьких і тим самим нижньоворотинських осадків.

Комплекс форамініфер поляницької світи не має нічого спільного (якщо не враховувати, звичайно, перевідкладених форм) з фауною палеогену та

* Останнім часом у верхній частині верхньокросненських відкладів виявлено фауну форамініфер, близьких до поляницьких.

крейди Карпат. У поляницькій світі визначено багато зовсім нових видів, невідомих у нижчезалягаючих відкладах: *Globigerinoides obliqua*, *Globorotalia*, *trilobaimmatura*, *G. scitula praescitula*, *Globoquadrina langhiana*, *G. proxima*.

Загорська і слобідська підсвіти. У Передкарпатському прогині в молазових відкладах дуже поширені потужні товщі конгломератів. Деякі з них (трускавецькі, слобідські) складені гальками та брилами порід, що не спостерігаються на поверхні ні в Карпатах, ні на прилеглий до них території. Ці конгломерати в геологічній літературі називаються екзотичними. Часто в Передкарпатті простежуються також конгломерати, які складаються з гальок, валунів та гострокутястих уламків карпатських порід (наприклад, радицькі, пістинські, добромильські, безезівські, храплицькі та рихтицькі конгломерати). Поряд з конгломератами в міоценових відкладах зустрічаються брекчії значної потужності, складені з карпатських, головним чином палеогенових, порід (брекчії сіл Ясінки, Волі Блажівської, м. Долини та ін.).

Екзотичні конгломерати та брекчії з палеогенових порід, певно, належать до нижнього міоцену, а всі останні конгломератові товщі — це молодші осадові утворення, що належать до верхньої частини гелвету, тортону та нижнього сармату.

Слобідські конгломерати. Майже в усіх працях про геологічну будову Передкарпатського крайового прогину згадуються слобідські конгломерати. Походження їх пов'язане з руйнуванням складчастого палеозойського пасма, що прилягало з південного заходу до Східно-Європейської платформи, а тепер глибоко зануреного під потужну товщу міоценових молас. До цієї самої категорії осадових утворень дослідники відносять і трускавецькі конгломерати, особливо поширені в районі Трускавця та Борислава.

Слобідські конгломерати з кутовою незгідністю залягають на флішевих відкладах палеогену. Отже, їхньому нагромадженню передувала фаза складчастості. Визначення віку слобідських конгломератів є вирішальним при встановленні верхньої межі однієї з головних фаз активізації тектонічних рухів у Карпатах.

Перші дослідники слобідських конгломератів, які дали їм назву, К. Пауль і Е. Тітце (Paul, Tietze, 1877) вважали, що вони входять до складу прикарпатської соленосної формації міоцену.

Р. Зубер розглядав слобідські конгломерати як фацию добротівських (поляницьких, космацьких) верств. Цей дослідник вважав, що вони частково замінюють і менілітові сланці олігоцену (в сучасному уявленні — середнього олігоцену).

Б. Буяльський (Bujalski, 1924—1930) нижню частину слобідських конгломератів зіставляв з поляницькими верствами олігоцену, а верхню — з соленосними глинами міоцену.

У працях радянських геологів також немає єдиної думки про вік та положення в розрізі слобідських конгломератів. Так, В. Г. Юркова зіставляє їх з поляницькими верствами. В. І. Берлявський, по суті, погоджується з точкою зору Б. Буяльського, О. С. Вялов вважає, що слобідські конгломерати відповідають тільки нижній воротищенській підсвіті нижнього міоцену. М. В. Муратов (1949), аналізуючи численні літературні джерела, відзначає, що слобідські конгломерати відповідають соленосній світі. Єдиної думки про стратиграфічне положення конгломератів немає і до цього часу (включаючи і авторів даної праці).

Слобідські конгломерати в Слободі-Рунгурській лежать на дуже розмитій поверхні порід палеогенового флішу. В південно-західному напрямку потужність конгломератів поступово зменшується і вони замінюються соленосними піщано-глинистими утвореннями.

У Покутських складках на менілітових відкладах з переривом залягають породи поляницької світи, які по простяганню в крайніх північно-східних складках переходять у відклади, подібні до воротищенських, а

потім в істотно конгломератові утворення. Можна зробити висновок, що в Покутських складках і в Слободі-Рунгурській існує одна синхронна поверхня розмиву та незгідності. Отже, слобідські конгломерати замінують цілком воротищенські і поляницькі відклади (Буров, 1966).

Крім цього можна також припустити, що в нормальному розрізі є дві поверхні незгідності: одна — в основі поляницьких відкладів, друга — в основі загорської та слобідської підсвіти. У такому випадку слобідські конгломерати зіставляються лише з загорськими відкладами та незгідно залягають на різних горизонтах давніших товщ (Глушко та ін., 1963).

Л. С. Пішванова (1964) вважає, що слобідська і залягаюча вище добротівська підсвіти дуже відрізняються від верхньоворотищенської підсвіти та загорських конгломератів. Слобідські конгломерати мають інший петрографічний та гранулометричний склад порівняно з загорськими. В добротівських відкладах, на відміну від верхньоворотищенських, не спостерігається ознак засолення; вони мають також інший літологічний склад (Ткаченко, 1959). Всі ці ознаки дозволили Л. С. Пішвановій виділити слобідську і добротівську підсвіти як самостійний стратиграфічний горизонт, що знаходиться між воротищенськими та стебницькими відкладами.

Слобідські конгломерати особливо широко розвинуті у південно-східній частині Радянського Передкарпаття, де вони у вигляді вузької переривчастої смуги витягнуті з північного заходу на південний схід на 120 км.

По простяганню і вхрест нього в літологічному складі осадків слобідської підсвіти спостерігаються деякі зміни, що дозволили виділити чотири типи конгломератів:

1. Конгломерати району с. Вижниця. До їх складу входять добре обкатані гальки зелених філітів та зеленувато-сірих дрібнозернистих пісковиків. Тут немає доломітових та вапняковистих гальок. Темно-сірі та чорні філіти трапляються рідко.
2. Конгломерати межириччя Лючка — Прут. Вони характеризуються порівняно різноманітністю порід, що складають потужні (до 100 м) конгломератові товщі. До їх складу входять гальки, валуни та брили зелено-темно-сірих та чорних філітів, різних пісковиків. У верхній частині порівняно численні гальки і валуни білих вапняків та ясно-жовтих доломітів. Виповнююча піщано-глиниста маса забарвлена у червоний, зелений та чорний кольори.
3. Близький літологічний склад мають конгломерати, що утворюють широку смугу між річками Бистрицею Надвірнянською та Бистрицею Солотвинською. Тут уся відслонена товща складається з гальок і брил зелених і темних філітів (60—80%) та ясно-жовтих доломітів (40—20%). Гальок вапняків нема. Спорадично трапляються уламки білого кварцу, гальки аркозових пісковиків та різних порід, подібних до «карпатських».
4. Конгломерати, що відслонюються по р. Пруту в смт. Ділятині, складені грубозернистими пісковиками та гравелітами, які містять проверстки і лінзи конгломератів та верстви (2 м) темно-сірих сланцюватих загіпсованих глин, що закипають і не закипають з HCl. До складу гравелітів входять дрібні гальки і зерна зелених філітів та ясно-жовтих доломітів.

У межириччі Лючка — Прут, де поширені власне слобідські конгломерати, в багатьох місцях спостерігається різко виражене неузгоджене залягання їх на породах олігоцену та еоцену (рис. 26). Тут підсвіта слобідських конгломератів ділиться на три товщі (знизу догори):

1) *нижню конгломератову* (від 70 до 300 м), складену гальками філітів і зрідка пісковиків. Виповнююча піщано-глиниста маса зеленого кольору;

2) *середню солоносну*. Поступовий перехід її у вище- та нижче залягаючі товщі простежується по р. Лючці та її притоках. Вона представлена сірими і темно-сірими глинами, переважно невапняними, засоленими та загіпсованими. Глини нерідко (біля злиття рік Акри та Текуча) брекчієподібні, містять багато гострокутастих уламків сірих пісковиків, часто спостерігаються проверстки та пласти пісковиків. Порооди середньої слобідської товщі за літологічним складом дуже близькі до відкладів верхньоворотищенської підсвіти.

Ширина смуги розвитку солоносних глин середньої товщі в басейні р. Лючі помітно більша, ніж в районах Чорного Потoku, Іванівки та Ведмедини. Це пов'язане з особливостями тектоніки антикліналі Слободи-

Рунгурської і, мабуть, з фаціальними змінами в конгломератових підсвітах, що підстеляють середню товщу. Дійсно, у південно-західному напрямку від осі Слобідської антикліналі, в синкліналі Ослава, спостерігається загальне зменшення величини гальок та з'являються проверстки гравелітів і грубозернистих пісковиків;

3) *верхня конгломератова товща* представлена галечними та гравійними конгломератами, які складаються з гальок зелених і темно-сірих філітів, ясних вапняків та доломітів. За літологічним складом гальок конгломератів верхня підсвіта ділиться на дві частини: нижню та верхню.

Верхню частину виділено у самостійний осласький горизонт. Нижню частину верхньої товщі, за матеріалами розрізів Ослави, Чорного Потоку та

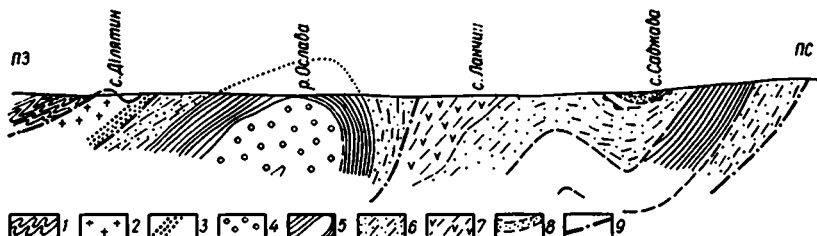


Рис. 26. Умови залягання міоценових відкладів у розрізі по р. Прут між селами Ділятин та Ланчин (за В. С. Буровим та В. В. Глушко):

1 — насунутий карпатський філіт; 2 — воротищенська глина; 3 — загорські конгломерати і гравеліти; 4 — слобідські конгломерати; 5 — добротівська підсвіта; 6 — стебницька світа; 7 — ланчинська світа; 8 — саджавські пісковики; 9 — насун.

Іванівки, утворюють гравеліти і конгломерати. Характерною особливістю конгломератів є перевага гальки зелених та іноді темно-сірих філітів, вміст гальки білих вапняків становить 1—5%.

В середній частині цієї підсвіти є верства конгломератів (6 м), яка містить крім зелених філітів і вапняки. Останні складають до 20% загальної маси гальок конгломератів. Доломітів, як правило, немає. Трапляються дрібні гальки молочно-білого кварцу. Заповнююча маса піщано-глиниста, забарвлена в зелений колір. Зрідка спостерігаються проверстки конгломератів, які мають заповнюючу масу червоно-бурого кольору.

Осласький горизонт складається з трьох частин. Внизу — червоні і темно-сірі конгломерати із темно-сірих філітів та доломітів; потужність їх 50 м. В середині — конгломерати із зелених філітів, заповнююча маса червоного кольору; потужність становить 40 м. Вгорі — конгломерати, які складаються з гальок зелених філітів, світлих доломітів та вапняків, з пачкою (10 м) добротівських верств всередині; потужність дорівнює 40 м.

Осласький горизонт поступово переходить у породи добротівської підсвіти.

Конгломерати, що відслонюються в межиріччі Бистриці Надвірнянської і Бистриці Солотвинської, виходячи з літологічного складу та положення в розрізі, повністю відповідають ослаському горизонту.

На північний захід від р. Бистриці Солотвинської майже до м. Трускавця в розрізі воротищенських глин екзотичних конгломератів немає. Соленосні глини тут діляться на дві частини: нижня представлена засолоненими та загіпсованими глинами нижньої воротищенської підсвіти, верхня — невапнистими глинами (нерідко брекчієподібними), конгломератами і пісковиками. З'являються конгломерати у соленосних глинах тільки в околицях м. Трускавця та на північний захід від нього. Проте літологічний склад грубоуламкових порід у цих районах істотно відрізняється від слобідських конгломератів. Тому вище від порід нижньої воротищенської підсвіти тут виділено загорську підсвіту — товщу соленосних глин, збагачених крупноуламковим матеріалом.

Загорська підсвіта представлена соленосними піщано-глинистими утвореннями, які містять проверстки і досить потужні пачки гравелітів та конгломератів. Конгломерати, мабуть, не мають визначеного стратиграфічного положення в розрізі, а соленосні глини та пісковики за своїм літологічним складом аналогічні до верхньоворотинських порід. У зв'язку з цим межу між загорською та верхньоворотинською підсвітами до цього часу не встановлено. В цілому до складу загорської підсвіти входять соленосні глини (часто невапнисті), які містять пласти та пачки конгломератів і відрізняються дещо підвищеною піскуватістю.

До складу екзотичних конгломератів загорської підсвіти, згідно зі спостереженнями авторів та детальними дослідженнями Г. П. Алфер'єва (1949), входять такі породи: голубувато-зелені кварцово-слюдисто-хлоритові та серицито-хлоритові сланці, зелені та вишнево-червоні філіти. Філіти відрізняються від сланців нижчим ступенем метаморфізації. Ще менш метаморфізовані червоні алевроліти та аргіліти. Серед гальок пісковиків частіше спостерігаються зелені кварцово-хлорито-слюдисті, поліміктові, аркозові, кварцові та кварцово-глауконітові пісковики. Для трускавецьких конгломератів характерні гальки і брили (до 1,5 м) кварцових поліміктових конгломератів типу «веррукано», а також гальки світлих доломітів та вапняків. Трускавецькі конгломерати постійно супроводжуються уламками та величезними брилами чорних сланців, які містять луску і навіть відбитки риб. Ці сланці нічим не відрізняються від менілітових відкладів.

У південно-західному напрямку, тобто ближче до Карпат, у складі уламкового матеріалу загорської підсвіти збільшується кількість уламків карпатських порід і зменшується кількість некарпатських екзотичних гальок. Подібне явище, але чіткіше виражене, спостерігається і на північний захід від с. Івана Франка. Наприклад, в районі сіл Монастирця, Волі Блажівської і Тарнави (р. Ясенка) загорська підсвіта представлена товщею потужністю 200—300 м, яка утворюється із брекчій, складених гострокутаними уламками різних (переважно палеогенових) карпатських порід. Для цих брекчій характерні пласти сірих сильно слюдистих сипучих пісковиків потужністю до 2—5 м.

Вік слобідських конгломератів та відкладів загорської підсвіти раніше вважався бурдигальським. Деякою підставою для цього була думка про синхронність слобідських конгломератів з конгломератами П्लешу, Петрічіка і Бребу в Румунії. В останніх були виявлені бурдигальські пектеніди: *Pecten hornensis* Der. et Rom., *P. beudanti* Bast., *P. pseudobeudanti* Der. et Rom.

З праць, які пізніше з'явилися в румунській літературі, видно, що фауна пектенід походить з пісковиків, які залягають нижче від конгломератів Бребу і відділені від них часто проверстками гіпсу. Таким чином, фауна пектенід походить не з конгломератів Бребу, а з підстилаючих їх верств Корну. Аналіз фауни моллюсків показує (Пора, 1960), що тільки вид *Pecten hornensis* має біостратиграфічне значення і свідчить про бурдигал. З другого боку, К. Стойка (Stojca, 1963) дійшов висновку, що конгломерати Бребу не синхронні з конгломератами Петрічіка (які, найімовірніше, відповідають слобідським), а займають вище стратиграфічне положення. Отже, зіставлення з розрізами на території Румунії не дає чіткої відповіді про вік слобідських конгломератів. У відкладах стебницької світи, що залягають вище, виявлено скупчення *Globoquadrina dehiscens* — виду, характерного для бурдигалу Італії, і дуже рідкісні *Lepidocyclus*, які вище від бурдигалу не піднімаються. Крім того, в балицькій світі встановлено зону з *Globigerina bolli*, відому з гельвету Італії (Пішванова, 1966). Враховуючи це, можна умовно вважати, що воротинська світа та слобідські конгломерати відповідають найнижчим горизонталоміоцену (хат? — аквітан) і лише стебницька світа — бурдигальському ярусу.

Верхня воротинська та добротівська підсвіти. Вище від порід слобідської і загорської підсвіт залягають відклади верхньоворотинської

та добротівської підсвіті. Перші з них розвинуті в північно-західній, другі в південно-східній частинах Передкарпатського прогину. Ці відклади покриваються осадочними утвореннями стебницької світи. Вони мають різний літологічний склад. Добротівська підсвіта (у своєму типовому розвитку) представлена верствами пісковиків, які чергуються з алевролітами та аргілітами. За зовнішніми ознаками вона подібна до флішевих відкладів. У її складі немає солей та гіпсів.

Верхня воротищенська підсвіта складена брекчієподібними соленосними і гіпсоносними глинами та пісковиками. На відміну від добротівських, верхньоворотищенські породи, як правило, невапнисті.

Добротівська підсвіта. Вперше назва «добротівські верстви» з'явилась у праці К. Пауля та Е. Тітце (1877). Стратотип цієї світи спостерігається в розрізі р. Пруту біля с. Добротова. Пауль і Тітце вважали, що добротівські верстви входять до складу прикарпатської соленосної формації і є однією з її відмін.

Р. Зубер, як відзначалося вище, вважав добротівські верстви олігоценовими утвореннями, синхронними з поляницькими верствами флішевих Карпат.

Б. Буяльський помістив добротівські верстви у верхній частині нижніх соленосних глин (у верхній частині нашої воротищенської світи). До цього висновку дійшли і більшість радянських геологів.

Відклади добротівської підсвіти значно поширені у Передкарпатті. Відслонення спостерігаються майже в усіх розрізах, які виявлено на південний схід від р. Воротищі. Найбільш типово добротівська підсвіта представлена в розрізі р. Пруту, де вона складає склепіння антикліналі Слободи-Рунгурської.

За літологічними ознаками відкладів добротівську підсвіту цього розрізу поділено на три частини, які мають місцеве значення: нижню — піскувату, невапнисту; середню — піщано-глинисту, вапнисту (є пачки, які закипають з HCl); верхню — глинисту, вапнисту. Ці верстви мають поступові переходи.

Нижні добротівські верстви складаються з пісковиків та алевролітів, що містять тонкі проверстки темно-сірих тонкосланцюватих аргілітів. Кількість проверстків та потужність аргілітів поступово збільшується догори. Потужність верств, що чергуються, нестійка і змінюється у пісковиків від 0,1—0,5 до 4—5 м, у аргілітів від 2—5 до 10—20 см, а іноді і до 1 м.

Пісковики сірі, дрібно-, середньо- і навіть крупнозернисті, косо- та закрученоверстовуваті, невапнисті. Згідно з мікроскопічними дослідженнями О. Ф. Ткаченко, цемент пісковиків доломітовий та вапнистий. В основі нижньої частини добротівської підсвіти спостерігаються проверстки та пласти гравелітів, що змінюються донизу дрібногальчаними конгломератами, які належать вже до слобідської підсвіти. Вище від гравелітів у розрізі з'являються кілька верств пісковика, забарвленого в коричнево-червоний колір. Вище по розрізу червоні пісковики зникають.

Результати досліджень О. Ф. Ткаченко показують, що серед теригенної частини пісковиків значне місце належить уламкам філітів, алевролітів та доломітів. Це свідчить про те, що пісковики нижньодобротівських верств та слобідські конгломерати мали одне джерело постачання. Потужність відкладів нижньодобротівських верств у розрізі р. Пруту дорівнює 170—200 м.

Середні добротівські верстви в даному розрізі мають потужність 200—230 м. Вони складаються з верств пісковика, алевроліту і аргіліту, що часто переверстовуються. Потужність цих верств змінюється від 5—10 см до 2 м (пісковики) і від 2—6 см до 0,2—0,5 м (аргіліти). Пісковики сірі, жовтуваті-сірі, дрібно- та середньозернисті, косоверстовуваті, слюдисті, вапнисті. Алевроліти відрізняються від пісковиків величиною зерен та верстовуватістю. Для них крім косої характерна складно за-

кручена верстуватість. Завдяки косій верстуватості у пісковиках та алевролітах середньодобротівських верств у природних відслоненнях часто утворюється «дзюркїтлива» поверхня (поверхня, що нагадує течію гірського мільководного потоку, в руслі якого поширений галечник).

Аргіліти темно-сірі і жовтувато-сірі, тонкосланцюваті, вапнисті.

Приблизно в середній частині даних верств спостерігається пачка пісковиків (6 м), алевролітів та аргілітів, що не закипають з HCl. Цемент пісковиків іноді доломітовий. Невапнисті породи з'являються і в нижній частині товщі.

В основі середньодобротівських верств у гравелітах, що складаються з дрібних гальок зелених філітів, зрідка ясного вапняку та доломіту, знайдено дві черепашки перевідкладених нумулітів.

Верхні добротівські верстви в розрізі р. Пруту мають потужність 250—270 м. Вони складені в основному із тонкосланцюватих темно-сірих та жовтувато-сірих аргілітів, що, як правило, закипають з HCl.

Проверстки пісковиків і алевролітів спостерігаються значно менше, ніж у залягаючих нижче товщах.

Зверху, біля контакту з породами стебницької світи, серед темно-сірих сланцюватих аргілітів з'являються проверстки червонувато-коричневих глин. Тут виявлено дві потужні верстви (10 і 6 м) пісковиків, розділених глинистою пачкою потужністю 20 м. Подібні пісковики у покрівлі добротівської підсвіти спостерігаються на північному крилі слобідської антикліналі, в розрізі р. Ослави у відслоненні біля с. Білої Ослави та в розрізі р. Бистриці Надвірнянської.

Для відкладів добротівської підсвіти взагалі і особливо для розрізу р. Пруту дуже характерною ознакою є широкий розвиток різних ієрогліфів (головним чином механогліфів), знаків брижі, слідів птахів, парнокопитних та хижаків. Всі ці знаки, сліди та ієрогліфи детально описано в літературі (Вялов, Флеров, 1952; Черняк, 1953 та ін.).

До складу важкої фракції порід добротівської підсвіти, за даними О. Ф. Ткаченко, входять такі мінерали: гранат, циркон, рутил, турмалін, ставроліт, дистен, хлорит, біотит, шпінель, брукіт, анатаз, сфен, піроксен, епідот, барит, глауконіт, ільменіт, пірит, галеніт.

Для добротівських відкладів, на відміну від інших моласових товщ Передкарпаття, характерні значна перевага циркону над гранатом та велика кількість хлориту. При цьому цікавим є поступове зменшення догори середнього вмісту хлориту та збільшення середнього вмісту гранату. Кількість циркону до середньої частини добротівської підсвіти збільшується, а потім (догори) зменшується.

Порівнюючи розрізи відкладів добротівської підсвіти по річках Пруту і Бистриці Надвірнянській, легко помітити деякі відмінності. На р. Пруті нижня піщана товща має потужність близько 170—200 м. На р. Бистриці Надвірнянській нижня товща добротівської підсвіти більш глиниста і її потужність зменшується до 110 м.

Якщо потужність середньої частини добротівської підсвіти на р. Пруті становить 200—300 м, то на Бистриці Надвірнянській вона не перевищує 130 м; верхня частина в першому випадку має потужність 250—270 м, в другому — 400 м.

У північно-західному напрямку від долини р. Пруту одночасно зі зменшенням піскуватості спостерігається зменшення вапнистості. Це можна простежити при порівнянні розрізів Бистриці Надвірнянської і Великого Луковця, добротівські відклади якого представлені глинистими породами, що не закипають з HCl.

У південно-східному напрямку від долини Пруту також змінюється літологічний склад порід добротівської підсвіти, яка особливо добре спостерігається при порівнянні розрізів річок Пруту, Лючки, Рибниці та району с. Вижилиці. Ці зміни пов'язані з загальним зменшенням піскуватості.

Проте, на відміну від північно-західних розрізів, на південний схід від р. Пруту збільшується вапнистість порід добротівської підсвіти.

Із порід, типових для добротівської підсвіти, розрізів рік Пруту, Бистриці Надвірнянської і Лючки було досліджено кілька сотень зразків, проте фауни форамініфер не виявлено, а пилок і спори трапляються по всьому розрізу.

Середній вміст пилку і спор у цих відкладах менший, ніж у відкладах нижньоворотищенських та поляницьких, і більший порівняно з загорськими та стебницькими.

Найхарактернішим для добротівської підсвіти є пилок сосни (*Pinus* sp.), горіха (*Huglans*), сумаху (*Rhus*?), лободових (*Chenopodiaceae*). У цих породах переважають покритонасінні над голонасінними. Спор дуже мало, і родовий склад їх дуже бідний.

Верхня воротищенська підсвіта. Відклади верхньоворотищенської підсвіти у вигляді вузької безперервної смуги витягнуті вздовж краю Карпат від р. Лючки на південному сході до р. Ясенки на північному заході.

Утворення верхньої воротищенської підсвіти найкраще відслонені в розрізах рік Черхави, Воротищі, Сукелю, Великого Луковця, Пруту. В цих розрізах вона представлена монотонним комплексом глинистих порід, які містять уламки та проверстки пісковика. Глини сірі, іноді з легким зеленуватим відтінком, соленосні та гіпсоносні, часто брекчієподібні, з HCl переважно не закипають. Пісковики сірі, дрібнозернисті, алевроитисті, з доломітовим, іноді гіпсовим і гіпсово-доломітовим цементом. Часто цемент є галіт з домішкою глинистого матеріалу. Пісковики складаються з кутастих та напівобкатаних зерен кварцу. Трапляються зерна рудних мінералів. Із рідкісних найчастіше спостерігаються зерна польового шпату, глауконіту, циркону, гранату, рутилу і турмаліну.

Відклади верхньої воротищенської підсвіти, розкриті свердловинами в районах Борислава, Трускавця, Уличного, Доброгостіва, Дзвинячого і Старуні, як правило, дуже сильно насичені сіллю. При цьому верхня частина розрізу свердловин переважно позбавлена солей. В глинах є тільки прожилки, а іноді великі куски волокнистого або цукрового гіпсу. Глини і гіпс утворюють глинисто-гіпсову «шляпу».

Кухонна і калійна солі з'являються на глибинах 20—80 м. Вміст солей буває настільки великим, що вони нерідко складають основну масу породи. Наявність солей у відкладах верхньої воротищенської підсвіти зумовила їх пластичність та утворення (при тектонічних процесах) своєрідних брекчій («зубер»). Ці брекчії складаються з гострокутних уламків пісковиків, змішаних з глинами. Вся маса уламків зцементована галітом.

В соляноглинистій брекчії у вигляді відокремлених лінз спостерігаються калійні породи. Потужність таких лінз змінюється від кількох до 100 м. По простяганню вони часто простежуються на кілька кілометрів. Калієносні осади представлені лангбейніт-каїнітовою породою, яка чергується з кухнею сіллю, засолоненими глинами та пісковиками.

О. І. Горкун (1957), вивчаючи стебницьке калійне родовище, дійшла висновку про можливість виділення у верхній воротищенській підсвіті чотирьох зон калійних солей, що лежать на різних стратиграфічних рівнях. Ці калійні зони в Стебницькому родовищі ділять верхню воротищенську підсвіту на чотири товщі, кожна з них має у покрівлі калієносні породи. Як вказувалось вище, калієносні породи у верхній воротищенській підсвіті залягають у вигляді відокремлених лінз, що зменшує значення калієносних порід для розчленування відкладів верхньої воротищенської підсвіти.

На північний захід від с. Стебника встановлено шість лінз калійних порід, а на південний схід — в районі с. Доброгостова — тільки три. Ці факти також ускладнюють поділ підсвіти на більш дрібні стратиграфічні одиниці.

Потужність верхньої воротищенської підсвіти через нечіткість її нижньої межі важко визначити. В районі м. Трускавець, за даними буріння і

геологічної зйомки, потужність відкладів цієї підсвіти перевищує 1000 м, а в напрямку на північний захід зменшується до 70—150 м (район с. Добромиля).

У породах верхньої воротищенської підсвіти у важкій фракції в значній кількості є гранат, циркон, пірит, окиси заліза та хлорит. Інші мінерали відіграють підпорядковану роль.

На відміну від добротівської підсвіти, для якої характерна значна перевага циркону над гранатом, у верхній воротищенській підсвіті в одних пачках спостерігається перевага гранату, в інших — циркону. В цілому гранату більше, ніж циркону.

Вміст хлориту у породах в напрямку з південного сходу (р. Прут) на північний захід (до р. Ясенки) зменшується. В розрізах на р. Воротищі біля контакту воротищенської та стебницької світ кількість хлориту різко зростає в порівнянні з нижніми верствами. Збільшується вміст хлориту догори і в розрізі р. Тужанки.

Піриту особливо багато (середній вміст у важкій фракції 53%) у розрізі рік Ясенки, Воротищі та Пруту. По р. Тужанці, тобто в центральній зоні прогину, вміст його зменшується (середній вміст 28%). Одночасно тут з'являються в значній кількості окиси заліза (середній вміст 16,8%).

За мікрофауною верхню воротищенську підсвіту виділено в зону мікроорганізмів з кремнієвим скелетом.

В окремих поверстках цієї підсвіти виявлені піщанисті форамініфери, представлені в основному родами *Rhabdammina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Spiroplectammina*.

Вапнисті форамініфери дуже рідкісні. Виявлено радіоларії та численні спікули губок. Спорадично трапляються зуби риб та уламки остракод. Спори та пилок в породах цієї підсвіти спостерігаються переважно у невеликій кількості.

В палеологічному відношенні для верхньої воротищенської підсвіти характерна перевага голонасінних форм над покритонасінними.

Стебницька світа

Назва «стебницькі верстви» вперше з'явилась в літературі у 1927 р. Ввів її К. Толвінський. В цьому понятті дослідник об'єднав всі різноколірні породи, які залягають вище від невапнистих соленосних глин в районі с. Стебника (околиці м. Борислава). На південному сході, в межириччі Бистриці Надвірнянської — Пруту, верстви, що залягають вище від добротівських порід, Толвінський назвав стебницькими. Він визначив верхню межу для району Косова, вважаючи, що тут вище від стебницьких залягають церитієві верстви. В стебницькі верстви Толвінський включав не тільки рожеві мергелі Р. Зубера та Б. Свідерського, а й балицькі верстви Г. Сизанкура (1925).

Аналогічної точки зору дотримувався Б. Буяльський, який твердив (1930), що стебницькі та балицькі верстви є фаціями однієї стратиграфічної одиниці.

Згодом під терміном «стебницькі верстви» всі дослідники (в тому числі і автори) почали розуміти тільки різноколірні (червоні, зелені, сірі) породи, що покривають воротищенську світу. Верстви, що залягають вище, називали спочатку балицькими, пізніше угерськими. Надалі багато геологів відмовились від терміну «угерська серія» і визнали за кращий термін «балицькі верстви».

В Самбірській зоні Передкарпатського прогину відклади стебницької світи найбільш поширені. Вони виходять на поверхню у вигляді широких смуг, витягнутих у північно-західному напрямку від державного кордону з Румунією до кордону з Польщею.

Південно-західною межею розвитку порід стебницької світи є смуга воротищенської світи, що прилягає до палеогенового флішу. На північному

сході поширення цієї світи обмежене лінією насуву Самбірської зони прогину на Більче-Волицьку.

Відклади стебницької світи виявлені значно краще, ніж всі інші осадки міоцену. В північно-західній частині прогину від р. Сукеля до р. Вирви породи стебницької світи відслонені вздовж південно-західної межі її розвитку. На останній, значно більшій, частині межириччя Сукеля — Вирви вони всюди покриті антропогеновими утвореннями. Ця обставина ускладнила можливість вивчення змін літологічного складу порід стебницької світи вхрест простягання. На південний схід від р. Сукеля до державного кордону з Румунією можна спостерігати багато відслонень цих відкладів, які дають можливість судити про літологію порід на всій площі (розріз рік Тужанки, Чечви, Лукви, Бистриці Надвірнянської, Пруту, Черемошу). В стебницькій світі, в смузі, що простягається вздовж південно-західного краю Карпат, можна виділити два літолого-фаціальних комплекси: піщано-глинистий і глинистий, загіпсований, з лізними солей.

Перший літолого-фаціальний комплекс поширений на північний захід від м. Дрогобича. На крайньому північному заході в околицях м. Добромиля стебницька світа складається з чотирьох компонентів, що чергуються між собою, — гравелітів, пісковиків, алевролітів та глин.

Пісковики в даному районі є головною складовою частиною світи. Їх сумарна потужність (на відслонених ділянках) по р. Ясенці становить 150—160 м. Сумарна потужність інших компонентів менша: гравелітів 10—12, алевролітів 6 та глин 110 м. Проверстки гравелітів спостерігаються по всьому розрізу, але насамперед їх виявлено в низах стебницької світи (розріз р. Ясенки, св. Нижанковичі-1). Вони складаються з дрібних гальок (0,1—1 см) зелених та цегляно-червоних філітів, кварцу та вапняку. Цемент гравелітів глинисто-карбонатний. Потужність проверстків змінюється від 15 см до 0,5 м.

Пісковики та алевроліти, як і гравеліти, простежуються по всьому розрізу. Потужність окремих проверстків і пластів зростає знизу догори, досягаючи біля контакту з залягаючою вище балицькою світою 30—40 м. Пісковики переважно ясно-сірі або жовтувато-сірі, дрібно- та середньозернисті, косоверстуваті, вапнисті.

Алевроліти, що спостерігаються у вигляді тонких проверстків (0,1—0,5 м), мають добре виражену косу верстуватість. Колір їх ясно-сірий.

Глини стебницької світи забарвлені у червонувато-коричневий, блідо-зелений та сірий кольори. Завдяки чергуванню цих кольорів, глини набувають смугастого вигляду. Вони вапнисті, з ясно вираженою верстуватістю. Строкатобарвність глин разом з вапнистістю і сильною солодістістю — найхарактерніша ознака стебницької світи, за якою можна легко відрізнити її від залягаючих вище та нижче порід.

На контакті глин та пісковиків часто спостерігаються білі вапнисті конкреції химерної форми. Розміри конкрецій (річки Бистриця Підбузька, Ясенка) 0,5—7 см. Така загальна літологічна характеристика порід стебницької світи для району Добромиля. Приблизно такий же літологічний склад характерний для всієї смуги, яка проходить через села Хирів, Стару Сіль, Винники, Івана Франка до м. Дрогобича.

На північний захід від м. Добромиля, тобто на продовженні цієї смуги (біля державного кордону з Польщею), кількість грубоуламкових осадків різко збільшується. Тут головними є гравеліти і грубозернисті пісковики; кількість та потужність глин помітно зменшуються. Слід відзначити, що гравеліти набувають значно більшого вертикального поширення, вони є у великій кількості не тільки в підшві світи, а й по всьому розрізу.

Потужну товщу гравелітів та дрібногальчаникових конгломератів у нижній частині світи розкрито глибокою параметричною св. Нижанковичі-1. В інт. 3580—3832 м розріз представлений грубоуламковими породами.

Максимальний розріз гальок 5 см. За формою уламки напівобкатані та кутасті. Вони складаються (за даними Ф. Т. Хадикіна) з пісковиків, алев-

ролітів та аргілітів, зелених та червоних філітів, хлоритових та серицитових сланців, білих кварцитів, вапняків та доломітів. Цемент — піщано-глинистий, вапнистий, темно-сірий та червонувато-коричневий.

Потужність відкладів стебницької світи в північно-західній частині прогину змінюється від 700—800 до 2500 м.

Із мікрофауни в північно-західних розрізах знайдено *Glomospira charoides* (P a r k. et J.), *Cristellaria* sp., *Florilus boueanus* (O r b.), *Gümbelina* aff. *pumilla* S u b b., *Globigerina globosa* P i s c h w., *G. pseudoeidita* S u b b., *Streblus eobeccarii* P u t r., *Bolivina subdilata* P i s c h w., *Caucasina tenebricosa* P i s c h w., *Cibicides abnormis* P i s c h w.

Поряд з форамініферами *in situ* виявлено численні перевідкладені крейдові та еоценові форми. В масовій кількості спостерігаються радіолярії *Cenosphaera* sp., *Cenodiscus* sp., *Eochitonia* sp.

Кількість мікрофауни збільшується у верхній частині стебницької світи. Особливо помітно зростає кількість радіолярій та уламків черепашок іноцерамів. Приблизно в середній частині товщі трапляються споробруньки хараций та остракоди.

Спорово-пилковий аналіз показує, що в нижній половині стебницької світи є голонасінні (10—16%), покритонасінні (до 9%), папоротеподібні (до 18%), гістрихосферидії та лейосферидії (36—80%).

Макрофауни не виявлено.

Другий літолого-фаціальний комплекс (Надвірянський) стебницької світи розвинуту на південний схід від м. Дрогобича. Відмінними ознаками цього комплексу є помітне зменшення кількості піщаних проверстків, поява в розрізі гіпсоносних пачок та лінз, збільшення кількості пачок глин червонувато-коричневого кольору та проверстків гравелітів, що трапляються подекуди.

У межиріччі Чечви — Черемошу стебницька світа складається з червоно-коричневих, рідко зеленувато-сірих вапнистих глин та пісковиків. У нижній частині світи пісковиків дещо менше, ніж у верхній. Пісковики сірі і зеленувато-сірі, дрібно- та середньозернисті, кошеруваті, слюдисті, вапнисті. Потужність їх змінюється від кількох сантиметрів до кількох метрів. Часто у пісковниках спостерігаються включення глинистих гальок, які свідчать про внутрішньоформаційний розмив під час седиментації. В одному пласті пісковика, який має потужність близько 10 м і відслонюється в урвищах лівого берега Бистриці Надвірянської біля мосту при в'їзді в м. Надвірну, спостерігається (в нижній частині) проверсток, збагачений обугленими рослинними рештками, покритими мідною зеленню.

Для відкладів стебницької світи характерні ієрогліфи та тріщини усихання. В нижній частині знайдено сліди парнокопитних та птахів.

В районі с. Красного, на південь від м. Надвірної серед суцільного поля розвитку стебницьких відкладів відома товща ясних зеленуватих дацитових туфів. Багато геологів відносять їх до стебницької світи. Більш імовірно, однак, що туфи займають значно вище стратиграфічне положення, залягаючи в ядрі синклінальної складки.

На відміну від порід добротівських верств, для відкладів стебницької світи характерне переважання серед мінералів важкої фракції гранату над цирконом.

За літологічним складом породи стебницької світи південно-східних розрізів можна поділити на три товщі: нижню — піщано-глинисту, середню — з перевагою піщаного матеріалу та верхню — глинисту. До середньої частини розрізу, на думку В. В. Глушка, приурочені лінзи калійних солей Калуша та солей Ланчина (ланчинська світа) і Утороп. На думку других геологів, калійні солі Калуша належать до верхньої воротнищенської підсвіти. Треті помішали їх у покривлі стебницької світи, а четверті — в основі балицької світи. Є і п'ята точка зору, згідно з якою калуські калійні солі розглядаються як аналог тортонських гіпсів та ангідритів тираської світи.

Неповна потужність відкладів стебницької світи по розрізу р. Бистриці Надвірнянської становить 550 м, а по р. Пруту — 700 м.

Різноколірні породи стебницької світи містять багатий комплекс дрібних форамініфер *Spiroplectamina stebnicaensis* P i s c h w., *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Florilus boueanus* (O r b.), *Elphidium stebnicaensis* P i s c h w., *Gyroidina marina* P i s c h w., *Streblus eobecchari* P u t r., *Caucasina terebricosa* P i s c h w., *Uvigerina bononiensis* F o r n., *Cibicides borislavensis* A i s., *Siphonina stebnicaensis* A i s., *Globigerinoides bisphaericus* T o d d., *G. trilobus* (R s s.) *Globorotalia scitula* (B r.), *Globoquadrina langhiana* C i t a e t G e l. *G. dehiscens* (C a r p., P a r r. e t C o l l.), *Globigerina praebulloidis* B o l l i. Виділено маркіруючу зону *Globoquadrina langhiana dehiscens*.

Балицька світа

До балицької світи віднесено сірі і зеленувато-сірі глини та пісковики, які залягають на породах стебницької світи і незгідно покриваються відкладами богородчанської світи.

Балицьку світу вперше виділив Г. Сизанкур у 1925 р. в розрізі р. Свічі. На північному заході даного регіону аналоги цих верств описали В. Фрідберг (1931, 1939) та Т. Вісневський як краковецькі глини. В центральній частині прогину, в розрізі р. Свічі, Г. Тейсейре та Ю. Обтулович описали їх як добротівські відклади, в районі м. Коломиї балицькі верстви Я. Ломницький описав як покутські глини, Р. Зубер — як церитівські верстви та соленосні глини, Б. Свідерський — як тортон. Б. Буяльський балицькі верстви вважав фацією строкатих мергелів (стебницьких верств К. Толвінського).

Балицькі верстви А. Е. Михайлов відніс до чаплинської світи, а В. І. Берлявський виділив їх у ляховецьку світу. М. Д. Єлін з групою геологів, за матеріалами буріння в районі Угерсько — Більче — Волиця, товщу пісковиків, що залягають нижче від гіпсо-ангідритової світи, назвав угерською світою. Багато геологів вважали, що балицькі верстви синхронні з угерськими пісковиками. Згодом було доведено, що угерські пісковики належать до верхньої крейди і нічого спільного не мають з балицькими верствами. Крім того, встановлено, що відклади балицької світи поширені тільки у Самбірській зоні Передкарпатського прогину.

В крайній північно-західній частині Передкарпатського прогину осадки балицької світи по лінії насуву прилягають до палеогенового та верхньокрейдового флішу. На південний схід від м. Перемишля між карпатським флішем і відкладами балицької світи з'являється смуга порід стебницької світи. Далі на південний схід смуга розвитку балицької світи поступово віддаляється на північний схід до с. Богородчан. У південно-східній частині прогину до балицьких відкладів, певно, належать сірі глини та пісковики з проверстками червонуватих порід в основі з сірою соленосною товщею (рис. 27). Вони з'являються в розрізі річок Пруту, Лючки та її притоки р. Кошелівки.

В околицях м. Добромиля балицька світа складена чергуванням глин, пісковиків, гравелітів та конгломератів. Глини сірі, жовтувато-сірі, іноді з зеленуватим відтінком, злегка піскуваті, слюдисті.

Піски та пісковики жовтувато-сірі (спостерігаються у вигляді малопотужних проверстків), дрібнозернисті, з включеннями дрібних лусочок слюди. Гравеліти представлені тонкими проверстками та лінзами у піскуватих пластах. Вони утворені з дрібних обкатаних уламків карпатських порід: пісковиків, роговиків (темних кременів), кварцитів та зелених сланців. Конгломерати складені з цих самих порід. Кількість конгломератів та гравелітів збільшується у верхній частині світи.

В комплексі мікрофауни балицької світи в північно-західній частині Передкарпаття переважає перевідкладена фауна із карпатської крейди та

палеогену, серед якої у великій кількості виявлено перевідкладені еоценові радіолярії та уламки черепашок іноцерамів.

Міоценові види трапляються рідко, проте вони дуже різноманітні.

Винятком є радіолярії. Наведемо загальний список мікрофауни: *Nodosaria* aff. *scabra* O r b., *Globorotalia brevispira* (S u b b.), *Globigerina bollii* C i t a et G e l a t i., *G. altispira* (C u s h m. et J a r v.), *Globorotalia mayeri* C u s h. et J a r v., *Globigerinoides trilobus* (R s s.), *Eponides umbonatus* O r b., *E. octocameratus* S u b b., *Streblus eobeccarii* P u r t., *Bulimina buchiana* O r b., *Caucasina tenebricosa* P i s c h w., *Bolivina miocaenica* M a c f., *Cibicides abnormis* P i s c h w., *C. ungerianus* (O r b.), *Pullenia bulloides* O r b.,

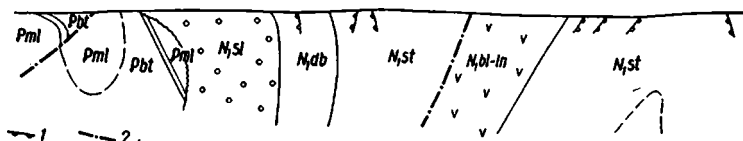


Рис. 27. Розріз через північне крило антиклиналі Слободи-Рунгурської по долині р. Лючі в районі с. Яблунева:

1 — падіння порід та положення ієрогліфів; 2 — насуви; Pbt — бистрицька світа; Pml — менилітова світа; Nst — слобідські конгломерати; Ndb — добровітська підсвіта; Nst — стебницька світа; Nbl-ln — балицька та ланчинська світи.

Melonis aff. *soldanii* (O r b.), *Nonion tumidulus* P i s c h w., *Cassigerinella globolocola* (I v a n.), *Elphidium* ex gr. *macellum* (F. et M.).

У породах балицької світи виявлено також оогонії харових водоростей та остракоди. В розрізах біля сіл Ступниці і Котованого, в районі міст Стрию та Калуша, у свердловинах в районі с. Нижанковичів у покрівлі балицької світи в темно-сірих та зеленувато-сірих вапнистих глинах виявлено скопчення черепашок міліолід разом з численними дрібними гастроподами та остракодами. Деякі проверстки містять зуби риб та рослинні рештки. Черепашок міліолід в цьому комплексі виявлено дуже багато, і вони настільки характерні, що можна виділити маркіруючий горизонт з *Quinqueloculina distorta* у міоценових відкладах Передкарпаття. Найхарактернішими формами для цього горизонту є *Quinqueloculina distorta* P i s c h w., *Q. mayeriana* O r b., *Q. ovula* K a r g.

Виявлено також багато гастропод, серед яких Я. Чарноцький і К. Ковалевський (1934) визначили *Hydrobia* aff. *frauenfeldi* H ö g n., *H. sp.*, *Neritina* sp., *Melonopsis* sp., *Planorbis* sp.

На південний захід від с. Ступниці вище від балицької світи спостерігаються породи, що містять нижньотортонський комплекс мікрофауни. Потужність відкладів балицької світи в цих розрізах становить 2000 м.

У стратотипі по р. Свічі балицька світа представлена сірими, зеленувато-сірими, рідко червонувато-коричневими вапняковистими глинами з малопотужними проверстками жовтувато-сірих пісковиків і рідкісними проверстками гравелітів та дрібногалечних конгломератів. В даному районі потужність порід балицької світи ледве досягає 500 м.

В комплексі форамініфер часто спостерігаються глобigerиніди, булімініди, роталіди, аномалініди. Виявлено також харові водорості та остракоди.

У розрізах свердловини м. Калуша виділено характерний для балицької світи міліолідовий горизонт з типовими для нього, крім міліолід, остракодами та гастроподами.

Добромільсько-радицька світа (тортон?)

У північно-західній частині Внутрішньої зони Передкарпатського прогину на горі Радич, в селах Медвежому, Рихтичах та в околицях м. Добромиля спостерігаються конгломератові товщі. Всі ці конгломерати, за винятком

добромильських, приурочені до однієї синкліналі, що простягається на 100 км від м. Радича через Солець — Рихтичі і на південь від м. Стрию. Положення в розрізі та вік цих конгломератів різними дослідниками визначаються по-різному.

Добромильські конгломерати у вигляді вузької смуги простягаються від р. Вирви через гору Гербург до південної околиці м. Хирова. Потім вони з'являються на південному сході від Хирова в селах Березів та Тарнавці, складаючи Лису Гору. Конгломерати розвинуті у флішеві смузі і контактують з відкладами верхньої крейди, еоцену та олігоцену. Вік добромильських конгломератів визначався від верхньої крейди до тортону.

До складу добромильських валунно-галечних конгломератів входять уламки (іноді добре обкатані) пісковиків верхньокрейдового (90%) і палеогенового (5%) флішу, численні відміни мергелів, кременів (олігocenових роговиків), кварцитів, ясних вапняків та аргілітів. Мергелів та пелітоморфних вапняків верхньокрейдового типу особливо багато в розрізі р. Ясенки.

Наявність у складі добромильських конгломератів гальок та валунів роговиків із менілітових сланців виключає їх палеогеновий вік.

Для встановлення віку добромильських конгломератів вирішальне значення мають відслонення по потоку, що протікає через с. Березів (на південний схід від м. Хирова). В цьому розрізі у смузі розвитку палеогенового флішу біля насуву Орівської скиби на поверхні, знизу догори, відслонюються:

1. Товща конгломератів з уламків палеогенового та крейдового флішу. Породи падають на південний захід під кутом 15—20°. Видима потужність 70—100 м.
2. Глини сірі та буровато-сірі, піскуваті, невапнисті. Потужність 3 м. Контакт між глинами та конгломератами різкий, нерівний.
3. Брекчія, яка складається з гострокутних уламків різної величини менілітових сланців, зелених порід еоцену, сірих та буровато-сірих глин, що бурхливо закипають з HCl. Глини аналогічні до верстви 2 за літологією і знайденою в них фауною форамініфер. Видима потужність брекчеподібної товщі кілька десятків метрів.

В глинах верстви 2 визначено фауну форамініфер: *Rhizammina* sp., *Haplophragmoides* aff. *scitulum* Br., *Cristellaria ctear* (Or b.), *Dentalina elegans* (Or b.), *Nodosaria lepida* Or b., *Marginulina similis* Or b., *Spiroloculina canaliculata* Or b., *Bulimina buchiana* Or b., *Uvigerina asperula* Cz., *Pleurostomella alternans* Sch w a g., *Pullenia bulloides* (Or b.), *Globigerina tricamerata* Tol m., *Biorbulina bilobata* (Or b.), *Globigerinoides trilobus* (R s s.), *Candorbulina universa* (J e d l.), *Globigerina carteri* (K a r r.), *Globobulimina alfpispa* (C u s h m. et J a r v.), *Globobulimina mayeri* (C u s h. et E l l.), *Cibicides ungerianus* (Or b.).

Наведений комплекс мікрофауни є характерним для середньоміоценових відкладів європейської частини СРСР та зарубіжних західноєвропейських країн. Особливо важливим у даному випадку є багатство знахідок виду *Candorbulina universa*.

Подібний комплекс відомий з відкладів нижнього тортону багатьох районів Передкарпаття. Це дає підставу вважати глини с. Березова нижньотортонськими, а підтелюючи їх добромильські конгломерати — гелвет-нижньотортонськими.

Радичькі конгломерати у вигляді витягнутої лінзи поширені на площі між селами Боневичами на північному заході і Городовичами на південному сході. Вони складають гору Радич, яка різко виділяється на фоні рівнинного, злегка горбкуватого рельєфу передгір'я Карпат.

Краї відслонення цієї товщі спостерігаються в ярах, які простежуються на північно-східному схилі гори. У відслоненнях радичькі конгломерати складаються із обкатаних та кутасто-обкатаних гальок (2—10 см) і валунів (до 20 см), пісковиків, фукоїдних мергелів (стрийської, яменської та витвицької світ), аргілітів та роговиків менілітової світи. Гальки екзотичних порід трапляються рідко.

Породи балицької світи, що підстеляють радицькі конгломерати, відкладені у гелльветський час. Верхню межу радицьких конгломератів не з'ясовано, оскільки останні вивопнюють ядро синклінальної складки, де молодших відкладів (на г. Радич) немає. Тому про породи, що покривають радицькі конгломерати, можна робити висновки тільки на підставі аналізу геологічної будови сусідніх районів.

По простяганню радицьких конгломератів (4—8 км від південно-східної межі їх поширення) спостерігаються породи в с. Чаплі, що містять нижньотортонську фауну і покривають балицьку світу. Верстви з фауною *Amussium denudatum* (R s s.) відслонюються в с. Чаплі та, як і радицькі конгломерати, заповнюють ядро синклінальної складки Солець — Радич. Тому радицькі конгломерати можуть бути або молодші від верств з *Amussium denudatum*, або давніші. Можна припустити, що радицькі конгломерати утворені одночасно з добромильськими. В цьому випадку добромильсько-радицька товща повинна бути між нижнім тортоном та балицькими верствами гелльвету. Оскільки добромильські конгломерати лежать з кутуюю незгідністю на карпатських породах, є підстава виділити їх разом з радицькими в одну самостійну світу (добромильсько-радицьку).

НИЖНІЙ ТОРТОН Богородчанська світа

До богородчанської світи віднесено сірі, ясно-сірі та зелені мергеліст глини, які іноді переходять у щільні сірі мергелі з проверстками бурих та сірих пісковиків. До середньої частини розрізу приурочені проверстки туфів потужністю до 40—60 м. У верхній частині розрізу в с. Чаплі, в свердловинах на площах Немирів, Підлуби спостерігаються літотамнієві вапняки. Глинисто-мергельні породи в напрямку на північний схід (до окраїни платформи) замінюються товщею кварцово-глауконітових зеленувато-сірих і зеленувато-жовтих пісковиків.

А. Е. Михайлов (1951) відніс ці відклади до чаплинської світи, куди увійшли і породи балицької світи, В. І. Берлявський — до ляховецької, М. Д. Єлін — до угерської світи. Всі ці світи, як показало подальше вивчення (Глушко, Пішванова, 1954), об'єднують по дві або три різновікові товщі. Це послужило підставою виділити верстви з *Amussium denudatum*, які згодом були названі богородчанською світою (Пішванова, 1960).

Трансгресивне залягання порід цієї світи в одних випадках на відкладах балицької світи, в інших на платформених осадках крейди, юри і палеогену свідчить про велику морську трансгресію, що захопила майже всю територію Передкарпатського прогину.

Потужність порід богородчанської світи збільшується в бік Внутрішньої зони прогину, досягаючи місцями 40—100 м і більше. За літологічними ознаками та комплексами мікрофауни богородчанську світу можна поділити на дві товщі: мергельно-туфову (нижню), виділену в горизонт *Candorbulina universa*, і глинисто-піщану (верхню) — горизонт з *Universa asperula*.

Мергельно-туфова товща в Самбірській зоні Передкарпатського прогину відслонюється в районі м. Калуша, с. Красного і в с. Ступниці. Найбільше поширена вона, однак, у Більче-Волицькій зоні, де розкрита свердловинами в районах Коршів — Іспас, Богородчани, Грабівка, Калуш, Угерсько та ін. Мергелі та аргіліти цієї товщі містять масове скупчення глобігеринід, основними серед яких є *Candorbulina universa* (J e d l.), *Biorbulina bilobata* (O r b.), *Globoquadrina altispira* (Cush m. et J a r v.), *Globigerina opinata* P i s c h w., *Globorotalia mayeri* Cush m. et E l l i s, *Globigerinoides transitoria* B l o w., *G. bisphaerica* T o d d., *G. trilobus* (R s s.).

Крім глобігеринід в цьому комплексі визначено *Spiroloculina tenuissima* R s s., *Cibicides ungerianus* (O r b.), *C. ungerianus ukrainea* P i s c h w., *Bulimina buchiana* O r b., *Pleurostomella alternans* S c h w., *Bolivina*

scalprata retiformis C u s h., *Pseudoparella nova* P i s c h w., *Gaudryina typica* P i s c h w.

Залігаючи вище глинисто-піщана товща простежується головним чином по свердловинах в районах Угерського, Рудків, Більче-Волиці, Калуша, Підлуб.

Комплекс мікрофауни глинисто-піщаної товщі богородчанської світи дещо змінюється у порівнянні з залігаючою нижче товщею. Кандорбулін та глобигериноїд майже зовсім нема. На зміну їм приходять численні лягеніди та спіроплектаміни. Крім того, виявлено багато *Universa asperula*, які дозволили виділити характерний мікрофауністичний горизонт з *Universa asperula*.

Нижньотортонські відклади містять багату фауну молюсків. У глинисто-мергелистих породах більш глибоководного походження часто спостерігаються рештки тонкостінних черепашок *Amussium denudatum* (R s s.) і близької форми. В більш мілководній піскуватій глауконітовій фації фауна особливо численна. Переважають пектеніди *Amussium denudatum* (R s s.), *Am. cristatum* B r o n., *Pecten bessi* A n d r z. та ін. У розрізі с. Чаплі В. П. Казакова (1952) визначила нижньотортонські *Amussium denudatum* (R s s.), *A. cristatum* B r o n n., *Leda fragilis* C h e m n., *Cerithium* sp., *Corbula gibba* O l., *Terebratula* cf. *hoernensi* E u e r s., *Cardium* sp., *Venus* sp.

За умовами походження породи богородчанської світи є утвореннями морського басейну з нормальною солоністю. Час їх нагромадження відповідає найбільшій в неогені морській трансгресії.

ВЕРХНІЙ ТОРТОН

Тираська світа

Відклади цієї світи в літературі відомі під назвою подольської гіпсоангідристової світи, придністровських гіпсів та хемогенних вапняків, верхньої соленосної світи (Богданов, 1940), хрещатинських верств (Лівенталь, 1953), тираської гіпсоангідристової серії (Вялов, 1951).

Породи тираської світи широко розвинуті не тільки в Передкарпатському прогині, а й на південно-західній окраїні Східно-Європейської платформи. Вони залігають трансгресивно на різних горизонтах богородчанської світи, іноді — на осадках крейди та юри.

Ці породи представлено пластами ангідриту або гіпсу, місцями розділеними тонкими проверстками глини.

У південно-східній частині Більче-Волицької зони товща гіпсів та ангідритів подекуди замінюється кам'яною сіллю. Відклади такого типу виявлено в свердловині на північний схід від м. Коломиї, де вони мають потужність до 250 м. Є ознаки наявності солей у розрізі гіпсоангідристової (тираської) світи в свердловині, пробуреної в м. Косові, Гуцул-1 в с. Вербівці (Wyszynski, 1939).

У Самбірській зоні Передкарпатського прогину гіпсам та ангідритам, мабуть, відповідають конгломерати в розрізах рік Дубровки, Рихтичі, Мюль-Бах. Потужність гіпсів та ангідритів змінюється переважно від 6 до 60 м, іноді різко зростає.

Гіпси та ангідрити тираської світи займають певне положення в розрізі між нижнім тортоном — богородчанською світою і верхнім — косівською світою.

У питанні про вік порід тираської світи до цього часу немає єдиної думки: чи належать вони до нижнього тортону, чи починають новий трансгресивний півньотортонський цикл осадконагромадження.

Розшуки фауни у проверстках глини, що залігають між солями, довгий час не давали позитивних результатів, достатніх для визначення віку. У багатьох випадках було знайдено рідкісні черепашки *Globigerina* sp. in-

det., *Elphidium* sp. та численні спікули губок. Згодом у глинах серед гіпсу та ангідриту в Передкарпатському прогині в с. Подорожному (між селами Баличами та Журавним) у верхній частині гіпсо-ангідритової світи було виявлено численні верхньотортонські форамініфери: *Quinqueloculina akneriana* O r b., *Biloculina clypeata* O r b., *Spiroloculina canaliculata* O r b., *Cibicides lobatulus* (W. et. J.), *Melonis soldanii* (O r b.), *Globigerina bulloides* (O r b.), *Globorotalia* sp., *Bulimina elongata* O r b., *B. longa* (V e n g l.), *Uvigerina semiornata* O r b., *Sphaeroidina austriaca* O r b.

Поряд з характерними верхньотортонськими форамініферами визначено гастроподи *Atlanta korobkovi* (G o r. et B u r.) та велика кількість черепашок *Spiralis*. У гіпсовому кар'єрі біля м. Щирія в глинах із верхньої десятиметрової товщі гіпсу було виявлено доброї збереженості верхньотортонські *Globigerina bulloides* O r b., *Bulimina elongata* O r b., *Elpidium angulatum* (E g g.), *Entosolenia* sp.

Вся виявлена фауна, типова для косівської світи, підкреслює поступовість переходу осадків засолонених лагун до нормально морських осадків верхнього тортону. Вона характерна для басейну нормальної солоності, про що свідчать і численні знахідки решток морських їжаків (голки і таблички панциря).

Нагромадження порід тираської світи відбувалось у великому напівізолюваному басейні, який утворився в Передкарпатті після регресії нижньотортонського моря.

Косівська світа

Товщі осадочних порід міоцену, що залягають вище від тираської світи в Передкарпатському прогині, багато дослідників (Берлявський, 1949; Вялов, 1951; Голубков та Черняк, 1952; Глушко, 1953) відносили до галицької серії верхнього тортону.

Співробітники Карпатської експедиції МГРІ, слідом за польськими дослідниками, виділяли покутську світу.

За характером поширення фауни і почасти за літологічними ознаками у відкладах, що залягають над гіпсо-ангідритовою світою, групі геологів (на чолі з М. Д. Єліним) вдалося відмітити два цикли осадконагромадження. Перший — нижній — виділено в косівську світу верхнього тортону, другий — верхній — в дашавську світу нижнього сармату.

Відклади косівської світи відслонюються в розрізі рік Рибниці та Пістинки.

Повністю косівську світу розкрито тільки свердловинами на південному сході Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, де її виділено в розрізах площ Коршів — Іспас, Рожнів — Іспас, Гринівка, Горохолина, Сторожинець, Ковалівка — Черешенька.

В північно-західній частині Передкарпаття в розрізах свердловин площ Ходновичів, Рудків, Судової Вишні, Крехова, Калуша косівську світу представлено тільки нижньою частиною — вербовецькими і частково прутськими верствами. Відклади сармату залягають на розмитій поверхні верхнього тортону.

Косівська світа складена темно-сірими тонковерстуватими глинами, алевролітами та сірими пісковиками з проверстками глин. У нижній частині цієї товщі є проверстки туфів. Породи косівської світи містять багатий комплекс морської фауни, в якому переважають молюски та форамініфери, часто спостерігаються рештки морських їжаків.

Б. П. Жиженко (1952), який вивчав фауну молюсків у південно-східній частині прогину, товщу порід, що залягає над гіпсами і відповідає косівській світі, виділив у верстви з *Pecten elini* Z h i z h. і назвав їх чернівецькими. Характерними молюсками для цих верств він вважав, крім *Pecten elini* Z h i z h., ще *Pecten galiciana* F a v r e, *Pecten neumayeri* H i l b.

За дослідженнями М. І. Бурової, із видів молюсків, які поширені тільки в косівській світі, треба вказати *Lutetia nitida* R s s., *Similipecten elini* (Z h i z h.), *Chlamys (Aequipecten) wolfi* H i l b., *Chlamys galiciana* F a v e, *Ch. neumayri* H i l b., *Atlanta korobkovi* G o r. et B u r.

При вивченні розподілу фауни по вертикалі визначено три зони: нижню зі спіралісами, для якої характерні масові знахідки черепашок крилоногих молюсків; середню — де численні *Similipecten elini* (Z h i z h.) і *Atlanta korobkovi* G o r. et B u r. та багато інших характерних для цієї зони молюсків: *Nucula nucleus* L., *Lutetia nitida* R s s., *Cuspidaria costellata* D e s h., *Corbula gibba* O l., спостерігаються рештки панцирів та голки морських їжаків; третю — верхню зону, що визначається загальним збідненням фауни. Ця верхня частина розрізу поширена тільки на південному сході Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Верстви з морською фауною змінюються тут піщано-глинистою пачкою, яка містить поряд з морськими формами численні евригаліні види, що пізніше дуже поширюються в нижньому сарматі. Змінюється і характер відкладів. У глинах багато рослинних решток, місцями є проверстки вугілля — лігніту (ковалівські верстви). В цій частині розрізу трапляються рештки крабів та численні хітинові фрагменти, які належать, імовірно, до ракоподібних.

Відклади косівської світі характеризуються багатим комплексом типових морських форамініфер, серед яких велику роль відіграють піщанисті і вапняковисті форми.

Детальний поділ порід косівської світі на підставі вивчення форамініфер і їх розподілу в розрізах вперше зробив В. Є. Лівенталь (1953), який виділив вербовецькі, прутські та коломийські верстви. Подальше вивчення форамініфер підтвердило правильність такого поділу та дозволило виділити ще дрібніші зони: вербовецькі верстви за мікрофауною розділені на дві зони, а у верхній частині косівської світі виділено ще ковалівські верстви (Пішванова, 1960; Буров та ін., 1956).

Вербовецькі верстви. За літологічним складом ці верстви представлено глинами з рідкими та тонкими проверстками пісковиків і туфів. Глини сірі, верствуваті, вапнисті, щільні.

Пісковики сірі і ясно-сірі кварцові, дрібно- і середньозернисті, щільні та силучі, вапнисті, слюдисті. Характерною ознакою вербовецьких верств є наявність великої кількості піриту та іноді зерен глауконіту. Пірит часто утворює псевдоморфози по мікрофауні.

За літологічним складом і характером розміщення мікрофауни вербовецькі верстви ділять на дві товщі: нижню — туфогенну (радіолярієвий горизонт) і верхню — глинисту (горизонт з *Globigerina bulloides* і *Spiralis*.)

Радіолярієвий горизонт простежується в розрізах свердловин м. Калуша, на площах Опари, Берегомета і в розрізі по р. Бистриці Солотвинській. У горизонті виявлено велику кількість своєрідних кременистих радіолярій із родів *Panartus*, *Cenosphaera*, *Rhapalastum*, *Euchitonina*, приурочених до попільних туфів, які є маркіруючими у верхньому тортоні Передкарпаття. Радіолярії настільки характерні і властиві тільки для цієї частини розрізу, що за ними виділено самостійний стратиграфічний горизонт.

Горизонт з *Globigerina bulloides* і *Spiralis* визначено у свердловинах площ Угерського, Калуша, Гринівки, Косова та у відслоненнях по р. Бистриці Солотвинській.

Потужність горизонту досягає у південно-східній частині прогину 500 м. Він містить численні планктонні форамініфери, які спостерігаються у вигляді масових скупчень черепашок глобigerинід.

Найхарактернішими видами для цього горизонту є *Globigerina bulloides* O r b., які виявлено тут в величезному скупченні та *Gl. paula* P i s c h w., *G. diptostoma* R s s., *G. concinna* R s s., *G. regularis* R s s., *G. globosa* P i s c h w., *Globigerinoides dividens* L u c z k.

Поряд з глобігеринами є й інші планктонні форми (*Spiralis valvatina* R s s., *Sp. kochehi* R s s.).

Із бентосних форамініфер виявлено нечисленні *Quinqueloculina akneriana* (O r b.), *Bulimina elongata* O r b., *Asterigerina* sp.

У невеликій кількості трапляються зуби риб.

Вербовецький час відповідає новому етапу у розвитку тортонського басейну. Багатство глобігеринід та спіралісів вказує на відносну глибоководність осадків.

Пруцькі верстви у Передкарпатському прогині мають значне поширення. Ці відклади розкрито свердловинами в районах сіл Рожнева—Іспаса, Гринівки, Крехова, Сторожинця, Косова, Рудків, Угерського, Більче-Волиці та у відслоненнях по річках Ведмежій, Бистриці Солотвинській. Пруцькі верстви — це найпотужніша частина розрізу косівської світи; складені вони глинами сірого і зеленувато-сірого, іноді голубувато-сірого кольорів, вапнистими з проверстками сипучого, дрібно- і середньозернистого пісковика сірого і голубувато-сірого кольорів. Іноді в розрізах переважають піски та сипучі пісковики з проверстками глин. Повний розріз прутьських верств спостерігається в свердловинах району Косова і Коломий. У розрізах свердловини Рудків і Більче-Волиці прутьські верстви частково розмиті.

Потужність відкладів прутьських верств непостійна і збільшується з північного заходу на південний схід, досягаючи у свердловинах Косова 700 м.

В цілому прутьські верстви характеризуються багатою та різноманітною фауною стеногалінних форамініфер. Тут є бентосні і пелагічні форамініфери.

Істотне значення мають форамініфери з аглютинованою стінкою, представлені головним чином *Bogdanowiczia pocutica* P i s c h w.

Із форамініфер з вапняковистою стінкою у великій кількості представлена родина Buliminidae. Виявлена разом з багатим комплексом піщаних форамініфер *Bulimina elongata* O r b. дає можливість легко відрізнити прутьські верстви від осадків інших горизонтів. У цих верствах у великій кількості майже постійно є *Bulimina subulata* (Cush. et Park.), *B. intonsa* L i v., *Caucasina gutschulica* Putr., *Bolivina dilatata* R s s., *Reussella tortonica* P i s c h w., *Angulogerina angulosa* (Will.), *Virgulina schreibersiana* Cz. Групу видів *Valvulineria complanata* (O r b.), *V. marmoroschensis* P i s c h w., *V. arcuata* (R s s.), *Gyroidina soldanii* (O r b.), *G. marina* P i s c h w., яку виявлено у великій кількості в прутьських верствах, майже зовсім не визначено у залягаючих вище горизонтах. Із аномалінід тут у великій кількості трапляються *Cibicides dutemplei* (O r b.), *C. tjatschevskensis* P i s c h w.

Зустрінуті у вербовецьких верствах *Globigerina bulloides* O r b., *Gl. cognata* P i s c h w. продовжують існувати і в прутьський час, але в меншій кількості. В прутьських верствах виділено зону *Bogdanowiczia pocutica* та *Bulimina elongata*, яка відповідає зоні *Bulimina* — *Bolivina* Віденського басейну.

У верхній частині верств спостерігається помітна перевага черепашок *Cyclammina pleschakovi* P i s c h w., *Cibicides dutemplei* (O r b.); скопчення їх в цій частині прутьських верств простежується і в суміжних районах, де дані осадки значно поширені.

Поряд з форамініферами тут виявлено численні голки та таблички панцирів морських їжаків, остракоди, спікули губок і різноманітні молюски.

Коломийські верстви розвинуті виключно в південно-східній частині Передкарпатського прогину і розкриті в розрізах по р. Бистриці та свердловинами на площах Рожнів — Іспас, Коршів — Іспас, Гринівка, Сторожинець. У північно-західній частині прогину в районах Угерського, Більче-Волиці і Дашави коломийських верств не виявлено.

Літологічно коломийські відклади мало відрізняються від підстелюючих верств, з якими пов'язані поступовими переходами. Вони представлені

глинами сірого і зеленувато-сірого кольорів, вапнистими, піскуватими, сланцюватими, з проверстками пісків та пісковиків ясно-сірого і сірого кольорів, сипучих, кварцових, слюди́стих, дрібнозернистих.

Пісковики глинисті, іноді з включеннями кремнієвих кварцових гальок розміром до 1—2 см. Потужність проверстків пісковиків змінюється від кількох сантиметрів до кількох метрів. В глинах трапляються обвуглені рослинні рештки. Потужність відкладів коломийських верств змінюється від 50 до 350 м.

Серед форамініфер велике значення в коломийських верствах мають касидулініди, численні знахідки яких дали можливість виділити характерний фауністичний горизонт з *Cassidulina crista*. В цьому горизонті є також численні булімініди (*Bulimina elongata* Orb., *B. subulata* (Cush. et Park.), *B. intonsa* Liv.) і *Nonion granosus* (Orb.), *Elphidium advenum* Cush., *E. notabilis* Pischw.

Коломийські верстви характеризуються майже повним зникненням піщанистих примітивних форамініфер, типових для прутських верств. Цим коломийські верстви відрізняються від прутських, але різкого переходу між ними встановити не можна.

Фауна молюсків у коломийських верствах представлена комплексом форм, загальних для косівської світи; відзначається лише деяке збіднення її, пов'язане, мабуть, з початком опріснення верхньотортонського басейну.

Ковалівські верстви. У південно-східній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину розвинуті молодші горизонти розрізу. З тортонськими утвореннями, які їх підстелюють, вони пов'язані поступовими переходами.

Породи ковалівських верств відслонюються по річках Пістинці і Рибниці, а також розкриті рядом свердловин. У нижній частині верств переважають глини з частими проверстками пісковиків.

Фауна тут змішана — чергуються проверстки з морськими і солонуватоводними формами, а також з численними рештками рослин. Спостерігаються проверстки і пласти бурого вугілля. У верхній частині цього розрізу залягає переважно піскувата пачка порід. Жовтувато-сірі і сірі, середньо- і крупнозернисті пісковики часто на площинах наверстування мають ознаки брижі і містять дрібні гальки різних порід. Вище по розрізу залягають верстви конгломератів, які чергуються з пісковиками та глинами. Окремі пласти конгломератів нерідко залягають з різким розмивом на верстві, яка їх підстелює. Галька добре обкатана і складена головним чином з перевідкладених порід карпатського флішу. Цемент конгломератів піщано-глинистий. В породах часто спостерігаються включення деревини у вигляді уламків стовбурів, гілок та ін. За походженням ці породи (пістинські конгломерати) є типовими алювіальними утвореннями. Угору по розрізу і в напрямку до північного сходу грубоуламкові породи змінюються сірими, зеленуватими плямистими глинами, які містять черепашки прісноводних молюсків. Не виключено, що ця верхня частина розрізу (пістинські конгломерати і зеленувато-сірі плямисті глини) належать до сарматського ярусу.

Фауна форамініфер є лише у нижній частині ковалівських верств, де порівняно з косівською світою комплекс мікрофауни більш збіднений. Істотне значення тут мають черепашки *Streblus beccarii* (L.), *S. eobeccarii* Putr. разом з деякими представниками родин ноніонід і ельфідид, серед яких відзначено *Nonion rotundum* Pischw., *Porosonion subgranosus* (Egg.), *Elphidium brevisculum* Putr., *E. rugosum* (Orb.), *E. advenum* (Cush.), *Quingueloculina consobrina* Orb., *Q. consobrina nitens* Rss.

Наведені види, які переважають у даному комплексі форамініфер, деякою мірою відрізняють його від фауни косівської світи. Проте наявність видів *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Turborotalia mayeri* (Cush. et Ell.), *T. bykovaе* Ais., *Rotalia* aff. *schreibersii* (Orb.) вказує на те, що ця фауна існувала ще за умов солоності вод, порівняно близької до нормальної.

Масові знахідки *Streblus beccarii* (Linné) дають підставу виділити цю частину розрізу в одноіменний мікрофауністичний горизонт (Пішванова, 1960). Скупчення черепашок *Streblus beccarii* приурочено до піскуватих проверстків, які містять невелику домішку глинистого матеріалу, тобто до мілководніших і опріснених частин басейну.

Більш глинисті відміни містять меншу кількість стреблосів і багато булімін, глобороталій і дискорбів.

Приуроченість стреблосів до опріснених частин басейну підтверджується знайденими разом з ними чертами в розрізах рік Рибниці, Пістинки та у свердловинах с. Рошняного. У відслоненнях пісковиків біля Замкової гори в м. Косові і по р. Пістинці знайдено багато *Turritella pythagorica* Hilb., *Pectunculus pillosus* L., *Meretrix* cf. *islandicoides* L., *Cerithium* sp., *Corbula gibba* Ol., *Nucula mayeri* Hoer., *Leda fragilis* Chem., *Arca diluvii* Lamk., а також форамініфери — *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Nonion granosus* (Orb.), *Elphidium* ex gr. *macellum* (F. et M.), *Bulimina elongata* Orb., *B. intonsa* Liv., *Streblus beccarii* (L.), *Cassidulina punctata* Rss., *Turborotalia mayeri* (Cush. et Ell.), *Globorotalia tetracamerata* Subb.

Н. Я. Шварьова в розрізах р. Рибниці і в с. Рошняте визначила викопну флору: *Cystoiera partschii* Stenb., *Phragmites oeringensis* A. Br., *Populus latior* A. Br., *Populus balsamoides* Goerpp., *Salix angusta* A. Br., *Salix* A. Br., *Carya serraeifolia* (Goerpp.) Kr., *Pterocarya castaneifolia* (Goerpp.) Kr., *Pterocarya castaneifolia* (Goerpp.) Schl., *Carpinus grandis* Ung., *Carpinus suborientalis* Sap., *Carpinus vindobonensis* Berg., *Carpinus zabuschi* Berg., *Fagus haidingeri* Kov., *Ulmus braunii* Heer, *Ulmus longifolia* Ung., *Ulmus* sp., *Zelkova ungeri* Kov., *Cinnamomum polymorphum* (A. Br.) Heer, *Liquidambar europaea* A. Br., *Parrotia pristina* (Ett.) Stur., *Platanus aceroides* Goerpp., *Rosa petraschkevitchii* Il., *Acer integrilobum* Weber. p. p., *Acer integerrimum* (Viv.) Massal., *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br., *Acer subcampestre* Goerpp., *Acer* cf. *trilobatum*, *Acer* sp., *Liquidambar jatskoi* Jak., *Vitis teutonica* A. Br.

Породи верхньої частини товщі містять лише прісноводні молюски та поодинокі черепашки форамініфер. Описані відклади південно-східної частини зовнішньої зони прогину вище по розрізу пов'язані з породами, які містять нижньосарматську мікрофауну.

НИЖНІЙ САРМАТ

Дашавська світа

Відклади нижнього сармату в більшій частині зовнішньої зони Передкарпатського прогину з переривом залягають на тортонських породах. Характер розподілу фауни молюсків і форамініфер дозволяє виділити в нижньому сарматі Передкарпаття два горизонти: нижній — верстви з *Abra reflexa* та *Cibicides badenensis* і верхній — верстви з *Quinqueloculina reussi*. Обидва горизонти пов'язані поступовим переходом і характеризуються близьким літологічним складом порід.

У північно-західній частині Передкарпатського прогину в районах Рудків, Дашави, Крехова нижній сармат залягає місцями на нижній частині прутських верств, а іноді — на тираській світі.

На південному заході зовнішньої зони прогину відклади нижнього сармату, як відзначалось вище, з верхнім тортоном пов'язані поступовим переходом.

За літологічним складом відклади дашавської світи представлені сірими і жовтуватими-сірими глинами і алевролітами дуже вапнистими, слабо-піскуватими, з проверстками сірих і ясно-сірих пісковиків. Подекуди спостерігаються тонкі проверстки туфів і туфітів.

Нижній горизонт нижнього сармату (верстви з *Cibicides badenensis*). Найхарактерніший розріз цього горизонту спостерігається в свердловинах

площ: Рудки, Дашава, Угерсько, Кадобна, Крехів, Калуш і Сторожинець. Потужність його досягає 3000 м. Нижній горизонт відрізняється від верхнього більшим розвитком піскуватих порід. Пісковики утворюють іноді потужні пласти, частіше в розрізі спостерігаються окремі пачки потужністю 20—40 м, які складені частим чергуванням піскуватих, алевролітових і глинистих пластів. Потужність піскуватих пачок та кількість їх у південно-західному напрямку, тобто до Внутрішньої зони прогину, помітно зростає, тоді як у північно-східному напрямку піскуваті пласти швидко вклинюються. В районі Калуша, в насунутому комплексі порід Самбірської зони прогину, глини дашавської світи мають частіше червонувате строкате забарвлення, що пов'язане, мабуть, з розмивом і перевідкладенням червоноколірних порід середнього міоцену (стебницької світи).

Фауна молюсків у породах нижнього горизонту спостерігається порівняно рідко. Тільки в південно-східній частині прогину, де серед глинистої товщі з'являються проверстки грубозернистих пісковиків і гравелітів (села Сторожинець, Герца), є проверстки з багатою фауною типових сарматських молюсків *Cardium*, *Abra*, *Ervilia*, *Bulla*.

За мікрофауною нижній горизонт можна розділити на дві товщі: нижню, потужність якої близько 300 м, зі збідненим комплексом мікрофауни, і верхню, що містить численні *Cibicides badenensis* (O r b.), *C. transcarpaticus* P i s c h w. Ці товщі мають близький літологічний склад, тому їх можна розділити тільки за кількісним складом черепашок *Cibicides*.

Нижню товщу порід (зі збідненим комплексом мікрофауни) визначено у свердловинах районів сіл Немирова, Дашави, Більче-Волиці, Гринівки. Черепашки *Cibicides badenensis* в ній трапляються спорадично, а головну роль відіграють дрібні *Turborotalia mayri* (C u s h. et E l l.), *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium advenum* (C u s h. et P a r k.).

Верхня товща цього горизонту містить численні *Cibicides badenensis* (O r b.), *C. transcarpaticus* P i s c h w. при помітному зменшенні кількості інших видів.

У горизонті *Cibicides badenensis* визначено *Saccamina sarmatica* V e n g l., *Quinqueloculina consobrina nitens* R s s., *Q. consobrina absimilis* P i s c h w., *Q. collaris* (G e r k. et I s s.), *Articulina problema* B o g d., *Gul-tulina communis* O r b., *Cibicides badenensis* (O r b.), *C. transcarpaticus* P i s c h w., *Turborotalia mayri* (C u s h. et E l l.), *T. bykovaе* A i s., *Rotalia stellifera* P i s c h w., *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium advenum* C u s h., *Bulimina elongata* O r b., *B. subulata* (C u s h. et P a r k.), *Entosolenia marginata* (W. et B.). Крім форамініфер часто спостерігаються остракоди та водорості (*Ovulitus renata* L i v.). У порівнянні з фауною форамініфер косівської світи мікрофауна даного горизонту характеризується майже повним зникненням стеногалінних форамініфер, які властиві басейнам з нормальною солоністю, і помітним збідненням кількості видів. Видове збіднення фауни пов'язане із значнішим, ніж в кінці попередньої епохи, зниженням солоності моря.

Верхній горизонт нижнього сармату. Цей горизонт в районах Угерського, Баличах, Більче-Волиці, Рудків, Малій Горожанці, Свидниці складений сірими вапнистими глинами. У деяких розрізах виявлено пласти і пачки пісковиків. Біля кордону з Польщею в околицях сіл Біличі (на схід від м. Мостиська), Плешевичі, Поповичі (на схід від Ходновичів) у породах цього горизонту, розкритих свердловинами, було виявлено багату фауну гастропод та пеліципод, яка, за В. Фрідбергом (1938), свідчить про нижньосарматський вік. У свердловині «Біличі» виявлено *Ervilia dissita* E i c h w., *Tapes gregaria* P a r t s c h. var. *modesta* E i c h w., *Potamides biseriatus* F r i e d b., *Mohrensternia* sp., *Tornatina truncatula* B r u g., форамініфери — *Articulina problema* B o g d., *Quinqueloculina consobrina* O r b., *Q. aff. reussi* O r b., *Q. voloschinovae* (B o g d.), *Q. costata* K a r r., *Nonion granosus* (O r b.), *Porosonion subgranosus* (E g g.), *Elphidium angulatum* E g g., *E. reginum* (O r b.), *Discorbis obtusum* (O r b.).

Потужність відкладів верхнього горизонту змінюється від 200 до 700 м, досягаючи максимально 1500 м. У комплексі мікрофауни істотну роль відіграють міліоліди, ноніоніди і ельфідіуми, представлені численними новими видами евригаліної фауни.

Представники форамініфер родин булімінід, аномалінід і глобігерінід, характерні для верхньотортонських відкладів, мають підпорядковане значення, хоч іноді і трапляються в значній кількості.

Вулканогенні породи

Вулканогенні породи — туфи і туфіти — відомі в ряді горизонтів міоцену Передкарпатського прогину і прилеглої частини платформи. Ці породи особливо цікаві для стратиграфії, оскільки за умов певного положення у розрізі вони полегшують зіставлення окремих стратиграфічних розрізів в межах регіону, порівняння з іншими басейнами, а також мають важливе значення при вивченні геологічної історії області.

Дані про вулканогенні породи Передкарпаття наведено у працях М. Камиського (1936), Ю. Токарського (1939), Д. П. Бобровника (1950, 1957), О. Я. Лукіна (1952), Д. В. Гуржія і М. Б. Рипун (1951), С. М. Кореневського (1954), О. С. Вялова (1954), В. С. Соболева, С. М. Спітківської і М. Ю. Фішкіна (1955), Л. Г. Ткачука, Л. М. Кудрина і М. Б. Рипун (1958). В цих працях дано детальну петрографічну характеристику туфів із окремих місцевостей. На жаль, не скрізь наведено точне положення цих порід у розрізі. Тільки в останній праці С. М. Кореневський спробував стратиграфічно зіставити туфові горизонти різних регіонів.

Безпосереднє вивчення розрізів міоцену і дані, які є в літературі, дозволяють попередньо визначити положення туфогенних порід у розрізах міоцену Передкарпаття.

У Більче-Волицькій зоні прогину поверстки і порівняно потужні (до кількох метрів) верстви туфів спостерігаються в нижньому тортоні. Туфи та туфіти, переважно ясного забарвлення (білі, зелені, жовтуваті), залягають у вигляді тонких поверстоків або порівняно потужних пластів у верхній і середній частинах розрізу верств з *Amussium denudatum* (R s s.).

Це найбільш чітко виражений горизонт з вулканогенним матеріалом у Зовнішній зоні і прилеглої частині платформи. Але в ряді розрізів туфогенних порід нема внаслідок або несприятливих умов нагромадження, або наступного розмиву. Інколи спостерігається значний розвиток цих утворень у зв'язку з глибоководнішими фаціями.

Безпосередньо над гіпсо-ангідритовою (тираською) світою простежується другий, дуже важливий горизонт з вулканогенним матеріалом. Тут є кілька поверстоків туфів та туфітів, як правило, менш потужних, ніж в нижньому тортоні (до 25—30 см). Часто спостерігається чергування верств, складених теригенним і вулканогенним матеріалами. Горизонт простежується майже повсюдно. Туфи відомі також у верхній частині розрізу тортону (розріз р. Пістинки). В сарматі, особливо у верхній дашавській світі, є тонкі поверстки туфів, туфітів і бентонітових глин. Розподіл туфогенних поверстоків у сарматських відкладах Передкарпаття, однак, досить чітко не визначено.

У Самбірській зоні прогину відомостей про туфогенні породи небагато. Відомі знахідки стратиграфічно належать або до нижньотортонських, або до верхньотортонських утворень (села Боневичі на р. Вирві, Ступниця на р. Бистриці Підбузькій, Баличі на р. Свічі, м. Калуш та ін.).

В літературі є дані про потужні туфи біля с. Красного, в районі м. Надвірної, які залягають у стебницьких відкладах *, і туфіти в трускавецьких конгломератах загорської світи.

* Туфи в районі с. Красного, між Ділятином і Надвірною, за даними авторів, скоріше належать до тортонських відкладів, утворюючи ядро синклінальної складки.

Туфи в різних горизонтах міоцену за літологічним складом — подібні породи. Вони характеризуються переважно ясным забарвленням: білим, зеленуватим та жовтуватим. За зернистістю це пелітоморфні породи, за складом уламків — вітрокlastичні.

Вивчення їх хімічного складу показує, що найчастіше це туфи кислих та середніх порід — ліпаритові, дацитові. Є також ознаки наявності туфів андезитового типу (Ткачук, Кудрин, Рипун, 1959) у верхньому тортоні, а також туфів лужних порід — егіринового трахіту з невідомим стратиграфічним положенням (Соболев, Горбачевская, 1951). Джерелом вулканогенного матеріалу, як вважають майже всі дослідники, є вулканічні осередки Закарпаття.

ЗАКАРПАТСЬКИЙ ПРОГИН

Відомості про стратиграфію та фаціальні особливості неогенових молас Закарпатського прогину ґрунтуються на численних дослідженнях, які проводились на цій території понад 100 років. Складна геологічна будова регіону, фаціальна різноманітність осадочних комплексів та різні корисні копалини, пов'язані з ними, здавна привертали увагу численних дослідників. Після возз'єднання українських земель в єдиній Українській Радянській державі широко розгорнулися комплексні дослідження про вивченню геологічної будови і природних ресурсів Закарпатської області.

Великий обсяг бурових робіт, що проводились останнім часом у зв'язку з геологічним картуванням і розшуково-розвідувальними роботами в Закарпатті, дали багатий фактичний матеріал для розробки стратиграфічної основи та пізнання історії розвитку цього складного в геологічному відношенні району. Перші стратиграфічні схеми неогену Закарпаття, що були запропоновані М. П. Єрмаковим (1948), І. О. Коробковим і І. Б. Плешаковим (1948), виявились недосконалими, як з'ясувалось при детальному вивченні мікро- та макрофауни моласових утворень. У результаті проведених біостратиграфічних досліджень з'явилися нові варіанти схем стратиграфії неогену Закарпаття. Проте ряд питань відносно віку і обсягу окремих стратиграфічних одиниць та деякі питання термінології не були однозначно розв'язані і залишилися дискусійними до цього часу.

Перші відомості про геологічну будову і корисні копалини Закарпатського прогину з'явилися на початку XIX століття. У цих працях здебільшого наводились деякі дані з мінералогії і петрографії району. У другій половині XIX століття австрійські геологи дещо розширили свої дослідження на території Закарпаття. Так, Ф. Гауер (Hauer, 1858) навів деякі відомості про соленосну товщу в районі Солотвини, Ф. Ріхтгофен (Richthofen, 1859) вперше описав ріоліти, трахіти, андезити та інші вивержені породи Вигорлат-Гутинського пасма, які були віднесені до міоценових утворень.

Вулканогенні породи вивчалися і іншими дослідниками. Однак питанням біостратиграфії моласових утворень уваги приділялось надто мало. Одна з перших праць, де згадувалось про знахідки мікрофауни в міоцені Закарпатського прогину, належить А. Рейсу (Reuss, 1867). Визначені цим дослідником форамініфери із соленосних глин Велички (Польща) зіставляються з такими із соленосних глин Мармарош-Сігета і Солотвини та з вапняками лейта Віденського басейну.

В наступні роки (1870—1914) більше уваги приділялось розшуково-розвідувальним роботам на різні корисні копалини. В цей час К. Гофман (Hoffmann, 1872—1894) вивчає неогенові відклади, наводить визначення фауни молосків і форамініфер. Найбільш відомим угорським дослідником є Т. Позевітц (Posewitz, 1890—1912), якому належить багато праць, присвячених геологічній будові цієї області. Він зібрав великий фактичний матеріал та склав геологічні карти. Але його дослідження мали фрагментарний

характер і певного значення для розуміння загальної стратифікації неогенових відкладів району не дали. В працях А. Коха (Koch, 1894, 1900) більше уваги приділено дацитовим туфам та соленосним утворенням. Питання стратиграфії та співвідношення пірокластичних і галогенних порід у трактуванні автора і тепер підтверджуються у працях угорських та радянських дослідників. Певне значення мали праці В. Уліґа (Uhlig, 1908) і С. Гаала (Gaal, 1912). Перший вивчав питання вулканогенних процесів та тектонічної будови, другий торкався деяких питань стратиграфії і тектоніки неогенових утворень. Проте всі ці дослідження носили епізодичний характер і також не мали великого значення для розуміння загальної стратиграфії неогенових відкладів даного регіону.

Починаючи з 1919 і до 1939 р. на території Закарпаття плідніше за попередніх працювали чеські геологи Я. Пражак (Prazak, 1928), Б. Ульріх (Ulrich, 1932), Л. Мразек (Mrazek, 1935), О. Гініє, Л. Чепек (Hyniè, Serèk, 1937) та Д. Андрусов (1932—1938). Найбільшої уваги заслуговують праці Д. Андрусова, де розглянуті питання стратиграфії та зіставлення міоцену Віденського басейну і Словаччини з такими ж відкладами Закарпатського прогину. Конгломерати з строкатим цементом біля с. Новоселиці, що змінюються у верхній частині ліпарито-дацитовими туфами, дослідник вважав можливим зіставляти з бурдигальськими конгломератами Південної Словаччини.

З 1939 до 1943 р. геологічні дослідження в Закарпатському прогині проводились угорськими геологами. До цього періоду належать праці Е. Садецкі-Кардоша (Szadeczky-Kardoss, 1940), який запропонував місцеве стратиграфічне розчленування моласових утворень в районі с. Вишкова; Ф. Сентеш (Szentès, 1942) на підставі мікропалеонтологічних визначень Л. Майзона відніс міоценову товщу з покладами солі та дацитовими туфами до гельветського ярусу і вважав вказані туфи аналогами туфів Деж у Румунії. Певне значення мала праця Л. Майзона (Majzon, 1943), в якій за мікрофауною підрозділяються мезо-кайнозойські флішеві та неогенові утворення (виділяються сенон, еоцен, олігоцен, міоцен).

Незважаючи на численні праці чеських, румунських, угорських, австрійських та інших дослідників, Закарпаття лишалось в геологічному відношенні мало вивченим. У геологічній літературі не було фундаментальних праць по біостратиграфії району і лише в деяких зверталася увага на окремі питання стратиграфії, вказувалось на наявність мікро- і макрофауни, іноді наводились визначення фауни.

Після Великої Вітчизняної війни почалися комплексні дослідження по вивченню геологічної будови і корисних копалин Закарпаття (кіноварі, бариту, вугілля, поліметалів та ін.). Перші кроки радянських дослідників були пов'язані з деякими труднощами по узагальненню фактичного матеріалу, який знаходився у вигляді розрізнених невеликих статей або рукописних звітів. Перші спроби по створенню загальної схеми стратиграфії неогену Закарпатського прогину належать В. І. Славину (1946), пізніше М. П. Єрмакову (1948), І. О. Коробкову і І. Б. Плешакову (1948). Ці схеми було складено на підставі літофаціальної характеристики та окремих палеонтологічних визначень фауни молюсків, форамініфер і флористичних решток. Схеми були далеко не досконалими і помітно відрізнялись між собою. Найбільше визнання одержала схема І. О. Коробкова і І. Б. Плешакова. Подальше вивчення макро- і мікрофауни сприяло розробці питань біостратиграфії, уточненню і деталізації стратифікації моласових утворень. Питаннями стратиграфії і вивченням фауни та флори Закарпатського прогину займались багато радянських дослідників. Фауну молюсків вивчали В. О. Горещкий, Г. М. Гришкевич, І. О. Коробков, М. І. Бурова, А. І. Гурідов; фауну форамініфер та остракод — О. В. Мятлюк, О. О. Левченко, Л. С. Пішванова, В. Є. Лівенталь, Л. В. Буриндіна, Г. С. Терещук, В. Г. Шеремета, І. В. Венгліньський та ін. Флору вивчали Т. Н. Байковська та І. О. Ільїнська.

Детальний опис мікрофауни, нові біостратиграфічні дані, за матеріалами буріння, нові літературні дані та колекції фауни по суміжних районах сформили передумови для корінного перегляду існуючої стратиграфічної схеми неогену Закарпаття. Стимулюючим початком до цього було нове трактування деякими дослідниками появи кандорбулін у нижньотортонський час (Вашичек, 1946; Дрогер, Папп, Соцін, 1957; Пішванова, 1958; та ін.). У зв'язку з цим було встановлено ідентичність віку новоселицьких і данилівських туфів (Вялов, 1959; Петрашкевич, 1959), що внесло корективи у стратиграфічну послідовність деяких інших стратиграфічних одиниць. Внаслідок цього з'явився новий варіант схеми стратиграфії неогену Закарпаття (Вялов, Пішванова, Петрашкевич, Гришкевич, 1962), але він не підтримувався всіма карпатськими геологами. Все це пов'язано з ревізією стратотипів ярусів міоцену Європи, проведеною останнім часом, і дискусійністю ряду біостратиграфічних питань, в зв'язку з чим виникли істотні утруднення на мікрорегіональній кореляції. Запропонована шкала місцевих ярусів (егерій, егенбургій, отнангій, карпатій, баденій) для Центрального Паратетису (Ціха, Сенеш, 1968) також не вирішує дискусійних питань. За нашим уявленням, такий ярусний поділ не пов'язується з етапністю розвитку фауни та седиментаційними циклами.

Закінчуючи короткий історичний огляд, слід назвати узагальнюючі праці В. Г. Бондарчука (1957, 1962), О. О. Богданова (1949), О. С. Вялова (1949), М. В. Муратова (1947) та інших дослідників, які присвячені історії розвитку поглядів на тектоніку Карпатської провінції і прилеглих територій. У перших схемах загальноструктурного районування Закарпатського прогину, запропонованих М. В. Муратовим (1947), О. О. Богдановим (1949) і О. С. Вяловим (1949), враховувались у першу чергу морфологічні особливості області. В зв'язку з цим було виділено на південному сході прогину Солотвинську (= Мармароська = Верхньо-Тисенська) і на заході Чоп-Мукачівську (= Чопська = Мукачівська) западини, а також Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо. Пізніше І. П. Кліточенко і В. М. Утробін (1955) у південно-західній частині прогину виділили Берегівську зону розломів, що зветься зоною Припанонського глибинного розлому.

Закарпатський прогин виповнено потужною товщею неогенових молас, складених відкладами міоцену і пліоцену, представлених морськими, лагунними і вулканогенними утвореннями, що з різкою кутовою і стратиграфічною незгідністю залягають на крейдових і палеогенових, а місцями на давніших породах фундаменту. Завдяки задовільній відслоненості ці відклади доступні всебічному вивченню у природних умовах в Солотвинській западині. В Мукачівській западині вони розкриті численними свердловинами під молодшими четвертинними осадками.

Проблема ярусного поділу міоценових відкладів ще й тепер не розв'язана. Багато дослідників справедливо звертали увагу на те, що ярус неогену вперше було встановлено по невеликих розрізах лагунних відкладів Західної Європи, які між собою важко зіставляються. Тому питання їх обсягу і меж викликають до цього часу гострі дискусії.

При висвітленні окремих питань біостратиграфії неогену Закарпаття варто спинитись на деяких дискусійних положеннях з метою обґрунтування одного із найдостовірніших, на наш погляд, варіантів стратиграфічного розчленування неогенових молас цього складного в геологічному відношенні району. Враховуючи етапність розвитку неогенової фауни, що пов'язується з гідрологічним режимом басейну і седиментаційними його циклами, дотримуємось такої стратифікації (табл. 7), де виділяються: у нижньому міоцені — негрівська світа (аквітан?), буркалівська світа (бурдигал); у середньому міоцені — терешульські конгломерати, новоселицька, водницька, тереблінська світи (гельвет *sensu lato*) і світи — солотвинська, тересвинська та басхівська (тортон); у верхньому міоцені — доробратівська, лувківська світи (нижній сармат), алмашівська світа (нижня частина середньо-

Відділ	Підвідділ	Ярус	Під'ярус	Світа, підсвіта	Літологічна характеристика	Палеонтологія		
						Форамініфери, остракоди		
Плейстоцен	Еоплейстоцен	Чопська		Бужорська	Глини з проверстками пісковиків і галечників (350 м)			
		Бужорська			Базальти, андезито-базальти і мікродолерити (100 м)			
Пліоцен	Верхній	Левантин	Ільницька		Глини з проверстками пісковиків, алевролітів та лігнітів (500 м)	Candona albicans Brady, C. convexa Liv., C. combiba Liv., Cyclocypris laevis (Müll.), C. globosa (Sars.), Ilicocypris bradyi (Sars.), Limnocythere inopinata (Baird.), Darwinula stevensoni Brady		
			Гутинська				Андезити, базальти, дацити, ліпарити та їх туфи (500 м)	
	Нижній — середній	Панон	Кошелівська		Піскуваті строкатоколірні глини, пісковики, гравеліти з рослинними рештками, лінками та проверстками лігніту. Внизу пісковики, конгломерати, андезитові туфи (80—350 м)	Candona labata (Zal.), C. balcanica (Zal.), C. labiata (Zal.), C. trapezoidea (Zal.), Hemicytheria reniformis (Rss.), H. tenuistriata (Meh.), Leptocythere nodigera Pok.		
			Нижній		Ізівська		Глини сірі, голубовато-сірі, піскуваті, з проверстками і лінками алевролітів, пісковиків, туфів, туфітів, місцями вапняків, лігнітів (20—100 м)	Hemicytheria lörentheyi (Meh.), H. pokornyi Scher., H. foliculosa (Rss.), Leptocythere lacunosa (Rss.), Eucypris sieberi Meh., Herpetocypris absissa (Rss.) Підзона аглютинованих форамініфер — Miliammina subvelatina Vengl. з Trochammina kibleri Vengl.
					Середній	Алмашська		Глини з проверстками алевролітів, пісковиків, туфів, туфітів, рідко вапняків, лігнітів та місцями прісноводних глин (25—180 м)
Верхній	Сармат	Луківська				Глини слюдисті, сірі з проверстками алевролітів, пісковиків, туфів, туфітів, місцями спостерігаються міжпластові інтрузії андезитів (25—300 м)	Зона Quinqueloculina sarmatica Karr., Q. reussi (Bogd.), Entosolenia isa Vengl. У верхній частині підзона Elphidium hauseri (Orb.), E. angulatum (Egg.), E. rugosum (Orb.), E. transcarpathicum Vengl. У нижній — підзона шипуватих Elphidium — E. reginum (Orb.), E. aculeatum (Orb.) та ін.	
		Нижній				Доробратівська		Глини з проверстками алевролітів, пісковиків, черепашників та горизонтами ліпаритових туфів (150—550 м)

Карпатського прогину

Характеристика

Молюски	Флора
<i>Planorbis</i> sp., <i>Unio</i> sp., <i>Melania</i> sp.	<i>Alangium tiliaefolium</i> (A. Br.) Kr., <i>Pterocarya castaneifolia</i> (Goep p.) Schlecht., <i>Populus balsamoides</i> Goep p., <i>Acer subcampestre</i> Goep p., <i>Quercus</i> sp. та ін.
<i>Planorbis grandis</i> Halov, <i>Melania escheri</i> Brong., <i>Unio</i> sp., <i>Congeria ungula-caprae</i> Münst., <i>C. subglobosa</i> Partsch.	<i>Salix varians</i> Gaep p., <i>Castanea atavia</i> Ung., <i>Glyptostobus europaeus</i> (Brong.) Heer, <i>Populus balsamoides</i> (Goep p.), <i>Alnus nogradiensis</i> Varga, <i>Acer trilobatus</i> (Sternb.) та ін.
<i>Congeria partschi</i> Cz., <i>C. hoernesii</i> Brus., <i>Melaniopsis impressa</i> Kraus, <i>M. fossilis</i> Mort., <i>Limnocardium halavatschi</i> Lör.	
<i>Cardium pium</i> Zhizh., <i>C. finitima</i> Grisch., <i>C. sarmaticum</i> Barb., <i>C. politioanei</i> Jekel., <i>C. plicatofittoni</i> Sinz., <i>Tapes naviculatus</i> R. Horn	<i>Pterocarya castaneifolia</i> (Goep p.) Schl., <i>Fagus</i> sp., <i>Phyllites</i> sp., <i>Carpinus</i> sp., <i>Castanea</i> sp., <i>Zelkova ungeri</i> Kov.
<i>Cardium transcarpaticum</i> Grisch., <i>C. plicatum</i> Eichw., <i>Modiola sarmatica</i> Gat., <i>Maestra eichwaldi</i> Lask.	<i>Salix denticulata</i> Heer, <i>Carpinus grandis</i> Ung., <i>Fagus haidingeri</i> Kov., <i>Myrica deperdita</i> Unger, <i>Pterocarya castaneifolia</i> (Goep p.) Schl., <i>Zelkova ungeri</i> Kov., <i>Platanus aceroides</i> Goep p., <i>Rhus quercifolia</i> Goep p.
<i>Cardium inopinatum</i> Grisch., <i>Abra alba</i> Wood, <i>A. reflexa elongata</i> Grisch., <i>C. volhynicum</i> Grisch., <i>Ervilia dissita</i> Eichw., <i>E. trigonula</i> Sok., <i>Mohrensternia inflata</i> M. Hoern., <i>M. angulata</i> Eichw.	<i>Populus melanaria</i> Heer, <i>Liquidambar europaea</i> A. Br., <i>Gleditschia allemanica</i> Heer, <i>Salix angusta</i> A. Br., <i>Carpinus marmaroschica</i> Iljin., <i>Cinnamomum polymorphum</i> (A. Br.) Heer, <i>Rhus juglandina</i> Sap., <i>Liquidambar europaea</i> A. Br., <i>Platanus aceroides</i> Goep p.

Відділ	Підвідділ	Ярус	Під'ярус	Світа, підсвіта	Літологічна характеристика	Палеонтологія
						Форамініфери, остракоди
Міоцен	Середній	Тортон	Терсвинська	Басхівська	Глини тонковерстовуваті, переверстовуються з алевролітами, пісковиками та конгломератами (20—250 м)	Зона <i>Ammonia galiciana</i> (Putr.) з <i>Quinqueloculina dorsicostata</i> (Vengl.), <i>Q. albaneriana</i> Orb., <i>Q. latelacunata</i> (Vengl.), <i>Elphidium rugosum</i> (Orb.), <i>E. pusillo-rososum</i> Vengl. та ін.
				Нересницька	Глини з проверстками алевролітів, пісковиків та конгломератів у нижній частині розрізу (20—120 м)	Підзона <i>Cassidulina carinata</i> Cushm. з <i>Parvulina dilatata maxima</i> Cichet et Zaplet., <i>Bulimina insignis</i> Luczka, <i>Discorbis imperatorius</i> (Orb.), <i>Elphidium crispum</i> (L.), <i>Reussella spinulosa</i> (Rss.) та ін.
				Тячівська	Глини з проверстками і більш потужними горизонтами пісковиків, у крайовій частині прогину — конгломерати, пісковики, алевроліти (150—300 м)	Зона аглютинованих форамініфер <i>Cyclammina deflua</i> Vengl. з <i>Spiroplectammia scaligera</i> Luczka., <i>Gaudryina beregoviensis</i> (Vengl.), <i>Cibicides ungerianus</i> (Orb.), <i>Gyroldina soldanii</i> Orb., <i>Borealmelo</i> (F. et M.), <i>Globigerina bulloides</i> Orb., <i>Bulimina subulata</i> Cushm. з <i>Parvulina</i> , <i>Sphaeroidina schajanica</i> Vengl. та ін.
				Олександрівська	Глини з проверстками алевролітів, пісковиків та горизонтом ліпарито-дацитових туфів у нижній частині (100—200 м)	Зона <i>Globigerina apertura</i> Cushm. з <i>G. nepenthes</i> Todd., <i>G. bulloides</i> Orb., <i>Orbulina universa</i> Orb., <i>Globigerinoides indigenus</i> Luczka., <i>Bulimina ovata</i> Orb., <i>Neobulimina longa</i> Vengl., <i>Valvulineria arcuata</i> (Orb.), <i>Hyperammina granulosa</i> Vengl.
			Солотинська	Глодська	Глини з проверстками алевролітів, пісковиків та горизонтом туфів у нижній частині (90—170 м)	Підзона <i>Globigerina bulloides</i> Orb. з <i>Orbulina universa</i> Orb., <i>Quinqueloculina triangularis</i> Orb., <i>Bulimina pupoides</i> Orb., <i>B. elongata</i> Orb., <i>Virgulina schreibersiana</i> Cz. та ін.
				Банська	Глини аргілітоподібні з проверстками алевролітів, пісковиків та потужним горизонтом туфів в нижній частині (150—300 м)	Підзона <i>Globigerina juvenilis</i> Bollii з <i>G. pseudoedita</i> Subb., <i>G. bulloides</i> Orb., <i>Globorotalia mayeri</i> (Cushm. et Ell.), <i>G. bykovae</i> (Ais.), <i>Bulimina elongata</i> Orb.
				Затонська	Глини з тонкими проверстками алевролітів, пісковиків та ангідритів у нижній частині. Місцями відмічаються проверстки туфів (до 500 м)	Підзона <i>Ammonia indica</i> (Le Roy) з <i>Elphidium subnodosum</i> (Münst.), <i>Bulimina elongata</i> Orb., <i>Globigerina bulloides</i> Orb., <i>Globorotalia bykovae</i> (Ais.), <i>Cytherea aff. mülleri</i> (Münst.).
			Гельвет s. l.	Тереблінська	Кам'яна сіль з проверстками і лінзами глини, гіпсів та ангідритів, пісковиків і алевролітів (10—500 м)	Мілкорослі поодинокі <i>Globigerina juvenilis</i> Bollii, <i>G. pseudoedita</i> Subb., <i>Glossospira</i> sp., <i>Eponides nanus</i> (Rss.), <i>Asterigerina planorbis</i> Orb., <i>Elphidium macellum</i> (F. et M.), <i>Globorotalia</i> sp., <i>Bolivina</i> sp.

характеристика

Моллюски	Флора
<i>Abra reflexa elongata</i> Grisch., <i>Cardium</i> cf. <i>praeaplicatum</i> Hilb., <i>C. taurinum</i> Micht., <i>Ostrea digitalina</i> Dub., <i>Cerithium mitrale</i> Eichw., <i>Terebralina bidentata</i> Defr., <i>Natica catenahelicina</i> Brocc.	<i>Salix angusta</i> A. Br., <i>S. varians</i> Goep., <i>Carpinus grandis</i> Ung., <i>Fagus haidingeri</i> Kov., <i>Cinnamomum polymorphum</i> (A. Br.) Heer, <i>Liquidambar europaea</i> A. Br. та рештки харових
<i>Arca diluvii</i> Lam., <i>Cardium turoicum</i> May., <i>Chlamys gloria maris</i> Dub., <i>C. malviniae</i> Dub., <i>Ervilia pusilla</i> Phil., <i>Turritella turis</i> Bast., <i>Leda</i> cf. <i>fragilis</i> Chemn., <i>Nucula placentina</i> Lamk.	<i>Liquidambar europaea</i> A. Br., <i>Alangium tiliaefolium</i> (A. Br.) Krysh., <i>Cinnamomum</i> sp.
<i>Similipecten elini</i> (Zhizh.), <i>Ostrea digitalina</i> Dub., <i>Gastrana fragilis</i> L., <i>Terebralina duboisi</i> Höern., <i>T. bidentata</i> Defr., <i>Potamides schaueri</i> Hilb., <i>P. mitralis</i> Eichw. та ін.	<i>Platanus aceroides</i> (Ung.) Heer, <i>Liquidambar europaea</i> A. Br., <i>Vitis</i> sp., <i>Magnolia</i> sp., <i>Cinnamomum polymorphum</i> (A. Br.), <i>Cinnamomum</i> sp., <i>Terminalia radobojensis</i> Ung., <i>Castanea atalia</i> Ung., <i>Alyptostrobos europaeus</i> (Brong.) Heer, <i>Zelkova ungeri</i> Kov., <i>Quinkgo adiantoides</i> (Ung.) Heer, <i>Osmunda heeri</i> Gaud., <i>Alangium tiliarfolium</i> (A. Br.), <i>Betula</i> sp., <i>Pterocarya castaneifolia</i> (Goep.) Schlecht., <i>Carya serraefolia</i> (Goep.) Kr., <i>Fagus</i> sp., <i>Phyllites</i> sp.
<i>Cardium praechinatum</i> Hilb., <i>Similipecten elini</i> (Zhizh.), <i>Spirialis subtarchanensis</i> Zhizh., <i>Spirialis</i> sp. та ін.	
<i>Similipecten elini</i> (Zhizh.), <i>Dentalium</i> sp., <i>Spirialis valvatina</i> Rss., <i>S. cf. koeneni</i> Kittl та ін.	<i>Glyptostrobos europaeus</i> (Brong.) Heer, cf. <i>Pinus</i> sp., cf. <i>Populus</i> sp., cf. <i>Salix angusta</i> A. Br., <i>Pterocarya castaneifolia</i> (Goep.) Schlecht., <i>Fagus haidingeri</i> Kov., <i>Zelkova ungeri</i> Kov., <i>Ulmus longifolia</i> Ung., <i>Cinnamomum polymorphum</i> (A. Br.) Heer, <i>Liquidambar europaea</i> A. Br., <i>Gleditschia allemanica</i> Heer, <i>Rhamnus gaudini</i> Heer, <i>Fagus orientalis</i> v. <i>fossilis</i> Palibin.
<i>Corbula carinata</i> Duj., <i>Anomia ehippium</i> L., <i>Spirialis</i> cf. <i>subtarchanensis</i> Zhizh.	
<i>Anomia ehippium</i> L., <i>Corbula carinata</i> Duj., <i>Spirialis</i> cf. <i>subtarchanensis</i> Zhizh., <i>Spirialis</i> sp.	

Відділ	Підвідділ	Ярус	Під'ярус	Світа, підсвіта	Літологічна характеристика	Італіанто-міоцен
						Форамініфери, остракоди
Міоцен	Середній	Гельвет s. l.	Водницька	Глини з проверстками і лінзами пісковиків, алевролітів, туфів і туфитів, місцями ангідритів (15—250 м)	Зона <i>Uvigerina aculeata pudica</i> Lucz. з <i>Bulimina buchiana</i> Orb., <i>Globigerina praebulloides</i> Blow., <i>G. bolli</i> Cita e. <i>Premoli</i> Silva. Зона <i>Vaginulina legumen</i> L. з <i>Candorbulina universa</i> Jedl., <i>Globigerinoides bisphaericus</i> Todd., <i>G. trilobus</i> (Rss.), <i>Globorotalia mayeri</i> (Cushman et Ell.) та багато інших	
			Новоселицька	Туфи ліпарито-дацитові з проверстками туфитів, аргілітів, алевролітів, пісковиків та місцями конгломератів (10—200—700 м)	Зона <i>Globigerinoides trilobus</i> (Rss.) з <i>G. bisphaericus</i> Todd., <i>G. transitoria</i> Blow, <i>G. glomeratus</i> (Blow), <i>Candorbulina universa</i> Jedl., <i>Globoquadrina altispira</i> (Cushman et Jarv.). В нижній частині підзона — <i>Cibicides lobatulus</i> (W. et J.), <i>C. boueanus</i> Orb. з <i>Asterigerina</i> sp., <i>Nonion</i> sp., <i>Bolivina</i> sp.	
			Терешульські конгломерати	Конгломерати, складені галькою з карпатського матеріалу (до 100 м)		
	Нижній	Акваїтан (?) — Бурдигал	Буркалівська	Глини з проверстками пісковиків і алевролітів (60—80 м)	Зона <i>Robulus cultratus</i> Montf. з <i>R. inornatus</i> Orb., <i>Textularia gramen</i> Orb., <i>Sigmoilina abbreviata</i> Vengl., <i>Siphonodorsaria bacillum</i> (Defr.), <i>Lenticulina totomiensis</i> Makiyamae, <i>Marginulina glabra</i> Orb., <i>Cibicides dutemplei</i> (Orb.) та ін.	
			Негрівська	Аргіліти, вапняки та пісковики. У нижній частині конгломерати, гравеліти з ангідритовим цементом (до 200 м)	Поодинокі форамініфери — <i>Cibicides</i> sp.	

го сармату); у верхньому міоцені та пліоцені — ізівська світа (нижній панон), кошелівська світа (верхній панон), гутинська та ільницька світи (левантин). Для більшості стратиграфічних одиниць встановлено мікрофауністичні зони та підзони.

НИЖНІЙ МІОЦЕН

Відклади нижнього міоцену в Закарпатському прогині обмежені у своєму розвитку і складені двома основними осадовими комплексами: лагунно-континентальним і морським. Лагунні утворення — це конгломерато-ангідритова і піщано-глинисто-карбонатна товщі, виділені у негрівську світу. Морський піщано-глинистий комплекс порід з багатою стеногаліною фауною форамініфер, молюсків, остракод та інших викопних решток виділено у буркалівську світу.

Акваїтанський (?) ярус

Негрівська світа. На площі Залуж у Мукачівській западині під туфогенною товщею новоселицької світи свердловинами розкрито строкати породи, що виділено у окрему стратиграфічну одиницю — негрівську світу

Характеристика

Молоски	Флора
<i>Pseudamussium corneum denudatum</i> (R. s. s.), <i>Chlamys scissa</i> Favr., <i>Ostrea cochlear</i> Broch., <i>Trochus grandis</i> Blum., <i>T. macridini</i> Kudrin, <i>Nucula nucleus</i> L. та ін.	
	<i>Laurus guiscardi</i> Gaud. et Strozzi, <i>L. princeps</i> Heer, <i>Cinnamomum lanceolatum</i> Ung., <i>C. scheuchzeri</i> Heer, <i>Platanus</i> sp., <i>Alangium tiliaefolium</i> (A. Br.) Krysh., <i>Terminalia radbojensis</i> Ung.
<i>Pecten pseudobaudanti</i> Der. et Rom., <i>P. holgeri</i> G. a. n., <i>Cardium burdigalinum grandis</i> Schaff., <i>Tellina bipartita</i> Bast., <i>T. plana</i> L., <i>Meretrix gigas</i> Lam., <i>M. italica</i> Def., <i>Tapes vetulus</i> Bast., <i>Venus multilamella</i> L. та ін.	<i>Cinnamomum lanceolatum</i> Ung., <i>C. polymorphum</i> (A. Br.) Heer, <i>Myrica</i> sp.

потужністю до 200 м (Венгліньський, Кітик, 1960; Вялов, Венгліньський, Утробін, 1961). Найповніший їх розріз розкрито свердловиною Залуж-1 (інт. 2036—2245 м), де знизу догори пробурено конгломерато-ангідритові (інт. 2110—2245 м) і піщано-глинисто-карбонатні верстви (інт. 2036—2110 м). Значно меншої потужності ці відклади розкрито свердловинами Залуж-2 (інт. 1620—1652 м) і Залуж-6 (інт. 2030—2044 м).

Конгломерато-ангідритові верстви складені гравелітами, конгломератами і брекчіями з глинисто-ангідритовим цементом. В окремих інтервалах спостерігаються майже чисті кристалічні ангідрити з незначною домішкою кластичного матеріалу. Гравеліти і конгломерати складені уламками порід розміром відповідно від 1 мм до 1—10 см. За літологічним складом уламковий матеріал представлений філітами, вапняками, глинистими сланцями, пісковиками, аргілітами, рідко порфіритами та ангідритами. Цементом є дрібнозерниста ангідритова маса з домішкою піщано-глинистого пеліто-морфного вапнистого матеріалу. Породи ці палеонтологічно не охарактеризовані.

Піщано-глинисті карбонатні верстви складено вапняками, що чергуються з аргілітами, пісковиками, туфами і гравелітами. Верхня частина розрізу складена темно-сірими аргілітами, сірими алевролітами і вапняками. У самих верхах спостерігаються тонкі проверстки сірого карбонати-

ваного вулканічного туфиту. В темно-сірих до чорних аргілітах виявлено рідкісні пригнічені форамініфери (*Cibicides*), частіше відмічаються спікули і стерастри губок, численні отоліти, зуби і луска риб. Ці фауністичні рештки впевнено не вказують на вік порід, але, враховуючи лагунний характер останніх, можна припустити, що утворення негрівської світи належать до моласового седиментаційного циклу. Тому ці відклади умовно відносяться до нижнього міоцену (аквітанського ярусу). Дана товща одержала також назву дунковської світи (Петрашкевич та ін., 1961) і на підставі виявленої форми *Cibicides lopjanicus* M j a t l. (визначення Н. В. Дабагян) умовно була віднесена до олігоцену. Відповідним стратиграфічним аналогом негрівської світи вважаємо відклади аквітану Румунії (район Корну), де вони складені глинами з проверстками гіпсів і солі (Онческу, 1960). У Трансільванській западині відкладам негрівської світи, мабуть, відповідають верстви сінміхай і зімбор.

Бурдигальський ярус

Буркалівська світа. Піщано-глиниста товща (60—80 м), що раніше включалась у хустецьку світу гельвету (Коробков, Плешаков, 1948), пізніше була виділена в самостійну буркалівську світу (Вялов, 1956). Відклади світи обмежено поширені вздовж північно-східного краю Закарпатського прогину і відомі в басейні річок Тересви (розрізи потоків Буркало, Широкого, район с. Калини) та Апишці (район с. Водиці). Складені вони вапнистими пісковиками, алевролітами і піскуватими глинами, що незгідно залягають на утвореннях палеогенового флішу, а покриваються туфами новоселицької світи. Карбонатність глини досягає 14—15%. Крім того, до буркалівської світи, мабуть, належать верстви (до 5 м) темно-сірих аргілітоподібних глин з проверстками пісковиків та алевролітів, що залягають під клобуцькими (= новоселицькими) туфами на лівому схилі долини р. Боржави біля с. Приборжавського, де була зібрана у 1945 р. В. І. Славніним екзотична нижньоміоценова теплолюбна флора. Фауністичних решток тут не виявлено.

У піскуватих карбонатних глинах розрізів потоків Буркало, Широкого та с. Водиці фауністичні рештки досить численні. Крім багатого представлених і добре розвинутих бентосних форамініфер (з родів *Spiroplectammina*, *Textularia*, *Robulus*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Marginulina*, *Cibicides* та ін.), досить часто трапляються рештки пелеципод, голкошкірих, отоліти, зуби і окремі частини скелету риб. Тут виділено мікрофауністичну зону *Robulus cultratus* і супроводжуючий її комплекс форамініфер (*Spiroplectammina carinata* (O r b.), *Textularia agglutinans* O r b., *T. gramen* O r b., *Sigmoilina abbreviata* V e n g l., *Siphonodosaria bacillum* (D e f r.), *Lenticulina totomienensis* M a k., *Robulus inornatus* O r b., *Marginulina glabra* O r b., *Guttulina communis* O r b., *Cibicides dutemplei* (O r b.), *C. perlucidus* N u t t., *Ammonia indica* (Le Roy), *Bulimina ovata* O r b. та ін.) та пелеципод (*Pecten pseudo-beudanti* D e r. e t R o m., *P. holgeri* G e i n., *Tellina bipartita* B a s t. та ін.), що дозволяють впевнено зіставляти відклади буркалівської світи з відповідними відкладами бурдигалу Чехословаччини, Румунії, Угорщини та інших країн Західної Європи.

СЕРЕДНІЙ МІОЦЕН

Відклади середньоміоценових молас Закарпатського прогину розвинуто найбільш широко. Складені вони конгломератами, піщано-глинистими і туфогенними утвореннями морських і лагунних фашій гельвету і торпону. В центральній частині Солотвинської і Мукачівської западин вони найпотужніші, а до крайових частин прогину — виклинюються. Слід зауважити, що деякі дослідники відклади середнього міоцену Закарпаття відносять лише до тортонського ярусу (Вялов, Пішванова та ін., 1962), з чим погодитись

неможливо. Беручи до уваги дискусійність ярусного поділу неогену Паратетису взагалі, вважаємо більш правильним при стратифікації середньоміоценових утворень до гельветського ярусу (в широкому його розумінні) відносити терешульські конгломерати, новоселицьку, водичку та тереблінську світи; до тортонського ярусу — солотвинську, тересвинську і басхівську світи.

Гельветський s. I. ярус

Терешульські конгломерати. Своєрідна товща терешульських конгломератів, як достовірний свідок розмиву флішевих Карпат в міоценовий час, має обмежене поширення. Спостерігаються ці відклади по північному краю східної частини Закарпатського прогину на схилах долин річок Терешула, Тересви та Лужанки, біля сіл Новоселиці, Підплеші, Калин, Ганич, у потоках Буркало, Солоному та ін. Конгломерати залягають різко незгідно на флішевих утвореннях, потужність їх непостійна, максимальна — дещо більше від 100 м в районі р. Терешул, у напрямку на схід і захід вона помітно зменшується.

У складі конгломератів знаходиться погано відсортований і слабообкатаний валунно-галечний матеріал. Переважає галька вапняків мезозою (юрі) від ясно- до темно-сірого кольору і сірих слюдистих пісковиків флішу. Підпорядковане значення мають уламки пухівських строкатоколірних мергелів, вапнистих і туфогенних пісковиків, кременю, ефузивних порід та ін. Заповнююча частина представлена вапнисто-піскуватим гравійним матеріалом юри і крейди Скелястої зони. Значна домішка роздрібненого строкатоколірного матеріалу пухівських мергелів надає конгломератам своєрідного червонувато-бурого кольору. Галька палеогенових пісковиків з великою кількістю уламків пухівського матеріалу спостерігається в районі с. Підплеші на правому схилі долини р. Тересви. У верхній частині розрізу конгломератів у цементі переважає домішка туфового матеріалу, внаслідок чого конгломерати мають ясно-сірий з зеленуватим відтінком колір. Простежується закономірність: у нижній частині конгломератової товщі переважають гальки палеогенового пісковика, дещо вище — помітно збільшується кількість гальок юрських вапняків, часто кутастих, слабообкатаних, що зумовлено значною щільністю цих порід. Збільшення юрського матеріалу в конгломератах догори по розрізу залежало від інтенсивності ерозійних процесів. Можливо, формування терешульських конгломератів пов'язане з підняттям Карпат, яке супроводжувалось значним розмивом.

Відносно віку і стратиграфічного положення терешульських конгломератів існують різні уявлення. Так, І. Б. Плешаков та І. О. Коробков (1948) відносять ці породи до гельвету. За даними О. С. Вялова (1955, 1956), терешульські конгломерати належать до нижнього тортону. Пізніше О. С. Вялов, Л. С. Пішванова та ін. (1962) підтвердили нижньотортонський вік терешульських конгломератів разом з новоселицькими (данилівськими, клобуцькими) туфами. Г. П. Алфер'єв і Л. М. Кудрин (1956) терешульські конгломерати вважали нижньоміоценовими (найімовірніше бурдигальськими). М. Й. Петрашкевич (1959) відносив їх до бурдигал — гельвету, а потім до гельвету (Петрашкевич, 1958; Венгліньський, 1962).

Стратиграфічне положення терешульських конгломератів та їх співвідношення з іншими породами можна спостерігати в розрізах потоків Буркало і Широкого, де вони залягають на фауністично охарактеризованих верствах бурдигалу (буркалівська світа) і покриваються молодими утвореннями туфогенної новоселицької світи. Г. П. Алфер'єв і Л. М. Кудрин (1956) вважали, що стратиграфічним аналогом терешульських конгломератів є конгломерати Бребу в Румунії, де за визначеною фауною пектенід їх відносили до бурдигалу. Е. Попа (1960) встановлено, що проверстки глауконітових пісковиків з бурдигальською фауною пектенід, на підставі якої визначено вік конгломератів Бребу, в дійсності є виключенням верств Кор-

ну, вік яких помилково визначався як аквітанський. В зв'язку з цим автор відносила верстви Корну з характерною бурдигальською фауною пектенід (*Pecten hornensis* D e r. та ін.) до бурдигальського ярусу, а конгломерати Бребу, що незгідно покривають їх, вважає за гельветські. Певно, гельветськими є і терешульські конгломерати. Фауністичні рештки було виявлено лише в самих верхах товщі терешульських конгломератів у піщано-глинистих проверстках (розріз с. Підплеші). Тут визначено численні глобігериніди (*Globigerinoides trilobus* (R s s.), *G. bisphaericus* T o d d., *G. glomerosus* B l o w, *Candorbulina universa* J e d l., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp.) і поодинокі перевідкладені бурдигальські форми (*Lenticulina* sp., *Cibicides* cf. *ungerianus* (O r b.), *Cibicides* sp., *Uvigerina* sp.). Наведений комплекс глобігеринід варто пов'язувати з трансгресивними утвореннями ранньо-новоселицького часу.

Новоселицька світа. Туфогенні породи новоселицької світи (новоселицькі, апшицькі, данилівські і клобуцькі ліпарито-дацитові туфи) значно поширені на території Закарпаття, а їх стратиграфічні аналоги відомі і на суміжних територіях. Складена світа ліпарито-дацитовими туфами з проверстками туфитів, аргілітів, алевролітів, місцями пісковиків, вапняків та конгломератів. Туфогенні верстви досить чітко простежуються в розрізах і помітно виступають в рельєфі у вигляді витягнутої смуги вздовж північного краю Солотвинської западини, завдяки чому служать маркуючим горизонтом. Відклади новоселицької світи майже на всій території Закарпатського прогину розкриті численними свердловинами. Потужність світи нестала і змінюється від 10 до 200 м; максимальна потужність зафіксована у центральній частині Солотвинської западини, де вона досягає 700 м. Туфи мають зеленувато-сіре, голубувато-зеленувате забарвлення і при вивітрюванні набувають блідих ясно-сірих відтінків, мають масивну, рідко верствувану текстуру. Серед них виділяються алевропелітові, алевритові і псамітові відміни. За складом туфи поділяються на кристалокастичні, кристаловітрокластичні і вітрокластичні. Місцями у туфах визначаються внутріформаційні незначної потужності (8—10 м) конгломерати (розріз долини р. Апшиці в районі с. Водиці). У відкладах новоселицької світи відомі фосилізовані фауністичні рештки, що майже завжди приурочені до глинистих проверстків, іноді до туфитів. Переважають серед них глобігериніди: *Globigerinoides trilobus* (R s s.), *G. bisphaericus* T o d d., *G. glomerosus* B l o w, *Candorbulina universa* J e d l. Це дозволило виділити тут одноіменну зону. З бентосних видів визначено дрібнорослі помітно пригнічені *Hyperammia* sp., *Asterigerina* sp., *Cibicides dutemplei* (O r b.), *C. cf. ungerianus* (O r b.), *Melonis soldanii* (O r b.), *Pullenia bulloides* (O r b.), *Bolivina* cf. *dilatata* R s s.

Питання про вік новоселицької світи однозначно не вирішене до цього часу. Раніше більшість зарубіжних дослідників відносили новоселицькі туфи до гельвету. І. О. Коробков і І. Б. Плешаков (1948) відклади цієї світи також відносили до гельвету. В. І. Славін і Н. С. Філімонова (1953) нижню товщу туфів апшицького розрізу — до нижнього міоцену, а верхню надконгломератову — до гельвету. Деякі автори (Вялов, 1956, 1959; Пішванова, 1958; Петрашкевич, 1959; Гуревич, 1960) ліпарито-дацитові туфи новоселицької світи об'єднують в один стратиграфічний горизонт і відносять його до нижнього тортону.

Еволюція поглядів у вирішенні питання про вік новоселицької світи безпосередньо пов'язана з питанням про обсяг ярусів гельвету і тортону та їх межі у розумінні стратотипів цих ярусів. Вважається, що пелагічний комплекс глобігеринід з кандорбулінами знаменує початок великої середньоміоценової трансресії в пізньогельветський час. Аналіз фауністичного матеріалу показує, що туфогенну товщу новоселицької світи можна віднести до гельветського ярусу. Формування наведених утворень слід розглядати у зв'язку з початком середньоміоценового седиментаційного циклу. Отже, об'єднуючи клобуцькі, данилівські, новоселицькі і апшицькі

туфи у новоселицьку світу, їх варто віднести до верхнього гелвету (Венгліньський, 1962, 1968).

Водицька світа. Відклади водицької світи потужністю 15—250 м досить широко розвинуті в Солотвинській і Мукачівській западинах. У підошві вони чітко фіксуються туфами новоселицької світи, а у покрівлі — соленосними утвореннями тереблінської світи. Досить добре простежуються ці породи по північному краю Солотвинської западини, в центральній частині — розкриті рядом свердловин. На північному заході даного регіону (в районах сіл Липчі, Горінчева, Драгова) ці породи розкриті неглибокими свердловинами дещо на північ від відомої межі прогину (Венгліньський, Кантолінський, Терешук, 1966). У Мукачівській западині вони розкриті рядом глибоких свердловин на площі Залуж, а також встановлені в розрізах Берегівського району, де потужність їх не перевищує 40—50 м. Це надутово-підсолена товща, яку виділено під назвою водицької світи. Стратотип її встановлено у басейні р. Апшиці біля с. Водиці (Венгліньський, 1962). Майже одночасно О. С. Вялов та ін. (1962) виділили її у талаборську світу; виділяли її також під назвою нижньотереблінської світи (Петрашкевич, Гурідов, 1961), а потім (Петрашкевич, 1965) як підсвіту віднесли до верхньої частини новоселицької світи. Крім того, різнофасціальні товщі цієї світи помилково відносили до різних стратиграфічних одиниць. Так, в крайовій частині западини відклади водицької світи з увігеринами визначалися як верхня підсвіта туфогенної новоселицької світи, а глибоководніші її аналоги зі збіденою фауною в центральній частині — як нижня підсвіта соленосної тереблінської світи (Буров, Глушко та ін., 1966).

Відклади водицької світи складені темно-сірими і сірими, дещо слюдистими глинами з тонкими проверстками вапнистих пісковиків. Догори по розрізу проверстки пісковиків частіші, в самих верхах світи спостерігаються дещо ясніші проверстки ангідритів. У центральній частині прогину проверстки ангідритів у розрізі лежать значно нижче, що свідчить про глибші зони басейну, де обмін був утруднений і випадання сульфатів почалося помітно раніше, ніж у мілководних прибережних зонах. Тому фауністичні характеристики утворень мілководної крайової частини басейну і глибоководнішої центральної частини істотно різні.

Більш глибоководні відклади водицької світи розкриті Данилівською глибокою свердловиною, де вони складені алевролітами і аргілітами з проверстками пісковиків, туфів, туфітів з тонкими проверстками ангідритів у верхній частині розрізу. В розрізах глибоких свердловин на площі Тереблі ці відклади складені темно-сірими карбонатними аргілітами з проверстками алевролітів і пісковиків. У верхній частині розрізу виявлено лінзи і проверстки ангідритів (1—15 мм), в нижній — туфітів і туфів. В аргіліто-піщанистіх товщі часто спостерігаються тріщини (1—5 мм), що майже завжди виповнені кальцитом. Подібну літофасціальну характеристику мають відклади водицької світи і в межах Мукачівської западини, де вони розкриті глибокими свердловинами в районах сіл Іршави, Доробратова, Залужа та описані під назвою підсолювої товщі темних аргілітів (Вялов, Венгліньський, Утробін, 1961). В аргілітах виявлено поодинокі погані збереженості рештки форамініфер: *Hyperammina* sp., *Glomospira* sp., *Elphidium* sp., *Cibicides* sp., *Globigerina* cf. *pseudoedita* S u b b., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. та ін. Крім форамініфер виявлено *Spiralis* sp., спікули і стерастри губок, голки морських іжаків і окремі частини скелету риб.

У північно-західній частині Солотвинської западини (розріз потоку Укорного в р-ні с. Липчі) вперше на території Закарпаття встановлено лагенідову зону *Vaginulina legumen* з численними лагенідами та глобігерінідами. Відповідну зону було встановлено у північно-західній частині Закарпатського прогину в районі Ужгорода — Перечина, де дані відклади розкриті свердловинами. Потужність їх нестала і становить понад 60 м, до крайової частини прогину вони виклинюються. Складені водицькі відклади переважно сірими, голубуватими мергелистими глинами, що перевер-

ствуються (проверстки до 10 см) з дрібнозернистими пісковиками та алевролітами, рідко туфитами. Покриваються вони молодими вулканогенними утвореннями (туфобрекчіями, андезито-базальтами, дацитами, ліпаритами) Вигорлат-Гутинського пасма. В напрямку на південний захід ці відклади значно занурюються і покриваються потужною (до 500 м) піщано-глинистою товщею левантину (с. Кам'яниця), а підстилюються палеогеновими породами підгальського флішу. Тут з розрізу випадають тортонські і сарматські відклади. Мергелісті глини переповнені черепашками форамініфер, дещо менше решток остракод, пелеципод, гастропод та губок. Серед форамініфер переважають пелагічні представники (близько 95%), бентосні форми мілководліші і спостерігаються значно рідше. Збільшення бентосних представників у південному, південно-західному напрямках (від Перечина до Ужгорода) свідчить про зменшення глибин у цьому напрямку і вказує на сприятливіший кисневий режим. Скупчення численних вапнистих черепашок в глинах значно підвищує їх карбонатність, яка досягає понад 50%. У пісковиках і туфогенних проверстках викопні рештки досить рідкісні, іноді їх зовсім нема. Найбагатші скупчення бентосних і пелагічних форамініфер, що характеризують відклади водицької світи, виявлено біля с. Кам'яниці.

Ориктоценоз, що характеризує корелятивну лагенідову зону, складений типовими морськими стеногалінними представниками, що за різноманітністю родів і видів різко відрізняється від усіх інших ориктоценозів у розрізах міоцену. Неповторність такої асоціації виключно важлива для стратифікації Закарпатського міоцену. З родів, виявлених лише в цій зоні, можна назвати *Bigenerina*, *Fronicularia*, *Vaginulina*, *Nonionella*. Найхарактернішими видами цієї зони є *Bigenerina agglutinans* O r b., *Planularia dentata* K a r g., *Vaginulina legumen* L., *Fronicularia medelingsensis* K a r g., *Dimorphina variabilis* (N e u g e b.), *Uvigerina macrocarinata* P a r r e t T u r n o v., *U. pygmoides* P a r r e t T u r n o v., *Chilostomella ovoidea* R s s. та ін. Крім багатих бентосних популяцій привертають увагу надзвичайною численністю великі пелагічні представники — *Globigerina apertura* C u s h m., *G. bollii* C i t a e t P r e m o l i S i l v a, *G. praebulloides* B l o w., *Globigerinoides trilobus* (R s s.), *G. bisphaericus* T o d d., *Candorbullina universa* J e d l., *Globorotalia mayeri* (C u s h m. e t E l l.), *G. bykovae* (A i s.). З інших фауністичних решток виявлено остракоди, численні голки і уламки панцирів морських їжаків, спікули і стерастри губок, частини скелету риб.

У крайовій частині прогину (в районі сіл Водиці — Нересниці) більш широко розвинута зона *Uvigerina aculeata pudica* з *Bulimina buchiana*, *Globigerina praebulloides* та *G. bollii*. Тут відклади водицької світи представлені мергелістими глинами, алевролітами, пісковиками з проверстками туфів і туфитів. Таким чином, у водицькій частині типові морські бентосні та пелагічні асоціації досягли найбагатшого розквіту. Догори по розрізу вони помітно зменшуються, стають біднішими та дрібнішими.

Дещо відособлено серед розрізів даної світи знаходиться розріз (до 50 м) потоку Пер'явиці, на північний захід від с. Липчі. Це утворення мілководніших фацій, що складені піщано-слюдистими карбонатними глинами з проверстками туфів, туфитів, біогермних вапняків, які залягають на туфах новоселицької світи та покриваються соленосними глинами тереблінської світи. У піскуватих глинах виявлено численні форамініфери, молюски та брахіоподи. Серед великих бентосних форамініфер переважають евригалінні представники аномалінід, роталіід і ельфідіід (*Cibicides dutemplei* (O r b.), *C. boueanus* (O r b.), *C. ungerianus* (O r b.), *C. bogdanovi* S e r., *Ammonia galiciana* (P u t r.), *Elphidium fichtellianum* (O r b.), *E. crispum* (L.), *E. rugosum* (O r b.) та ін. Цей розріз особливо інтересний середньоміоценовими представниками молюсків і брахіопод, серед яких найхарактерніші *Pseudamussium corneum denudatum* (R s s.), *Chlamys scissa* F a v r., *C. scissa ressurecta* H i l b., *Ostrea cochlear* B r o c t., *Anomia ahippium* L., *Terebratulula grandis* B l u m., *T. macridini* K u d r. та ін. Верстви з

Pseudamussium corneum denudatum широко відомі у розрізах Паратетису і впевнено зставляються між собою. У Передкарпатському прогині описані верстви також охарактеризовані мілководними представниками родів *Cibicides*, *Elphidium*, *Discorbis*, *Amphistegina*, *Asterigerina* і *Heterostegina*. Для глибоководніших аналогів цієї зони головними є лагеніди, глобігериніди (*Globigerinoides*, *Candorbulina*) та інші численні форамініфери. Відносно віку цих верств існують різні думки. В основному вони зводяться до ярусної (гельвет, тортон) належності верств. Одні дослідники відносять їх до верхнього гельвету, інші — до нижнього тортону, що не пов'язується з стратотипами тортону і гельвету. Палеонтологічна характеристика даних відкладів показує, що їх стратиграфічне положення у розрізі середнього міоцену визначено досить чітко — між гельветом s. s. і тортоном.

Аналоги відкладів водницької світи відомі на прилеглій території Східної Словаччини, де вони спостерігаються у відслоненнях і розкриті окремими структурними свердловинами (Rudinec, 1969). У західній частині Підвигорлатської депресії неогенові відклади, що трансгресивно залягають на давніх породах фундаменту, складені строкатими відкладами карпатської серії (Cicha, Senes, Tejkal, 1967), вище — утворення ланцендорфських верств незначної потужності (лагенідова зона), які покриваються відкладами сармату. Завершується розріз пліоценовими (панон — левантин) породами. З розрізу випадають лише тортонські відклади, а сармат трансгресивно покриває товщу порід карпатської та ланцендорфської серій. Аналіз наведених даних свідчить про те, що під час формування відкладів водницької світи, карпатської і ланцендорфської серій територія Закарпатського прогину та Підвигорлатської депресії належала до єдиної акваторії.

Тереблінська світа. На території Закарпатського прогину солоносні відклади тереблінської світи досить широко розвинуті; вони поширюються на південний схід на територію Румунії і на захід — у Східну Словаччину. Потужність їх непостійна, змінюється від десятків до 500 м, а в місцях формування соляних структур (Солотвинської, Тереблінської, Данилівської) перевищує 1000 м. Складені вони верствами кам'яної білої або сірої кристалічної солі, що чергуються з проверстками і лінзами глин, гіпсів, ангідритів, аргілітових брекчій, зцементованих сіллю. Спостерігаються проверстки темно-сірих кварцових дрібнозернистих пісковиків масивної текстурі. Цемент їх становить близько 50% породи, представлений дрібнозернистим ангідритом, гіпсом з незначною домішкою кальциту та глинистого матеріалу. Зрідка відмічаються проверстки туфів і туфитів. Туфи кристало-вітрокlastичні, псамітові, сильно змінені, каолінізовані та карбонатизовані. Туфити частіше мають алевролітову структуру і відрізняються від туфів наявністю теригенного матеріалу, вміст якого становить $\approx 30\%$.

Здавна ведеться розробка солі у Солотвині. Північно-східна межа солоносних відкладів у Солотвинській западині майже збігається з обрисами міоценового прогину. Про це свідчать солоносні верстви і сольові джерела в районах сіл Новоселиці, Ганич та Водиці. На північний захід, в напрямку до сіл Драгова, Горінчева, Липчі відмічаються лише невеликі лінзи гіпсів і ангідритів, а поява проверстків кам'яної солі простежується дещо на південь. Це дозволяє лагунні відклади тереблінської світи розглядати як регресивний завершуючий цикл седиментації стратиграфічного підрозділу. У Мукачівській западині ці відклади розкриті свердловинами в районах Іршави, Доробратова, Залужа, Берегова. Раніше тут були відомі лише численні сольові джерела та криниці з солоною водою.

Щодо палеонтологічної характеристики солоносних відкладів, то фауністичні рештки приурочені переважно до глинистих проверстків. Тут спостерігаються поодинокі дрібнорослі пригнічені, частіше поганої збереженості форамініфери. Серед них переважають планктонні форми із родів *Globigerina*, *Globorotalia*, другорядне значення мають бентосні представники із родів *Glomospira*, *Quinqueloculina*, *Eponides*, *Asterigerina*, *Cibicides*, *Florilus*, *Elphidium*, *Bulimina*, *Cassidulina*, *Bolivina*. Можливо, більша частина

з них знаходиться у перевідкладеному стані. Крім форамініфер тут виявлено спікули і стерастри губок. У сірих карбонатних глинах тереблінської світи, розкритих свердловинами на площах Тереблі та Залуж, визначено бентосні і пелагічні форамініфери, серед яких частіше спостерігаються *Eponides nanus* (R s s.), *Asterigerina planorbis* O r b., *Ammonia* cf. *beccarii* (L.), *Elphidium subumbilicatum* (C z.), *E. macellum* (F. et M.), *Globigerina bulloides* O r b., *G. juvenilis* B o l l i, *G. pseudoedita* S u b b., *Globorotalia mayeri* (C u s h m. et E l l.), *Cassidulina laevigata* O r b., *Bolivina antiqua* O r b. та ін.

Наведений ориктоценоз, мабуть, знаходиться у корінному заляганні, бо фауна тут дрібна, пригнічена, що характерно для несприятливих лагунних умов середовища. Це дозволило виділити зону спорадичних дрібнорослих форамініфер з *Globigerina juvenilis* та *Eponides nanus*.

До останнього часу відносно віку соленосних утворень немає єдиної думки. Так, М. П. Єрмаков (1948), І. О. Коробков та І. Б. Плешаков (1948) віднесли тереблінську соленосну світу до бурдигалу у той же час ганічський горизонт солі І. Б. Плешаков (1949) вважає гельветським; О. С. Вялов (1956) відніс тереблінську світу до аквітан — бурдигалу; В. І. Славін і Н. С. Філімонова (1953), Н. В. Дабаган, О. В. Мятлюк і Л. С. Пішванова (1956), К. Я. Гуревич (1956), С. М. Кореневський (1958) — до гельвету; І. В. Венгліньський (1958, 1962, 1969) — до гельвету, раннього тортону, а потім — пізнього гельвету; Л. С. Пішванова (1958), О. С. Вялов та ін. (1962) віднесли товщу тереблінської світи до пізнього тортону, розглядаючи її як стратиграфічний аналог тираської світи у Передкарпатті. Останні дані буріння, геологічних і біостратиграфічних досліджень підтверджують, що формування соленосних товщ слід розглядати, як відклади регресивного циклу пізнього гельвету с. І. (= раннього тортону).

Тортонський ярус

Солотвинська світа. Термін «солотвинська світа», введений І. Б. Плешаковим (1948), вже давно увійшов у літературу. Майже всіма карпатськими геологами світа приймається в обсязі, визначеному автором. Стратотип солотвинської світи встановлено в околицях с. Солотвини (розріз потоків Банського і Глодського), де ці відклади досить добре відслонюються. Без видимої стратиграфічної незгідності вони заміняють лагунні утворення тереблінської світи. Відклади солотвинської світи досить широко розвинуті і спостерігаються у численних відслоненнях в районах сіл Солотвини, Тереблі, Олександрівки, Данилова та вздовж північно-східного краю солотвинської западини, а також розкриті структурно-розшуковими і розвідувальними свердловинами на площах Тячева, Тереблі, Тересви, Залужа, та в інших антиклінальних структурах Солотвинської і Мукачівської западин. Це надсоліова флішоподібна товща глин, алевролітів, пісковиків і туфів — зона дрібнорослих *Globigerina* з *Globorotalia*, *Bulimina* і *Radiolaria* та *Spiralis*.

У розрізі світи чітко виділяються два горизонти ліпарито-дацитових туфів — банський (50—120 м) та глодський (15—40 м). У західному напрямку ці туфи виклинюються, а в Мукачівській западині простежуються не завжди. Дані туфи ділять потужну (100—1000 м) товщу солотвинської світи на три підсвіти: затонську, банську та глодську, літофаціальні особливості яких помітно різняться між собою.

Затонська підсвіта. Відклади затонської підсвіти найпотужніші (до 500 м) у центральній частині Солотвинської западини (в районі Буштина — Тячева). У південному напрямку (с. Вишкове) потужність їх помітно зменшується (до 100—150 м), а до північного краю западини вони зовсім виклинюються. Це надсоліова товща, що складена темно-сірими майже чорними аргілітоподібними глинами з тонкими проверстками алевролітів (2—10 см), зрідка пісковиків, в нижній частині — ангідритів (1—3 см).

Окремими свердловинами в центральній частині западини розкрито перевірки туфів незначної потужності (1—15 м). У глинах відмічається значна кількість дрібноорозіяного піриту, а в алевролітах — численні обвуглені рослинні рештки.

Формування відкладів затонської підсвіти пов'язане з початком трансгресії тортонського моря, яка замінює режим засолонених тереблінських лагун, нормалізує обстановку, наближаючи її до нормально морських умов. Це зумовило характер розвитку і розподіл фауністичних комплексів. Так, у нижній частині розрізу переважають бентосні неглибоководні евригалінні форми — *Ammonia indica* (Le Roy), *Elphidium subnodosum* (Münst.), *E. flexuosum* (Orb.), *Quinqueloculina akneriana* Orb., які догори по розрізу змінюються багатшими асоціаціями нормально морських бентосних і пелагічних представників — *Cibicides dutemplei* (Orb.), *Bulimina elongata* Orb., *Bolivina dilatata brevis* Cich. et Zapl., *Globigerina bulloides* Orb., *Globorotalia bykovae* (Ais.). Крім форамініфер, трапляються радіолярії, черепашки остракод *Cytheridea mülleri* (Münst.) і їх уламки, піритові ядра птеропод (*Spirialis* cf. *subtarchanensis* Zhizh., *Spirialis* sp.), зуби та окремі частини скелету риб. Часто спостерігаються відбитки скелету і цілі піритизовані скелети дрібних риб. Привертають увагу численні рештки флори, серед яких є добре збережені відбитки листя. Затонську підсвіту виділено у підзону евригалінних форамініфер з *Ammonia indica*, *Elphidium flexuosum*, *E. subnodosum*, *Quinqueloculina akneriana* та стеногалінними представниками *Globigerina*, *Globorotalia*, *Bulimina* і *Spirialis*.

Банська підсвіта. Флішодна товща (150—300 м) банської підсвіти складена переважно сірими або темно-сірими аргілітоподібними глинами, що чергуються з перевірками сірих алевролітів і дрібнозернистих пісковиків з потужним (50—120 м) горизонтом туфів у підшви. Карбонатність аргілітів і алевролітів низька (8—16%), туфогенні породи майже безкарбонатні, лише в окремих місцях карбонатність їх досягає 2—6%. Досить часто аргіліти розбиті системою тріщин, вивонених піритом, кварцом, кальцитом та іншими мінеральними утвореннями.

Палеонтологічні рештки у банській товщі досить бідні. З молюсків тут виявлено лише поодинокі *Anomia ephippium* L., *Corbula carinata* DuJ. Дещо частіше спостерігаються рештки форамініфер, серед яких переважають пелагічні форми *Globigerina juvenilis* Bolli, *G. pseudoedita* Subb., *G. bulloides* Orb., *Globorotalia mayeri* (Cushman et Ellis), *G. bykovae* (Ais.); рідко трапляються бентосні — *Cibicides dutemplei* (Orb.), *Bulimina elongata* Orb. та ін. Крім форамініфер часто трапляються радіолярії, спікули та стерастри губок, рештки морських їжаків і численні піритизовані ядра птеропод — *Spirialis* cf. *subtarchanensis* Zhizh. Трапляються також піритизовані рештки комах. Банську підсвіту виділено у підзону дрібноорозілих глобigerинід *Globigerina juvenilis*, *G. pseudoedita* з *Globorotalia*, *Bulimina* та *Spirialis*.

Глодська підсвіта. Верхня частина солотвинської світи являє собою флішодну товщу (90—170 м), що виділена в глодську підсвіту і складена сірими глинами з перевірками алевролітів і пісковиків та горизонтом туфів у нижній частині. Верхню межу її чітко фіксують олександрівські туфи, які підстеляють товщу тересвинської світи.

За літологічною характеристикою відклади глодської підсвіти мало відрізняються від порід банської підсвіти, лише дещо переважають більш ясно-сірі та сірі відтінки забарвлення піщано-глинистих порід. За палеонтологічною характеристикою відклади глодської підсвіти відрізняються від підстелюючих багатшими фауністичними комплексами. Тут досить добре представлені бентосні і пелагічні форамініфери, а також частіше спостерігаються черепашки молюсків. Із найхарактерніших форамініфер виявлено *Hyperammina chirudiformis* (Suz.), *H. granulosa* Vengl., *Quinqueloculina* cf. *triangularis* Lucz., *Cibicides dutemplei* (Orb.), *Bulimina pupoides*

Orb., *Globigerina bulloides* Orb., *G. ciperoensis* Bolli, *Orbulina universa* Orb. Привертають увагу великі піритизовані птероподи (*Spirialis valvatina* R s s., *S. koeneni* K i t t l.), досить численні рештки морських їжаків та зуби риб. Відомі тут і пелециподи *Similipecten eleni* (Z h i z h.). Глодську підсвіту виділено у підзону *Globigerina bulloides* з *Orbulina universa*, *Bulimina pupoides* та великими *Spirialis*.

У крайовій частині прогину, де потужність відкладів солотвинської світи помітно зменшується, розчленування їх на підсвіти утруднене. Тут поширені мілководні піщано-глинисті фанії, що характеризуються багатими бентосними фауністичними комплексами. Внаслідок значного насичення вміщуючих порід вапнистими черепашками помітно підвищується їх карбонатність (20—25%). Наведемо загальний склад виявленої мікрофауни: *Spiroplectammina scaligera* L u c z k., *Quinqueloculina triangularis* Orb., *Q. contorta* Orb., *Valvulineria arcuata* (R s s.), *Cibicides ungerianus* (Orb.), *C. pachydermus* (R z e h a k), *Florilus communis* (Orb.), *Melonis soldanii* (Orb.), *Ammonia indica* (L e R o y), *Elphidium crispum* (L.), *E. flexuosum* (Orb.), *Virgulina schreibersiana* Cz., *Bulimina elongata* Orb., *B. ovata* Orb., *B. pupoides* Orb., *Bolivina antiqua* Orb. та ін. Наведений комплекс безперечно є характерним для відкладів тортону.

Тересвинська світа. Характеризуючи відклади цієї світи, необхідно нагадати історію її встановлення. Виділяючи тересвинську серію, І. Б. Плешаков (1948) включив до неї три світи — нягівську, тячівську і вільхівську. В свою чергу вільхівську світу поділив на нижню — нересницьку і верхню — тернівську підсвіти. Мікропалеонтологічні дослідження цих відкладів показали, що тернівська підсвіта, за своєю палеонтологічною характеристикою і фаціальними особливостями, повинна об'єднуватися з залягаючою вище басківською світою (Венгліньський, 1953, 1954, 1958). Було також встановлено, що піщано-глинисті відклади нягівської, тячівської світ та нижньої частини вільхівської світи (нересницька підсвіта) містять фауністичні комплекси, досить близькі за своїм складом, що дозволяє об'єднати їх в одну тересвинську та розглядати її як єдину стратиграфічну одиницю. Товща олександрівської підсвіти входила раніше до складу хустецької світи. В зв'язку з тим, що під останнім терміном (Коробков, Плешаков, 1948) об'єднувались у Солотвинській западині товщі різного віку від бурдигалу до тортону включно, вірніше було відмовитись від цього терміну і поділити думку О. С. Вялова та інших (1962), які прийняли для цієї частини розрізу нову назву «шандрівська світа», але краще в російському її перекладі, в ранзі підсвіти, тобто олександрівської підсвіти. За обсягом вона включає горизонт олександрівських туфів, що часто розділені на дві частини піщано-глинистим горизонтом (10—30 м) та перекриваючим їх горизонтом глин з проверстками пісковиків і алевролітів. Верхня межа підсвіти фіксується нягівськими конгломератами, які підстелюють тячівську підсвіту. Слід відмітити, що раніше (Коробков, Плешаков, 1948) горизонт олександрівських туфів помилково приймався за стратиграфічний аналог новоселицьких туфів. Пізніше було встановлено, що олександрівські туфи і надтуфова глиниста пачка у центральній частині Солотвинської западини значно молодші. Ці туфи одержали назву нанківських туфів (Вялов, 1959; Петрашкевич, 1959). Вважаємо доцільним за туфами лишити назву олександрівських, тому що біля с. Олександрівки вони досить добре відслонюються і рельєфно виступають у вигляді пасма, що простежується по простяганню на південний схід у напрямку Солотвини і на північний захід у напрямку Данилова. Назву «нанківські туфи», за нашою думкою, слід залишити для туфів, що відслонюються в с. Нанкове. Ці туфи відрізняються своїм локальним розвитком і розміщені дещо вище по розрізу. Якщо олександрівські туфи знаходяться у нижній підсвіті тересвинської світи, то нанківські туфи відносяться до середньої частини світи, що підтверджується і палеонтологічними даними (Венгліньський, 1962). Крім того, на підставі вивчення окремих розрізів закарпатського тортону можна віднести до

тересвинської світи частину розрізів, що займали в інших схемах різні стратиграфічні положення. Так, в районі с. Вишкового до складу тересвинської світи віднесено верстви з тортонської мікрофауною (Венгліньскій, 1955), які раніше включалися до нижнього сармату (вишківська серія).

Відмінні ознаки літофаціальних комплексів потужних товщ тересвинської світи дозволили розділити її на три підсвіти: олександрівську, тячівську та нересницьку з характерними для них фауністичними асоціаціями.

Олександрівська підсвіта. Відклади олександрівської підсвіти потужністю 100—200 м найбільш поширені у Солотвинській западині — в межиріччі Ріки і Тереблі, а також на крилах Солотвинської, Тереблінської та інших антиклінальних структур. Численними свердловинами вони розкриті у Мукачівській западині — в районах Іршави, Залужа, Берегівського нагір'я. Складена підсвіта монотонною товщею глини з проверстками алевролітів, пісковиків і горизонтом туфів (в основі). Глини сірі, іноді темно-сірі, різною мірою валнисті, часто з косоверстуватою текстурою. Структура їх пелітова, алевроліто-пелітова або алевропелітова.

Палеонтологічних решток у туфогенних породах не виявлено. Глиниста пачка в туфах містить збіднений комплекс форамініфер, серед яких визначено *Hyperammia* sp., *Bulimina elongata* Or b., *Gaudryina beregovensis* (V e n g l.), *Bulimina subulata* C u s h m. et P a r k., *Bulimina* sp., *Globigerina bulloides* Or b., *Globigerina* sp. Комплекс форамініфер, що характеризує глинисту товщу олександрівської підсвіти, складений обмеженим числом видів, серед яких головними є представники родин *Globigerinidae* і *Buliminidae*. Особливу увагу привертає кількість екземплярів представників пелагічної групи. В меншій кількості спостерігаються аглютиновані форми, які представлені в основному примітивними видами із роду *Hyperammia*. Найхарактернішими видами для олександрівської підсвіти є *Hyperammia granulosa* V e n g l., *H. hirudiformis* (S u z.), *Siphotextularia concava* (K a r g.), *Valvulineria arcuata* (R s s.), *Gyroidina soldanii* Or b., *Melonis soldanii* (Or b.), *Globigerina bulloides* Or b., *G. apertura* C u s h m., *G. nepenthes* T o d d., *Biorbulina bilobata* Or b., *Globigerinoides indigenus* L u c z k., *Orbulina universa* Or b., *Bulimina ovata* Or b., *Uvigerina asperula* C z. Крім форамініфер досить часто наявні рештки птеропод, що представлені піритизованими ядрами *Spirialis* cf. *subtarchanensis* Z h i z h., *Spirialis* sp. Трапляються голки морських іжаків, спікули губок та ін. Олександрівську підсвіту виділено у зону *Globigerina apertura* з *G. nepenthes*, *G. bulloides*, *Orbulina universa*, *Valvulineria arcuata* та *Hyperammia granulosa*.

Наведені ориктоценози олександрівської підсвіти не викликають сумніву щодо їх тортонського віку. Про це свідчать форамініфери і представники двостулкових молюсків *Similipeecten elini* (Z h i z h.) та ін.

Тячівська підсвіта. Відклади тячівської підсвіти потужністю 250—300 м досить широко розвинуті у Закарпатському прогині. В Мукачівській западині вони розкриті численними свердловинами в районах Іршави, Залужа, Великих Ком'ят, Берегова, Великої Доброни. В Солотвинській западині ці відклади поширені майже повсюдно і відслонюються в басейнах рік Ріки, Тереблі, Тересви, Басхеу, а також розкриті більшістю свердловин. Складена тячівська підсвіта карбонатними глинами, що чергуються з проверстками і потужнішими горизонтами пісковиків. Останні у нижній частині розрізу підсвіти в північній крайовій частині Солотвинської западини переходять у масивні плитчаті відміни і досягають значної потужності. Тут же в нижній частині розрізу простежується невеликий (до 2 м) горизонт ясно-зеленуватих вулканічних туфів, подекуди проверстки бентоніту. В основі даного розрізу по північному краю Солотвинської западини (від потоку Луг до західної окраїни с. Новоселиці) спостерігається горизонт ньягівських конгломератів. Відмічається він також на схилах потоків Стремения і Полянського, де потужність його змінюється в межах 25—75 м. У межиріччі Тересви — Тячівця товща конгломератів з

проверстками пісковиків і глин витягнута широкою смугою у північно-західному напрямку до річки Терембі (на південь від с. Углі), де потужність її досягає 150 м. У складі гальки нягівських конгломератів переважають сірі пісковики флішу, є обкатані гальки кварцу, темно-сірих вапняків, кварцитів, кременів, рідко зеленуватих туфів та уламків вугілля. На правому схилі долини р. Вульховчика догори по розрізу конгломерати змінюються середньозернистими плитчастими пісковиками з проверстками сірих, темно-сірих карбонатних глин. В останніх виявлено досить різноманітні рештки фауни форамініфер, серед яких переважають белимініди і глобігериніди. Частіше з них спостерігаються види *Bulimina elongata* Orb., *B. subulata* Cushman et Park., *Uvigerina semiorната* Orb., *Bolivina dilatata* R. S. S., *Valvulineria complanata* (Orb.), *Globigerina bulloides* Orb., *Sphaeroidina austriaca* Orb. та ін.

У порівнянні з іншими відкладами тересвинської світи карбонатні глини тячівської підсвіти найбільш багато охарактеризовані фауністичними комплексами. Мікрофауна представлено головним чином форамініферами, серед яких переважають бентосні аглютиновані і вапнисті форми, пелагічні мають другорядне значення. Тут виділено зону аглютинованих форамініфер *Cyclammina deflua* з *Bulimina subulata*, *Cibicides dutemplei* та численними іншими фауністичними рештками. Ця зона характеризується такими найважливішими представниками форамініфер: *Hyperammina chirudiniformis* (Suz.), *H. taurinensis* (Sacco), *Ammodiscus miocenicus* Karr., *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *H. indentatus* Volosh., *Cyclammina deflua* Vengl., *C. vylchoviensis* Vengl., *Spiroplectammina scaligera* Luczk., *Siphotextularia concava* (Karr.), *S. inopinata* Luczk., *Gaudryina beregoviensis* (Vengl.), *Martinottiella communis* Orb., *Quinqueloculina triangularis* Orb., *Q. contorta* Orb., *Triloculina inflata* Orb., *Pyrgo simplex* (Orb.), *Valvulineria complanata* (Orb.), *Gyroidina soldanii* Orb., *Cibicides crassiseptatus* Luczk., *C. dutemplei* (Orb.), *C. ungerianus ornata* Cushman., *Pullenia bulloides* (Orb.), *Florilus boueanus* (Orb.), *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Globigerina bulloides* Orb., *Orbulina universa* Orb., *Globorotalia mayeri* (Cushman et Ell.), *Ammonia galiciana* (Putr.), *Bulimina elongata* Orb., *B. intonsa* Liv., *B. subulata* Cushman et Park., *B. ovata* Orb., *B. pupoides* Orb., *Uvigerina semiorната* Orb., *U. brunnensis* Karr., *Cassidulina oblonga* R. S. S., *Sphaeroidina austriaca* Orb. Крім форамініфер, у відкладах тячівської підсвіти виявлено остракоди (*Cytheridea mülleri* (Münst.) та ін.), піритизовані ядра дрібних двостулкових молюсків, гастропод і птеропод (*Spiralis subtarchanensis* Zhizh., *Spiralis* sp.), часто трапляються спікули і стерастри губок, голки і уламки панцира морських їжаків, окремі частини скелету риб. У мілководних утвореннях часто спостерігаються багаті скупчення рослинного детриту, рештки різних комах та дрібні кусочки янтарю.

У крайовій частині Солотвинської западини (район сіл Углі — Вульховчик) безпосередньо під потужною пачкою масивних пісковиків у сірих і темно-сірих піскуватих глинах простежуються проверстки і лінзи (1—10 см) кам'яного вугілля. Цей піщано-глинистий вултистий горизонт характеризується численними рештками дрібнорослої конхіліофауни, яка, за визначенням В. О. Горещького, представлена видами *Ostrea digitalina* Dub., *Ervilia pussila* Phil., *Tapes velulus* Bast., *Gastrana fragilis* L., *Terebralina duboisii* Högn., *T. bidentata* Defr., *Potamides schaueri* Hilb., *P. mitralis* Eichw. та ін. Фауна форамініфер, виявлена в цих глинах, за складом досить бідна, але окремі види привертають увагу чисельністю екземплярів, а саме: *Ammonia galiciana* (Putr.), *Nonion granosus* (Orb.), *Elphidium crispum* (L.), *E. fichtellianum* (Orb.), *Florilus boueanus* (Orb.), *Virgulina schreibersiana* Cz.

Нересницька підсвіта. Піщано-глинисті відклади верхньої частини тересвинської світи, що виділені в нересницьку підсвіту,

поступово замінюють утворення тячівської підсвіти. За літофаціальним складом вони близькі між собою, але відмінність у мікропалеонтологічній характеристиці дозволяє розглядати нересницьку підсвіту як певну корелятивну підзону. Поширені ці відклади порівняно добре. У Солотвинській западині вони відслонюються в басейнах Тересви, Теремлі, Ріки і розкриті свердловинами в центральній її частині, у Мукачівській западині — фіксуються свердловинами в районі Іршави, Доробратова, Залужа, Великих Ком'ят та Берегівського нагір'я. Представлені ці відклади карбонатними глинами з проверстками пісковиків, лінзами і малопотужними проверстками конгломератів. Пісковики і конгломерати спостерігаються переважно у нижній частині розрізу. Загальна потужність відкладів підсвіти нестійна і змінюється в межах 20—120 м.

Палеонтологічна характеристика нересницьких відкладів досить своєрідна, що відрізняє їх від підстелюючих верств тячівської підсвіти і покриваючих порід басківської світи. Ця відмінність виявляється у помітному зменшенні видів форамініфер з вапнистою стінкою черепашки і майже повним зникненням представників аглютинованої групи. Одночасно привертають увагу своєю чисельністю представники лише двох родів — *Cassidulina* і *Bolivina* з зональними видами *Cassidulina carinata* C u s h m. et P a r k. та *Bolivina dilatata maxima* C i c h. et Z a p l., завдяки чому нересницьку підсвіту виділено в однойменну мікрофауністичну підзону *Cassidulina carinata* з *Bolivina*. Найхарактернішими для даної підзони є види *Cassidulina carinata* C u s h m. et P a r k., *Bolivina dilatata maxima* C i c h. et Z a p l., *Bulimina insignis* L u c z k., *B. subulata* C. et P., *Cibicides ungerianus ornatus* C u s h m., *C. dutemplei* (O r b.); дещо рідше трапляються *Quinqueloculina akneriana* O r b., *Q. boueana* O r b., *Q. serova* (B o g d.), *Discorbis imperatorius* (O r b.), *Gyroidina soldanii* O r b., *Valvulinera complanata* (O r b.), *Melonis soldanii* (O r b.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Reussella spinulosa* (R s s.), *Bulimina elongata* O r b., *Uvigerina urnula* O r b. Наведені евригалінні представники міліолід, дискорбід, ельфідіід характеризують мілководніші фації, де чисельність їх екземплярів помітно зростає, а зональний вид і супроводжуючі його болівіни займають другорядне положення. Крім форамініфер в ориктоценозах трапляються черепашки остракод, рештки морських їжаків і молюсків.

З наведеного фауністичного комплексу видно, що значна частина видів є загальною для тячівської і нересницької підсвіти. Відрізняються вони лише процентним співвідношенням і чисельністю екземплярів окремих видів. Відклади тячівської підсвіти охарактеризовані значно різноманітнішими і багатшими типовими морськими комплексами. Загальними видами фауни молюсків для тячівської і нересницької підсвіти, за визначенням В. О. Горещького та І. О. Коробкова, є *Arca diluvii* L a m., *Cardium turonicum* M a y., *C. praechinatum* H i l b., *Chlamys gloria maris* D u b., *C. malviniae* D u b., *Corbula gibba* O l., *Chione multilamella* L a m k., *Ervilia pusilla* P h i l., *Pecten bessi* A n d z., *Similipecten elini* (Z h i z h.), *Venus plicata* G m e l., *Turritella turis* B a s t., *Abra alba* W o o d., *Leda* cf. *fragilis* C h e m n., *Nucula placentina* L a m k., *Atlanta korobkovi* G o r. et B u r.

Басківська світа. За даними біостратиграфічних досліджень, до складу басківської світи віднесено (згідно з попередньою термінологією Коробкова, Плешакова, 1948) верхню частину вільхівської світи (тернівську підсвіту), бешикурську і майже всю басківську світи, виключено верхню її частину, яка відноситься до нижнього сармату (Венгліньський, 1954, 1962). Відклади вказаних верств і комплекси фаун, які вони містять, за характером та складом ідентичні, що дозволило об'єднати їх в одну стратиграфічну одиницю — басківську світу. Термін цей твердо увійшов у літературу і приймається майже всіма геологами в такому розумінні. Цю товщу було описано також під назвою «даролінська світа» (Вялов та ін., 1962), але вона не одержала загального визнання і більшість карпатських дослідників, в тому числі і співавтори цього нового терміну, приймають назву «басківська світа»

(Буров, Глушко, Горещкий, Гришкевич, Гурідов, Петрашкевич, Пішванова, 1966). Відклади басхівської світи мають непостійну потужність (0—300 м) і найбільш широко та повно розвинуті у північно-східній частині Солотвинської западини в басейнах рік Басхеу, Апишиці, Тересви, а також розкриті свердловинами у центральній і південно-західній частинах западини. У Мукачівській западині ці відклади розкриті численними свердловинами в районах Іршави, Доробратова, Залужа, Великих Ком'ят, Берегова та Ужгорода. Представлені вони сірими, голубувато-сірими різнозернистими пісковиками, що чергуються з голубувато-сірими карбонатними глинами та окремими горизонтами і лінзами конгломератів; догори по розрізу спостерігається помітне збільшення проєрстків глин.

У північно-східній частині прогину дуже поширені мілководні відклади цієї світи, що характеризуються переважно збідненою солонувато-водною фауною форамініфер і молюсків. Тут досить широко розвинуті евригалінні форми, серед яких особливо численні представники родів *Ammonia*, *Porosononion*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Elphidium*. Повсюдно спостерігаються численні *Ammonia galiciana* (Putr.), що дозволило виділити однойменну корелятивну мікрофауністичну зону *Ammonia galiciana* зі збідненим комплексом евригалінних представників та численними рештками харофітів. Зона ця значно поширена у карпатських прогинах та відома на суміжних територіях. Звичайними для неї є такі види: *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. dorsicostata* (Vengl.), *Q. latelacunata* (Vengl.), *Q. nitens* (Rss.), *Ammonia galiciana* (Putr.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. pusillogranosum* Vengl., *E. subumbilicatum* (Cz.), *E. rugosum* (Orb.) та ін. Крім форамініфер досить часто трапляються черепашки остракод, молюсків та спікули губок. У крайовій частині прогину (північно-східній частині Солотвинської западини) відомі численні місцезнаходження фауни молюсків. Серед них спостерігаються морські і солонуватоводні, а іноді і прісноводні представники. За визначеннями Б. О. Горещкого і Г. М. Гришкевич, у розрізі басхівської світи виявлено такі види молюсків: *Abra reflexa* Eichw., *A. reflexa elongata* Grischl., *A. cf. alba* Wood, *Modiolus incrassatus* Orb., *Tapes gregaria modesta* Dub., *Cardium cf. praeplicatum* Hilb., *C. paucicostata* Sow., *C. taurinum* Micht., *Ostrea digitalina* Dub., *Cerithium mitrale* Eichw., *Terebralina lignitarum* Eichw., *T. bidentata* Defr., *Neritina picula tuberculata* Schret., *Natica catena helicina* Broc., *Nassa dujardini* Desh., *Potamidés schaueri* Hilb. У мілководних прибережних ділянках, де солоність води помітно зменшувалась, часто трапляються прісноводні молюски (*Planorbis* sp.) та значні скупчення рослинних решток.

У центральній частині прогину в районах сіл Сокирниці, Залужа, Великих Ком'ят, Великої Доброни свердловинами розкриті піщано-глиниста пачка (20—250 м) відкладів басхівської світи, яка або залягає трансгресивно з кутівною незгідністю на окремих горизонтах тересвинської світи, або між ними існує поступовий перехід. У літологічному відношенні ця товща складена темно-сірими і сірими піскуватими глинами, іноді з проєрстками тувів. Досить часто на площинах наєрствування спостерігаються скупчення вулгистого детритусу. Ці відклади в центральній частині прогину фауністично охарактеризовані дуже слабо. Зустрічаються тут лише поодинокі дрібнорослі представники родів *Ammonia*, *Nonion*, *Quinqueloculina*, *Elphidium* і піритизовані ядра дрібних гаєтрод. За своїм габітусом вони подібні до таких же із крайової частини басейну. Трапляються окремі давніші перевідкладені середньоміоєнові форми.

Отже, на підставі аналізу фауністичних решток зони *Ammonia galiciana* можна виділити у басхівській світі дві характерні біофаціальні зони — для крайової і центральної частин басейну. Перша характеризується численними роталіїдами, ельфідіїдами і міліолідами. Особливу увагу тут викликають численні гірогоніти харових водоростей — представники дуже опріснених або зовсім прісних лагун. Друга, глибоководніша, фація

відрізняється збідненою фауною (або практично позбавлена фауністичних решток), що, певно, пов'язано з утрудненим водообміном та несприятливим кисневим режимом.

Наведені асоціації мікро- і макрофауни для солотвинської, тересвинської та басхівської світ не викликають сумніву відносно тортонського віку вміщуючих порід. Вони досить добре зіставляються з такими ж розрізами суміжних районів Центрального Паратетису. У Передкарпатті стратиграфічними аналогами їх є відклади косівської світи — вербовецькі, прутські та коломийські верстви.

ВЕРХНІЙ МІОЦЕН

Відклади верхнього міоцену в Закарпатському прогині поширені нерівномірно. Площа їх поширення в Солотвинській западині у порівнянні з середнім міоценом помітно обмежена. Розвинуті вони переважно у північно-східній та південно-західній частинах западини, у центральній частині розкриті лише свердловинами на невеликих ділянках. У Мукачівській западині вони розвинуті ширше і покриваються пліоценовими та четвертинними утвореннями. Відносяться вони до сарматського ярусу, що представлений тут нижнім (доробратівська, луківська світи) та середнім (алмашська світа) під'ярусами. Крім того, більшістю дослідників до верхнього міоцену віднесено також нижню частину панону (ізівську світу).

Сарматський ярус

Доробратівська світа. Відклади доробратівської світи досить добре поширені у Мукачівській западині, де вони найпотужніші (250—550 м). Розкриті ці породи численними свердловинами в районах Доробратова, Залужа, Великих Ком'ят, Мужієва, Берегова, Великої Доброни, Ужгорода та ін. На площі Залуж їх вперше виділено у доробратівську світу (Венгліньський, 1954). У відслоненнях ці породи відомі у Берегівському надгір'ї та на південному схилі Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. У Солотвинській западині відклади доробратівської світи простежуються у відслоненнях в західній та південно-західній частинах западини (райони сіл Липчі, Вишкова, Велятина), де вони більш поширені і складені піщано-глинистими породами, і в північно-східній частині (басейн Апшиці — Басхеу), де мають менше поширення і представлені більш грубим матеріалом — конгломератами, алевролітами, пісковиками. Глинисто-мергелісті відклади розкриті свердловинами в центральній частині Солотвинської западини на схід від м. Хуста в напрямку сіл Сокирниці, Крайникова, Золотарева. В районі м. Берегова і с. Вишкова досить розвинуті вулканогенні утворення — потужні горизонти ліпаритових туфів, туфобрекчій та туфитів.

Відклади доробратівської світи досить добре охарактеризовані фауністично — численними черепашками окремих видів форамініфер, молюсків, остракод та ін. Комплекс форамініфер дещо збіднений у родовому та видовому складах, проте окремі види виділяються чисельністю екземплярів. Це особливо стосується представників аномалінід (рід *Cibicides*) і міліолід (*Quinqueloculina*, *Nodobacularella*). Приурочені вони до мергелистих глин, спостерігаються у масовій кількості, завдяки чому доробратівську світу виділено в чітку корелятивну мікрофауністичну зону *Cibicides bade-nensis* з підзоною (у верхній частині розрізу) ребристих міліолід *Quinqueloculina pseudocostata* з *Q. kareriella* та *Q. kareri ovata*. Відмінною ознакою цього комплексу є те, що поряд з масовим скупченням добре розвинутих сарматських форм відмічається ряд середземноморських елементів та ендеміків; останні мілкорослі, тонкостінні, мають дещо пригнічений габітус. До них віднесено представників родів *Discorbis*, *Caucasina*, *Virgulina*, *Buliminella*, *Cassidulina*, *Bolivina* та ін. Місцями (райони с. Вишкова, м. Берегова) виділяються субліторальні фації, що представлені глинистими

мергелями з моховатко-серпулітовими біогермами. Останні складені переважно рештками прикріпленого і рухомого бентосу та нектонних форм (форамініфер, остракод, молюсків, моховаток, червів, окремих частин скелету риб). Особливу увагу привертають великі скупчення моховаток (*Crisia eburnea* L.), які знаходяться разом з трубками серпулід (*Serpula*, *Spirorbis*) та численними аномалінідами *Cibicides badenensis* (O r b.), міліолідами *Quinqueloculina pseudocostata* (V e n g l.), *Q. karrerii ovata* (S e r.), *Q. karrerella* V e n g l., *Articulina sarmatica* (K a r r.), *Nodobaculiariella ovata* V e n g l. та ноніонідами *Porosonion subgranosus* (E g g.), *P. martkobi* (B o g d.). Виявлено також численні масові скупчення отолітів, окремих частин скелету риб і кришталіки їх очей. Певно, що спірорбісові, серпулові та моховаткові біотопи були в той час добрими пасовиськами для численних риб.

Загальний список форамініфер, визначених з відкладів доробратівської світи такий: *Saccammina sarmatica* V e n g l., *Quinqueloculina karrerella* (V e n g l.), *Q. pseudocostata* (V e n g l.), *Q. clobucensis* (V e n g l.), *Q. akneriana rotunda* (G e r k.), *Articulina sarmatica* (R s s.), *Nodobaculiariella ovalis* V e n g l., *Discorbis bascheus* V e n g l., *D. risilla* B o g d. et V e n g l., *Cibicides badenensis* (O r b.), *C. vuschcoviensis* V e n g l., *Nonion serenus* V e n g l., *Ammonia inflata* (S e g u e n.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. reginum georgium* V e n g l., *E. pusillogranosum* V e n g l., *E. rugosum* (O r b.), *E. subumbilicatum* (C z.), *Virgulina sarmatica* V e n g l., *Caucasina lalovi* V e n g l., *C. gutsculica* (L i v.), *Entosolenia marginata* (W. et B.), *Cassidulina margareta* K a r r., *Bolivina nisiporensis* D i d k., *B. sarmatica* D i d k. Крім форамініфер досить часто спостерігаються остракоди (*Cytheridea mülleri* (M ü n s t.), *Xestoleberis lutra* S c h n., *Sclerochilus* sp., *Polycope* sp.), отоліти і рештки скелету риб, моховаток та вапняних водоростей (*Ovulites renatus* L i v.). Численні також рештки фауни молюсків, серед яких (за даними Горещького і Гришкевич) визначено *Abra alba* W o o d, *A. reflexa* (E i c h w.), *A. reflexa elongata* G r i s c h., *Cardium inopinatum* G r i s c h., *C. volhynicum* G r i s c h., *C. lithopodolicum* D u b., *C. ruthenicum* H i l b., *C. finitima* G r i s c h., *Ervilia dissita* E i c h w., *E. trigonula* S o k., *Modiola naviculoides maximum* N e w e s s k., *Mactra eichwaldi* L a s k., *Mohrensternia inflata* M. H ö r n., *M. angulata* E i c h w., *Potamides mitralis* E i c h w., *Cerithium rubiginosum* E i c h w., *Natica helicina sarmatica* P a r p., *Neretina picta* T e r. та ін.

Луківська світа. Відклади верхньої частини нижнього сармату були виділені В. М. Утробіним у луківські верстви (Кліточенко, Утробін, 1955). Вони поступово замінюють відклади доробратівської світи і літологічно мало відрізняються від них. У порівнянні з доробратівською луківська світа менш потужна (50—300 м) і поширення її дещо обмежене. У Солотвинській западині утворення луківської світи розвинуті в районі сіл Липці, Кошелева, Ізи, на північному схилі Вигорлат-Гутинського пасма, де вони досить добре відслонюються в потоках Мокану, Алмаші, Кіштарії, а також в районі сіл Вишкова — Велятина. Представлені ці відклади переважно сірими, темно-сірими карбонатними глинами з проверстками сірих слюдистих пухких пісковиків і туфів. В окремих розрізах (потік Мокану) видно міжпластові інтрузії андезитів. У Мукачівській западині ці відклади виявлені у відслоненнях та розкриті численними свердловинами майже на всій площі (райони сіл Середнього, Великої Бігани, Великих Ком'ят, Лалова, Залужа, Сільца, Великого Раковця, Іршави, Білки, Лукова та ін.); представлені вони переважно голубувато-сірими карбонатними глинами з проверстками пісковиків, туфів і туфитів.

Ориктоценози, що виявлені у піщано-глинистих відкладах луківської світи, помітно збіднені в родовому і видовому складах. Частіше спостерігаються рештки форамініфер, які відносяться до родин Miliolidae, Nonionidae, Rotaliidae та Elphidiidae; рідко — Saccamminidae та Anomaliniidae. Найчисленніші серед них міліоліди. Це дало підставу для виділення

мікрофауністичної зони *Quinqueloculina sarmatica* і *Q. reussi* з численними ельфідідами та іншими евригалінними представниками форамініфер і остракод. Найпоширенішими видами форамініфер, що характеризують відклади лув'ївської світи, є *Quinqueloculina sarmatica* K a r r., *Q. reussi* (B o g d.), *Q. reussi sinuosa* (V e n g l.), *Q. consobrina* (O r b.), *C. consobrina sarmatica* (G e r k e), *Q. consobrina plana* (V o l o s h.), *Articulina problema* B o g d., *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Porosonion markkobi* (B o g d.), *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium aculeatum* (O r b.), *E. angulatum* (E g g.), *E. hauerinum* (O r b.), *E. josephinum* (O r b.), *E. lalociensis* V e n g l., *E. macellum* (F. et M.), *E. reginum* (O r b.), *E. transcarpaticum* V e n g l., *Entosolenia isa* V e n g l., *E. marginata* (W. et B.). Численні тут і представники моллюсків, серед яких для цієї світи найхарактерніші *Modiola sarmatica* G a t., *Erui-lia dissita andrussovi* K o l e s., *Macra eichwaldi* L a s k., *Tapes naviculatus* A n d r u s., *Cardium transcarpaticum* G r i s c h., *C. finitima* G r i s c h., *C. pium Zhizh.*, *C. plicatum* E i c h w., *Potamides mitralis* E i c h w., *P. nodosoplicatum* M. H ö r n. та ін. Зональним видом для лув'ївської світи вважається *Cardium transcarpaticum*.

Наведені викопні асоціації форамініфер, моллюсків та інших груп для доробратівської і лув'ївської світ безперечно вказують на нижньосарматський вік вміщуючих їх порід.

Алмашська світа. Сарматський розріз закінчується невеликою (25—180 м) піщано-глинистою пачкою з проверстками туфів і туфітів, що поступово замінює версти лув'ївської світи. Вперше як алмашський горизонт вони були виділені Г. М. Гришкевич (1956). У Солотвинській западині вони відомі лише в районі с. Вишкова та на східному схилі Вигорлат-Гутинського пасма в районі Липчі — Ізи, де відслонюються у потоках Мокану, Млинському, Алмаші та Кіштарії. У Мукачівській западині дані відклади значно поширені і розкриті численними свердловинами в районах Іршави, Заріччі, Великого Раковця, Великих Ком'ят, Квасова, Берегова, Берегів, Великої Бігані, Косин, Великої Доброни, де вони звичайно покриваються відкладами панону та левантину. Представлена алмашська світа сірими і голубувато-сірими карбонатними глинами з проверстками пісковиків, ліпаритових туфів і туфітів, рідко — органогенними вапняками та черепашниками. Місцями (райони Берегова, Великої Бігані, Берегів та ін.) у темносірих і голубувато-сірих слабокарбонатних піщано-глинистих пачках спостерігаються проверстки і лінзи лігніту та значні скупчення вуглистого матеріалу. Мілководні відклади цієї світи (район Липчі — Ізи) представлено сірими карбонатними піскуватими глинами, що верствуються з пухкими слюдяними пісковиками. Розріз завершують проверстки і лінзи черепашнику, де переважають рештки гастропод (*Cerithium*). Досить часта мінливість літофацій алмашської світи свідчить про неоднорідність басейну, про мілководний лагунний його характер, де біономічні умови в окремих водоймах істотно відрізнялись та змінювались у часі. На деяких ділянках в районі Берегів — Великої Бігані простежуються окремі пачки порід з рештками прісноводної фауни (*Planorbis* sp. та ін.).

Відклади алмашської світи добре охарактеризовані фауною форамініфер, моллюсків, остракод тощо. Проте за видовим складом фауністичні рештки порівняно бідні. З форамініфер найчисленніші представники евригалінних родів *Porosonion*, *Articulina*, *Quinqueloculina*, *Ammonia*, *Elphidium*, які виявлено майже повсюдно. Масове скупчення ноніонід — видів *Porosonion subgranosus* (E g g.), *P. markkobi* (B o g d.) — дало підставу для виділення цих відкладів у корелятивну мікрофауністичну зону *Porosonion subgranosus* з підзоною *Articulina problema* (Венглінський, 1956). Супроводжуючими видами тут майже завжди є *Quinqueloculina fluviata* (V e n g l.), *Q. lucida* K a r r., *Nonion bogdanowiczi* V o l o s h., *Streblus beccarii* (L.), *Elphidium subumbilicatum* (C z.), *E. macellum* (F. et M.) та ін.

У верхній частині сарматського розрізу в районі сіл Вишкова, Іршави, Великих Ком'ят спостерігаються скупчення дрібних черепашок середзем-

номорського габітусу (із родів *Bolivina*, *Caucasina*, *Cassidulina*, *Hauerina*), що дало підставу виділити тут самостійну мікрофауністичну підзону дрібних *Bolivina sarmatica* з *Caucasina*. Найбагатшим комплексом ця підзона охарактеризована в районі Іршави, де у карбонатних глинах алмашської світи у складі орнітоценозу визначені такі представники: *Cornuspira involvens* (R s s.), *Quinqueloculina fluviata* (V eng l.), *Q. seminuolocostata* V eng l., *Articulina problema* B og d., *Hauerina irschavensis* V eng l. et B ur ind., *H. confusa* S er., *H. confusa sarmatica* V eng l. et B ur ind., *H. plana* S er., *H. losiensis* V eng l. et B ur ind., *H. subcompressa* V eng l. et B ur ind., *Spirolina pseudostelligera* D id k., *S. austriaca* O rb., *Peneroplis sarmaticus bessarabica* V eng l. et B ur ind., *Porosononion subgranosus* (E gg.), *P. martkobi* (B og d.), *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium aculeatum* (O rb.), *Virgulina sarmatica* V eng l., *Buliminella elegantissima* (O rb.), *Caucasina talovi* V eng l., *Cassidulina margareta* K arr., *Bolivina sarmatica* D id k., *B. nisiprenica* D id k., *B. sarmatica brevissima* V eng l., *Patellina transcarpatica* V eng l. та ін.

Крім форамініфер, у відкладах алмашської світи трапляються спікули губок, отоліти і рештки скелету риб. Серед останніх виявлені представники, що належать до родини Clupeidae. Досить численні тут рештки молюсків (*Cardium plicatofittoni* S in z., *C. vindobonense* L a s k., *C. pium* Z h i z h., *C. finitima* G r i s c h., *C. politioanei* J e k e l., *Modiola sarmatica* G a t., *M. incrassata* O rb., *Macra podolica* E i c h w., *M. eichwaldi* L a s k., *M. ex gr. fabreana* O rb., *M. vitaliana* O rb., *Tapes naviculatus* A n d r u s., *T. gregaria* (P a r t s c h.) G o l d f., *Cerithium disjunctum* S o w., *C. rubiginosum* E i c h w., *Neretina picta* F e r., *Hydrobia uiralamensis* K o l e s., *H. elongata* E i c h w., *H. substriatula* S in z., *Gyraulus* sp. та ін.) та остракод (*Hemicynthia sarmatica* (Z a l.), *H. hungarica* (M e h.), *H. subangusta* (Z a l.), *Leptocythere tenuis* (R s s.), *L. plana* (S c h n.), *L. stabilis* (S c h n.), *L. parallela minor* (M e h.), *Loxoconcha ornata* S c h n., *Cyprideis heterostigma* (R s s.), *C. seminulum* (R s s.), *C. punctillata sarmatica* Z a l. та ін.).

Зіставлення фауни форамініфер алмашської світи з середньосарматськими комплексами Кримсько-Кавказької області, Причорноморської западини та Молдавії показало, що деякі форми є загальними для середнього сармату цих районів. До таких форм належать *Bolivina sarmatica* D id k., *B. nisiprenica* D id k., *Articulina problema* B og d., *Porosononion subgranosus* (E g g.) та ряд представників з родів *Quinqueloculina*, *Spirolina*, а також численні остракоди (Шеремета, 1958). Отже, середньосарматський вік відкладів алмашської світи не викликає сумніву.

ВЕРХНІЙ МІОЦЕН — ПЛІОЦЕН

Пліоценові відклади на території Закарпаття розвинуті досить широко. Піщано-глинисті і вулканогенні товщі, що їх складають, діляться на два яруси — панонський і левантинський. Залягають пліоценові породи переважно на сарматських відкладах і покриваються молодшими четвертинними утвореннями. Термін «панонські верстви» вперше ввів А. Рот (1879) в обсязі товщі відкладів, що лежать між сарматом і четвертинними утвореннями. Пізніше верхню частину даного розрізу виділили у самостійний левантинський ярус (Лерентей, 1902), а до панону віднесли лише нижню частину цієї товщі, що містить фауну конгерії та меланопсід. За літофаціальними особливостями панонський ярус ділиться на два під'яруси — нижній (ізівська світа) та верхній (кошелівська світа). Завершує розріз неогену Закарпатського прогину потужна товща вулканогенних і піщано-глинистих вугленосних утворень левантину, виділених в ільницьку та гутинську світи. Всі наведені світи виділені І. Б. Плешаковим (Коробков, Плешаков, 1948).

Пліоценовий етап геологічної історії Закарпатського прогину деякі дослідники пов'язують з початком седиментаційного циклу панонського часу. Відповідно і нижню межу пліоцену в даному регіоні треба проводити

по підшві нижнього панону. Однак більшість стратиграфів нижню частину панонського ярусу (ізівську світу) відносять ще до верхнього міоцену, що відповідає верхній частині середньосарматського (бессарабського) під'ярусу, верхньосарматському (херсонському) під'ярусу та меотису.

Панонський ярус

Ізівська світа. Піщано-глинисті туфогенні відклади нижнього панону (20—100 м) поступово замінюють породи середнього сармату, що спостерігається у багатьох розрізах центральної частини басейну. В крайових ділянках вони відкладались на еродованій поверхні сармату або давніших горизонтів. На території Закарпаття відклади панону широко розвинуті. У Солотвинській западині вони простежуються вузькою смугою вздовж східного підніжжя Вигорлат-Гутинського пасма (на правому березі р. Ріки) та північного його підніжжя (в районі сіл Вишкова — Велятина). У Мукачівській западині відклади панону спостерігаються вздовж південного схилу Вигорлат-Гутинського пасма та поширені на більшій площі у центральній її частині — в районах Іршави, Великого Раковця, Великих Ком'ят, Берегова, Великої Бігані, де вони розкриті на незначних глибинах численними свердловинами. Нижньопанонські відклади представлені переважно глинами з проверстками пісковиків, туфів, туфітів і вапняків, рідко відмічаються проверстки і лізини лігніту та згущення рослинного детриту. Глини сірі, голубувато-сірі, карбонатні, місцями піскуваті, алевритисті, тонковерстуваті. Пісковики сірі, різнозернисті, часто косоверстуваті. Туфогенні проверстки зеленувато-бурі, жовтуваті, частіше пухкі, вивітрілі.

Недостатньо чітка літологічна різниця між породами середнього сармату і нижнього панону утруднює встановлення межі між ними, проте фауністичні характеристики їх різко відмінні. Ця відмінність полягає в тому, що асоціації сарматських форамініфер майже повністю відмірають і замінюються комплексами остракод. Відсутність сарматських форамініфер з вапнистою стінкою дозволяє впевнено провести нижню межу панону. Поодинокі дрібнорослі пригнічені вапнисті форамініфери інколи виявляються у нижній частині панонського розрізу, але звичайно це повторні евригалінні представники з родів *Ammonia*, *Porosonion*, *Elphidium*. Істотно змінюється склад фауни молюсків — морські комплекси замінюються солонуватоводними озерними елементами панонської фауни конгерій і меланопсід. На підставі наявності аглютинованих форамініфер у нижній частині ізівської світи виділено мікрофауністичну корелятивну підзону *Miliammina subvelatina* і *Trochammina kibleri* з численними представниками панонських остракод і молюсків.

В результаті вивчення фауни остракод (за даними Шеремети, 1958) товща відкладів ізівської світи розділена на три зони: нижню — з характерними зональними видами *Hemicytheria lörentheyi* (M e h.), *Loxosconcha mülleri* (M e h.), *Leptocythere parallela minor* (M e h.); середню — *Eucyparis sieberi* (M e h.), *Herpetocypris abscissa* (R s s.), *H. reticulata* Z a l., *Cyparis reniformis* H e j j a s; верхню — *Hemicytheria foliculosa* (R s s.), *H. loricata* (R s s.) з *H. tenuistriata* (M e h.), *Leptocythere lacunosa* (R s s.) тощо. Досить добре піщано-глиниста товща ізівської світи охарактеризована фауною молюсків (Зайцева, 1948; Коробков, 1951; Гришкевич, 1956). З них найважливішими вважаються *Congeria ornithopsis* B r u s., *C. höernesii* B r u s., *C. partschi* C z., *Limnocardium himilicostatum* J e k e l., *L. promultistriatum* J e k e l., *L. halavatschi* L ö r., *Melanopsis impressa* K r a u s., *M. fossilis* M a r t. та ін.

Кошелівська світа. Відклади верхнього панону (80—350 м) поширені в Закарпатті дещо менше та представлені грубозернистими породами — пісковиками, гравелітами, туфами, туфітами, конгломератами, піскуватими глинами з численними обвугленими рослинними рештками,

Схема зіставлення стратиграфії неогенових відкладів

Вік		Закарпатський прогин		Передкарпат
		Світа, підсвіта	Мікрофауністичні зони і підзони	Світа, верстви
Левантин		Ільницька Гутинська	<i>Candona albicans</i> , <i>C. candida</i>	
Панон	Верхній	Кошелівська	<i>Hemicytheria reniformis</i> , <i>Loxochona rhombovalis</i> , <i>Candona</i>	
	Нижній	Ізівська	<i>Hemicytheria hungarica</i> , <i>Miliammina subvelatina</i>	
Сармат	Середній	Алмашська	<i>Bolivina sarmatica</i> з <i>Caucasina</i> , <i>Porosonion subgranosus</i>	
	Нижній	Луківська	<i>Quinqueloculina reussi</i> , <i>Elphidium haue-rinum</i>	Дашавська
		Доробратівська	<i>Quinqueloculina pseudocostata</i> , <i>Elphidium reginum</i> , <i>Cibicides badenensis</i>	
Тортон s. s.	Верхній тортон	Басхівська	<i>Ammonia galiciana</i> з рештками харових	Клокучинські
		Тересвинська	Нересницька	Коломийські
			Тячівська	Прутські
			Олександрівська	
		Солотвинська	Глодська	Вербовецькі
			Банська	
			Затонська	
Гельвет s. l.	Гельвет s. s. — Нижній тортон	Тереблінська	<i>Globigerina</i> , <i>Glomospira</i> і <i>Eponides nanus</i>	Тираська
		Водицька	<i>Uvigerina aculeata</i> <i>pudica</i> Ларенідова — <i>Vaginulina legumen</i> з <i>Candorbulina</i> <i>universa</i> , <i>Globigerinoides bisphericus</i>	Богородчанська

* Наведену схему склав І. В. Венгліньський, проте існують і інші варіанти зіставлення неогену цих регіонів

Кіпатського Прогину та Волино-Подільської плити *

Кіпатський прогин		Волино-Подільська плита	
Мікрофауністичні зони		Верстви, горизонт	Мікрофауністична характеристика
		Бессарабський	Quinqueloculina voloschinovae, Dogielina kaptarenko, Porosonion subgranosus
Quinqueloculina reussi, Q. sarmatica Quinqueloculina pseudocostata, Cibicides badenensis		Волинський	Quinqueloculina reussi, Q. sarmatica
		Буглівські	Cibicides badenensis
Ammonia galiciana	Вишгородські		Elphidium crispum, Cibicides lobatulus, Ammonia galiciana
Cassidulina carinata з Bolivina			
Аглютинованих форамініфер з Bulimina elongata, B. subulata		Тернопільські	Cibicides boueanus, Florilus boueanus, Triloculina consobrina, Elphidium fichtelianum
Globigerina bulloides зі Spiralis, Radiolaria	Кайзервальдські (підгірські)		Triloculina tutkowskii, Hauerina ornatisima, H. podolica, Borelis melo, Cibicides dutemplei
		Ратинські гіпсоангідрити	Cibicides lobatulus, Elphidium fichtelianum
		Ервілієвий	
Uvigerina aculeata pudica, Bulimina buchiana	Опільські	Нараївські	Uvigerina costai, Bulimina buchiana
Candorbulina universa, Globigerinoides		Баранівські	Heterostegina, Amphistegina, Candorbulina universa

(Прим. відп. ред.).

Вік		Світа, підсвіта	Мікрофауністичні зони і підзони	Світа, верстви
Гельвет s. l.	Гельвет s. l. — нижній тортон	Новоселицька	<i>Globigerinoides bisphericus</i> , <i>Praeorbulina glomerosa</i>	Балицька
		Терешульські конгломерати		Стебницька
Аkvітан? — бурдигал		Буркалівська	<i>Robulus cultratus</i> , <i>Spiroplectammina carinata</i> та інші лагеніди і текстураріїди	Воротищенська
		Нерпівська		Полянницька

відбитками листя, рідко спостерігаються лінзи та проверстки лігніту. Нижня частина світи складена переважно різнозернистими сірими часто косоверстуватими пісковиками з проверстками грубозернистих андезитових туфів та конгломератів. Середня частина розрізу складена зеленувато-сірими сильно піскуватими глинами, що версткуються з проверстками пісковиків. Завершується розріз світи фауністично неохарактеризованими строкатоколірними (червонуватими, зеленувато-сірими, бурими) безкарбонатними слюдистими глинами.

Верхньопанонські озерно-болотні відклади характеризуються лише остракодами та молюсками, серед яких значне місце займають прісноводні елементи. Діляться вони на дві зони — нижню і верхню. Нижня — зона *Hemicytheria reniformis* з *Leptocythere lacunosa* характеризується багатшою асоціацією остракод та молюсків. За даними В. Г. Шеремети (1958), тут визначено види: *Hemicytheria reniformis* (R s s.), *H. tenuistriata* (M e h.), *H. foliculosa* (R s s.), *H. lorentheyi komjatica* S c h e r e m., *Leptocythere lacunosa* (R s s.), *Loxoconcha granifera* (R s s.), *L. rhombovalis* P o k., *Cypriideis heterostigma sublittoralis* P o k., *Herpetocypris recta* (R s s.); рідко спостерігаються *Candona lobata* (Z a l.), *C. acuminata* (Z a l.), *C. trapezoidea* (Z a l.). Із молюсків виявлено: *Congeria subglobosa* P a r t s c h., *C. ungulacapreae* M ü n s t., *C. balatonica* B r u s., *Melanopsis bouei* F e r. та ін. Глинисті пісковики верхньої зони характеризуються біднішими комплексами тонкостінних остракод, а саме: *Candona balcanica* (Z a l.), *C. labiata* (Z a l.); рідко трапляються *Candona convexa* L i v., *C. albicans* B r a d y. Із молюсків виявлено прісноводні — *Planorbis* sp., *Ancylis* sp.

Левантинський ярус

Гутинська світа. Потужні (до 500 м) нагромадження ефузивних порід і пірокластів (андезитів, базальтів, дацитів, ліпаритів і їх туфів) гутинської світи, що залягають на різних горизонтах давніших утворень — від строкатих глин і галечників панону до палеогенових і крейдових порід Карпат, складають в основному Вигорлат-Гутинський хребет, який витягнутий чітким пасмом від м. Ужгорода на заході до м. Хуста на сході (поза «Хустецькими воротами» на р. Тиси він переходить за кордон). На південний захід та захід від хребта вулканогенні утворення змінюються теригенно-вугленосним комплексом порід, що виділені в ільницьку світу, яка вважається стратиграфічним аналогом вулканогенної гутинської світи.

Ільницька світа. Відклади ільницької світи (до 500 м) досить широко представлені в Мукачівській западині. Вони простежуються вздовж західного і південно-західного схилів Вигорлат-Гутинського пасма та розкриті

ський прогин	Волино-Подільська плита	
Мікрофауністичні зони	Верстви, горизонт	Мікрофауністична характеристика
<i>Pracorbulina glomerosa</i> , <i>Globigerinoides bisphericus</i> <i>Globoquadrina dehiscens</i> , <i>Siphonina reticulata</i> , <i>Hornichara</i>	Бережанські Нагірянські	<i>Ammonia</i> , <i>Discorbis</i> <i>Florilus boueanus</i> , <i>Ammonia pseudobecarii</i>
Кременистих мікроорганізмів Мілкорослих планктонних глобігерин, хілогюмбелін і болівін		

численними свердловинами майже на всій території западини під молодшими утвореннями. Складені вони сірими, зеленувато-сірими, іноді зеленими і червонуватими глинами, туфами, туфітами та туфогенними пісковиками. Містять скупчення рослинних решток, верстви і лінзи лігніту (іноді промислової потужності).

В осадовому вугленосному комплексі цих порід виявлено численні рештки прісноводних остракод, що представлені (за даними Шеремети, 1958) видами *Candona albicans* Brady, *C. convexa* Liv., *C. combiba* Liv., *C. candida* (Müll.), *Cypria ophthalmica* (Jurine), *Cyclocypris laevis* (Müll.), *C. globosa* (Sars.), *Iliocypris bradyi* (Sars.), *I. gibba* (Ramd.), *Limnocythere inopinata* (Baird.), *Darwinula stevensoni* Brady et Rob. та ін. Трапляються черепашки прісноводних молюсків (*Planorbis*, *Unio*, *Melania*). За біостратиграфічними даними вік ільницької світи визначено як верхній пліоцен. Зіставляється ця світа з апшеронським та акчагильським ярусами Понто-Каспійської області (Плешаков, 1953; Шеремета, 1966).

Слід відмітити, що місцями відклади неогену Закарпатського прогину покриваються молодшими утвореннями. В межах Вигорлат-Гутинського пасма вище від гутинської світи виділено бужорську світу (базальти, андезито-базальти, мікродолерити), а в західній частині прогину відклади левантину (ільницька світа) покриваються строкатоколірними глинами з проверстками пісковиків та галечників чопської світи еоплейстоцену.

На закінчення огляду стратиграфії неогенових відкладів Закарпатського прогину вважаємо доцільним навести схему можливого зіставлення їх з неогеновими утвореннями Передкарпатського прогину та Волино-Подільської плити (табл. 8). Схему треба розглядати лише як один із можливих варіантів, бо досі ці питання не мають однозначного трактування, що пов'язано перш за все з переглядом прийнятих раніше положень про обсяг і кореляцію окремих стратиграфічних підрозділів неогену.

ОСНОВНІ РИСИ ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

В кінці XIX і на початку XX ст. ряд дослідників (О. О. Іностранцев, О. П. Карпінський, М. О. Соколов, М. І. Андрусов та ін.) узагальнили наявні на той час відомості і відтворили палеогеографічні умови минулих геологічних епох.

Численні матеріали, зібрані геологами останнім часом, набагато перевищують усе відоме про кайнозой на початок XX ст. У сучасних палеогеографічних працях використано по можливості весь наявний фактичний матеріал, який розглянуто з різних аспектів — літологічного, палеонтологічного тощо. У даному палеогеографічному нарисі використані наші дослідження та численні літературні джерела (безпосередньо палеогеографічні, палеонтолого-стратиграфічні).

Протягом неогенового періоду неодноразово змінювались контури морських басейнів, рослинність і тваринний світ. Незважаючи на детальну розробку стратиграфії неогенових відкладів, до цього часу верхня і нижня межі неогену остаточно не встановлені. Це утруднює відтворення палеогеографічних умов протягом раннього та пізнього неогену. Значні труднощі у відновленні палеогеографічних умов викликані широким розвитком на території України континентальних відкладів, вікову належність яких ще не встановлено.

Оскільки неогенові басейни були поширені у різних регіонах і кожен з них мав свої фізико-географічні особливості, характеристику басейнів наведено в регіональній та історичній послідовності.

МІОЦЕНОВА ЕПОХА

Ранній міоцен. У ранньому міоцені на території Карпат існувало два басейни (рис. 28). Перший був розташований у Передкарпатті, другий — в Закарпатті. Протягом раннього міоцену контури Передкарпатського басейну неодноразово змінювались. На північному сході басейн межував з Східно-Європейською платформою, приморська частина якої складена породами докембрійського, палеозойського і мезозойського віку, а на південному заході — з молодим суходолом, складеним в основному палеогеновими відкладами. Рухомість морського дна басейна сприяла періодичному встановленню зв'язку з північним і південним басейнами, які існували в цей час на території Польщі і Румунії. Тимчасова ізоляція басейну привела до засолення та осадження солі. Крім глин з сіллю відкладалась своєрідна товща грубоуламкового матеріалу, так званих екзотичних конгломератів. Вивчення петрографічного складу конгломератів, а також дані про знайдені палеонтологічні рештки дозволили М. Ю. Федущаку (1962) намітити основні джерела зносу уламкового матеріалу. Знос відбувався з боку Східно-Європейської платформи та з новоутвореного суходолу в межах центральної частини Карпат (карпатський фліш). Уламковий матеріал транспортувався у морський басейн річковими водами і

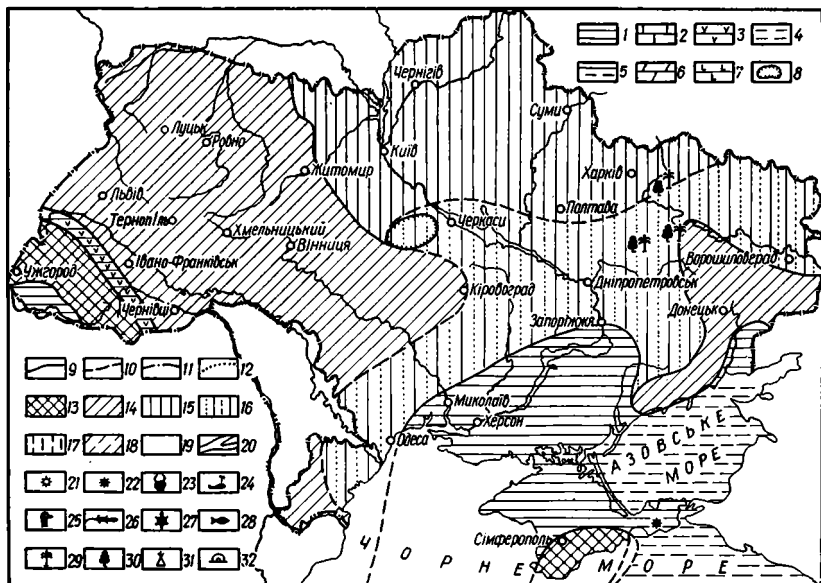


Рис. 28. Палеогеографічна карта України за ранньоміоценового часу:

1 — море нормальної солоності з переважанням теригених відкладів; 2 — те саме, з переважанням карбонатних відкладів; 3 — лагуна з підвищеною солоністю; 4 — імовірне поширення басейну; 5 — солонуватоводний басейн з переважанням теригених відкладів; 6 — те саме, з переважанням карбонатних відкладів; 7 — басейн з теригеними і вулканогенними відкладами; 8 — озера і болота; 9 — берегова лінія басейну; 10 — імовірна берегова лінія басейну; 11 — межа поширення басейну у другу половину середнього пліоцену; 12 — межа поширення давнього ксинського басейну; 13 — гори; 14 — рівнина з переважанням денудаційних процесів; 15 — рівнина з переважанням аккумулятивних процесів; 16 — первинна рівнина; 17 — дельтова рівнина; 18 — міжрічкова рівнина з нагромадженням червоно-бурих глини і лесів; 19 — приморська рівнина; 20 — річкові долини; 21 — вулкани; 22 — грязьові вулкани.

Місцезнаходження решток: 23 — наземних ссавців, 24 — водних ссавців, 25 — птахів, 26 — крокодилів, 27 — черепах, 28 — риби, 29 — вічнозелених рослин, 30 — листопадних рослин; 31 — палеолітичні стоянки; 32 — палеолітичні поселення. Знахідки решток наземних організмів у морських відкладах пояснюються або винесенням їх із суходолу у море, або захороненням під час трансгресії.

абразійним шляхом, можливо, завдяки зсувам. Про наявність останніх свідчать знахідки менілітових скель серед уламкового матеріалу в околицях сіл Гвізда, Чорного Потокі і Слободи-Рунгурської (Глушко, 1957; Федущак, 1962).

Органічний світ ранньоміоценового (воротищенського) басейну був досить бідним. Звідси відомі рештки форамініфер. У другу половину раннього міоцену, крім форамініфер, басейн заселяли остракоди, губки, морські їжаки та харові водорості. Солоність басейну в різні часи існування, певне, була неоднаковою. Наявність соленосних глини у нижній і верхній частинах воротищенської світи свідчить про періодичне засолення басейну, під час якого відбувалось осадження солей. Підвищенню солоності басейну сприяло, мабуть, відокремлення його від зовнішнього моря, а також періодичні зміни клімату від вологого до гарячого сухого. На таку зміну режиму морського басейну вказує велика потужність осадків, які утворились у ранньому міоцені. Періодичною зміною солоності басейну від солоного до опрісненого пояснюється нечисленність та пригніченість фауни. Поширення грубоуламкового матеріалу на дні моря, сліди наземних тварин, хвилеприбійні знаки та наявність багатьох слідів розмиву свідчать про мілководність басейну.

Береги басейну в ранньому міоцені змінювали свою конфігурацію. Можливо, у зв'язку з піднесенням Карпат в центральній частині і поступовим руйнуванням давніх споруд північна берегова лінія зміщувалась у північно-східному напрямку. На півдні басейну в цей час формувалась

центральна частина Карпат, де береги були високими та складені менілітовими сланцями і пісковиками. Глинисті породи сповзали по відкладах еоценового або давнішого віку. Вони розмивались або захоронялись серед морських осадків. Такі породи (в основному менілітові) спостерігаються на г. Глоріетті, в долині р. Ясенки, в с. Івана Франка та ін. Північно-східний берег, виходячи з даних петрографічного складу конгломератів з галькою, валунами і брилами, був складений міцними породами докембрійського, палеозойського та мезозойського віків і протягом багатьох десятиків кілометрів мав високі і стрімкі береги. Проте такі береги існували лише у першу половину раннього міоцену, в другу через опускання прилеглого північно-східного суходолу вони стали низькими з пологими схилами. Про такий характер берегів свідчить відсутність грубого уламкового матеріалу в осадках басейну другої половини раннього міоцену.

Закарпатський басейн у ранньому міоцені обминав південно-західні схили Карпатських складчастих споруд. На захід він продовжувався в напрямку до Трансільванії. Для відтворення фізико-географічних умов цього басейну ще мало фактичного матеріалу. Якщо відклади буркалівської світи вважати ранньоміоценовими, то наявність стеногалінних молюсків вказує на нормальну солоність Закарпатського басейну.

На території Причорноморської западини північна межа поширення ранньоміоценових відкладів, за даними М. Ф. Носовського і Г. В. Пасічного (1965), проходить по лінії Мелітополь — Горностаївка — Снігурівка. М. В. Муратов (1960) на палеогеографічних картах показував поширення ранньоміоценового басейну лише в межах сучасних Чорного та Азовського морів. На останніх палеогеографічних картах (Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, часть вторая, 1961) північну межу відкладів раннього міоцену проведено по широті м. Запоріжжя. Поширення їх в основному обмежується лівобережною частиною Дніпра. Враховуючи нові дані про виявлення ранньоміоценових відкладів на правобережжі Дніпра, можна припустити, що морські води вкривали територію в пониззях рік Інгульця і Південного Бугу.

У мілководній частині ранньоміоценового басейну, розташований лише у межах південного схилу Українського щита, нагромадились піски і глини, що перевестовуються між собою, а у відносно глибоководній його частині — глини майкопського типу, потужність яких на Керченському п-ові досягає 1000 м.

Органічні рештки серед цих порід трапляються досить рідко. Відомі лише рештки форамініфер та молюсків. Бідність органічного світу, можливо, пов'язана з втратою широкого зв'язку з Тетисом. Формування відкладів на дні басейну відбувалось без достатнього доступу кисню, що призвело до збіднення органічного світу і підвищення бітумінозності майкопських глин; з останнім ряд дослідників пов'язують утворення нафти і горючих газів.

Рельєф суходолу в ранньому міоцені можна відтворити лише в загальних рисах, оскільки фактичних матеріалів для цього мало, особливо за межами південного басейну, північну берегову лінію якого ще достовірно не встановлено.

У ранньому міоцені дно флішевого олігоценного басейну стає суходолом, морські води витісняються у південно-західному і північно-східному напрямках в райони Передкарпатського і Закарпатського прогнівів. З піднесенням морського дна в центральній частині Карпат утворюється ланцюг молодих поперечних складок, які в міоцені поступово наближаються до сучасних форм. Райони Скибової зони і Магур були над рівнем моря вже раніше і являли собою гірську область. Карпатський складчастий район в цей час був слабо дислокованим суходолом (горбиста рівнина або невисокі гори), який прорізувався річками. По річкових долинах теригенні матеріали олігоценного і давніших віків виносились у прилеглий басейн.

Значно більший за розмірами суходіл прилягав до басейну з північного сходу. Він, мабуть, був високою розчленованою рівниною, яка у північно-західній і південно-східній частинах була давньою складчастою спорудою. Як визначив М. Ю. Федущак (1962), найбільш піднесені ділянки знаходилися в районі сучасного межиріччя Бистриці Надвірнянської і Пруту, а також у північній частині Передкарпаття. Про підвищення частини суходолу, прилеглої до басейну, свідчить наявність у межиріччі Лючки — Бистриці Надвірнянської та в долині р. Бистриці Надвірнянської грубих уламків і навіть скель (до 15 м діаметром) вапняків, доломітів, а в околицях с. Гвізда менелітових сланців. Піднесені давні складчасті споруди існували у воротищенський час; у стебницький час вони поступово знижуються і значна їх частина (північна) занурюється під молодші відклади.

Центральна частина Українського щита також являла собою підвищену розчленовану денудативну рівнину, була областю зносу, матеріал з якої транспортувався в західний і південний басейни.

Середній міоцен. Гельветський вік. На початку середнього міоцену на території України, як і в попередній час, існували два басейни. Один з них був на півдні, другий — на заході, в сучасних Карпатах.

Встановлення північної берегової лінії південного басейну значно утруднене, оскільки палеонтологічні рештки спостерігаються рідко, а літологічний склад континентальних і морських відкладів дуже близький. У басейні нижнього Дніпра відклади з онкофорами відомі лише в Томаківському і Апостоловському районах. Прибережний характер відкладів у цих районах дає підставу провести північну берегову лінію близько до широти сіл Томаківки — Кам'янки, а на захід від цих пунктів берегова лінія проходила поблизу широти м. Ананьєва Одеської області. На півдні УРСР у гелльветському басейні відкладались в основному піщано-глинисті породи і лише на окремих ділянках піщані мергелісті вапняки (села Томаківка, Кам'янка). Органічний світ цього басейну був бідний. Лише у прибережній смузі виявлено фауну молюсків (онкофори, хляміси, устриці, кардіди та ін.). На решті території спостерігається бідний за видовим складом комплекс форамініфер. Виявлені молюски дають підставу вважати, що солоність басейну на півдні України була близькою до нормальної.

В межах сучасних Карпат гелльветський басейн знаходився у Передкарпатті та Закарпатті. Південно-західна берегова лінія Передкарпатського басейну проходила вздовж молодих Карпатських гір, а північно-східна межувала з приморською рівниною. Далі басейн поширювався на північний захід і південний схід в суміжні країни.

У Передкарпатському басейні в гелльветський час нагромадилась товща потужністю понад 3500 м теригенних, карбонатних та хемогенних порід. На окремих ділянках північно-західної частини басейну спостерігаються лагунні фації, серед яких виділяються відклади опріснених та засолонених лагун. Засолонені лагуни утворилися з морських заток, відокремленню яких сприяли, можливо, острови, що знаходились вздовж долини Дністра. Опріснені лагуни були на протилежному боці басейну.

Рослинність у басейні була досить різноманітною. Тут визначено діатомові, харові та літотамнієві водорості.

Найпоширенішими серед тварин, які населяли гелльветський басейн, були форамініфери і молюски. Крім молюсків морське дно заселяли черви, морські їжаки, ракоподібні і вищі десятиногі раки, моховатки, губки, брахіоподи та ін. Устриці нерідко утворювали банки. Серед гелльветських відкладів трапляються також прісноводні і наземні молюски. Останні, певно, були знесені у морський басейн річковими водами, а прісноводні населяли лагуни, в які впадали річки.

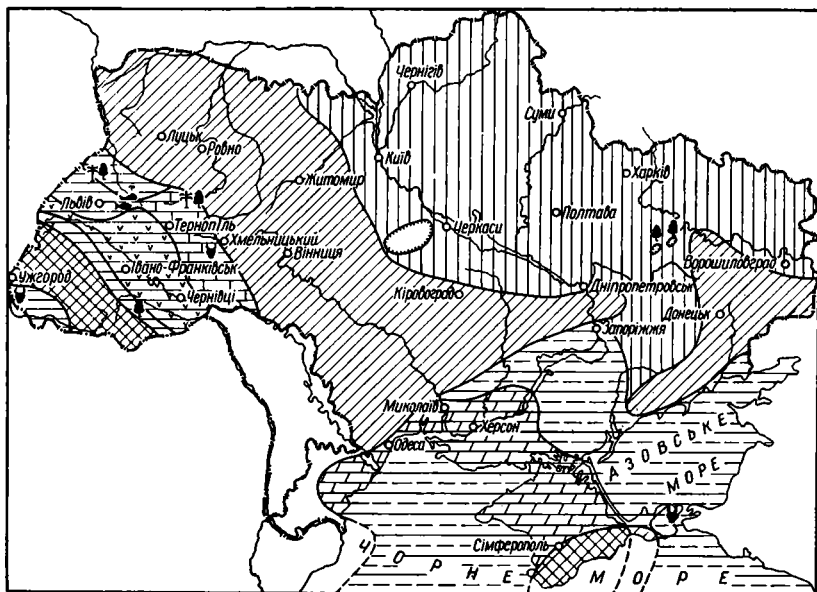


Рис. 29. Палеогеографічна карта України за пізньотортонського часу.
Умовні знаки ті самі, що на рис. 28.

Різноманітний склад типової стеногалінної фауни свідчить про нормальну солоність, достатню аерацію, помірно теплу температуру вод та мілководність гельветського басейну. Глибина верхньої частини субліторалі, як вказує Л. М. Кудрин (1966), досягла 20—30 м. Про Закарпатський басейн у гельветському віці відомо мало. Можливо, він займав площу, близьку до сучасної Закарпатської обл.

Тортонський вік. В цей час морські басейни неодноразово змінювали свої контури і були або з'єднані між собою, або ізольовані один від одного (рис 29). В них існував свій особливий тваринний світ: збіднілий у південному басейні і багатий у західному.

У ранньому тортоні на території західних областей України морський басейн поширювався у Передкарпатті, Волино-Поділлі та Закарпатті. У першому районі басейн знаходився у власне Передкарпатті, на Волино-Поділлі межа його досягала с. Рави-Руської, Нестеровського, Тернопільського та Теребовлянського районів. Переміщення берегової лінії басейну на схід пов'язане з піднесенням Карпатських гірських споруд. Межі Закарпатського ранньотортонського басейну, на жаль, залишаються невідомими.

У ранньотортонському басейні нагромаджувались теригенні (піски та глини), карбонатні та карбонатно-теригенні відклади. У центральній частині басейну відкладались своєрідні органогенні породи, складені біоморфними валняками, які утворились в основному з багряних водоростей і устриць (устричні банки) або з органічних решток (моховаток, молюсків, морських їжаків, червів, водоростей та ін.). Серед ранньотортонської морської флори значне місце належить літотамнієвим водоростям, які покривали частину морського дна, а іноді утворювали багрянково-вапнякові рифи.

Багатшим і різноманітнішим був тваринний світ, особливо форамініфери і молюски. Серед перших відомо біля кількох десятків родів. Особливо багата фауна молюсків, яку представляють понад 60 родів

двостулкових і понад 90 родів гастропод. Крім форамініфер та молюсків морський басейн заселяли моховатки, корали, морські їжаки, морські зірки, брахіоподи, черви, головоногі молюски, ракоподібні (остракоди, краби), риби, дельфіни та ін.

Л. М. Кудрин (1966) виділив у ранньотортонському басейні 21 фацію. Аналізуючи літологічний склад цих фацій і рештки фауни в них, вважаємо, що у басейні цього часу можна виділити лише верхню та нижню частини субліторалі. Щодо виділеної псевдоабісальної фації з *Pseudamussium*, то її утворення слід віднести до гельветського часу. Літологічний склад відкладів верхньої частини субліторалі або літоралі являє собою відміну пісків і піщано-глинистих осадків з домішкою органічного детритусу. Виявлені поодинокі корали та інші тварини носять сліди обкатаності і потрапили сюди, мабуть, з субліторальної зони. Найбагатшою були фауна і флора субліторалі, особливо фація вапнякових водоростей із групи багряннок. Своєрідна будова цих водоростей (нагадує коралові рифи) створювала добрі умови для існування специфічної фауни, яка жила в середині літоамнієвих водоростей та селилась на їх поверхні.

Температурні умови басейну, за даними вивчення викопних органічних решток, визначено як помірно теплі. Нормальна солоність вод ранньотортонського басейну (не нижче 30‰) встановлюється за наявністю нукул, панопей, трацій, теребратул, морських їжаків, морських зірок, коралів та ін.

Щодо глибини басейну, то остання, за В. П. Масловим і В. М. Утробіним (1958), досягала 600—700—1000 м, а за Л. М. Кудрином (1966), на підставі вивчення фауни молюсків, не перевищувала 150—200 м; останнім даним ми надаємо перевагу.

У південних областях України в ранньому тортоні морські басейни змінювали свої контури, змінювалася і солоність. Найближчим до західного басейну був чокрацький. Північна берегова лінія останнього досягала на півночі м. Запоріжжя, с. Кам'янки Апостоловського р-ну, с. Посад-Покровського. На півдні він обмивав район Гірського Криму, на сході берегова лінія проходила вздовж долини р. Молочної, а на заході, можливо, дещо на захід від Південно-Бузького лиману.

На південному сході України (Донбас) води ранньотортонського басейну, мабуть, досягали середньої течії р. Кринки.

У чокрацькому басейні нагромаджувались теригенні (піски, глини) і карбонатні (вапняки, мергелі) відклади. Органічний світ, що населяв чокрацький басейн півдня України, порівняно з ранньотортонським на заході був бідним, особливо у західній частині басейну. Багатшою була фауна молюсків чокрацького басейну Криму, який заселяли устриці, пектені, мітилюси, люцини, донакси, теліни, цитереї, наси, трохуси та ін. Остракоди, за Ю. Б. Люльєвим (1966), представлені 2 родами та 39 видами. Крім остракод у чокрацькому басейні жили морські їжаки (знайдено їх голки), риби (знайдено отоліти) та харові водорості. Наявність евригалінних форм і зменшення кількості стеногалінних дає підставу стверджувати, що солоність чокрацького басейну була нижчою за солоність томаківсько-тарханського моря. Глибина чокрацького басейну досягала 20—30 м (Люльєв, 1966).

У наступний караганський час опріснення басейну на півдні України було ще більшим. Органічний світ караганського басейну був досить бідним за родовим і видовим складами. Головне місце серед цієї фауни належить спаніодонтемам і моренштерніям. У невеликій кількості існували ервілії та фолادي. У другу половину караганського часу кількість фолад настільки зросла, що вони утворили фоладові верстви. Значну роль серед мешканців басейну відігравали ракоподібні, з яких переважали остракоди. Крім морської фауни в караганських відкладах виявлені прісноводні і наземні молюски — плянорбіси, лімнеї, гелікси та ін., наявність яких у караганському басейні М. І. Андрусов (1887) пояснював виносом їх з су-

ходолу річками, струмочками та площинним зливом з прилеглого узбережжя.

Солоність вод караганського басейну визначається в основному на підставі фауністичних даних. Із наведеного ясно, що органічний світ цього басейну досить одноманітний і зовсім не схожий на такий, що заселяв попередні басейни, які мали солоність, близьку до солоності Світового океану. Питання про солоність караганського басейну дискутується й досі. Останнім часом більшість дослідників дійшли висновку, що караганський басейн мав понижену солоність. Майже повна відсутність фауни форамініфер та наявність численних остракод, характерних для опріснених басейнів, свідчать про пониження, а не підвищення солоності вод караганського басейну.

На підставі виявлення прісноводної і наземної фауни молюсків у пунктах, віддалених від берегової лінії, можна припустити існування в караганській час невеликих островів (Західне Присивашся).

Завершення розвитку ранньотортонського басейну в межах УРСР, певно, слід пов'язувати з часом, коли у західному і південному басейнах почався розвиток ервілій, які досягли масового розвитку на значних площах.

У західному басейні, крім ервілій, спостерігаються кардіїди, модіоли, грифеї, хляміси, всуси, ізокардії, церити, черви, остракоди, десятиногі раки, але в значно меншій, ніж раніше, кількості. Аналізуючи фауністичний комплекс цього басейну, Л. М. Кудрин (1966) дійшов висновку про незначне опріснення (не нижче 17‰) басейну та деяке зменшення його розмірів.

У пізньому тортоні в басейнах, які були також розташовані на заході і півдні України, відбувались значні зміни. Особливо це стосується західного басейну. Межа західного басейну проходила на захід від сіл Городка, Щирця, Миколаєва Львівської обл., міст Івано-Франківська та Чернівців. Берегова лінія, що оконтурювала басейн зі сходу, була досить звивистою. Вона, певне, досягала Львова, Тернополя, Боршова. Характерною особливістю цього басейну на початку пізнього тортону було значне засолонення західної його частини, що привело до утворення гіпсів, кам'яної солі та хемогенних вапняків.

Гіпсо-ангідритові відклади та хемогенні вапняки поширені головним чином у Придністров'ї. У хемогенних відкладах виявлено збіднілу фауну молюсків. Крім того, в окремих районах трапляються скупчення багрянних водоростей. Л. М. Кудрин (1966) пояснює наявність рослинних і тваринних решток у хемогенних відкладах занесенням їх з відкритого моря нормальною солоності через канали бара; останні, на його думку, відокремлювали солеродний басейн на відстані кількох сотень кілометрів.

Слід відзначити, що з наближенням до карпатського суходолу збільшується кількість теригеного матеріалу (глин і пісків), а перевірки гіпсу і ангідриду зменшуються. Це свідчить про внос теригеного матеріалу з Карпат і дає підставу припустити деяку пенеппленізацію гірських споруд.

У другу половину пізнього тортону відбулась трансгресія басейну на платформу. У басейні нагромадились теригенні і карбонатні відклади. Перші поширені в західній і східній частинах басейну, другі — в східній і центральній. Характерною особливістю донних карбонатних осадків є розвиток органогенних вапняків, серед яких виділяється багранковий риф, що починається в районі м. Броди і проходить через села Збараж, Сатанів, Смотрич та м. Кам'янець-Подільський. Від останнього риф переходить на правий берег Дністра і простежується на території Молдавської РСР. Рифова зона простягається майже рівнобіжно з береговою лінією тортонського басейна.

Закарпатський пізньотортонський басейн, мабуть, займав ту ж територію, що і ранньотортонський. В першу половину пізнього тортону басейн мав підвищену солоність. В ньому відкладались хемогенні осадки.

Органічний світ басейну в Закарпатті представлено в основному форамініферами, рідко молюсками. Бідність складу фауни, певно, вказує на пониження солоності вод басейну у другій половині пізнього тортону. В цей час відбувалась вулканічна діяльність, про що свідчить наявність андезитів і андезито-базальтів у Чопській западині.

Південний басейн у пізньому тортоні (конкський час) розташовувався в південних областях України. Північна межа його проходила по широті міст Токмака, Запоріжжя, Николаєва. Можливо, води цього басейну досягали південної частини Одеської області.

У конкському басейні відкладались в основному мілководні теригенні та карбонатні осадки. Питання про те, де з'єднувались конкський і пізньотортонський басейни, не вирішено й досі. Припущення про можливий зв'язок цих басейнів у Варненському районі обґрунтовано головним чином фауністичними даними. Останнім часом тортонську фауну виявлено у Кілійському районі. Це свідчить про можливість з'єднання даних басейнів на півдні і південному заході Одеської області.

Органічний світ пізньотортонського басейну на заході представлений флорою і фауною. Флору представлено літотамнієвими водоростями, родинний склад яких такий, як і в ранньому тортоні. Численність молюсків, що вживають рослини, дає підставу допустити існування тут багатшої південної рослинності. Серед тварин детально вивчені форамініфери. Кожен рід має від кількох до декількох десятків видів. Фауну молюсків, за даними багатьох дослідників, представлено 92 видами двостулкових і 168 видами гастропод. Кількість видів морських їжаків дорівнює 8, коралів 5, човноногих молюсків 5, червів 4. Вищі ракоподібні представлено двома родами, акули двома родами. Відомо також, що басейн населяли дельфіни, моховатки, губки та ін. Кількісний видовий склад тваринного світу (відомий з літературних джерел) цього басейну досягав 500 видів, серед яких переважали форамініфери і молюски. В кінці пізньотортонського часу фауна стає досить збіднілою, що вказує на значне опріснення і поступову ізоляцію пізньотортонського басейну від Світового океану.

Органічний світ південного басейну в конкський час порівняно з караганським збагачується окремими представниками стеногалінної фауни, залишаючись, проте, досить бідним по відношенню до західного басейну.

Серед форамініфер, що заселяли конкський басейн, за даними В. Я. Дідковського, відомо 52 види, які належать 28 родинам. Характерною особливістю цієї фауни є те, що серед неї спостерігаються стеногалінні і евригалінні форми. Стеногалінний комплекс форамініфер заселяв в основному центральну частину, а евригалінний — прибережну.

Детально вивчено фауну молюсків, яка представлена рядом стеногалінних форм. Центральну частину конкського басейну, крім того, заселяли морські їжаки і остракоди.

Відтворення фізико-географічних умов суходолу в середньому міоцені можливо лише в загальних рисах, оскільки континентальні відклади не скрізь збереглися, а вік їх часто не можна встановити точно. На підставі вивчення літологічного складу осадків басейна та континентальних порід можна зробити висновок, що середньоміоценовий рельєф на території УРСР був близьким до рельєфу у попередній час. Значну площу займала рівнина. В межах сучасного Донбасу і Українського щита, особливо в його центральній частині та Приазов'ї, рівнина була розчленованою. На ній переважали денудаційні процеси. Про розвив палеозойських відкладів Донецького кряжу свідчать галька, рештки брахіопод, коралів та інших палеозойських форм, виявлених у полтавських пісках на західних окраїнах Донбасу. Розвив мезозойських і докембрійських порід відбувався в межах Українського щита та його західного і південного схилів. Про це свідчить залягання середньо- та верхньоміоценових відкладів на розмитій поверхні мезозойських і докембрійських порід, а в районах, де морські середньоміоценові утворення відсутні (райони високого залягання докем-

рію), червоно-бурі глини залягають безпосередньо на корі вивітрювання докембрійських порід.

На окремих ділянках Українського щита в міоцені відбувалось нагромадження піщаної товщі з проверстками глин і рослинними рештками (села Пилява, Пеньківка Вінницької обл. та ін.). За даними М. Ф. Веклича, в межах Вінницької області існували давні річкові долини від 40 до 81 км у довжину, від кількох до 10—12 км завширшки та до 40—60 м у глибину. Встановлені річкові долини вивопнені сарматськими відкладами, під якими залягають піски, можливо, річкового алювію середнього міоцену.

Значних розмірів досягала рівнина, на якій переважали алювіальні процеси. Вона була розташована в межах сучасної Дніпровсько-Донецької западини і східного схилу Українського щита, тобто в районі поширення полтавських відкладів. Як відмічає Д. П. Назаренко (1964), піщані відклади полтавського ярусу характерні для річкових долин, формування яких відбувалось у неогені. В межах цієї рівнини, крім річкових долин, були поширені озера. На правобережжі Дніпра продовжує існувати озеро, на дні якого відкладаються бентонітові глини. На лівобережжі невеликі озера знаходились у північній частині Донбасу, в околицях сіл Новодмитрівки, Береки та ін. У цих озерах відкладались карбонатні і бітумінозні глини (сапропелево-гумусні сланці) та буре вугілля з рослинними і тваринними рештками. Наявність у глинистих породах решток коріння рослин, а також проверстків бурого вугілля вказує на мілководність озер, іноді на перетворення їх в болото.

У середньому міоцені в Закарпатті та за його межами діяли вулкани.

Про органічний світ, який існував на суходолі в середньому міоцені, відомо дуже мало (зокрема, про тварин).

Рослинний світ суходолу охарактеризовано на підставі вивчення спор і пилку. Крім того, вивчено рослинні рештки (відбитки листя, стоячий скам'янілий ліс). Дані спорово-пилкового аналізу та вивчення листяної флори західних областей УРСР свідчать про те, що в цих областях були поширені широколисті і хвойні. Рослинність, яка вкривала південні області України, була різноманітною і складалась з представників, властивих помірним широтам, але траплялись і теплолюбні форми.

Тваринний світ України в середньоміоценову епоху на суходолі був представлений безхребетними (молюски, остракоди) і хребетними.

Підсумовуючи результати вивчення органічних решток, можна зробити висновок, що в середньому міоцені на території України клімат був помірно теплим.

Пізній міоцен. Сарматський вік. Кінець середньоміоценової епохи позначився зміною палеогеографічних умов не лише на Україні, а й в усій Європі. Посилені горотворні процеси в Альпах і Карпатах привели до відокремлення від Світового океану басейнів, розташованих у Західній та Східній Європі. Північний альпійський крайовий прогин, який з'єднував західний і східний басейни в кінці тортонського віку, закінчив своє існування. Відокремлений східний басейн (сарматський) охоплював площу від Віденського району на заході до Аральського моря на сході. В сарматський вік відбувається не лише опріснення басейну, а й продовжується його скорочення, що привело у другу половину сарматського віку до роз'єднання західного і східного басейнів.

Ранньосарматський час. Ранньосарматське море на території УРСР займало значну площу (рис. 30). Три затоки цього басейну — Дністровська, Борисфенська і Танаїська — обмивали Український щит, Карпати та Донецький кряж, досягаючи на півночі міст Амвросіївки, Запоріжжя, Кривого Рога, а на заході Балти, Шепетівки, Ровно. Берегова лінія цих заток була звислою. На окремих ділянках північного узбережжя існували лагуни.

Найбільша, Дністровська, затока поширювалася за межі України на територію Польщі. Вона обмивала Карпатські гірські споруди, з яких

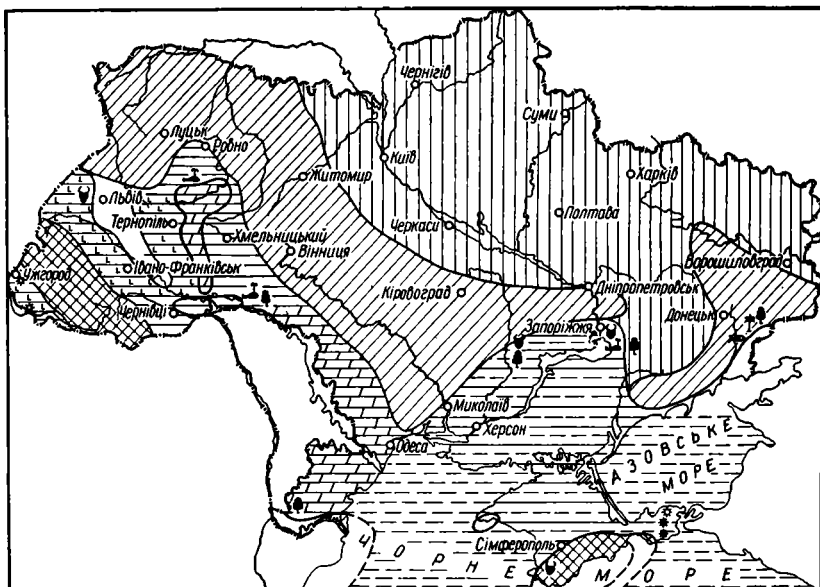


Рис. 30. Палеогеографічна карта України за ранньосарматського часу.

Умовні знаки ті самі, що на рис. 28.

зносився теригенний матеріал, що утворив в районі Передкарпаття потужну товщу донних відкладів. Майже через всю центральну частину затоки простягалося середньоміоценове рифове пасмо, яке на окремих ділянках підвищувалося над рівнем моря і зазнавало руйнуючої дії хвиль.

В межах Волино-Поділля затока була мілководною. В ній відкладались теригенні і карбонатні осадки, і лише на захід від рифового пасма, можливо, був глибоководніший басейн, де нагромаджувалась потужна товща глин та мергелів.

Борисфенська затока також була мілководною. В ній нагромаджувались теригенні або черепашкові відклади. На окремих ділянках на піщаному ґрунті селились моховатки і черви, які утворили рифові вапняки невеликої потужності (Мелітопольський р-н). У другу половину раннього сармату, певно, відбувалось опускання морського дна, про що свідчить наявність тонкого теригенного матеріалу. Вздовж східного берега Борисфенської затоки простягалися широка прибережна мілина і піщаний пляж. У цих пісках виявлено винесені річками прісноводні та наземні молюски і скам'янілі стовбури дерев.

У межах Танаїської затоки продовжувала існувати лагуна, в якій відкладались глина з піском, де були знайдені відбитки листя, занесеного з прибережних лісів.

Закарпатський морський басейн був відокремлений Карпатськими горами від басейну, розташованого на сході. Встановити північно-східну межу його дуже трудно, оскільки майже половина Закарпаття вкрита вулканічними утвореннями. В районі Ужгорода у ранньому сарматі, мабуть, існував острів або півострів, складений вулканогенними породами. Такий острів був і в районі Берегова. На дні басейну в основному відкладались теригенні породи з домішкою вулканогенних.

Ранньосарматський басейн заселяли безхребетні і хребетні тварини. З перших головними були форамініфери та молюски. Не менш важливу роль відігравали моховатки і остракоди. З хребетних відомі риби та кити

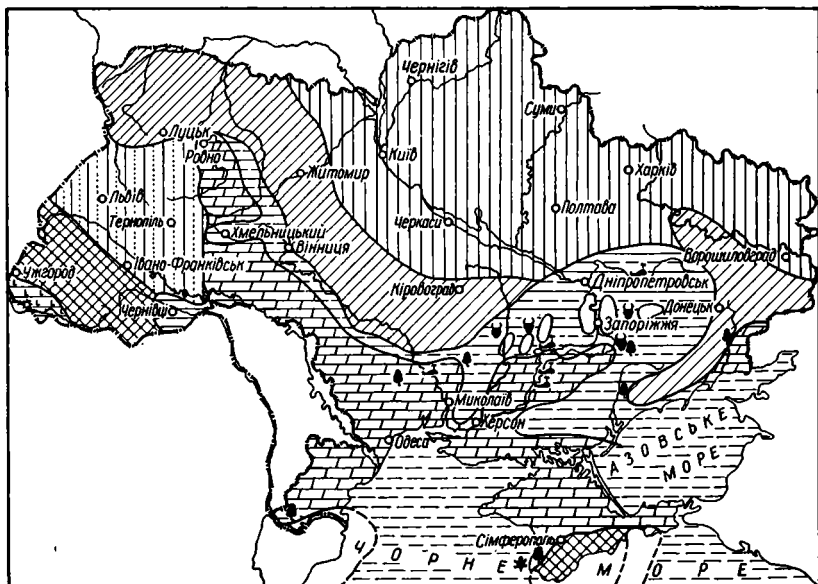


Рис. 31. Палеогеографічна карта України за середньосарматського часу.
Умовні знаки ті самі, що на рис. 28.

цетотерії. Останнім часом виявлено рештки акул. Серед молюсків значно поширені були гастроподи, представлені численними родами і видами. У Дністровській затоці вони навіть утворювали своєрідну «трохусово-церитову» зоогеографічну провінцію. Утрудненням сполучення східного і західного басейнів, певно, пояснюється мала кількість церитів у східному басейні. Відсутність стеногалінних форм свідчить про опріснення вод ранньосарматського басейну.

Суходільна рослинність ранньосарматського часу була близькою до такої у попередню епоху. Відрізнялась вона меншою кількістю представників вічнозелених.

Дані про тварин, які населяли прилеглий суходіл, на жаль, обмежені. З великих хребетних відомі лише носороги, рештки яких знайдено у Криворізькій області.

У ранньому сарматі поновлюється вулканічна діяльність. Лагуна сарматського басейну в Закарпатті заповнюється продуктами вулканічної діяльності, а вулканічний попіль розноситься повітряними течіями і осідає у Дністровській та Борисфенській затоках.

Середньосарматський час. Внаслідок тектонічних рухів західна частина середньосарматського басейну зменшується в розмірах (рис. 31). Майже половина площі, яку займала Дністровська затока, звільнюється від морських вод і стає суходолом. У східному напрямку в цей час відбувається трансгресія морських вод.

Борисфенська затока в середньому сарматі значно розширюється, її води покривають акумулятивну частину рівнини і частково денудаційну, яка знаходилася на півдні сучасних Дніпровсько-Донецької западини і Українського щита. Північна берегова лінія басейну досягала, мабуть, долин рік Орелі і Самари. Прорив морських вод на територію акумулятивної рівнини відбувався по давніх долинах, розташованих у сучасній Конксько-Ялинській западині, та в межах Запорізької і Дніпропетровської обл. Про існування таких долин свідчить наявність піщаних та глинистих

відкладів з проверстками бурого вугілля, які утворились у давніх досарматських річкових долинах і старицях.

Берегова лінія середньосарматського басейну була звивистою, морські води в місцях давніх улоговин глибоко врізувалися в суходіл, утворюючи морські затоки. Північні береги цього басейну були подекуди низькими, мали широкі пляжі, а в районах, де кристалічні породи значно підвищувалися над рівнем моря, високими, крутими і скелястими. Кристалічні породи руйнувалися морськими хвилями і нагромаджувалися в прибережній смузі у вигляді гальки, валунів та окремих брил. Саме такий крупно-уламковий матеріал описано М. О. Соколовим (1900) у Жданівському р-ні і нами у Криворізькому. Інтенсивного розмиву зазнавали береги в районі сучасної р. Саксагані. Свідченням тому є наявність у вапняках середнього сармату гравію та слабообкатаних уламків криворізьких порід. Високі скелясті береги підносилися над рівнем моря там, де воно межувало з Донецьким краєм. Про це свідчить наявність гальки і великих валунів кам'яновугільних порід, які виявлено у прибережних відкладах в Старобешевському районі (с. Новокатеринівка).

Середньосарматський басейн у межах УРСР був в основному мілководним. В ньому нагромаджувалися теригенні (піщано-глинисті і піщані) та карбонатні (вапняки, мергелі) осадки. Останні переважали у східній частині басейну і Криму. В межах Південно-Бузької затоки та на Керченському п-ові в цей час формувалися моховаткові рифи. У Південно-Бузькій затоці ці рифи витягнуті вздовж берегової лінії і розташовуються між містами Летичевом та Кишиневом.

У Борисфенській затоці існували різні за розміром острови, які були розташовані в районах сіл Покровки, Славгорода, Апостола та м. Кривога Рога Дніпропетровської обл. В районі поширення товтр (басейн р. Смолрича) також існували острови, які під час коливання берегової лінії, можливо, утворювали неширокий півострів, що далеко виступав у море і по якому, очевидно, заходили гіпаріони, рештки яких виявлено у вапняках на території Молдавської РСР.

Берегова лінія басейну була нестійкою. Наприклад, у другу половину середнього сармату відбулася короткочасна регресія. Берегова лінія басейну відійшла приблизно до широти Каховки, а на заході до району Миколаєва. Це підтверджується знахідками прісноводної та наземної фауни молюсків, виявлених у багатьох пунктах (села Каїри, Веселе, Тарасівка), а також решток гіпаріонів (села Новогригорівка, Гидигіч). Регресія моря частково відбулася в Криму, де, за даними В. В. Меннера, у верхах товщі середнього сармату виявлено проверстки глин, пронизані ходами коріння рослин, і проверстки мергелю з прісноводною фауною молюсків (Колесников, 1940).

На території Конкської-Ялинської западини існувала лагуна, ізольована від основного басейну піщаним пересипом. В цій лагуні відкладались гіпсоносні глини, в яких знайдено дрібні молюски.

Органічний світ середньосарматського басейну майже тотожний з попереднім, ранньосарматським. Флора вивчена слабо, є лише окремі відомості про поширення водоростей (зокрема, діатомових).

У середньосарматському басейні існували великі хребетні: кити цетотерії (с. Золота Балка) та тюлені (села Золота Балка, Олександрівка Нововоронцовського р-ну, Велика Лепетиха Херсонської обл.).

У багатьох пунктах Борисфенської затоки виявлено рештки ссавців. Глибина басейну, судячи з літологічного складу донних осадків та органічного світу, який заселяв його, була незначною і, певно, не перевищувала 60—80 м.

Температура вод басейну, як визначив В. Я. Дідковський (1963), була близькою до середньорічної температури повітря; в літній час піднімалась до 18—20° С. Про це свідчить відсутність холодолюбних форм.

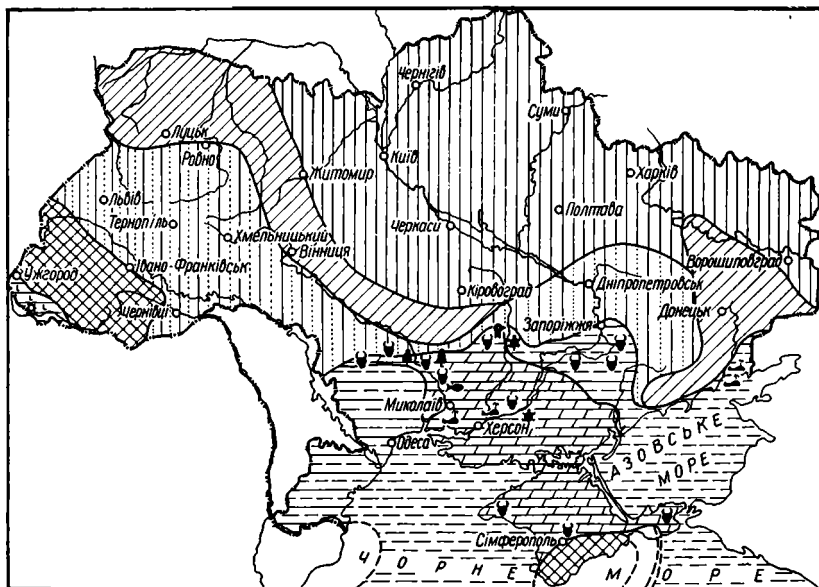


Рис. 32. Палеогеографічна карта України за пізньосарматського часу.
Умовні знаки ті самі, що на рис. 28.

Газовий режим басейну був нормальним і сприяв розвитку численної донної фауни. Проте існували періоди, коли газовий режим порушувався, що приводило до зменшення розмірів або до загибелі молюсків (Білокрис, 1963).

Наприкінці середньосарматського часу морський басейн зменшується. Кримський п-ів, мабуть, з'єднується з північним суходолом. Про це свідчить наявність у Криму фауни гіпаріонів, за видовим складом близької до бориславської і каховської.

Пізньосарматський час. У пізньому сарматі морські води знову поступово покривають приморську рівнину, досягаючи на півночі міст Запоріжжя і Кривого Рога, поширюючись на північ від м. Вознесенська, а на території Молдавської РСР — від м. Кишинева (рис. 32).

Вздовж північного берега басейну, можливо, існували острови та півострови, особливо на правобережжі Дніпра. Північні береги на окремих ділянках (зокрема, у Криворізькому р-ні) були високими і стрімкими, про що свідчать галечники і валуни криворізьких порід у вапняках.

На всій території півдня України басейн був мілководним. В ньому нагромаджувалися піщано-глинисті та карбонатні осадки, серед останніх переважали черепашники та оолітові відміни.

Відносно глибоководним басейн був у східній частині Керченського п-ова, в якій серед осадків переважали глини. У Закарпатті в цей час існував опріснений басейн, де відкладались теригенні і вулканогенні осадки.

Органічний світ пізньосарматського басейну бідний. Флору представлено водоростями, серед яких відомі діаматові, рештки яких виявлено на Керченському п-ові (Колесников, 1940), та синьо-зелені у Причорномор'ї (Білокрис, 1962).

Тваринний світ пізньосарматського басейну представлений в основному молюсками, серед яких переважають мактри (чотири види). Прибережну зону басейну, крім мактр, заселяли прісноводні молюски. Значну роль відігравали остракоди.

З хребетних тварин басейн заселяли осетрові риби (с. Нова Одеса), кити — цетотерії і тюлені. Рештки китів виявлено в с. Тягинці Херсонської обл., в околицях м. Миколаєва та на Керченському п-ові.

Тваринний світ суходолу сарматського віку має дещо спільне з середньоміоценовим. Проте у нього є і свої особливості. Найбільше це стосується хребетних. Із наземних тварин у межах України існували ссавці: мастодонт, рештки якого виявлено у відкладах середнього і верхнього сармату (ст. Мудрена, с. Вечірній Кут Керченського п-ова); гіпаріони відомі з раннього (с. Івана Франка Львівської обл.) до пізнього сармату включно (села Гросулово, Олександрів Дар, Костянтинівка Миколаївської обл., с. Новогригорівка Вознесенського р-ну, с. Юр'івка Снігурівського р-ну); динотерії (м. Кривий Ріг); хілотерії (с. Юр'івка Снігурівського р-ну); мезопітени (с. Гросулово); газелі і гієни (села Гросулово, Юр'івка) відомі лише у південних районах України. Рештки їх виявлено у відкладах пізнього сармату, а анхітерії (м. Жовтокам'янка) — в середньому сарматі. З великих хижаків у сарматському віці на півдні України (м. Веселянка Комишуваського р-ну, села Жовтокам'янка, Юр'івка) існував махайродус.

З птахів відомі представники страусів, рештки яких виявлено у відкладах пізнього сармату.

Показниками прирічкових та річкових просторів на початку середнього сармату і пізніше є знахідки в Запорізькій обл. решток бобра (с. Кушугум). Це підтверджують рештки вологолюбної рослинності, наявність річкових черепак, рештки яких виявлено у Каховці. Численні знахідки представників гіпаріонової фауни — гіпаріонів, газелей, безрогих носорогів (села Берислав, Тягинка Херсонської обл., Юр'івка Миколаївської обл., м. Севастополь), жираф (м. Берислав, м. Севастополь), мастодонтів, велетенських свиней, а також наземних молюсків свідчать про те, що стадні степові форми (гіпаріони, газелі), пов'язані з деревною рослинністю (жирафи, мастодонти та інші наземні тварини), на півдні України проникали до меж сучасного Чорного моря. Таке проникнення тварин на півдні відбувалось на початку пізнього сармату і в кінці його. В цей час величезні простори півдня УРСР перетворились на степи з аридним кліматом та переважаючими вапнистими ґрунтами. Тільки в районі долини р. Молочної і в смузі завширшки до 50 км від Мелітополя через Каховку, Берислав на Херсон були поширені піски, місцями погорбовані.

Клімат у першу половину сарматського віку, за даними Т. А. Якубовської (1955), був теплим і відносно вологим. Кількість опадів досягала 1100 мм на рік, а середня річна температура не перевищувала 15—16° С. Такий висновок вірогідний лише для районів, прилеглих до Карпат. У південних районах УРСР опадів було менше і клімат був, певно, посушливішим. Про це може свідчити наявність ксерофітної рослинності, виявленої в багатьох пунктах.

У другу половину сарматського віку клімат, зберігаючи деякі риси попереднього часу, був теплішим від сучасного, проте і посушливішим, що підтверджується наявністю наземної фауни та рослинними рештками, характерними для згаданих відкладів (Молявко, Підоплічко, 1955).

Меотичний вік. Головною тектонічною подією на початку меотичного віку було різке зменшення морських площ, зокрема у межах Причорномор'я. Внаслідок цього північний суходіл знову з'єднався з Кримом. Відступ моря підтверджується наявністю галечників і конгломератів (села Новоолексіївка, Строганівка, Берислав, о-в Бирючий та ін.), алювіальних відкладів (села Гребінки, Сирове, Снігурівка, Козацьке і ін.), а також закарстованість вапняків пізнього сармату. Останні вивопнені меотичною глиною (Каховський р-н).

У другу половину ранньомеотичного часу звільнена від морських вод понижена рівнина знову покривається морем, але трансгресія останнього вже не досягала таких розмірів, як у попередній пізньосарматський

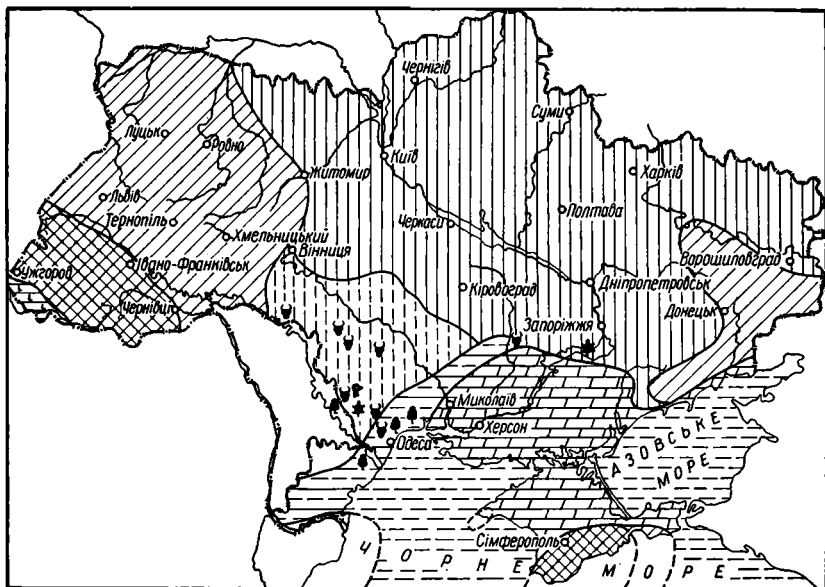


Рис. 33. Палеогеографічна карта України за меотичного віку.
Умовні знаки ті самі, що на рис. 28.

час. Максимальний наступ морських вод на півночі відбувався лише на вододілі Південний Буг — Молочна, мінімальний — на захід від р. Південного Бугу. Північна берегова лінія меотичного моря досягла м. Жданова, с. Терпіння Мелітопольського р-ну, м. Кривого Рога, пройшла на північ від міст Одеси і Ізмаїла. В Криму берегова лінія ранньомеотичного басейну дійшла до північних відрогів Кримських гір. У Закарпатті в цей час існував опріснений панонський басейн, межі якого були близькими до меж сарматського басейну (рис. 33).

Ці басейни були мілководними. У південному басейні нагромаджувались теригенні (піски і глини) і карбонатні (вапняки і мергелі) відклади, в панонському — теригенні з домішкою вулканогенних.

Меотичний басейн, певно, був поширений у межах сучасних Чорного і Азовського морів. Крим у ці часи, як і в попередні епохи, мабуть, був островом, але розмивався він у меотичному віці більше, ніж у сарматському. Очевидно, не покривалась морськими водами і західна частина Тарханкута. В цьому районі існували один або кілька островів. Добруджа у другій половині меотичного віку також являла собою острів, а не півострів, як вважав М. Я. Рудкевич (1955). Острів цей в районі м. Ізмаїла був відокремлений від північного суходолу неширокою протокою, про що свідчать меотичні конгерії, виявлені в районі Хаджи Абдули. Цілком можливо, що у середньомеотичний час Добруджа з'єднувалася з північним суходолом. Це підтверджується відсутністю середньомеотичної фауни на захід від сіл Кулевчі і Сергіївки.

Меотичний басейн населяли рослини і тварини. З флори відомі діатомові водорості (Керченський п-ів). З тварин найповніше вивчено форамінифери та молюски. З числа інших безхребетних були поширені моховатки, розквіт яких у першу половину меотичного віку привів до утворення моховаткових рифових гряд (Керченський п-ів).

За даними Ю. Б. Люльєва, у першу половину меотичного віку басейн заселяли морські остракоди (відносно стеногалінні іммігранти —

Trachyloberis, *Loxoconcha*, *Xestoliberis* та ін.), в другу — солонуватоводні та прісноводні.

З хребетних басейн заселяли риби та тюлені, рештки яких виявлено на Керченському п-ові.

Солоність басейну, що розташовувався на півдні УРСР, у середньо-меотичний час дорівнювала: за остракодами 13—15‰, за форамініферами до 25‰, тобто солоність була близькою до солоності конкського басейну. Цьому не заперечують дані вивчення молюсків, серед яких відомі стеногалінні форми. Кількість останніх зменшується у західному напрямку.

У пізньому меотисі солоність басейну значно зменшується. На окремих ділянках Західного Причорномор'я він стає навіть прісноводним. Такою була солоність басейну Закарпатської області, про що свідчать знахідки молюсків.

Температурні умови меотичного басейну були тотожні сарматським, а глибина його, певно, не перевищувала 15—25 м.

За межами меотичного басейну поширювались рівнини та гори. На рівнинах, як і у попередні часи, переважали денудаційні процеси. Саме така рівнина знаходилася на захід від міст Сарнів, Житомира, Вінниці. Виникла вона внаслідок горотворних процесів у Карпатах, що були особливо інтенсивними в пізньому міоцені і найбільше вплинули на прилеглі райони Волино-Поділля. Про це свідчить поступовий відступ сарматського басейну спочатку на схід, а потім на південь. Підвищена рівнина, складена на півночі крейдовими, на південному заході тортонськими, а на решті території сарматськими відкладами і докембрійськими породами, вкривалася рифовими грядами (товтрами). Товтри тягнуться у вигляді вапнякових горбів від м. Бродів Львівської обл. на с. Підкамені Івано-Франківської обл., через с. Гусятин на р. Збруч, через с. Нігин біля м. Кам'янець-Подільського, с. Китайгород і далі на м. Хотин та с. Липкани в Молдавію. Рівнина прорізувалася річковими долинами, що брали початок у Карпатах і на Українському щиті. Про існування таких річкових долин свідчать наявність алювіальних відкладів з фауною прісноводних молюсків і рештки наземних хребетних у Вінницькій, Одеській та Миколаївській областях, а також знахідки решток наземних хребетних у морських відкладах (Яцко, 1949; Молявко, 1960). Загибель тварин могла статися під час значних розливів річок.

Вивчення Н. В. Піменовою (1936) і П. І. Дорофєєвим (1955) рослинних решток з меотичних відкладів с. Гребеників і м. Одеси показало, що на прилеглому до моря суходолі були розвинуті тургайська флора — верба, граб, береза, вільха, ільм, в'яз, сосна, ялина, клен, тюльпанне дерево, шовковиця, горіх, корія, терен, бузина, виноградна лоза, фіалка, аралія, молочай, люпин, пасльонові, а також водно-болотна рослинність.

Багатим був тваринний світ, який заселяв не лише прибережну область, а й райони далі на північ. Прісноводні водоймища (річки, озера) заселяли прісноводні молюски (Одеська, Миколаївська обл.), з хребетних — риби (сом, судак) та черепахи.

Суходіл був заселений багатою гіпаріоновою фауною. Гіпаріони та їх супутники — олені, жирафи, мастодонти, динотерії, велетенські свині, бобри, зайці, сіноставці та різні хижаки — гієни, вовки, шаблезубі тигри, дрібні кішки, з птахів — страуси, кури, орли, куріпки — були виявлені у балтських відкладах (села Бутьонівка, Гребеники, Нова Єметівка, Новоєлизаветівка Одеської обл., Юр'івка Миколаївської обл.), а також частково в морських меотичних утвореннях. На півдні України (с. Велика Михайлівка) виявлено рештки мавп, які могли існувати лише за умов, подібних до тих, що характерні для сучасних саван Африки.

Понтичний вік. У кінці меотичного віку на півдні України знову відбулося зменшення басейну, про що свідчить наявність галечників і валунів кристалічних порід, піщано-гравійних відкладів з рештками ссавців, прісноводної фауни молюсків, виявлених у підосві понтичних утворень в межах Запорізької та Одеської областей. З початком понтичного віку пов'язана нова трансгресія морського басейну, який поширювався на північ, покриваючи Причорноморську прибережну рівнину та широку дельтову рівнину на вододілі Дністер — Південний Буг (рис. 34).

Північна берегова лінія понтичного басейну досягала Любашівського, Єланецького та Криворізького районів. У східних районах морські води обмивали південно-західні та південні окраїни Донецького кряжа, де утворювали мілководні лагуни і глибокі каньйоноподібні затоки.

У понтичному віці берегова лінія південного басейну була непостійною, особливо на межі євпаторійського і новоросійського часів, що підтверджується наявністю галечника та валунів з вапняків і кристалічних порід, що лежать між двома горизонтами (села Скельки, Горностаївка, радгосп ім. Карла Маркса Чаплинського р-ну, с. Першохостянтинівка Новотроїцького р-ну та ін.). Певно, поява валунів із залізистого кварциту і решток наземної фауни в Одеському р-ні також пов'язані з регресією понтичного моря в кінці євпаторійського часу.

У босфорський час понтичний басейн залишає Причорномор'я і значну частину Степового Криму. В цей час відбувається значне закарстування в районі м. Одеси та у пониззях р. Інгульця, де виявлено карстові печери, подекуди виповнені червоно-бурими глинами. Карстові порожнини менших розмірів розкриті свердловинами в районі Присивашся і Степового Криму.

У понтичному басейні відкладались теригенні і карбонатні осадки, останні представлені черепашковими і оолітовими вапняками та мергелями. Теригенні осадки (піски і глини) відкладались у басейні повсюдно, але у західній частині вони переважали над карбонатними.

Понтичну морську фауну представлено численними видами безхребетних і хребетних. Серед безхребетних значну роль відігравали молюски (двостулкові та червоногі). Найбільшого розквіту досягли представники родів: дидакна (12 видів), конгерія (3), дрейсенсія (8), живородка (4), абра (3) і радикс (4 види). З ракоподібних відомі остракоди.

Хребетні у понтичному басейні були представлені рибами (сом, осетр, щиповка, чехоня, линь, краснопірка, окунь, в'юн, в'язь), черепахами (шкіряста, великоголова і болотна), із ссавців відомі тюлені і дельфіни, рештки яких в основному виявлено в Одеській обл. Є відомості, що в понтичному басейні продовжували жити кашалоти, рештки яких, якщо вони не перевідкладені, виявлено у Мелітопольському р-ні.

Морський басейн у понтичному віці був солонуватоводним. У першу половину понтичного віку море заселяли конгерії і рідко кардіди. Останні переважали у другу половину цього віку. Крім того, в басейні жили прісноводні молюски, численні рештки яких, особливо анадонт і уніонід (Яцко, 1954), виявлено в західній частині басейну (Одеська обл.).

На підставі вивчення осадків і фауни молюсків можна зробити висновки про глибину понтичного басейну. На значній площі понтичного басейну поширені черепашники і оолітові вапняки, утворення яких відбувалось на невеликій глибині, певно, у верхній частині субліторалі. На більшій глибині (Керченський п-ів) відкладались глини з валенцієнізіями.

На території Закарпатської обл. у ранньому пліоцені також існував морський басейн, в якому нагромаджувалися в основному теригенні (піскуваті глини та кварцові пісковики з кварцовою галькою) та вулканогенні (туфогенні пісковики, туфи) відклади.

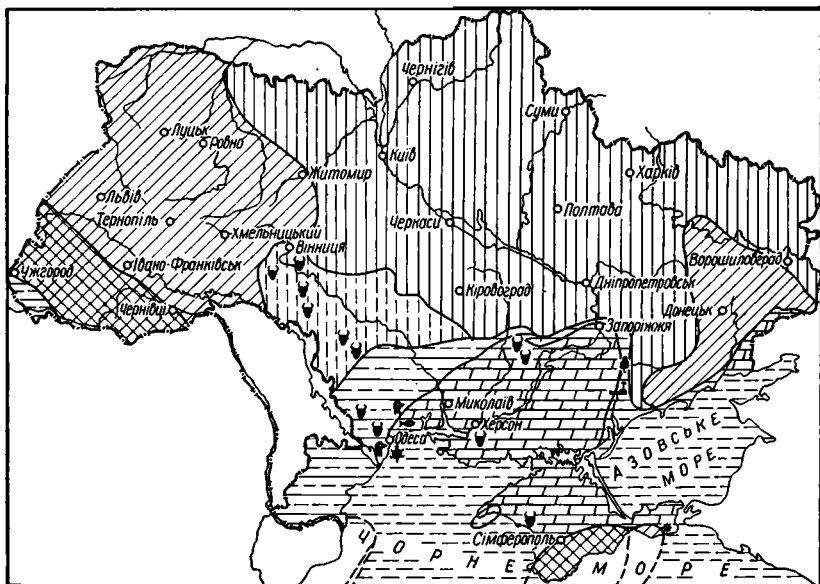


Рис. 34. Палеогеографічна карта України за понтичного віку.
Умовні знаки ті самі, що на рис. 28.

Основні геоморфологічні елементи розташованого за межами понтичного басейну суходолу, певно, як і в попередні часи, були близькими до сучасних. Гори Карпат і Криму в другій половині понтичного віку, мабуть, також мали розміри і висоти, близькі до сучасних. Решта території України була рівниною. У межах північної частини Волино-Поділля, Українського щита і Донецького кряжа переважали денудаційні процеси. Разом з гірськими спорудами вони були областю виносу теригенного матеріалу. Лише у південній частині Поділля формувалася піщано-глиниста товща (балтська світа), яка, певно, була алювієм кількох річок, що брали початок з гірських споруд Карпат та Українського щита.

У межах сучасної Дніпровсько-Донецької западини, східної частини Українського щита і, можливо, Конксько-Ялинської западини знаходилася величезна рівнина, де переважали акумулятивні процеси. Нагромадження відкладів продовжувалось протягом пліоценової епохи. До них можна віднести алювіальні відклади пліоценових терас та верхній горизонт рябих глин.

Вивчення плодів, спор і пилку з понтичних відкладів Одеської обл. (Дорофеев, 1955) вказує на спорідненість ранньопліоценової флори і сучасної. Річки та озера суходолу заселяли уніоніди і анадонти. Суходіл заселяли різні хребетні, з яких відомі черепахи (шкіряста, великоголова, болотна) і численні роди птахів, серед яких поширені фламінго, пелікани, лебеді, баклани, орли, страуси та ін. Фауна ссавців пліоцену продовжувала гіпаріонову фауну міоцену. Характерними представниками її були слони. Рештки мастодонта виявлено у понтичних відкладах в околицях Кривого Рога (Білокрис, 1960), а також за межами понтичного басейну в балтських відкладах у районі Жмеринки, Тульчина і Журавлівки Вінницької обл. (мастодонт, динотерій, гіпаріон, носоріг, олень). Суходіл заселяли носороги, жирази, верблюди, олені, антилопи, бобрі, рештки яких виявлено в Криму біля Євпаторії (антилопи) та у пониззях р. Південного Бугу (бобрі), інші знайдено в понтичних відкладах Одеської обл.

Аналіз фауни і флори свідчить про те, що у пліоцені суходіл на півдні України був степовою рівниною, покритою злаковою рослинністю, а вздовж річкових долин і балок росли верби, берези, дуби, сосни та інші дерева.

Щодо клімату понтичного віку існують різні погляди. Так, наприклад, М. І. Андрусов (1917) вважав, що клімат прилеглих до понтичного басейну земель був досить суворим. О. П. Павлов (1925) навіть висловив думку про існування в цей час зледеніння. Її поділяли С. О. Ковалевський (1936) і В. П. Колесников (1940). Висновки про суворість клімату були зроблені на підставі наявності гальки і валунів кристалічних порід (зокрема, залізистих кварцитів) в Одеському р-ні.

Фауністичні і флористичні дані свідчать, що клімат понтичного часу був не холоднішим за сучасний. Навпаки, є підстава припустити, що в ранньопліоценовий час клімат був більш сухим і теплим, ніж тепер.

Середньо- та пізньопліоценова епохи. Відтворення палеогеографічних умов середнього та пізнього пліоцену утруднене тим, що морські і особливо континентальні відклади цього часу вивчено недостатньо, оскільки більша частина морських відкладів залягає нижче від рівня моря.

В кінці понтичного віку відбулося піднесення прилеглого до понтичного моря суходолу, що призвело до значного зменшення розмірів морських ранньопліоценових басейнів. Берегова лінія їх була близькою до сучасної Чорного і Азовського морів. Лише в Криму, у східній частині Присивашшя та на Керченському п-ові, продовжували існувати морські умови (босфорський басейн). Крим в цей час з'єднувався широкою смугою суходолу з півднем України. Значне зниження рівня моря зумовило розмив нижньопонтичних та давніших відкладів у районі річкових долин Молочної, Дніпра, Південного Бугу, Куяльника та ін. У цей час, мабуть, почали формуватися сучасні річкові долини.

У середньому і пізньому пліоцені трансгресія моря вже не досягала таких розмірів, як у попередні часи. Лише в середньому пліоцені і першу половину пізнього пліоцену морськими водами покривалися Присивашшя і пониззя Дніпра.

Кімерійський вік. З кімерійським віком пов'язана нова трансгресія моря, води якого спочатку покривали давні улоговини в районі долин річок Молочної і Дніпра (Скадовський р-н). Північно-західна межа поширення кімерійського моря проходила по лінії на північ (10—15 км) від м. Осипенко, с. Нововасилівки, далі вздовж долини р. Молочної до м. Мелітополя, с. Петрівки, трохи на захід від ст. Сиваш, м. Джанкоя і станцій Азовська, Нижньогірська, Владиславівка, далі вздовж Парпацького гребеня до Керченського р-ну. На Керченському п-ові берегова лінія була звивистою і утворювала ряд проток. У басейні Чорного моря вона проходила на північ від міст Хорли і Скадовська, в долині Дніпра вона досягала м. Цюрупинська (рис. 35). Щодо сполучення кімерійського і дакійського басейнів, то останнім часом з'явилися нові дані про можливе їх сполучення в районі гирла Дунаю. Під час проведення геологічної зйомки у Ренійському р-ні виявлено відклади з молюсками, характерними для дакійських утворень (Богаčov, 1961). Дакійська фауна молюсків визначена і румунськими геологами в гирлі р. Дунаю на широті міст Ізмаїла та Вилкова на глибинах від 66 до 178 м (Литяну та ін., 1969).

На дні мілководного кімерійського моря, що охоплювало територію східної частини Степового Криму, Керченського п-ова і Приазов'я, нагромаджувались залізисті піски, глини та ооліти бурого залізняку, що відомі як керченська залізна руда. Серед цих теригенних і хемогенних відкладів трапляються грязьовулканічні брекчії, що свідчать про діяльність у кімерійському віці грязьових вулканів. У західній частині кімерійського басейну (Скадовський і Цюрупинський р-ни) відкладались в основному глинисті породи.

Органічний світ кімерійського басейну був досить багатим, але поки що вивчено лише молюски. Характерною особливістю їх є бідність

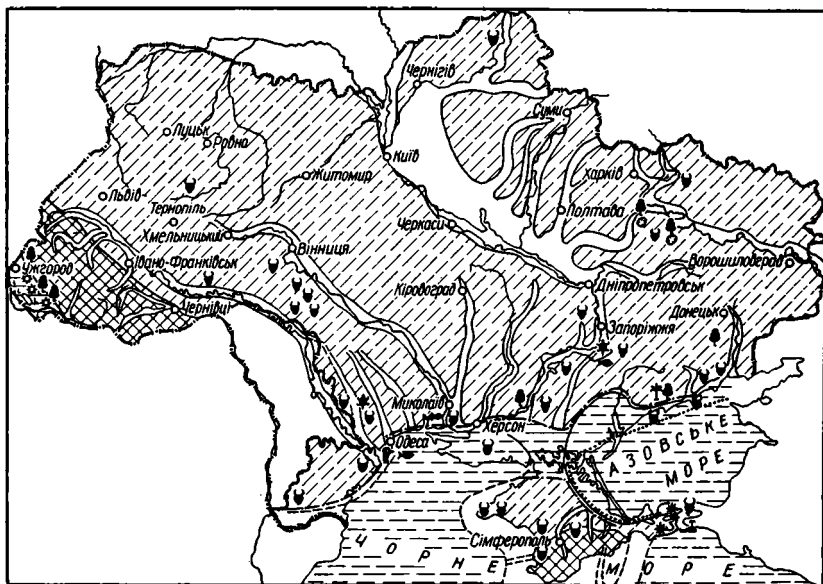


Рис. 35. Палеогеографічна карта України за другої половини пліоценового віку.
Умовні знаки ті самі, що на рис. 28.

родового складу при чисельності індивідів. Такими були кардіїди. За даними М. І. Андрусова (1929) та А. Г. Еберзіна (1940), серед кімерійських кардіїд налічувалося до 15 родів і близько півсотні видів.

Крім молюсків кімерійський басейн, напевно, заселяли хребетні. М. І. Андрусов (1929), проте, вважав, що значна частина знахідок перевідкладена із сарматських відкладів. Значно кращої збереженості були виявлені ним рештки наземних хребетних і птахів.

Наведеними даними фактично обмежуються відомості про органічний світ цього своєрідного басейну.

Наявність багатой стеногалінної і прісноводної фауни молюсків вказує на понижену солоність басейну (солонуватоводний басейн). Значний розвиток молюсків, а також, як відмітив М. І. Андрусов, строката пофарбованість частини з них (окремі форми дрейсен, неритин, мелянописів) свідчать про досить високу температуру вод кімерійського басейну. Цей висновок підтверджується даними вивчення наземної флори, яка покривала прилеглий суходіл. Глибина басейну в межах, доступних для дослідження, була незначною (це було в основному мілководне море, найглибша частина якого розташована за межами УРСР).

Характерна риса кімерійського басейну — утворення в ньому залізистих сполук. Мабуть, лише тут були сприятливі умови для випадання окислів заліза. Щодо утворення залізистих сполук є кілька гіпотез. Найвірогідніше, що значну роль у їх утворенні відігравали хемогенні та біогенні процеси.

У Закарпатській обл. у середньому пліоцені продовжує існувати затока панонського басейну, де нагромаджувалися глинисті та слюдисті піски, галечники і туфи. Останні мають незначну потужність — від 0,1 до 0,4 м. Глинисті піски нерідко містять рослинний детрит і рештки листя у вигляді відбитків, а також лінзовидні проверстки лігніту.

В кінці панонського часу затока повільно зменшується і заповнюється теригенним матеріалом та лавовими потоками діючих вулканів.

Органічний світ панонського басейну на кінець його існування був досить збідненим. На дні цього опрісненого озера рідко селилися плянорбіси, анцилюси і остракоди. З рослинності відомі діатомові водорості. Наявність промерстків лігніту у відкладах пізнього панону вказує на збагаченість прибережних частин озера численною наземною рослинністю, яка покривала береги цього водоймища.

Фізико-географічні умови басейну в післякімерійський час значно змінились. Куяльницьке море покривало площу, дещо більшу, ніж попереднє кімерійське. На сході куяльницький басейн займав майже таку площу, як і кімерійський. На заході межа його поширення зміщується: куяльницькі відклади виявлено у давніх улоговинах, до яких приурочені сучасні Куяльницький та Хаджибейський лимани. Водами куяльницького моря покривалися низини Одеського узбережжя і долини, які сформувались у докуяльницький час. В районі Присивашся нагромаджувались товщі пісків, що складали річкові надводні дельти. Можливо, що в післякуяльницький час уся алювіальна рівнина або частина її виступала на денну поверхню. У мілководному куяльницькому басейні відкладались теригенні осадки.

Органічний світ куяльницького басейну порівняно з кімерійським був значно біднішим, але, як відмічали М. І. Андрусов (1918) та інші дослідники, спорідненим з кімерійським.

Початок пізнього пліоцену позначився на території УРСР появою в районах сучасного Азовського моря і прилеглих до нього частин суходолу Присивашся нової фауни молюсків — акчагильської. Питання про шляхи поширення акчагильської фауни на території сучасного Чорного моря до цього часу не вирішено.

Значний інтерес становлять дані В. М. Семененка (1966), одержані при вивченні у Північному Приазов'ї (с. Єфремівка) акчагильської фауни молюсків нижньої частини куяльницьких відкладів.

Наявність *Avimactra subcaspia* Andrus. і *A. veniucovi* Andrus. у підошві куяльницьких відкладів дає підставу для визначення часу проникнення акчагильської фауни в Азовський басейн, тобто поява її в цьому басейні відбулась в куяльницький, а не післякуяльницький час, як вважалося раніше. Підтвердження цих даних дослідженнями в інших районах приведе до нового трактування палеогеографії південних областей СРСР у середньому і пізньому пліоцені.

В кінці пізнього пліоцену морський басейн залишається в межах сучасних Чорного і Азовського морів. Лише в Криму на Керченському п-ові А. Г. Еберзін (1940) виявив збіднілу фауну молюсків, представлену дидакнами (*Didacna digressa* L i v e n t.), корбікулями, вівіпарусами та іншими представниками прісноводної фауни. Замкнутий опріснений гурійський басейн, мабуть, мав обмежене поширення і розміщувався у контурах сучасного Чорноморського басейну. Лише на окремих ділянках Керченського і Кавказького узбережжя існували невеликі його затоки. З'ясувати фізико-географічні умови цього останнього пліоценового басейну важко через обмеженість фактичних даних.

В кінці пліоцену в Закарпатті почалась активна вулканічна діяльність з потужним виливом лав. З піднесенням Солотвинської котловини і Вигорлат-Гутинського хребта відбулось зменшення левантинських озер та переміщення їх на захід. У цей час зароджується річкова система, відбувається вривання та розчленування Вигорлат-Гутинського хребта річками Тисою, Боржавою, Латорицею і Ужем. У західній частині Закарпаття в кінці пліоцену здійснюється поступове опускання і нагромадження потужної товщі уламкового матеріалу (чопська світа).

Значне зменшення пізньопліоценового басейну привело до розширення суходолу на півдні України і з'єднання Кримського о-ва з північним суходолом. На звільненій від вод площі встановлюється континентальний режим.

Рельєф суходолу в середньому пліоцені за межами середньопліоценових басейнів залишається в основному таким, як і у минулий вік.

В цю епоху формуються контури сучасних річкових долин. Крім гір і рівнини, на якій переважали денудаційні процеси, на суходолі можна виділити міжрічкову рівнину, де головними були елювіальні та делювіальні процеси.

З пліоценових відкладів вивчено рештки ссавців: мастодонта, носорога, оленя, верблюда, ведмедя, гіеноведмедя, південної собаки, лисиці, корсака, гієни, рисі, махайродуса, барсука, тхора, дикобраза, бобра малого, їжака, зайця, мімоміса, миші лісової, сліпця малого, пискухи.

В Криму виявлено також рештки гіпаріона, в селах Парутиному і Ждановому — оленя, газелі, в долині р. Кучургану — рештки мавп. З Одеських катакомб протягом багатьох років досліджень здобуто понад 50 000 кісток, більша частина з яких належить одnogорбим верблюдам та лисицям.

У Карпатах (в межах УРСР) поки що решток пліоценових хребетних не виявлено, але у суміжних районах (Молдавській РСР, Румунії і Угорщини) рештки цих тварин (зайців, білок, сіноставців, бобрів, лисиць, гієн, рисі, махайродусів, мастодонтів, гіпаріонів, носорогів, бегемотів, оленів, верблюдів та ін.) відомі. Відомі також рептилії (черпахи) і риби (Підоплічко, 1954). Певно, що представники цієї фауни заселяли територію Радянських Карпат і Закарпаття, але рештки їх, можливо, поховані під товщею вулканогенних порід.

Щодо палеогеографічних умов у середньому і пізньому пліоцені на території України можна зробити висновки: після відступу ранньо- і середньопліоценового басейнів степовий континентальний режим у межах Причорномор'я ніде не змінювався морським. Про це свідчать численні знахідки наземних хребетних і молюсків. Наявність річкових алювіальних відкладів середньо- і пізньопліоценового віку на півдні України та Поділлі підтверджує існування у ті часи річкових долин.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Неогенові відклади України містять численні родовища різноманітних корисних копалин, переважна частина з яких генетично пов'язана з цими породами. Деякі утворилися у процесі діагенетичних перетворень відкладів.

Серед відомих корисних копалин неогенового часу виділяються групи: 1) металічні — головним чином залізні руди та розсипища рідкісних металів; 2) неметалічні — різноманітні будівельні та керамічні матеріали, сировина для хімічної промисловості, добрива для сільського господарства та ін.; 3) горючі — нафта, горючий газ, буре вугілля, сировина для хімічної промисловості тощо.

МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Залізні руди. На Україні родовища залізної руди пов'язані з відкладами кімерійського ярусу. Промислові родовища зосереджені лише у східній частині Керченського п-ова, де їх використовували для виплавки заліза з давніх часів (Комиш-Бурун, Ельтіген-Ортель, Киз-Аул та ін.).

Непромислові поклади залізних руд у породах кімерійського ярусу спостерігаються майже на всій площі його поширення у вигляді залізистих бобовин або залізисто-оолітового пісковика, який називають тютюновим каменем.

Найбагатші родовища Керченського п-ова пов'язані з середньокімерійськими відкладами, в яких залізні руди залягають великими лінзами або пластами довжиною близько 8 км, потужністю 20—25 м.

Серед руд Керченського п-ова спостерігаються три відміни: оолітово-коричнева, оолітово-ікряна, оолітово-тютюнова.

В кімерійських рудах, крім заліза, є марганець, фосфор, ванадій та ін., які можна використовувати як комплексну сировину в металургійній промисловості. В сільському ж господарстві вони можуть бути високоякісною сировиною для виробництва фосфатних добрив — фосфористого шлаку.

Прояви зруденіння спостерігаються у піщано-глинистих відкладах міоцену і пліоцену у вигляді лінз або тонких проверстків залізного пісковика, пофарбування окислами заліза пісків, глин та в залізистих конкреціях.

Рідкісні метали. З прибережними піщаними відкладами неогенових морів, які облямовують Український щит, пов'язані розсипні родовища мінералів рідкісних і розсіяних металів (рутилу, ільменіту, циркону та ін.).

Останнім часом розсипні родовища цих мінералів встановлено в районі Самоткані Дніпропетровської обл., у західній і східній частинах Конк-

сько-Ялинської западини, на південному схилі Азовського масиву та ін. У цих районах, а також у балтських відкладах Причорноморської западини відомі знахідки дрібних алмазів.

Золото. Золотоносні породи давно відомі у Карпатах. Золотоносність їх пов'язана з альпійським орогенезом. В осадових відкладах мезокайнозою, в тому числі і у неогенових, є золотоносні розсипи, пов'язані здебільшого з прибережно-морськими, а також дельтовими фаціями. У Передкарпатському прогині золотоносні породи входять до складу неогенових молас. З міоценовими відкладами Закарпаття пов'язане утворення родовищ золото-поліметалічного та золото-срібного типів (Берегівський та Вишковський рудні райони). Родовища ці утворилися як результат вулканічної діяльності неогенового часу.

Ртуть. З проявами неогенового вулканізму пов'язана ртутна мінералізація Закарпаття, приурочена до пліоценової андезит-базальтової формації. Проте це не лише ртутна, а поліметалічна — ртутно-свинцево-цинкова гідротермальна вулканогенна формація, представлена сфалерит-галеніто-кіноварним мінеральним типом.

НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Будівельні матеріали. Численні неогенові відклади України являють собою різноманітні будівельні матеріали, які широко використовуються в житловому, промисловому та шляховому будівництві (зокрема, черепашкові і мергельні вапняки, пісковики тортонського, сарматського, меотичного та понтичного віків).

Для виготовлення цегли, черепиці та інших керамічних виробів застосовуються різні глини. Як заповнювач для бетонних споруд і деталей та в будівництві шляхів широко використовуються різні піски, галечники, валуни.

Вапняки. За походженням у неогенових відкладах України є дві відміни вапняків: органогенні та хемогенні. Органогенна відміна значно поширена в неогеновому розрізі. Дуже мало їх у караганських і зовсім нема в середньо- та верхньопліоценових відкладах. До органогенної відміни вапняків належать черепашкові, черепашково-уламкові (складені з черепашок молосків), моховаткові, серпулеві, форамініферові, водоростеві (літотамнієві) та ін.

Хемогенну відміну представлено оолітовими та мергельними вапняками. Найпоширенішими є черепашково-уламкові та оолітові вапняки.

За хімічним складом чисті вапняки наближаються до кальциту, що містять 56,04 % CaO та 43,9 % CO₂.

Наведемо коротку характеристику вапняків за їх віком.

Тортонські вапняки спостерігаються переважно в західних областях України. Представлені вони літотамнієвою черепашково-уламковою та форамініфровою відмінами.

Літотамнієві вапняки значно поширені серед відкладів обох відділів тортону. Майже повсюдно вони залягають вище від місцевого базису ерозії під порівняно малопотужним покривом. На денну поверхню виходять у долинах річок, балок, в ярах. Умови залягання цих вапняків сприяють широкому використанню у народному господарстві. Кар'єри по добуванню розташовані у всьому Львівсько-Ровенському Розточчі (від Львова до с. Рави-Руської), на Опіллі (від Львова до Хмельницького).

Кар'єри по видобуванню літотамнієвих вапняків (сировина для цементних заводів) розташовані у Розваді поблизу сіл Миколаєва та Глинного біля м. Львова.

Черепашкові та черепашково-уламкові вапняки верхнього тортону застосовуються для потреб місцевого будівництва. Кар'єри по їх добуванню є в долинах лівобережних приток р. Дністра, у балках і ярах.

Хомогенна відміна тортонських вапняків має місцеву назву «ратинський вапняк». Ратинські вапняки не мають значного поширення, часто генетично пов'язані з гіпсами та ангідритами. Ці вапняки в районі Львова використовуються як будівельний матеріал.

Форамініферові вапняки, складені з черепашок гетеростегін, міліолід та інших, спостерігаються на правому березі Дністра в районі Заліщиків, Застави, де живляються у місцевому будівництві та як тесовий матеріал для виготовлення стовпів, пам'ятників тощо.

Сарматські вапняки у неогеновому розрізі найпоширеніші. Вони спостерігаються від північно-західних районів (м. Ровно) до східних (південний схил Донбасу — Покрово-Кириївський р-н). На всій площі поширення сарматські вапняки використовуються як будівельний матеріал для потреб місцевого житлового і шляхового будівництва. Особливо широко вони застосовуються на півдні України, в її степових районах, де бракує лісоматеріалів.

Вапняки нижнього сармату порівняно з середньо- та верхньосарматськими розвинуті слабо і найчастіше залягають на значних глибинах. Лише на Волино-Поділлі (особливо в її північно-західній частині) ці вапняки використовуються у будівництві. Кар'єри по добуванню вапняків розміщено на крутих схилах терас лівих приток Дністра та Горині. Іноді такі кар'єри закладені на поверхнях окремих річкових терас.

Вапняки середнього сармату найпоширеніші. Вони майже суцільними верстами покривають Крим, лівобережжя Причорноморської западини, західну частину правобережжя та широко розвинуті на Волино-Поділлі. Як будівельний матеріал середньосарматські вапняки використовуються в Криму, північній частині Причорноморської западини, де вони залягають вище від місцевого базису ерозії, та на Волино-Поділлі.

Кар'єри по добуванню середньосарматських вапняків здебільшого розташовані на схилах річкових долин Дніпра, Інгульця, Південного Буга, лівих приток Дністра та середньої течії р. Горині.

Верхньосарматські вапняки спостерігаються лише у Східному Причорномор'ї, тобто між долинами річок Молочної та Південного Буга. На північ від лінії сіл Широкої Балки (Миколаївський р-н), Тягинки (на північ від Херсона) вапняки залягають вище від місцевого базису ерозії і широко використовуються у місцевому будівництві. Кар'єри по добуванню верхньосарматських вапняків знаходяться вздовж обох берегів Дніпра (від с. Тягинки на півдні до с. Карайдубини на півночі), в долині Інгульця (від гирла до с. Великої Олександрівки), на лівому березі Південного Буга (від с. Широкої Балки до с. Нової Одеси) та в деяких місцях по р. Інгулу. Потужність верхньосарматських вапняків змінюється від 1—5 м на правобережжі до 10—20 м на півдні лівобережжя та в Криму.

Вапняки меотичного ярусу не мають значного поширення. Верстви вапняків порівняно невеликої потужності спостерігаються майже на всьому вододільному просторі між Молочною та Дніпром, а також на вододілі Дніпра і Південного Бугу (в їхніх нижніх течіях). Широкого розвитку і найбільших потужностей ці вапняки досягають у Криму. Для будівництва меотичні вапняки використовуються мало. Вони розробляються в окремих кар'єрах разом з підстелюючими верхньосарматськими або покриваючими понтичними. Кар'єри по видобуванню меотичних вапняків розташовані в долинах річок Інгула, Інгульця, Дніпра.

Понтичні вапняки широко розвинуті в Причорноморській западині від долини р. Молочної на сході до меридіану м. Тирасполя на заході. Залягаючи поблизу денної поверхні, вони найбільш доступні для видобування. Значна потужність понтичних вапняків, властивість порівняно легко розпилюватися на бруски мають важливе значення. Численні кар'єри по видобуванню понтичних вапняків знаходяться у південних районах України, особливо в долинах річок Молочної, Дніпра, Інгульця, Інгула,

Південного Буга, далі на захід до Дністра. Подекуди розробка понтинських вапняків провадиться шахтним способом. Механізовані кар'єри є біля Одеси, на вододілі Куяльницького та Хаджибейського лиманів та ін.

М'які пористі черепашкові вапняки є пильними і застосовуються як стінові матеріали.

Оолітові щільні висококарбонатні вапняки використовуються як сировина для випалювання вапна, а також як бутовий камінь та щебінь.

Найчистіші вапняки з високим вмістом карбонату кальцію використовуються у цукровій промисловості.

Сировина для цементної промисловості.
Як сировину для виготовлення цементу та вапна використовують головним чином тортонські літотамнієві вапняки, значно поширені на південно-західній окраїні Східно-Європейської платформи. Кар'єри по видобуванню цих вапняків є у Львівсько-Ровенському Розточчі, Опіллі, Поділлі та ін. На базі літотамнієвих вапняків працює великий цементний завод в с. Розвадові Миколаївського р-ну Львівської обл. Наявність великих запасів тортонських літотамнієвих вапняків у Львівській, Тернопільській та Хмельницькій областях, сприятливі умови їх залягання та близькість шляхів відкривають широку перспективу для їх використання.

Пісковики як будівельний матеріал у неогенових відкладах великого значення не мають. Вони спостерігаються у тортонських відкладах Львівської обл., нижньосарматських Тернопільської обл., середньо-, верхньосарматських та понтинських Запорізької обл. Ці пісковики застосовуються як матеріал для шляхового будівництва та під фундаменти невеликих споруд. Вапнисті відміни пісковиків використовуються як тесовий камінь (тортон Чернівецької обл.).

Піски у неогеновому розрізі займають велике місце. Вони значно розвинуті у тортоні, сарматі та кімерії. В інших стратиграфічних підрозділах неогену поширені мало.

Переважає більшість неогенових пісків вживається при шляховому будівництві (як домішка до цементу) і лише окремі відміни так званого чистого піску використовуються для виготовлення скла та посуду.

Піски, що застосовуються у будівництві, досить поширені у тортоні Львівської, Тернопільської та Хмельницької областей, де вони добуваються в кар'єрах на схилах річкових долин, балок та в ярах.

Невелике родовище грубозернистих пісків конкського горизонту спостерігається на правому березі р. Конки біля с. Новогорівки Запорізької обл.

Велике значення мають нижньо- та середньосарматські піски у Тернопільській, Ровенській, Хмельницькій, Херсонській і Запорізькій областях, де вони використовуються у шляховому будівництві та як заповнювач для бетону, а окремі відміни цих пісків — для виготовлення скляного посуду.

Глини мають значне поширення у неогеновому розрізі України, але практично використовуються далеко не всі. Для виготовлення цегли та черепиці вживаються лише деякі відміни глин. Зокрема, для виготовлення вогнетривкої цегли застосовуються темно-сірі, сірі, жовтуваті-сірі глини, пов'язані з буровугільними родовищами (села Нестеров, Почаїв, Золочів, Залісці, Куни, Лопушне, міста Коломия, Кременець та ін.). Значна кількість цих глин широко використовується колгоспами та кооперативними організаціями для виготовлення посуду (села Золочів, Лопушне, міста Коломия, Кременець).

Широко відомі вогнетривкі глини Часового Яру та суміжної з ним території (Часово-Ярське, Курдюмове, Карловське, Артемівське та Попасянське родовища). Вогнетривкість цих глин середня або нижче від середньої. Утворилися ці глини протягом пізньоконкського-ранньосарматського часу.

Трепел та трепеловидні породи спостерігаються головним чином у середньо- та нижньосарматських відкладах Волино-Поділля у вигляді малопотужних верств. Практичного значення неогенові родовища трепелу не мають.

Гіпс та ангідрит значно поширені у тортонських відкладах Передкарпаття та південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи. У Передкарпатті гіпси залягають у кровлі соленосної фації середнього міоцену у вигляді так званих гіпсових шляп і простежуються від західного кордону України до Чернівецької обл.

На південно-західній окраїні платформи, вздовж Дністра, гіпси поширені серед тортонських відкладів у вигляді витягнутого з північного заходу на південний схід самостійного тіла, у північно-західній частині залягають окремими островами, але промислового значення не втрачають. Потужність гіпсу змінюється від кількох до 20—30 м.

На описаній території спостерігаються дві відміни гіпсів: дрібнозерниста та крупнозерниста. Дрібнозернистий гіпс (алебастр) залягає великими тілами ізолювано або разом з крупнозернистим, частіше ясно-жовтого кольору, рідко білого, жовтувато-сірого, сірого та строкато-жовтувато-сірого.

Крупнозернистий гіпс переважно сірого кольору, рідко безколірний, прозорий або має слабо-жовтувате забарвлення. Серед крупнозернистих відмін гіпсу часто спостерігаються гнізда — друзи, складені витягнутими клиновидними кристалами значних розмірів.

Гіпси та ангідрити даної території використовуються для виготовлення алебастру, штучного мармуру, як декоративно-облицювальний камінь, будівельний матеріал для різних предметів домашнього вжитку (настільних ламп, скриньок, пресів, чорнильник, попільничок, пудрениць та ін.). Для виготовлення алебастру застосовуються переважно дрібнозернисті відміни гіпсу (наприклад, в районі сіл Щирця, Бібрки, Рогатина, Жидачева, Комарова та ін.). У цих місцях ще з давніх часів є кар'єри по добуванню гіпсів. Оскільки запаси гіпсів дуже великі, то розвиток підприємств по виробництву алебастру варто значно збільшити. Крім того, умови добування гіпсів досить сприятливі. Для будівництва (під фундамент та для укладки стін) використовуються гіпси з кар'єрів правого берега рік Ворони та Бистриці.

Як облицювальний матеріал застосовуються гіпси с. Журавків Львівської обл. У цих районах добуваються гіпси для виготовлення предметів домашнього вжитку. Порівняно мало гіпсу вживається для виготовлення штучного мармуру, потреб медицини та на добрива під луки.

Сировина для хімічної промисловості. До цього типу корисних копалин відносяться натрові і калійні солі, сірка, бентоніти.

Солі. *Натрова (кам'яна) сіль* має велике поширення у середньоміценових відкладах Передкарпаття та Закарпаття.

У Передкарпатті родовища солі простежуються суцільними верствами від с. Добромила на заході до державного кордону з Румунією на сході. Кам'яна сіль Передкарпаття генетично пов'язана з гіпсом, ангідритом, глинистими або мергелистими відкладами тортону. Майже повсюдно вона залягає у вигляді верств або проверстків разом з калійними та іншими солями. Видобування кам'яної солі ведеться з давніх часів для потреб харчування і лише на початку XX ст. почали використовувати її як сировину для хімічної промисловості.

Добування кам'яної солі провадиться шахтним способом та шляхом випаровування з природних джерел і штучно утворених солоних розчинів в шахтах, залитих прісною водою. Запаси кам'яної солі у Передкарпатті дуже великі, тому на їх базі кількість підприємств по її видобутку можна значно збільшити. Головні центри по видобуванню кам'яної солі розташовані в Добромилському, Болахівському, Долинському, Калуському, Ділятинському, Ланчинському, Косівському та інших районах.

У Закарпатті (Солотвинська западина) родовища кам'яної солі генетично пов'язані з відкладами тереблінської світи середнього міоцену. Промислові родовища кам'яної солі приурочені до нижньої частини цієї світи, а у верхній частині вона спостерігається у вигляді проверстків, лінз або невеликих включень.

Відклади тереблінської світи дуже дислоковані, і кам'яна сіль подекуди виходить на денну поверхню або залягає неглибоко. Найкращі відслонення кам'яної солі спостерігаються в с. Солотвині, де з давніх часів її добувають і використовують як кухонну та сировину для хімічної промисловості.

З кам'яною сіллю Закарпаття генетично пов'язані гіпс, ангідрит та інші солі, але запаси їх малі і практичного значення не мають.

Калійні солі на території України поширені у Передкарпатті в галогенній фації середнього міоцену. На відміну від кам'яної, калійні солі спостерігаються порівняно на невеликих ділянках соленосного пасма середньоміоценових порід.

У межах даної території калійні солі представлені кількома відмінами. Найпоширенішими є карналіт, каїніт, тверда сіль — сильвін, сильвініт, лангбейніт.

Промислове добування калійних солей провадиться лише в районах Калуша та Стебника, де зосереджена промисловість комплексного видобування і переробки калійних та інших солей (зокрема, кам'яної солі).

Сірка. На Україні родовища сірки відомі в тортонських відкладах Передкарпаття, де вона залягає у вигляді гнізд у пустотах вапняків.

Бентонітові глини у розрізі неогенових відкладів спостерігаються лише у верхньотортонських та нижньосарматських утвореннях. У нижньотортонських відкладах бентонітові глини залягають частіше в нижній частині розрізу у вигляді проверстків потужністю від кількох до 20—30 см. Родовища верхньотортонських бентонітів спостерігаються в районах Рави-Руської, Львова, Золочева, Старого Почаєва, Миколаєва, Городка, Нової Ушиці, Кельменців та в Черкаській обл. (села Дашуківка, Лисянка).

Нижньосарматські бентонітові глини залягають у вигляді тонких проверстків потужністю від 1—5 до 50—80 см у нижній та верхній частинах розрізу. Нижній горизонт бентонітових глин завжди має більшу потужність. Верхній горизонт складається з численних тонких проверстків бентоніту, які переверстовуються з трепелом, глиною, черепашковим детритом. Верхній горизонт бентонітових глин значно поширений на Волино-Поділлі, але практичного значення не має.

З міоценовими відкладами пов'язані родовища бентонітових та палігорськітових глин Черкаської обл.

Алуніти поширені у Закарпатті (на південь від м. Берегового). Утворилися вони внаслідок зміни ефузивно-туфогенних порід. З алунітової руди одержують сірчано-кислий глинозем та галуни. Алунітові руди можуть бути використані для виготовлення пеноалуніту, облицювальних плиток, фаянсу, посуду тощо.

Перліти. Перліти—склуваті ефузивні породи, приурочені до апікальних частин ліпаритових та ліпарито-дацитових масивів і поширені на Закарпатті (Вигорлат-Гутинська вулканічна зона та Берегівський р-н). Вік перлітів сарматський та пліоценовий. Вони використовуються як тепло-звукоізоляційний матеріал, а також можуть служити легким та надлегким заповнювачем для бетону.

Мінеральні фарби. Поклади мінеральних фарб є у Закарпатті, де вони пов'язані з корою вивітрювання туфогенно-ефузивних порід неогенового віку (район міст Берегового, Іршави, Виноградова, Хуста).

Родовища мінеральних фарб утворювались внаслідок вивітрювання та збагачення гідрооксидами заліза ефузивних і туфогенних порід. Ці фарби

мають яскраве забарвлення від білого до червоного. Здебільшого—це вохри.

Завдяки високій якості фарби можна застосовувати не лише для побутових потреб, а й у мистецтві.

Невеликі родовища фарбувальних глин неогенового віку є в Кіровоградській області (Ляхівське, Ровнянське родовища). Глини можна використовувати для виготовлення темної вохри.

Горючі корисні копалини. Нафта. Нафтові родовища неогенового часу поширені лише у Передкарпатті. Вони пов'язані з нижньоміоценовими відкладами воротищенської світи. Відклади цієї світи поширені в районах Волі Блажівської, Борислава, Трускавця, Болехова, Долини, Дзвинячого, Старуні і повсюдно мають нафтопрояви, але промислові малодебітні родовища нафти виявлено лише біля Борислава, Долини та Болехова. В кінці XIX ст. у Бориславі та біля Болехова видобували нафту з воротищенських відкладів неглибокими колодзями і свердловинами. Останнім часом видобування нафти з воротищенських відкладів через слабкий її притік не провадиться.

Прояви нафти спостерігаються також у міоценових відкладах Керченського п-ова, але промислових родовищ там немає.

Горючий газ. Поряд з нафтою міоценові відклади Передкарпаття містять багаті родовища горючого газу.

У Передкарпатті виявлено родовища горючого газу в районах Борислава, Дашави, Валькова, Пашева, Урича, Биткова, Космача, Долини та ін. Проте найважливішим з них є Дашавське та Долинське.

Наявність горючого газу в Передкарпатті відома давно, але промислове використання його почали лише в кінці XIX ст. Крім місцевих побутових потреб горючий газ використовували при соледобуванні у Калуші, Стебнику та ін. На початку XX ст. і до Великої Вітчизняної війни газова промисловість значно розширилась. На постачання горючим газом для побутових потреб і підприємств місцевої промисловості переведені такі міста, як Борислав, Дрогобич, Львів, Стрий та ін.

Найбільшого розвитку досягла газова промисловість у Передкарпатті після війни, коли було введено в експлуатацію газопроводи Дашава — Київ, Дашава — Москва.

Порівняно невелике родовище горючого газу пов'язане з середньосарматськими відкладами Призов'я (села Приморський Посад, Чкалово та ін.).

Буре вугілля. Родовища бурого вугілля, генетично пов'язані з міоценовими відкладами, спостерігаються головним чином на південно-західній окраїні Східно-Європейської платформи (Львівсько-Равське Розточчя, Опілля), у Передкарпатті (Коломийсько-Івано-Франківська група родовищ) та Закарпатті. Незначні прояви вугленосності спостерігаються на Волино-Поділлі та в Причорноморській западині.

Переважає більшість буровугільних родовищ утворилася в бережних умовах нижньотортонського моря, де нагромаджувався рослинний матеріал, принесений водними потоками з суші. До нижньотортонських родовищ бурого вугілля віднесені: Порпличська, Нестерівська, Золочівська, Почаївська та Коломийська групи родовищ. Буре вугілля в них залягає у вигляді неправильної форми лінз, головним чином в нижній частині нижньотортонського розрізу; в одних місцях — безпосередньо на верхньокрейдових породах, в інших — на нижньотортонських глинах. Покривається вугілля частіше глинами та пісками. Кількість вугільних пластів змінюється від одного до чотирьох, потужністю від 0,2 до 1,5—3,5 м.

Кременецька група родовищ бурого вугілля (м. Кременець, села Жолоби, Шумське, Залісці та ін.) утворилась на початку ранньосарматського часу, певно за умов мілководних заток, в яких нагромаджувався рослинний матеріал. Залягає нижньосарматське вугілля на породах верхньої крейди, глинах нижнього сармату у вигляді невеликих лінз або тонких пластів.

Видобування сарматського бурого вугілля для побутових потреб населення та місцевої промисловості провадилось лише в Кременці, але у зв'язку з нерентабельністю воно припинено.

Буре вугілля в Закарпатті пов'язане в основному з верхньопанонськими та верхньопліоценовими відкладами. Воно залягає у вигляді лінз і проєктивів у товщі ефузивів та піщано-глинистих відкладів.

Найбільші родовища бурого вугілля та лігніту верхньопліоценового віку, які мають значні запаси і використовуються для місцевих потреб, розташовані в районах Великого Раковця, Березинки, Великої Доброні, м. Ужгорода та ін. Закарпатське буре вугілля вживалося головним чином як паливо. Останнім часом дослідженнями встановлено, що використання його як хімічної сировини дасть значно більший економічний ефект.

О з о к е р и т. Родовища озокериту, або «гірського воску», відомі з кінця XVIII ст. Як мінеральну сировину з Бориславського родовища його вивчили лише у 1940 р. Згодом, у 1955 р., проведено розшукові роботи в інших місцях і почато видобування озокериту в районі Борислава, Самбіра. Пізніше родовища озокериту виявлено в селах Старуні та Дзвинячому Івано-Франківської обл. та в інших районах Передкарпаття.

Родовища озокериту в Передкарпатті пов'язані з олігоценними і соленосними міоценовими відкладами.

Найціннішою корисною копалиною є вода. З неогеновими відкладами на території України пов'язані: прісна вода (головне джерело водопостачання), термальні (Керченський п-ів) та мінеральні (Карпати) води.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрукина Р. Е. К палеогеографии Галицийского залива. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, геол. сб., т. 19, 1955.
- Абрукина Р. Е. Стратиграфия сарматских отложений Северной Буковины и Северной Бессарабии. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, геол. сб., т. 19, 1955.
- Абрукина Р. Е. Сарматские трохиды Молдавии. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, геол. сб., т. 25, 1957.
- Алексеев А. К. Геологические исследования по р. Днестру в районе Каменка — Сорочки. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 32, 1908.
- Алексеев А. К. Геологические исследования по долине р. Большой Куяльник. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 36, 1910.
- Алексеев А. К. Фауна позвоночных д. Ново-Елизаветовки. Одесса, 1915.
- Алексеев А. К., Гапонов Е. А., Крокос В. И. Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях в Тираспольском уезде Херсонской губернии, произведенных летом 1914 г. Ежегодник по геол. и мин. России, т. 17, № 6—7, 1916.
- Али-заде А. А. Верхнетретичные отложения юго-западного Туркменистана. Труды Совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд-во АН АзССР, Баку, 1959.
- Али-заде А. А. Акчагыльские представители рода *Dreissensia*. Изд-во АН АзССР, Баку, 1961.
- Али-заде А. А. Акчагыл Туркменистана, т. 1. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Али-заде К. А. Акчагыльский ярус Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1954.
- Алферьев Б. А. Геологоразведочные работы на нефть в юго-восточной части Керченского полуострова. Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 58, 1931.
- Алферьев Г. П. К вопросу о тектоническом и стратиграфическом положении трюскавских конгломератов района Борислава. Труды Карпатск. НИИ, вып. 1, М., 1949.
- Алферьев Г. П. К стратиграфии и литологии палеогена района г. Борислава. Труды Карпатск. НИИ, вып. 1, М., 1919.
- Ананашвили Г. Д. О тарханских слоях Лечхуми (Зап. Грузия). Тезисы докл. III Закавказск. конф. молод. научн. раб. геол. ин-тов АН АзССР, АН АрмССР и АН ГССР, 1960.
- Ананашвили Г. Д. О нижних горизонтах миоцена в западной части Рача-Лечхумской синклинали. Изд-во Геол. о-ва Грузии, т. 2, вып. 2, 1962.
- Ананова В. Н. Новые данные о сарматской растительности в низовьях Днепра. Бот. журн. АН СССР, № 2, 1952.
- Андрусов Н. И. Заметка о геологических исследованиях в окрестностях города Керчи. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 9, вып. 1, 1883.
- Андрусов Н. И. Геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1882 и 1883 годах. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 9, вып. 2, 1884.
- Андрусов Н. И. О характере миоценовых осадков Крыма. Труды СПб. о-ва естествоисп., т. 17, вып. 2, 1886.
- Андрусов Н. И. Геологические исследования в западной половине Керченского полуострова, произведенные летом 1884 г. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 11, вып. 2, 1887.
- Андрусов Н. И. Горизонт со *Spaniodon barbati* Stuck. в Крыму и на Кавказе. Труды СПб. о-ва естествоисп., отд. геол. и мин., т. 19, 1888.
- Андрусов Н. И. Керченский известняк и его фауна. Зап. Спб. минер. о-ва, сер. 2, т. 26, 1890.
- Андрусов Н. И. О характере и происхождении сарматской фауны. Горн. журн., т. 1, № 2, 1891.
- Андрусов Н. И. Геотектоника Керченского полуострова. Материалы для геолог. России, т. 16, 1893.
- Андрусов Н. И. Предварительный отчет о геологической поездке в Румынию летом 1893 г. Зап. АН, сер. 8, т. 1, № 4, 1894.

- А н д р у с о в Н. И. Южнорусские неогеновые отложения. Часть I. Древний миоцен. Зап. СПб. минер. о-ва, ч. 34, вып. 2, 1896.
- А н д р у с о в Н. И. Ископаемые и живущие *Dreissensidae* Евразии. Труды СПб. о-ва естествоисп., отд. геол. и мин., т. 25, 1897.
- А н д р у с о в Н. И. Некоторые замечания о взаимных отношениях верхнетретичных отложений России, Румынии и Австро-Венгрии. Труды СПб. о-ва естествоисп., т. 28, вып. 1, 1897а.
- А н д р у с о в Н. И. К вопросу о классификации южнорусских неогеновых пластов. Уч. зап. Юрьевск. ун-та, № 2, 1898.
- А н д р у с о в Н. И. Замечания о миоцене Прикаспийских стран. Изв. Геол. ком., т. 18, № 7, 1899.
- А н д р у с о в Н. И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. Труды Геол. ком., т. 15, № 4, 1902.
- А н д р у с о в Н. И. Следы палиодинозов пластов в Южной России. Зап. Киевск. о-ва естествоисп., т. 20, вып. 3, 1908.
- А н д р у с о в Н. И. Материалы к познанию прикаспийского неогена, ч. 2. Понтические пласты Шемахинского уезда. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 40, 1909а.
- А н д р у с о в Н. И. Критические заметки о русском неогене. Зап. Киевск. о-ва естествоисп., т. 21, вып. 1, 1909б.
- А н д р у с о в Н. И. Конский горизонт (фоладовые пласты). Труды Геол. и мин. музея АН, т. 2, вып. 6, 1917а.
- А н д р у с о в Н. И. Понтический ярус. — В кн.: Геология России, т. 4, ч. 2. Неоген, ч. 2. Плиоцен, 2. Изд-во Геол. ком., Петроград, 1917б.
- А н д р у с о в Н. И. Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. Рос. АН, сер. 6, т. 12, № 8, 1918а.
- А н д р у с о в Н. И. О возрасте фауны млекопитающих Пикерми. Изв. Рос. АН, сер. 6, т. 12, № 2-3, 1918б.
- А н д р у с о в Н. И. Апшеронский ярус. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 110, 1923.
- А н д р у с о в Н. И. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнемиоценовую, плиоценовую и послетретичную эпохи. БМОИП, т. 34, отд. геол., т. 4, вып. 3-4, 1926.
- А н д р у с о в Н. И. Южнорусский плиоцен по новейшим исследованиям. Азерб. нефт. хоз., № 6-7, 1928.
- А н д р у с о в Н. И. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. — В кн.: Геология СССР, т. 4, ч. 2, вып. 3. Изд-во Геол. ком., Л., 1929.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Карта и разрезы осадков дна Черного моря. БМОИП, отд. геол., т. 36, № 1, 1928.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Б л о х и н А. Л., О с и п о в С. С. Геологические исследования в восточной части Керченского полуострова в 1926 г. Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 13, 1930.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., М е н н е р В. В. и др. Геологические исследования в средней и западной части Керченского полуострова в 1927 г. Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 13, 1930.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., С т р а х о в Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Ш а т с к и й Н. С. и др. Геологическое строение западной окраины Донецкого бассейна. Труды особой комиссии по исслед. КМА, вып. 5, 1924.
- Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской РСР (з элементами литофаций). Вид-во АН УРСР, К., 1960.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, ч. 2. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1961.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 4. «Недра», М., 1967.
- Б а г д а с а р я н К. Г. Некоторые новые данные о тарханском горизонте Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. 32, № 2, Тбилиси, 1959.
- Б а й к о в с к а я Т. Н. О неогеновой флоре Закарпатской области УССР. Труды Львовск. геол. о-ва, сер. палеонт., вып. 2, 1953.
- Б а р а н о в а Н. М. Особливості петрографічного складу кінських та нижньосарматських відкладів у басейні р. Кінської. Геол. журн. АН УРСР, т. 11, вып. 4, 1951.
- Б а р а н о в а Н. М. Про мезо-кайнозойські відклади басейну р. Грузький Еланчик. ДАН УРСР, № 6, 1955.
- Б а р а н о в а Н. М., М о л я в к о Г. І., Б о р и с е н к о С. Т. Третинні відклади південно-східної частини України. Вид-во АН УРСР, К., 1960.
- Б а р б о т д е М а р н и Н. П. О геологическом возрасте степного известняка на юге России. Горн. журн., № 4, 1862.
- Б а р б о т д е М а р н и Н. П. Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию в 1865 г. — В кн.: Юбилейный сборник СПб. мин. о-ва, 1867.
- Б а р б о т д е М а р н и Н. П. Сарматский ярус миоценовой формации. Горн. журн., вып. 3, № 7, 1867.
- Б а р б о т д е М а р н и Н. П. Геологический очерк Херсонской губернии, СПб., 1869а.
- Б а р б о т д е М а р н и Н. П. О балтском ярусе третичной почвы Южной России. Зап. мин. о-ва, т. 4, 1869б.
- Б а р г И. М. Гельветские отложения Южной Украины. ДАН СССР, т. 180, № 1, 1968.

- Барт І. М. Молюски томаківських верств та їх біостратиграфічне значення. ДАН УРСР, сер. Б, № 2, 1969.
- Барт І. М., Носовский М. Ф., Пишванова Л. С. О стратиграфическом положении маячковой свиты Южной Украины. — В сб.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 5, 1972.
- Басс Ю. Б., Дідковський В. Я. та ін. Нові дані про поширення чокрацьких відкладів у Причорноморській западині. Геол. журн. АН УРСР, т. 19, вип. 6, 1959.
- Баярунас М. В. Фауна ставропольских миоценовых песков. Зап. Киевск. о-ва естествозн., т. 21, вып. 3, 1910.
- Белокрыс Л. С. Стратиграфия и фауна моллюсков сарматских отложений Борисфенского залива. Автореф. канд. дис. К., 1963.
- Белокрыс Л. С. К биостратиграфии нижнесарматских отложений Борисфенского залива. Изв. высш. учебн. зав., Геол. и разв., № 2, 1963.
- Белокрыс Л. С. «Карликовость» сарматских моллюсков на ракушечниковоилистых биотопах Борисфенского залива. Изв. высш. учебн. зав., Геол. и разв., № 6, 1963.
- Белокрыс Л. С. Об эволюции сарматских мактрин в Борисфенском заливе. Палеонт. журн. АН СССР, № 1, 1963.
- Белокрыс Л. С. Изменчивость замка у сарматских мактрин Борисфенского залива. Палеонт. журн. АН СССР, № 3, 1963.
- Белокрыс Л. С. К биостратиграфии среднесарматских отложений Борисфенского залива и области степного Крыма. Изв. высш. учебн. зав., Геол. и разв., № 11, 1966.
- Белокрыс Л. С. Опреснялось ли Южно-Украинское сарматское море? Сов. геология, № 7, 1967.
- Белокрыс Л. С., Риздвянский К. Ф. К вопросу о возрасте толщи надрудных глин Николаевского марганцеворудного бассейна. Изв. высш. учебн. зав., Геол. и разв., № 8, 1958.
- Білокрис Л. С. Про присутність на півдні України морських відкладів ростовського горизонту верхнього сармату. Геол. журн. АН УРСР, т. 22, вип. 2, 1962.
- Білокрис Л. С. Стратиграфічний поділ сарматських відкладів Борисфенської затоки за фауною моллюсків. ДАН УРСР, № 8, 1962.
- Білокрис Л. С. До історії Борисфенської затоки в сарматському віці. ДАН УРСР, № 9, 1962.
- Білокрис Л. С. До умов існування і розвитку фауни моллюсків в Борисфенській затоці в сарматському віці. 36. праць Зоол. музею АН УРСР, № 32, 1963.
- Біленко Д. К. Матеріали геологічної історії долини верхнього і середнього Дніпра. Вид-во АН УРСР, К., 1939.
- Біленко Д. К. О куляльником возрасте богдановской эрозийной ступени левобережья Среднего Днепра. Сов. геология, № 1, 1941.
- Бланк М. Я. О неогеновых террасах Северного Донбасса. — В сб.: Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование, т. 6. «Недра», М., 1965.
- Бланк М. Я., Пигулин Б. В. О возрасте формирования рельефа Донбасса. Материалы Харьковск. отд. геогр. о-ва Украины, вып. 9. «Недра», 1970.
- Бобровник Д. П. До питання про генезис третинних кременистих пісковиків Донбасу. Укр. хім. журн., т. 9, кн. 62, 1936.
- Бобровник Д. П. Пепловый туф из окрестностей с. Буневичи Дрогобычской области. ДАН СССР, т. 72, № 5, 1950.
- Бобровник Д. П. Вулканические туфы некоторых пунктов юго-западной окраины Русской платформы. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1957.
- Богачев В. В. Новые данные о геологическом распространении спаниодонтов. Ежегодник по геол. и мин. России, т. 9, 1907.
- Богачев В. В. Миоценовые отложения г. Новочеркасска. Ежегодник по геол. и мин. России, т. 13, вып. 3-4, 1911.
- Богачев В. В. Материалы к ихтиофауне эоцического моря. ДАН СССР, т. 37, № 2, 1942.
- Богачев В. В. Амвросиевские нижнесарматские рыбы. ДАН СССР, т. 105, № 3, 1955.
- Богачев В. В. и Евсеев В. П. Апшеронская фауна в бассейне Азовского моря. ДАН СССР, т. 25, № 9, 1939.
- Богданов А. А. и Серова М. Я. О стратиграфическом положении соленосных свит в разрезе миоцена Предкарпатья. Уч. зап. МГУ, вып. 176, 1956.
- Богданович А. К. О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области. — В сб.: Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Труды ВНГРИ. Гостехиздат. Л.— М., 1947.
- Богданович О. К. і Дідковський В. Я. Про новий вид форамініфер *Dogielina kaplurenko* sp. nov. із середньосарматських відкладів України. Геол. журн. АН УРСР, т. 11, вип. 3, 1951.
- Богданович А. К., Мерклин Р. Л., Пишванова Л. С. Впечатления о миоцене Венгрии. БМОИП, отд. геол., т. 46, № 2, 1971.
- Бойко В. А. Нижнетортонские мшанки Воыно-Подольской плиты. Палеонт. сб., № 3, вып. 2, 1966.

- Бойко В. А., Звизда Ф. В. О нижнетортонских мшанках окрестностей Львова и их палеоэкологических особенностях. — В кн.: Сб. 2-й межвузовск. студ. геол. конф. Изд-во Львовск. ун-та, 1962.
- Бойко В. А., Звизда Ф. В. О нижнетортонских (тархан, чокрак) мшанках окрестностей Подяркова и их палеоэкологических особенностях. Тезисы докл. III межвузовск. студ. геол. конф. Изд-во Азерб. ун-та, Баку, 1963.
- Бойко В. А., Звизда Ф. В. Мшанки миоцена Воляно-Подольской плиты. — В кн.: Материалы науч. конф. вып. геол. ф-та Львовск. ун-та 1945—1965 гг. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Бондарчук В. Г. Еще о неогеновых и четвертичных террасах Украины. Сов. геология, № 9, 1939.
- Бондарчук В. Г. Геологічна будова УРСР. «Радянська школа», К., 1947.
- Бондарчук В. Г. Геологічна структура Причорноморської низовини. ДАН УРСР, № 1, 1950.
- Бондарчук В. Г. Геологія України. Вид-во АН УРСР, К., 1959.
- Борисяк А. А. Геологический очерк Изюмского уезда и прилегающей полосы Павлоградского и Змиевского уездов. Труды Геол. ком., нов. серия, вып. 3, 1905.
- Буров В. С. Об условиях накопления сарматских и палинонских отложений Закарпатья. Науч. докл. высш. шк., геол.-геогр. науки, № 1, 1958.
- Буров В. С. Некоторые вопросы стратиграфии нижних моласс Предкарпатского прогиба. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 10, 1966.
- Буров В. С., Шеремета В. Г. Верхнеплиоценовые образования Советского Закарпатья. Изв. высш. учебн. зав. Геол. и разв., № 7, 1959.
- Буров В. С., Глушак В. В. и др. Проект унифицированной схемы стратиграфии неогена западных областей Украины. Палеонт. сб., № 3, вып. 1, 1966.
- Буров В. С. и др. К вопросу о северо-восточной границе распространения флиша во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. Геол. журн., т. 29, вып. 3, 1969.
- Буриндин Л. В. Стратиграфическое распределение фауны фораминифер в миоценовых отложениях Закарпатья. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1957.
- Буряк В. Н. О стратиграфическом подразделении неогеновых отложений Западного Предкавказья. Труды КФВНИГаз, вып. 16, 1965.
- Буцк Ю. В. и др. Уникальное месторождение бурого угля северо-западных окраин Донбасса. Геол. журн., т. 26, вып. 6, 1966.
- Быховер Н. А., Вологдин А. Г. и др. Геология и полезные ископаемые Северной Буковины и Бессарабии. М.—Л., 1946.
- Вассоевич Н. Б., Эберзин А. Г. К вопросу о стратиграфии среднего плиоцена Черноморского бассейна. Труды НГРИ, серия А, вып. 1, Л., 1930.
- Великов Б. Г. Понтийский ярус Восточного Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1962.
- Венглинский И. В. О микропалеонтологических исследованиях среднемиоценовых отложений Верхне-Тиссенской впадины Закарпатской области. Труды Львовск. геол. о-ва, серия палеонт., вып. 2, 1953.
- Венглинский И. В. Микропалеонтологическая характеристика сарматских отложений Закарпатской области. Уч. зап. Львовск. ун-та, серия геол., т. 23, вып. 6, 1953.
- Венглинский И. В. Фораминиферы миоцена Закарпатья и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Львов, 1954.
- Венглинский И. В. Нові дані про стратиграфію міоценових відкладів району с. Вишкове Закарпатської області. ДАН УРСР, № 3, 1955.
- Венглинский И. В. О микрофауне среднемиоценовых отложений Береговского района Закарпатской области. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2-3, 1956.
- Венглієвський І. В. До питання про середньосарматські відклади Закарпатської області. Геол. журн. АН УРСР, т. 16, вип. 2, 1956а.
- Венглинский И. В. О цикламиновой зоне из тортонских отложений Закарпатья. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1957.
- Венглієвський І. В. Форамініфери міоцену Закарпаття. Вид-во АН УРСР, К., 1958.
- Венглинский И. В. Нові дані про спіральні середньоміоценових відкладів Закарпаття. Геол. журн. АН УРСР, т. 18, вип. 5, 1958.
- Венглинский И. В. К стратиграфии миоцена Закарпатского прогиба. Труды Науч.-произв. совещ. по пробл. нефтегаз. Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
- Венглієвський І. В. Біостратиграфія міоцену Закарпаття за фауною форамініфер. Вид-во АН УРСР, К., 1962.
- Венглинский И. В. О лагенидовой зоне из тортонских отложений Закарпатья. — В кн.: Геол. и геохим. тв. горюч. ископ., № 1. «Наукова думка», К., 1965.
- Венглинский И. В. Этапность развития комплексов фораминифер в миоцене Закарпатского прогиба. Международ. геол. конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов, 1968.
- Венглинский И. В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского внутреннего прогиба. Автореф. докт. дис., К., 1969.
- Венглієвський І. В. Біономія і батиметрія міоценових водойм Закарпатського прогину. — В кн.: Геол. і геохім. горюч. копалин, вип. 29. «Наукова думка», К., 1972.

- Венглі́нський І. В., Кітик В. І. До питання про межі поширення та стратиграфічне положення соленосної формації у Радянському Закарпатті. Геол. журн. АН УРСР, т. 20, вип. 6, 1960.
- Венглі́нський І. В., Кантолі́нський С. І., Терешук Г. С. Нові дані про поширення міоценових відкладів Закарпатського прогину. Геол. журн., т. 26, вип. 1, 1966.
- Венглі́нский И. В., Зайцева В. Н. К биостратиграфии пограничных слоев сармата и пannoна Закарпатского прогиба. Материалы VII Конгресса КБГА, 1967.
- Веселов А. О., Насад А. Г., Насад Н. П. Нові дані про нижньоміоценові відклади півдня України. ДАН УРСР, № 2, 1966.
- Веселов А. А., Краева Е. Я., Шекина Н. А. К вопросу о границе палеогена и неогена в Причерноморской впадине. ДАН СССР, т. 188, № 4, 1969.
- Веселов А. А., Куличенко В. Г., Молявко Г. И. О ярусном делении олигоцена и границе палеогена — неогена на территории УССР. Геол. журн., т. 32, вып. 2, 1972.
- Взнуздаев С. Т. Новые данные о сарматских рифовых известняках Молдавии. ДАН СССР, т. 90, № 4, 1953.
- Викторова Р. Е. и Ковалевский С. А. Акчагыл в Молдавии. ДАН СССР, т. 94, № 4, 1954.
- Виноградов Г. Г., Дідковський В. Я. Нові дані про вік та обсяг «балтської світи». Геол. журн., т. 24, вип. 1, 1964.
- Вознесенський О. Н. Розчленування ярусу червоно-бурих глин, що залягають у північному районі лівобережжя Нижнього Дніпра. Геол. журн. АН УРСР, т. 13, вип. 4, 1953.
- Волошина А. М. Два мікрофауністичні комплекси у верхньому тортоні південно-західного краю Російської платформи. ДАН УРСР, № 3, 1958.
- Воробьев В. П. Бентос Азовского моря. Труды АЗЧерНИРО, вып. 13, 1949.
- Выржиковский Р. Р. К вопросу о строении нижней части толщ сарматских отложений Западной Подольи и их взаимоотношение с подстилающими породами. Вісн. Укр. від. Геол. ком., вип. 5, 1924.
- Выржиковский Р. Р. Новая гряда сарматских рифовых известняков в Подольи. Вісн. Укр. від. Геол. ком., вип. 11, 1928.
- Выржиковский Р. Р. Заметка о «подольском ярусе» приднестровского неогена. Изв. Геол. ком., т. 48, вып. 4, 1929.
- Вялов О. С. Структура Карпат и Закарпатской области УССР. Труды Научн. геол. совещ. по нефти, озокериту и горюч. газам Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1949.
- Вялов О. С. Схема деления миоцена Предкарпатья. ДАН СССР, т. 78, № 5, 1951.
- Вялов О. С. Общее структурное подразделение западных областей УССР. Изв. АН УССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Вялов О. С. К стратиграфии миоцена Закарпатья. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2-3, 1956.
- Вялов О. С. Краткий очерк истории развития Восточных Карпат и сопредельных областей. Труды Львовск. геол. о-ва, серия геол., вып. 3, 1958.
- Вялов О. С. Неогеновые отложения западных областей Украинской ССР. Труды Совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд-во АН АЗССР, Баку, 1959.
- Вялов О. С. До питання про зміну схеми стратиграфії міоцену Закарпаття. ДАН УРСР, № 9, 1959.
- Вялов О. С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. «Наукова думка», К., 1965.
- Вялов О. С., Венглі́нський І. В., Утробін В. М. До питання про розчленування і нафтогазоносність розрізу свердловини № 1 на площі Залуж. — В кн.: Питання геол. та розвідки нафті і газових родовищ Карпатської зони, т. 3. Вид-во АН УРСР, К., 1961.
- Вялов О. С., Горецкий В. А. и др. Краткий геологический путеводитель по Львову. Изд-во Львовск. ун-та, 1954.
- Вялов О. С., Горецкий В. А. К стратиграфии тортонских отложений Волини и Подольи. ДАН СССР, т. 161, № 1, 1965.
- Вялов О. С., Гришкевич Г. Н. О возрасте и объеме бугловских слоев миоцена. ДАН СССР, т. 160, № 6, 1965.
- Вялов О. С., Гришкевич Г. Н. Коллоквиум по бугловским слоям во Львове. — В кн.: Бугловские слои миоцена. «Наукова думка», К., 1970.
- Вялов О. С., Гришкевич Г. Н. Описание основных разрезов бугловских слоев на Волини (путеводитель экскурсии). — В кн.: Бугловские слои миоцена. «Наукова думка», К., 1970.
- Вялов О. С., Гришкевич Г. Н. О некоторых дискуссионных вопросах, связанных с бугловскими слоями. — В кн.: Бугловские слои миоцена. «Наукова думка», К., 1970.
- Вялов О. С., Пишванова Л. С. Новые данные о фауне нижнего тортона Подольи. ДАН СССР, т. 126, № 4, 1959.

- Вялов О. С. и др. Схема стратиграфии миоцена Закарпатья. БМОИП, отд. геол., т. 37, № 5, 1962.
- Вялов О. С., Пишванова Л. С. Коллоквиум по неогену Паратетиса в Венгрии. Палеонт. сб., № 7, вып. 1, 1970.
- Вялов О. С., Флеров К. К. Ископаемые следы позвоночных в третичных отложениях Предкарпатья. БМОИП, отд. геол., т. 27, № 5, 1952.
- Гапеев А. А. Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна, с одной картой и 10 табл. — В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 123. Изд-во Геол. ком., Л., 1927.
- Гапонов Е. А. Ископаемые диатомовые из сарматских слоев Таврической губернии. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 39, 1912.
- Герун А. Ф. Новые палеонтологические данные о кузальничих отложениях в окрестностях Одессы. Труды Одесск. ун-та, сб. геол.-геогр. ф-та, т. 2, 1954.
- Глушко В. В. К вопросу о стратиграфическом положении радичских и добромыховских конгломератов. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1954.
- Глушко В. В. Очерк геологической истории Предкарпатского краевого прогиба. Труды ВНИИГаз, вып. 32, 1956.
- Глушко В. В. О свите свободских конгломератов Предкарпатья. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1957.
- Глушко В. В., Пишванова Л. С. О стратиграфии нижнетортонских отложений Предкарпатского краевого прогиба. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1954.
- Глушко В. В., Пишванова Л. С. Тортон в Добромыховских Карпатах. Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, вып. 1—3, сер. геол.-разв., № 2, 1959.
- Глушко В. В. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР. Гостехиздат, М., 1963.
- Гойжевский А. А. Континентальные среднемиоценовые отложения Северного Приазовья. ДАН УССР, № 7, 1970.
- Головкин В. П. Изменение фауны моллюсков отложений нижнего сармата окрестности с. Веселянка и сравнение их с фауной тех же отложений из других местонахождений. Труды Одесск. ун-та, сб. геол.-геогр. ф-та, т. 2, 1954.
- Голубков И. А. и Мятлюк Е. В. К вопросу о поляничих слоях Восточных Карпат. ДАН СССР, т. 66, № 1, 1949.
- Голубничая Л. М. Олигоцен и нижний миоцен. — В кн.: Геология СССР, т. 8, Крым, ч. 1. «Недра», М., 1969.
- Горецкий В. А. Сарматские моллюски из скважины с. Березинки Закарпатской области. Труды Львовск. геол. о-ва, серия палеонт. вып. 1, 1948.
- Горецкий В. А. О миоценовых моллюсках окрестностей с. Калины, Закарпатская обл. Труды Львовск. геол. о-ва, серия палеонт., вып. 1, 1948.
- Горецкий В. А. О барановских слоях нижнего тортон юго-западной окраины Русской платформы. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1954.
- Горецкий В. О. Фауна онкофорных шаров Поділля. Наук. зап. Природознавч. муз. Львівськ. філ. АН УРСР, т. 5, 1956.
- Горецкий В. А. Инфауна тортон некоторых местонахождений Волино-Подолни. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1957.
- Горецкий В. А. Новые данные о слоях с ржегажками (онкофорами) на Подолни. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7-8, 1961.
- Горецкий В. О. До біостратиграфії міоценових відкладів Волино-Поділля. Вісник Львівськ. ун-ту, серія геол., № 1, 1962.
- Горецкий В. А. и др. Стратиграфическое расчленение неогеновых отложений платформенной Украины. Геол. журн., т. 34, вып. 6, 1974.
- Горецкий В. А., Петрашкевич М. И., Гуридов А. И. К стратиграфии нижнего миоцена Солотвинской впадины Закарпатья. Науч. докл. высш. шк., геол.-геогр. науки, № 2, 1958.
- Горецкий В. А. и др. О фауне из известняков миоцена Закарпатья. Палеонт. сб., № 2, вып. 1, 1965.
- Григорович А. С. Перидинеи из пограничных слоев палеогена и неогена Причерноморской впадины. Палеонт. сб. № 9, вып. 2, 1972.
- Григорович-Березовский Н. А. Левантинские отложения Бессарабии и Молдавии. Изв. Варшавск. ун-та, вып. 11, 1915.
- Гришкевич Г. Н. Сарматские отложения Закарпатской области УССР. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2-3, 1956.
- Гришкевич Г. Н. Некоторые кардиниды из сармата Закарпатья. Палеонт. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1961.
- Гришкевич Г. Н. Бугловские слои и их стратиграфическое значение. — В кн.: Бугловские слои миоцена. «Наукова думка», К., 1970.
- Громов В. И. и др. Схема корреляции антропогенных отложений Евразии (к VII конгрессу INQUA). «Наука», М., 1965.
- Губкин И. М. Проблема акачгыла в свете новых данных. Изд-во АН СССР, Л., 1931.
- Гуревич К. Я. К вопросу о стратиграфии третичных осадков солотвинской впадины (по данным опорного бурения). Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2-3, 1956.
- Гуревич К. Я. Даниловская опорная скважина. — В кн.: Опорные скважины СССР. Гостехиздат, М.—Л., 1960.

- Гуржий Д. В. и Рипун М. Б. Миоценовые вулканические туфы Черновицкой и Станиславской областей. Геол. журн. АН УССР, т. 11, вып. 5, 1951.
- Гуров А. В. Геологические исследования в южной части Харьковской губернии и прилегающих местностях. Харьков, 1869.
- Гуров А. В. К геологии Екатеринославской и Харьковской губерний. Труды Харьк. о-ва испыт. прир., т. 16, 1883.
- Гуров А. В. Геологическое описание Полтавской губернии. Харьков, 1888.
- Гуров А. В. Гидрогеологическое исследование (изучение подземных и родниковых вод) Павлоградского и Бахмутского уездов Екатеринославской губернии ввиду обводнения и орошения края, с приложением главы о полезных ископаемых. Харьков, 1894.
- Дабегян Н. В., Мятлюк Е. В., Пишванова Л. С. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Закарпатья на основании изучения фауны фораминифер. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2-3, 1956.
- Давиташвили Л. Ш. Мэотический ярус. Атлас руководящих ископаемых. Труды Гос. исслед. нефт. ин-та, вып. 9, № 39, 1930.
- Давиташвили Л. Ш. Понтийский ярус. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Труды Гос. исслед. нефт. ин-та, т. 7, 1931а.
- Давиташвили Л. Ш. К истории мэотического бассейна. «Азерб. нефт. хоз.», № 1, 1931б.
- Давиташвили Л. Ш. Тарханский и чокракский горизонты. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области, I—II. Труды Гос. исслед. нефт. ин-та, 1932а.
- Давиташвили Л. Ш. Сарматский ярус. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. V. Труды Гос. исслед. нефт. ин-та, 1932б.
- Давиташвили Л. Ш. Заметки о проблемах стратиграфической палеонтологии кайнозоя Понто-Каспийской области. БМОИП, отд. геол., т. 10, вып. 1, 1932в.
- Давиташвили Л. Ш. Об эоцене фауны верхнетретичных отложений Крымско-Кавказской области и его назначение для разработки унифицированной шкалы этих отложений. Труды Совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области, АН АЗССР, Баку, 1959.
- Джанелидзе О. И. К вопросу стратиграфического положения тарханского горизонта. Сб. трудов Ин-та геол. АН ГССР, 1951.
- Джанелидзе О. И. Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. «Мецинереба», Тбилиси, 1970.
- Дідковський В. Я. Про мікрофауну неогенових відкладів деяких районів Молдавської РСР. ДАН УРСР, № 2, 1953.
- Дідковський В. Я. Про мікрофауну неогенових відкладів Одеського та суміжних районів. Геол. журн. АН УРСР, т. 12, вип. 4, 1952.
- Дідковський В. Я. Нові дані про поширення форамініфер з родини *Peneroplidae*. Геол. журн. АН УРСР, т. 15, вип. 2, 1955.
- Дідковський В. Я. До питання про філогенетичний розвиток роду *Articulina*. Геол. журн. АН УРСР, т. 18, вип. 1, 1958.
- Дидковский В. Я. Неогеновые отложения Молдавской ССР.— В кн.: Геология СССР, т. 5, 1958.
- Дідковський В. Я. Новий представник пенероплід *Neopeneroplis sarmaticus* gen. et sp. n. з середньосарматських відкладів України та Молдавії. ДАН УРСР, № 11, 1958.
- Дідковський В. Я. Про фауну форамініфер Азовського моря. ДАН УРСР, № 10, 1958.
- Дідковський В. Я. Викопні пенеропліди південно-західної частини Радянського Союзу. Вид-во АН УРСР, К., 1959а.
- Дідковський В. Я. Про мікрофауну відкладів коньського горизонту УРСР. ДАН УРСР, № 4, 1959б.
- Дідковський В. Я. Про мікрофауну нижнього сармату Причорноморської западини в межах УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. 19, вип. 3, 1959в.
- Дідковський В. Я. Фауна форамініфер північно-західної частини Чорного моря. Наук. зап. Одеск. біол. станції, вип. 1, 1959г.
- Дідковський В. Я. Про мікрофауну меотичних відкладів України та про межу між меотисом і понтом. ДАН УРСР, № 4, 1960.
- Дідковський В. Я. Міліоліди неогенових відкладів південно-західної частини Російської платформи (роди *Quinzeloculina* і *Triloculina*). Труды ІГН АН УРСР, серія стратиграф. та палеонт., вип. 39. Вид-во АН УРСР, К., 1961.
- Дідковський В. Я. Про мікрофауну середнього сармату Причорноморської западини в межах УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. 22, вип. 1, 1962.
- Дидковский В. Я. Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер. Автореф. докт. дис., К., 1964.
- Дидковский В. Я., Гудина В. И. О новых представителях фауны фораминифер из сармата Молдавской ССР. Изв. Молд. фил. АН СССР, № 7, 1958.
- Дидковский В. Я. и др. Стратиграфическая схема неогена Украинского щита. Геол. журн., т. 30, вып. 6, 1970.
- Дідковський В. Я., Сорочан О. А. З приводу статті Р. О. Вікторової і С. О. Ковалевського «Акчагыл в Молдавії». Геол. журн. АН УРСР, т. 14, вип. 3, 1954.

- Дикенштейн Г. Х. и др. Геология и нефтегазоносность Степного и Предгорного Крыма. Гостоптехиздат, 1958.
- Дмитриев Н. И. О количестве и возрасте террас Среднего Днепра. — В кн.: Землеведение, т. 39, вып. 1, 1937.
- Дмитриев Н. И. Яготинская и Остапьевская террасы Среднего Днепра и их аналоги в бассейне Среднего и Нижнего Дона. Наук. зап. Харківськ. пед. ін-ту, т. 9, 1946.
- Долгопольская М. А. и Паули В. Л. Foraminifera Черного моря района Карадагской биологической станции. Труды Карадагской биол. станции, вып. 4, 1932.
- Доленко Г. Н. Геология нефти и газа Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1962.
- Домгер В. Геологические исследования в западной части Криворожской жел. дороги. Южно-Русский горный листок, т. 3, 1881.
- Домгер В. Предварительный отчет о геологических исследованиях, проведенных летом 1882 г. Изв. Геол. ком., т. 2, 1883.
- Домгер В. Геологические исследования в Южной России в 1881—1884 гг. Труды Геол. ком., т. 20, № 1, 1902.
- Донская Л. В. К вопросу о конкских отложениях северо-восточного Приазовья Ростовской области. Материалы IV науч. конференц. аспирант. РГУ. Ростов-на-Дону, 1962.
- Дорофеев П. И. О находке поитической флоры на Украине. ДАН СССР, т. 102, № 5, 1955.
- Дорофеев П. И. Мэотическая флора из окрестностей г. Одессы. Труды Бот. ин-та АН УССР, серия I, вып. 11, 1955.
- Думитрашко Н. В. Середземноморська фауна м'якунів с. с. Січенець та Голозубинець на Кам'янецьч. Труды УНДГІ, т. 3, 1929.
- Думитрашко Н. В. Фауна середземноморських відкладів с. Кучі на Кам'янецьч. Вісн. Укр. від. Геол. ком., вып. 13, 1929.
- Евсеев Г. Ф. К вопросу о возрасте подольского «яруса». ДАН СССР, т. 67, № 1, 1949.
- Евсеев Г. Ф. Стратиграфия и фауна нижнего сармата Могилевского Приднестровья. Уч. зап. Харьковск. ун-та, т. 73, 1956.
- Егорова В. Е. К вопросу о нижнесарматских отложениях Одесского района. Труды ВНИГРИ, вып. 6, 1955.
- Еремينا Н. Т. О нахождении пылеви и спор в полтавской серии Донбасса. — В кн.: Трудовые и природные ресурсы левобережья Украины и их использование, т. 6. «Недра», 1965.
- Ермаков Н. П. К стратиграфии неогеновых отложений Советского Закарпатья. Труды Львовск. геол. о-ва, серия геол., вып. 1, 1948.
- Жгенти Е. М. Развитие моллюсковой фауны конкского горизонта Грузии. Труды Ин-та палеобиогеологии, т. 5, 1958.
- Жижченко Б. П. Миоценовые моллюски Восточного Предкавказья. Труды НГРИ, сер. А., вып. 38, 1934а.
- Жижченко Б. П. Заметки о фауне и о стратиграфическом положении чокракского горизонта. БМОИП, т. 12 (3), 1934б.
- Жижченко Б. П. Чокракские моллюски. Палеонтология СССР. т. 10, ч. 3. Изд-во АН СССР, 1936.
- Жижченко Б. П. О возрасте и фауне фолადовых слоев. Труды геол. сл. Грознефти, вып. 6, 1937.
- Жижченко Б. П. Новые данные о миоценовых моллюсках Восточного Предкавказья. Труды геол. сл. Грознефти, вып. 6, 1937.
- Жижченко Б. П. К изучению фаций второго средиземноморского яруса. Труды геол. сл. Грознефти, вып. 6, 1937.
- Жижченко Б. П. Нижний миоцен, средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. 12. Неоген СССР. Изд-во АН СССР, 1940.
- Жижченко Б. П. О палеогидрологическом методе стратиграфических исследований. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1948.
- Жижченко Б. П. История развития бассейна в Эвксинско-Каспийской области в плиоценовое время. БМОИП, отд. геол., т. 33 (1), 1948.
- Жижченко Б. П. Миоценовые отложения Черновицкого района. БМОИП, отд. геол., т. 27, вып. 2, 1952.
- Жижченко Б. П. Pectinidae миоцена Черновицкого района. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии нефти и газа. Гостоптехиздат, М., 1953а.
- Жижченко Б. П. Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Европейской части СССР и Северного Кавказа. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии нефти и газа. Гостоптехиздат, М., 1953б.
- Жижченко Б. П. Принципы корреляции и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. Труды ВНИИГаз. Гостоптехиздат, М., 1958.
- Жижченко Б. П. Моллюски. Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. Труды ВНИИГаз. Гостоптехиздат, М., 1959.
- Жижченко Б. П. К вопросу о стратиграфии и объеме нижнего миоцена. Сов. геология, № 4, 1964.

- Жиженко Б. П. Проект унифицированной схемы деления неоген-антропогенных отложений южных областей Советского Союза. Изд-во ВНИИГаз, М., 1968.
- Жиженко Б. П. Комплексность в решении вопросов стратиграфии кайнозойских отложений. Сов. геология, № 2, 1972.
- Закревська Г. В. До характеристики неогенових відкладів лівобережного пониззя Дніпра. Геол. журн. АН УРСР, т. 2, вип. 2, 1935.
- Заморій П. К. і Молявко Г. І. Геологічна історія Молочного лиману. ДАН УРСР, т. 8, вип. 1, 1941.
- Зелінська В. А. і др. Палеонтологический справочник, т. 1, 2. «Наукова думка», К., 1968.
- Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. 1, 2, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1951.
- Зенкевич Л. А. Моря СССР, их фауна и флора. Изд. 2-е. Изд-во АН СССР, М., 1956.
- Зиновьев М. С. О мелководных отложениях тарханского горизонта в Восточной Грузии и их возможных аналогах на юге Украины. Труды Львовск. геол. о-ва, серия палеонт., вып. 2, 1953.
- Зиновьев М. С. До питання про конкський горизонт міоцену півдня СРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. 15, вип. 4, 1955.
- Зиновьев М. С. Новые данные о конкских отложениях Ростовской области. ДАН СССР, т. 114, № 1, 1957.
- Зиновьев М. С. К вопросу о сопоставлении среднемиоценовых отложений Южной Украины и Крымско-Кавказской области. Труды Харьковск. горн. ин-та, т. 7, 1960.
- Зиновьев М. С. Еще раз о возрасте устричных слоев Карти. — В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
- Зиновьев М. С., Тесленко Ю. В. О конкских отложениях южной части Донбасса. Науч. Труды Харьковск. горн. ин-та, т. 6, 1958.
- Зосимович В. Ю. О полтавской свите по правобережью Среднего Днепра. Сб. науч. работ НИС КГУ, 1, 1963.
- Зосимович В. Ю. О стратиграфическом положении и возрасте так называемых сирашских слоев. Сб. науч. работ НИС КГУ, № 2, 1964.
- Зосимович В. Ю. Про мере олигоценових та міоценових відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині. Вісник Київськ. ун-ту, серія геол. та геогр., № 7, 1966.
- Зосимович В. Ю. Некоторые *Heterodonta* сивашского местонахождения фауны моллюсков. Палеонт. сб., № 5, вып. 2, 1966.
- Зосимович В. Ю., Ключников М. М., Носовський М. Ф. Про схему стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів платформеної частини УРСР. Геол. журн., т. 23, вип. 6, 1963.
- Зосимович В. Ю., Савронь Е. Б. Про нові знахідки моллюскової фауни у харківських відкладах західних окраїн Донбасу. ДАН УРСР, № 9, 1969.
- Иванова В. А. Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения юго-восточного Устуорта, Южного Приаралья и северо-восточных Заунгузских Каракумов. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология кайнозой газонефтеносных областей юга Советского Союза, вып. 31-32. «Недра», М., 1971.
- Иванов А. П. К истории сарматского моря. БМОИП, № 2-3, 1898.
- Ильинская И. А. Неогеновые флоры Закарпатской области УССР. — В кн.: Флора и фауна Карпат. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Ильинская И. А. Неогеновые флоры Закарпатской области УССР. «Наука», Л., 1968.
- Ильинская И. А., Шварева Н. И. Миоценовая флора Косова в Предкарпатье. Палеонт. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1961.
- Ильницкая Н. М. Об остракодах из глинистой фации понтических (подизвестняковых) отложений Черноморского побережья вблизи Одессы. Палеонт. журн. АН СССР, № 2, 1959.
- Ионко В. И. О нахождении ископаемых рыб в нижнесарматских отложениях МССР. Труды Одесск. ун-та, сб. геол.-геогр. ф-та, т. 2, 1954.
- Казакова В. П. Стратиграфия и фауна пластинчатожаберных моллюсков среднемиоценовых отложений Ополя. Труды МГРИ, т. 27, М., 1952.
- Каманин Л. Г., Слодкевич В. С. Находка спаниодонтелловых слоев и отложений первого средиземноморского яруса в районе Никопольских марганцевых месторождений. ДАН СССР, № 26, 1930.
- Каракаш Н. И. Условия залегания артезианских вод в Феодосийском уезде Таврической губернии. Труды СПб. о-ва естествоисп., т. 21, 1890.
- Карлов Н. Н. О возрасте и условиях образования мембранипоровых рифов Керченского полуострова. Изв. АН СССР, серия геол. № 6, 1937.
- Карлов Н. Н. Стратиграфия и фауна осадочной серии Апостоловского района Днепропетровской области. Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, т. 17 (1), 1940.
- Карлов Н. Н. Отпечаток листа миоценовой ивы из полтавских песчаников г. Днепропетровска. Науч. зап. Киевск. ун-та, т. 9, вып. 10. Геол. сб., № 3, 1950.
- Карлов Н. Н. Новые данные о времени и условиях отложения песков полтавского яруса. ДАН СССР, т. 90, № 6, 1953.
- Карлов Н. Н., Носовский М. Ф. О находке морской чокракской фауны в надрудной толще Никопольского района. БМОИП, отд. геол., т. 28, вып. 1, 1953.

- Кармышина Г. И. Развитие ачкагыльской и апшеронской микрофауны Прикаспийской синеклизы в связи с трансгрессиями и регрессиями в истории плиоценовых бассейнов. Труды V и VI сессий Всесоюз. палеонт. о-ва. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1962.
- Карякин Л. И. Изменение физико-географических условий от харьковского века к полтавскому. Науч. зап. Харьковск. пед. ин-та, вып. 9, 1946.
- Карякин Л. И. Терригенно-глауконито-кремнистая формация олигоцена Большого Донбасса. Тезисы докл. «Осад. формации Большого Донбасса и связанные с ними полезные ископаемые». 1959.
- Квалишвили Г. А. Онкофоровый (рзгакиевый) горизонт Евразии. Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1962.
- Клитченко И. Ф., Утробин В. Н. Геологическое строение и нефтегазоносность Закарпатского внутреннего прогиба.—В кн.: Проблема промышленной нефтеносности и газоносности западных областей УССР, т. 3. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Клюшников М. Н. Оглеупорные глины северо-западной части Донецкого бассейна. Труды ВИМС, т. 22, 1936.
- Клюшников М. Н., Левитский В. С. К вопросу о пестрых глинах Украины, как об оглеупорном сырье. Труды ВИМС, т. 22, 1936.
- Клюшников М. Н., Моляко Г. И. и др. Стратиграфическая легенда и схема палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Украинского щита и Донецкого бассейна для карт масштаба 1 : 50 000. «Наукова думка», К., 1968.
- Клюшников М. Н., Ожегова М. И., Потапенко С. В. Естественные типы динасового сырья. Гос. науч.-тех. изд-во Украины, Харьков, 1938.
- Клюшников М. Н., Онищенко О. М. Про крайні північні виходи морських неогенових відкладів в Дніпровсько-Донецькій западині. XI наукова сесія КДУ. Тези доповідей, 1954.
- Клюшников М. М., Онищенко О. М. Нові дані до стратиграфії третинних відкладів Західної окраїни Донецького басейну. Вісн. КДУ, № 1, серія геол. та геогр., вип. 1, 1958.
- Ковалевский С. А. Место и значение ачкагыла в стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины. БМОИП, отд. геол., т. 26, № 1, 1951.
- Коваль Я. М. Про нові родовища третинної флори на Україні й про вік шарів, що її містять. Зап. Н.-д. геол. ін-ту при ХДУ, т. 5, вип. 1, 1935.
- Коваль Я. М. О возрасте отложений полтавского яруса. Сов. геология, № 9, 1940.
- Коваль Я. М. Материалы для изучения полтавского яруса. 1. Новые данные о Тимском месторождении третичной флоры. Уч. зап. Харьковск. ун-та, т. 31, вып. 10, 1950.
- Коваль Я. М. О новом местонахождении третичной флоры Северного Приазовья. Уч. зап. Харьковск. ун-та, т. 61, 1955.
- Козяк Л. А. Значение палинологического анализа для изучения майкопских отложений Степного Крыма. Труды ВНИИГаз, вып. 10 (18), 1960.
- Колесников В. П. Фации сармата Танаисского залива. Изв. АН СССР, № 2-3, 1934.
- Колесников В. П. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, вып. 10, ч. 2, 1935.
- Колесников В. П. К изучению ачкагыльского яруса. Изв. АН СССР, № 6, 1936.
- Колесников В. П. Верхний миоцен. Нижний плиоцен. Стратиграфия СССР, т. 12, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1940.
- Комарова О. В. Палеоэкология тортоносных відкладів Придністров'я. Наук. щорічн. КДУ, 1956.
- Комарова О. В. До стратиграфії середньоміоценових відкладів південно-західної частини УРСР. Геол. зб. КДУ, № 7, 1957.
- Коненков Д. М. К вопросу о возрасте и генезисе песков полтавской толщи. БМОИП, отд. геол., т. 29, № 6, 1954.
- Коненков Д. М. Миоценовая фауна в песках полтавского яруса. Сб. работ НИИГ Днепропетровск. ун-та, т. 53, 1956.
- Константинов С. В. К вопросу об условиях залегания газа в третичных отложениях Бердянского уезда. Горн. журн., т. 1, 1915.
- Коралова В. В. Палеонтологическая характеристика майкопских отложений северной части Восточного Причерноморья (УССР). Сов. геология, № 4, 1964.
- Кореневский С. М. Некоторые замечания о Предкарпатском миоцене. БМОИП, отд. геол., т. 28 (4), 1952.
- Кореневский С. М. Геологические условия формирования неогеновых соляных залежей предгорий Карпат. ДАН СССР, т. 92, № 6, 1953.
- Кореневский С. М. Миоценовые вулканические туфы Предкаратья. Труды ВНИИГалургии, т. 29. Госхимиздат, М., 1954.
- Кореневский С. М. Условия формирования соленосных отложений и калийных залежей в междуречье Стрия и Быстрицы Надворнянской. Вопр. минер. осад. образ., кн. 3-4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Корнеева В. Г. Геологическое строение и нефтеносность юго-западного Предкаратья и прилегающей части Советских Карпат. Труды ВНИГНИ, вып. 141. Госпотехиздат, М., 1959.

- Коробков И. А. Моллюски среднего миоцена Мармарошской впадины Закарпатья. Труды ВНИГРИ, вып. 29. Гостоптехиздат, М., 1951.
- Коробков И. А., Плешаков И. Б. Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской области УССР. ДАН СССР, т. 12, № 3, 1948.
- Коровина Г. М. Микропалеонтологическая характеристика олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Западного Колет-Дага, Северного Прикарпатского и Горного Маньшпака. Труды ВНИГРИ, вып. 39. «Недра», М., 1964.
- Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. Труды ГИН АН СССР, вып. 110, серия геол., № 56, 1952.
- Корценштейн В. Н. К стратиграфии и литологии сарматских отложений Западного Причерноморья. ДАН СССР, т. 84, № 6, 1952.
- Костюк В. П. Геолого-петрографический очерк магматизма Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1961.
- Кожмджиева Е. Върху някои особености на стратиграфията на каратана във Варненско. Изв. на научнотел. ин-тут, т. 2, София, 1965.
- Краева Е. Я. Фораминиферные комплексы верхнеоценовых и олигоценовых отложений Причерноморской впадины. — В кн.: Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Краева Е. Я., Зелінська В. О., Чеханська Г. М. Про верхню межу олигоцену та його фауністичну характеристику в Північному Причорномор'ї. ДАН УРСР, № 3, 1966.
- Крашенинникова О. В. До літології верхньотретинних відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Геол. журн. АН УРСР, т. 9, вип. 4, 1948.
- Крашенинникова О. В. До стратиграфії горішньотретинних відкладів південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини на основі мінерало-петрографічного дослідження порід. Геол. журн. АН УРСР, т. 9, вип. 1-2, 1948.
- Крашенинникова О. В. Неогеновые отложения Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Геология СССР, т. 5. Госгеолгиздат, 1958.
- Крашенинникова О. В., Слензак И. Е. Неоген Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во КГУ, 1951.
- Крашенинников В. А. Фораминиферы. — В кн.: Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. Труды ВНИИГаз. Гостоптехиздат, М., 1959.
- Крашенинников В. А. Изменение комплексов фораминифер в ритмах осадконакопления миоценовых отложений юго-запада Русской платформы. — В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 4. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. Труды ГИН АН СССР, вып. 220. «Наука», М., 1971.
- Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. Труды ГИН АН СССР, вып. 233. «Наука», М., 1973.
- Крестовников В. Н. К стратиграфии плиоцена Таманского полуострова и прилегающих частей Кубани. БМОИП, отд. геол., т. 6, вып. 2, 1928.
- Криштофович А. Н. Новые находки молодой третичной и послетретичной флоры в южной России. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 39, 1912.
- Криштофович А. Н. Последние находки остатков сарматской и мезотической флоры на юге России. Изв. АН, сер. 8, т. 8, 1914.
- Криштофович А. Н. Исследования в районе р. Крынки и Миуса Таганрогского округа. Изв. Геол. ком., т. 35, № 1, 1916.
- Криштофович А. Н. Миоценовая флора Украины и ее связь через Урал с третичной флорой Азии. Зб. пам'яті акад. О. В. Фомина, К., 1938.
- Криштофович А. Н., Байковская Т. Н. Сарматские растения из Амвросиевки в Донецком бассейне. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1951.
- Криштофович А. Н., Байковская Т. Н. Сарматская флора Крынки. «Наука», М., 1965.
- Кудрин Л. Н. Семейство устричных в западных областях УССР и Закарпатья и его значение для стратиграфии. Труды Львовск. геол. о-ва, серия палеонт., вып. 2, 1953.
- Кудрин Л. Н. Об онкондио-рифогенных зонах нижнего тортона на территории юго-западной окраины Русской платформы. ДАН СССР, т. 97, № 2, 1954а.
- Кудрин Л. Н. Гельвет юго-западной окраины Русской платформы. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1954б.
- Кудрин Л. Н. О конкском горизонте миоцена. Уч. зап. Львовск. ун-та, серия геол., т. 31, вып. 7, 1951в.
- Кудрин Л. Н. Гипсы верхнего тортона юго-западной окраины Русской платформы. Уч. зап. Львовск. ун-та, серия геол., т. 35, вып. 8, 1955.
- Кудрин Л. Н. Об отсутствии палеогеновых отложений на юго-западной окраине Русской платформы. ДАН СССР, т. 102, № 2, 1955.
- Кудрин Л. Н. К стратиграфии и палеогеографии миоценовых отложений юго-западной окраины Русской платформы (Западная Украина) и сопоставлению их с отложениями других областей. Тезисы докл. Совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. АН АзССР, Баку, 1955.

- Кудрин Л. Н. О возрасте песчано-глинисто-углистых отложений на территории юго-западной окраины Русской платформы. ДАН СССР, т. 101, № 3, 1955.
- Кудрин Л. Н. О приуроченности полезных ископаемых миоцена юго-западной окраины Русской платформы к стратиграфическим горизонтам и их фациям. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3-4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Кудрин Л. Н. О сопоставлении миоценовых отложений Предкарпатья и Центрального Предкавказья. Доп. Львівськ. ун-ту, вип. 7, ч. 3, 1957.
- Кудрин Л. М. Єврілейний горизонт нижнього тортону південно-західної окраїни Російської платформи. — В кн.: Питання геології, вип. 9. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1958.
- Кудрин Л. М. Біостратиграфія і фації нижнього горизонту нижнього тортону південно-західного краю Російської платформи. — В кн.: Питання геології, вип. 9. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1958.
- Кудрин Л. Н. Стратиграфия миоценовых отложений Западной Украины. Труды Совещ. по разб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд-во АН АЗССР, Баку, 1959.
- Кудрин Л. Н. Новые данные о границе тортон и сармата в пределах юго-западной окраины Русской платформы. ДАН СССР, т. 131, № 2, 1960.
- Кудрин Л. Н. О границе тортон и сармата в пределах территории Западной Украины. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, №7-8, 1961.
- Кудрин Л. Н. Новые данные о гелльете юго-западной окраины Русской платформы. ДАН СССР, т. 143, № 3, 1962.
- Кудрин Л. Н. Стратиграфия, фашии и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Куличенко В. Г. и др. Стратиграфическая легенда и схема палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Украинского щита и Донецкого бассейна для карт масштаба 1 : 50 000. «Наукова думка», К., 1968.
- Куличенко В. Г. К вопросу о возрасте мшанковых рифов Керченского полуострова. Геол. журн., т. 32, вып. 1, 1972.
- Куличенко В. Г., Молявко Г. И. Стратиграфия и стратотипы миоцена платформенной Украины. Геол. журн., т. 34, вып. 4, 1974.
- Ладыженский Н. Р. Геология и газонефтеоспособность Советского Предкарпатья. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Лапчик Т. Ю. Характеристика неогеновых відкладів пониззя Інгульця. Труды ИГН АН УРСР, т. 8. Вид-во АН УРСР, К., 1936.
- Ласкарев В. Д. Геологические исследования Кременецкого уезда в области 17 листа общей карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. 16, № 6-7, 1897.
- Ласкарев В. Д. О сарматских отложениях некоторых мест Волинской губернии. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 21, № 2, 1897.
- Ласкарев В. Д. Фауна бугловских слоев Волини. Труды Геол. ком., нов. серия, № 5, 1903.
- Ласкарев В. Д. Геологические наблюдения в окрестностях г. Тирасполя. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 33, 1908.
- Ласкарев В. Д. Заметка о новых местонахождениях ископаемых млекопитающих в третичных отложениях Южной России. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 38, 1912.
- Ласкарев В. Д. Геологические исследования в Юго-западной России (17-й лист общей геол. карты Европ. России). Труды Геол. ком., нов. серия, вып. 77, 1914.
- Ласкарев В. Д. О бугловским слоївима сім спольашнег обода Карпата. Геол. анали Балкан. пол-ва, кн. XII, свеска I, Београд, 1934.
- Лебедев Н. И. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна, 1916.
- Левитес Я. М. Геологическое описание Бердянской структурной скважины. Материалы по геол. и гидрогеол., № 2, 1940.
- Лепикаш І. А. Попередні наслідки робіт Нікопольської партії Інституту геології УАН у 1935 р. Геол. журн. УАН, т. 1, вип. 3-4, 1935.
- Лепикаш І. А. Геологічні дослідні по р. Молочній в районі с. Пришиб (м. Мелітополь). Геол. журн. АН УРСР, т. 3, вип. 2, 1936.
- Лепикаш І. А. Окофоровые слои в Приднестровье. ДАН СССР, № 8, 1936.
- Лепикаш І. А. К геологии Нікопольского марганцевого района. БМОИП, отд. геол., т. 15, № 1, 1937.
- Лепикаш І. А. Горнішо-опліщеневі поклади в районі Нікополь — Запоріжжя. Журн. геол.-геогр. циклу АН УРСР, № 4 (8), 1938.
- Ливенталь В. Э. Материалы к палеозоологической характеристике миоценовых отложений Предкарпатья. Труды Львовск. геол. о-ва, палеонт. серия, вып. 2, 1953.
- Ливенталь В. Э. Стратиграфическое значение ракушковых рачков (*Ostracoda*) в неогене Закарпатья. Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, вып. 46, 1956.
- Ливеровская Е. В. Фауна моллюсков тарханского горизонта. Труды геол. сл. Грознефти, вып. 6, 1937.
- Липковська Г. В. Знахідка фауни в ярусі рябих глини. Геол. журн. УАН, т. 2, вип. 1, 1935.
- Липковська Г. В. До генези рябих глини деяких родовищ Київського району. Геол. журн. УАН, т. 2, вип. 4, 1935.

- Литвиненко А. У. О некоторых вопросах генезиса киммерийских железорудных образований. ДАН СССР, т. 90, № 6, 1953.
- Литвиненко А. У., Немкова В. Н. К изучению остатков растительности в отложениях киммерийского яруса. ДАН СССР, т. 107, № 2, 1955.
- Личков Б. Л. К вопросу о террасах Днепра. Вісн. Укр. від. Геол. ком., вип. 2, 1926.
- Личков Б. Л. К вопросу о возрасте и строении речных террас бассейна Днепра. Изв. Гос. гидр. ин-та, № 52, 1932.
- Лобанов І. Н. Про меотичні відклади східніше м. Маріуполя. Геол. журн. АН УРСР, т. 7, вип. 4, 1940.
- Лукин А. Я. Вулканогенные осадки миоцена Предкарпатья. ДАН СССР, т. 83, № 5, 1932.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. О стратиграфии «балтского яруса». ДАН СССР, т. 2, № 6, 1934.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Плиоценовая гидрография юга Украины. ДАН СССР, т. 19, № 4, 1938.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Заметка о полтавском ярусе. Материалы по геологии и гидрогеологии, сб. 1. Изд-во Геол. упр. УССР, К., 1939.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Геологическая эволюция нижнего Приднестровья. Сов. геология, № 8, 1940.
- Лутугин Л. И. Избранные труды по геологии Донецкого бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1956.
- Луцкий П. И. Неогеновая система. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1, М., 1963.
- Луцкий П. И. Неогеновые отложения южной окраины Донецкого края. — В кн.: 3-я геол. конференция «Лутугинские чтения», Тезисы докл., 1969.
- Люльев Ю. Б. Остракоды томаковских слоев Никопольского марганцевого бассейна. Палеонт. сб., № 3, вып. 2, 1966.
- Люльев Ю. Б. Стратиграфичне та палеогеографічне значення остракод чокарських відкладів Причорноморської западини. Геол. журн., т. 26, вип. 2, 1966.
- Люльев Ю. Б. Остракоды и стратиграфия миоценовых отложений Южной Украины. Автореф. канд. дис., К., 1967.
- Люльев Ю. Б. Остракоды караганского горизонта Причерноморской впадины. — В кн.: Стратиграфия неогена Молдавии и юга Украины. Изд-во АН МССР, Кишинев, 1969.
- Маймин З. Л. Третичные отложения Крыма. Труды ВНИГРИ, вып. 1, 1951.
- Макаренко Д. Е., Зелінська В. О. Про знахідку фауни у відкладах полтавської світи в околицях м. Києва. Геол. журн. АН УРСР, т. 16, вип. 1, 1956.
- Маков К. И. О киммерийских отложениях в Скадовском районе УССР. ДАН УССР, т. 17, № 9, 1937.
- Маков К. И. Про геологічну будову Причорноморської западини. Геол. журн. АН УРСР, т. 5, вип. 4, 1938.
- Маков К. И. Про умови залягання понтичних відкладів у північному Причорномор'ї. Геол. журн. АН УРСР, т. 6, вип. 3, 1939.
- Маков К. И., Молявко Г. И. Палеогеографические схемы Причерноморья. Материалы по геологии и гидрогеологии, сб. 1. Изд-во Укргеолуправления, К., 1940.
- Маков К. И., Молявко Г. И. Некоторые данные о геологической истории северо-западной части Азовского моря. Материалы по геологии и гидрогеологии, сб. 3. Изд-во Укргеолуправления, 1940.
- Малеваный Е. Т., Яцко И. Я. Новые данные о распространении киммерийских отложений на левобережье Нижнего Днепра. ДАН СССР, т. 36, № 6, 1952.
- Мангикян Т. А. О куяльницких отложениях окрестностей Одессы. Вісн. Укр. район. геол. упр., вип. 14, 1929.
- Мангикян Т. А. Краткий обзор ископаемых палудин юга СССР и Бессарабии. Труды Гл. геол. упр., т. 120, 1931.
- Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. Изд-во АН СССР, М., 1956.
- Маслов В. П., Утробин В. Н. Распространение третичных багряных водорослей Украинской ССР и связь их с трансгрессиями моря. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1958.
- Мельник А. П. До літолого-фаціальної характеристики сарматських відкладів Верхнього Побужжя. Геол. журн. АН УРСР, т. 19, вип. 5, 1955.
- Меннер В. В., Мерклин Р. Л. К вопросу о корреляции неогеновых отложений юга СССР и Италии (реферат). БМОИП, отд. геол., т. 43, № 4, 1968.
- Мерклин Р. Л. Новые данные о тарханском горизонте. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1940.
- Мерклин Р. Л. К познанию палеоэкологии моллюсковой фауны верхнетарханских (спирналисовых) глин Керченского полуострова. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1949.
- Мерклин Р. Л. Пластинчатожаберные спирналисовых глин, их среда и жизнь. Труды ПИН АН СССР, т. 28, 1950.
- Мерклин Р. Л. Этапы развития конкского бассейна в миоцене на юге СССР. БМОИП, нов. серия, отд. геол., т. 28, вып. 3, 1953.

- Мерклин Р. Л. О конкском горизонте северного побережья Кара-Богаз-Гола и о присутствии в нем беззамковых брахиопод *Lingula*. ДАН СССР, т. 95, № 1, 1954.
- Мерклин Р. Л. О новом третичном подходе корбулид. Палеонт. журн. АН СССР, № 1, 1961.
- Мерклин Р. Л., Роже Ж. Некоторые новые данные о третичных пектенидеях Украины. Матер. к «Основам палеонтологии», вып. 3, 1959.
- Мефферт Б. Ф. Третичные отложения. В кн.: Геология СССР, т. 7, Донецкий бассейн. Госгеолгиздат, 1944.
- Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. БМОИП, отд. геол., т. 27 (3), 1951.
- Михайлова Е. Д. Биостратиграфия верхнеолигоценовых отложений Южного Мангышлака по фораминиферам. БМОИП, отд. геол., т. 43, вып. 6, 1968.
- Михайловский Г. П. Средиземноморские отложения Томакови. Труды Геол. ком., т. 13, № 4, 1903.
- Михайловский Г. П. Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии. Уч. зап. Юрьевск. ун-та, № 8, 1909.
- Михайловский Г. П. Заметка о границе среднего и нижнего сармата в Киле-Бухте в Севастополе. Вестник Геол. ком., № 3, вып. 1, 1928.
- Михальский А. О. К вопросу о геологической природе подольских толстр. Изв. Геол. ком., т. 14, 1895.
- Михелис А. А. О реконструкции фитоценозов времени накопления угленосной толщи Новодмитриевского месторождения. Геол. журн., т. 33, вып. 3, 1973.
- Михелис А. А., Крузина А. Х., Узиюк В. С. Палеонтологические исследования опорного разреза палеоген-неогеновых отложений северо-западной окраины Донбасса. Геол. журн., т. 30, вып. 1, 1970.
- Молявко Г. И. Новые данные по геологии Присивашья. Труды Сивашской конф., 1938.
- Молявко Г. И. Таманські відклади (акчагильський ярус) в Криму і УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. 13, вип. 1-2, 1948.
- Молявко Г. И. Куяльницькі відклади півдня УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. 10, вип. 1, 1950.
- Молявко Г. И. До характеристики верхньотретинних відкладів степової частини Криму. Геол. журн. АН УРСР, т. 11, вип. 4, 1951.
- Молявко Г. И. Нові дані про міоценові відклади в районі Каховського будівництва. Геол. журн. АН УРСР, т. 12, вип. 4, 1952.
- Молявко Г. И. Стратиграфічний нарис верхньотретинних відкладів півдня УРСР за даними фауни моллюсків. Геол. журн. АН УРСР, т. 13, вип. 4, 1953.
- Молявко Г. И. Стратиграфия неогеновых отложений платформенной части УССР. Тезисы докл. Совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. АН АЗССР, Баку, 1955.
- Молявко Г. И. Палеогеографічний нарис України та суміжних областей в міоценову епоху (ранній і середній міоцен). Геол. журн. АН УРСР, т. 16, вип. 3, 1956.
- Молявко Г. И. Палеогеографічний нарис території України в пізньому міоцені (сарматський і неотичний віки). Геогр. зб. Геогр. т-ва УРСР, № 1, 1956.
- Молявко Г. И. Неогеновые отложения южного склона Украинского кристаллического массива. Геология СССР, т. 5. Госгеолгиздат, 1958.
- Молявко Г. И. Неогеновые отложения Причерноморской впадины. Геология СССР, т. 5. Госгеолгиздат, 1958а.
- Молявко Г. И. Неоген півдня України. Вид-во АН УРСР, К., 1960.
- Молявко Г. И. Дискуссионные вопросы стратиграфии неогеновых отложений Украины и Молдавии. — В кн.: Стратиграфия неогена Молдавии и юга Украины. Кишинев, 1969.
- Молявко Г. И., Баранова Н. М. Про міоценові відклади північної частини Арабатської стрілки і півострова Бірючого. Геол. журн. АН УРСР, т. 12, вип. 3, 1952.
- Молявко Г. И., Баранова Н. М. и др. О бентонитовых глинах из миоценовых отложений Вольно-Подольи. — В кн.: Бентонитовые глины Украины, № 1. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Молявко Г. И. и др. Стратиграфия кайнозойских отложений западных окраин Донбасса (бассейн р. Самары) и северо-восточного склона (южная часть) Украинского щита. Геол. журн., т. 32, вып. 3, 1972.
- Молявко Г. И., Підопличко І. Г. Наземні хребетні у верхньосарматських відкладах півдня УРСР. Зб. праць Зоол. музею АН УРСР, № 25, 1952.
- Молявко Г. И., Підопличко І. Г. К палеогеографии южных степей УССР в неогене и антропогене. Геол. журн. АН УССР, т. 13, вип. 1, 1955.
- Молявко Г. И. и др. О «боярских» отложениях Украинского щита. Геол. журн., т. 34, вып. 5, 1974.
- Молявко Г. И., Селін Ю. І. Нові дані про верхньотретинні відклади Приазов'я. Геол. журн. АН УРСР, т. 17, вип. 3, 1957.
- Мороз С. А., Савронь Э. Б., Устиновская М. И. Новые данные к стратиграфии неогена Донбасса. Сб. науч. работ НИС КГУ, № 7, 1971.
- Мороз С. А., Савронь Э. Б., Виноградов Г. Ф. Генетические типы некоторых осадочных образований кайнозоя Донбасса и их вещественный состав. Сб. науч. работ НИС КГУ, № 8, 1972.

- Москаленко Т. А. К стратиграфии тортонских отложений Приднестровья и смежных областей. Уч. зап. Черновиц. ун-та, № 24, 1958 (1959).
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2. Изд-во АН УССР, 1949.
- Муратов М. В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. БМОИП, отд. геол., т. 26, (1), 1951.
- Муратов М. В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. БМОИП, отд. геол., т. 29 (1), 1954.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Муратов М. В., Маслакова Н. И. Основные этапы геологической истории Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. 27 (10), 1952.
- Мчедlishvili П. А. Биостратиграфическое значение ископаемых третичных флор для разработки унифицированной стратиграфической шкалы Крымско-Кавказской области. Тезисы докл. Совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд-во АН АзССР, Баку, 1955.
- Мчедlishvili П. О. Нові дані про тортонські флори Західної України. Бот. журн. АН УРСР, т. 13, № 2, 1956.
- Мчедlishvili П. А. О возрасте флоры Амвросиевки и Крынки в связи с новыми данными о тортонской флоре окрестности г. Львова. ДАН СССР, т. 144, № 3, 1957.
- Мчедlishvili П. А. Развитие третичных флор юга Европейской части СССР и Кавказа и их значение для стратиграфии. Труды Совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд-во АН АзССР, Баку, 1959.
- Мятлюк Е. В. Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораминифер. — В кн.: Микрофауна СССР, сб. 4. Госгеолтехиздат, 1950.
- Назаренко Д. П. Нові дані про тераси басейну р. Дінця від Вовчанська до Ізюма. Уч. зап. Харківськ. ун-ту, № 8-9, 1937.
- Назаренко Д. П. По поводу неогеновых террас Украины. Сов. геология, № 7, 1940.
- Назаренко Д. П. О стратиграфии и палеогеографии долинных отложений левобережья Среднего Днепра, Северского Донца и Дона. Уч. зап. Харьковск. ун-та, т. 11, 1955.
- Назаренко Д. П. Полтавская континентальная серия и ее эквиваленты в составе морского неогена Большого Донбасса. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрально-черноземных областей. Воронеж, 1964.
- Назаренко Д. П. О возможности сопоставления морских и континентальных отложений неогена и антропогена Днепровско-Донского междуречья. Тезисы докл. 2-й геол. конференции «Лутугинские чтения», Луганск, 1966.
- Назаренко Д. П. Полтавская аллювиально-озерная серия кварцево-песчаной формации неогена и новая геоморфологическая карта Днепровско-Донского междуречья. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 3, К., 1969.
- Найдин Д. П. К вопросу об условиях образования и стратиграфическом положении гипсов Приднестровья. БМОИП, отд. геол., вып. 2, № 3, 1951.
- Найдин Д. П. Основные черты тектоники Львовско-Люблинской мульды. БМОИП, отд. геол., т. 28, вып. 3, 1953.
- Насад А. Г. Про вік порід маяківської світи. Геол. журн., т. 24, вып. 2, 1968.
- Нгуен Дик Зи. Палинологическая характеристика угленосных палеогеновых и неогеновых отложений Ново-Дмитриевской депрессии (северо-западные окраины Донбасса). Вестник Харьковского ун-та, серия геол., вып. 1, 1970.
- Негадаев-Никонов К. Н. О возрасте так называемых «полтавских» песчаноглинистых толщ на юго-восточной окраине Донбасса. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, ч. 19. (геол.), 1955.
- Негадаев-Никонов К. Н., Филиппов Д. П. К геологии и палеогеографии мезо-кайнозой северо-восточного сектора Большого Донбасса. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, т. 10, № 1, 1955.
- Носовский М. Ф. Нижний и средний миоцен Никопольского района. Автореф. канд. дис. Днепропетровск, 1952.
- Носовский М. Ф. Нові дані про середньоміоценові відклади в північно-східній частині Причорноморської западини. Геол. журн. АН УРСР, т. 13, вып. 2, 1953а.
- Носовский М. Ф. Новая находка онкофоровых слоев на юге Украины. ДАН СССР, т. 91, № 3, 1953б.
- Носовский М. Ф. О конкском горизонте Приднепровья. ДАН СССР, т. 90, № 5, 1953в.
- Носовский М. Ф. Об аналогах майкопских отложений северо-восточной части Причерноморской впадины. Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, т. 53, 1956а.
- Носовский М. Ф. Онкофоры средиземноморских отложений Южной Украины. ДАН СССР, т. 106, № 2, 1956б.
- Носовский М. Ф. Об условиях образования и возрасте онкофоровых и томаковских слоев Южной Украины. Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, т. 58, 1957а.
- Носовский М. Ф. К вопросу о наличии чокракских отложений в северо-восточной части Причерноморской впадины. Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, т. 58, 1957б.

- Носовский М. Ф. Средиземноморские отложения бассейна р. Базавлук (Южная Украина). Изв. высш. учебн. зав., Геол. и разв., № 10, 1958.
- Носовский М. Ф. Караганские отложения Южной Украины. Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, т. 59, 1960.
- Носовский М. Ф. Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений Белозерского железорудного района (УССР). Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, вып. 8, 1960а.
- Носовский М. Ф. Средний миоцен. — В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. «Недра», 1964.
- Носовский М. Ф. Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения Южной Украины. VII конгресс КБГА. Доклады, ч. II, т. 2, 1965.
- Носовский М. Ф. Биостратиграфия среднемиоценовых отложений северной части Эвксинского бассейна (Южная Украина). — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 4, 1971.
- Носовский М. Ф. О нахождении морской фауны в полтавских песках Украинского шита. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, № 5, 1972.
- Носовский М. Ф., Пасичный Г. В. Про пограничні верстви олігоцен-міоцену в Причорноморській западині. Геол. журн., т. 25, вип. 2, 1965.
- Овчаренко Ф. Д. и др. Черкаское месторождение бентонитовых и палыгорскитовых глин. «Наукова думка», К., 1966.
- Оршинская Н. Н., Петрашkevич М. И. Геологическое строение Закарпатского внутреннего прогиба. Неогеновая система. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Труды УкрНИГРИ, т. 25. «Недра», М., 1971.
- Осауленко П. Л. Меотичні відклади пониззя Інгульця та Дніпра. Вид-во АН УРСР, К., 1936а.
- Осауленко-Шульга П. Л. До стратиграфії і палеонтології меотису півдня УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. 3, вип. 3—4, 1936б.
- Осетров И. И. Среднесарматские отложения Криворожского железорудного бассейна. Сб. науч. трудов Криворожск. горнорудн. ин-та, вып. 7. Госгортехиздат, 1960.
- Осетров И. И. Нижнесарматские отложения Криворожского бассейна. Сб. науч. трудов Криворожск. горнорудн. ин-та, вып. 8. Госгортехиздат, 1962.
- Осипов С. С. Конкский горизонт Северного Кавказа и Керченского полуострова. БМОИП, т. 5 (3-4), 1927.
- Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. Сравнительная стратиграфия пресноводных отложений. Мемуары геол. отд. о-ва любит. ест., антр. и этн., вып. 5, 1925.
- Парамонова Н. П. К вопросу о возрасте бугловских слоев Волыни и слоев с *Venus kopfensis* на р. Конке. — В кн.: Бугловские слои миоцена. «Наукова думка», К., 1971.
- Пасичный Г. В. Нижний и средний миоцен Восточного Причорноморья. Автореф. канд. дис. Одесса, 1970.
- Пашенко Я. Ю. Палеогеография майкопского бассейна Криму. Вид-во АН УРСР, К., 1960.
- Пелипенко Ю. М., Ремизов И. Н., Соболев Г. Д. Стратиграфия и условия формирования палеогеновых и неогеновых отложений Ново-Дмитриевской депрессии (УССР). Материалы Харьковск. отд. геогр. о-ва Украины, вып. 7, 1969.
- Петрашkevич М. И. Про новоселицькі і данилівські туфи міоцену Закарпаття. ДАН УРСР, № 12, 1959.
- Петрашkevич М. И. До питання стратиграфії нижнього і середнього міоцену Закарпатського прогину. Геол. журн., т. 25, вип. 4, 1965.
- Петрашkevич М. И. Про міоценові рифові утворення Закарпаття. ДАН УРСР, № 8, 1965.
- Петрашkevич М. И. та ін. До питання геологічної будови Закарпаття в світлі нових даних буріння. ДАН УРСР, № 4, 1961.
- Петрашkevич М. И., Грішkevич Г. М., Гурідов А. І. Стратиграфічне положення верств з *Pecten eleni Zhizh.* в Закарпатті. Геол. журн. АН УРСР, т. 21, вип. 4, 1961.
- Петрашkevич М. И., Гурідов А. І. Стратиграфія нижнього і середнього міоцену Закарпатського прогину. ДАН УРСР, № 12, 1961.
- Підоплічко І. Г. Матеріали до вивчення минулих фаун УРСР, вип. 2. Вид-во АН УРСР, К., 1956.
- Піменова Н. В. Відбитки рослин з середземноморських пісків с. Малинівці на Поділлі. Геол. журн. АН УРСР, т. 3, вип. 1, 1936а.
- Піменова Н. В. До питання про вік полтавського ярусу. Геол. журн. АН УРСР, т. 3, вип. 3-4, 1936б.
- Піменова Н. В. Флора третинних пісковиків Правобережжя УРСР. Труды ІГН АН УРСР, т. 12, № 2, К., 1939.
- Піменова Н. В. Полтавські піски Дніпровсько-Донецької мулди. Геол. журн. АН УРСР, т. 7, вип. 4, 1940.
- Піменова Н. В. К вопросу об изученности полтавского яруса. Материалы по нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1. Изд-во АН УССР, К., 1941а.
- Піменова Н. В. Полтавские пески и полтавский ярус Днепровско-Донецкой мулды. Сов. геология, № 1, 1941б.

- Пименова Н. В. Сарматская флора Амвросиевки. Труды ИГН АН УССР, серия стратигр. и палеонт., вып. 8, 1954.
- Пишванова Л. С. Новые данные о микрофауне тиссенской серии среднемиоценовых отложений Закарпатской области Западной Украины. Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 51, 1950.
- Пишванова Л. С. К вопросу о стратиграфии миоценовых отложений Солотвинской впадины Закарпатского прогиба. Геол. нефти, № 12, 1958а.
- Пишванова Л. С. Новые данные о верхнетортисских и нижнесарматских отложениях Предкарпатья. Труды ВНИГРИ, вып. 9, 1958б.
- Пишванова Л. С. Маркирующие горизонты планктонных фораминифер в миоценовых отложениях Предкарпатского прогиба. Труды УкрНИГРИ, вып. 1, 1959.
- Пишванова Л. С. Нові дані про стратиграфію міоцену Закарпаття. Геол. журн. АН УРСР, т. 21, вип. 5, 1961.
- Пишванова Л. С. Об аналогах майкопских отложений Кавказа и Предкарпатья. — В кн.: Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. «Наукова думка», К., 1964.
- Пишванова Л. С. Стратиграфическое значение фораминифер для расчленения миоценовых отложений в западных областях Украины. Геол. журн., т. 25, вып. 4, 1965.
- Пишванова Л. С., Глушко В. В. О стратиграфии нижнетортисских отложений Предкарпатского краевого прогиба. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1954.
- Пишванова Л. С., Джоджо-Томич Р., Дикова Д. Микрофаунистическая характеристика бугловских слоев и место, занимаемое ими в разрезах миоцена западных областей Украины, Югославии и Болгарии. — В кн.: Бугловские слои миоцена. «Наукова думка», К., 1970.
- Пишванова Л. С., Мятлюк Е. В., Дабаян Н. В. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Закарпатья на основании изучения фауны фораминифер. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2-3, 1956.
- Пишванова Л. С., Субботина Н. Н., Глушко В. В. О возрасте нижневортычанской свиты Предкарпатского краевого прогиба. ДАН СССР, т. 104, № 4, 1955.
- Пишванова Л. С., Субботина Н. Н., Иванова Л. В. Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья по фораминиферам. — В кн.: Микрофауна СССР, сб. 11, вып. 153, 1960.
- Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской области УССР. Труды Науч. геол. совещ. по нефти, озокериту и горюч. газам Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1949.
- Потепенко С. В. Глины и глинистые породы УССР. Изд-во АН УССР, К., 1952.
- Православцев П. А. Гидрогеологические исследования в Аняньевском уезде Херсонской губернии в 1914 г. Ежегодник по геол. и мин. России, т. 27, № 6-8, 1917.
- Прусова И. А. К вопросу о стратиграфии олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Северо-Устьюртского прогиба. — В кн.: Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. «Наукова думка», К., 1964.
- Путря Ф. С. К стратиграфии миоценовых отложений Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. 25 (5), 1950.
- Пухтинский М. Н. Результаты глубокого бурения в с. Кирилловке Мелитопольского округа. Вісн. Укр. від. Геол. ком., вип. 13, 1929.
- Пухтинский М. Н. Новое месторождение третичных железных руд в Приазовье. Разведка недр., т. 5, 1937.
- Пухтинский М. Н. Геологія та газонасність західної частини Українського Приазов'я. Геол. журн. АН УРСР, т. 8, вип. 1, 1941.
- Пушаровский Ю. М. Очерк тектоники Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. 25 (6), 1951.
- Резолюция коллоквиума по бугловским слоям миоцена. — В кн.: Бугловские слои миоцена. «Наукова думка», К., 1970.
- Ремізов М. О. Мінералого-петрографічне дослідження білих кварцових пісків Попаснянського кар'єра, біля залізничної станції Попасної (Донбас). Зап. Н.-д. ін-ту геол. при ХДУ, т. 5, вип. 2, 1936.
- Ремізов М. О. Литогенез и смена физико-географических ландшафтов в районе г. Києва в полтавское время. Зап. Н.-д. ін-ту геол. при ХДУ, т. 8, 1940.
- Ремізов Н. А. Ландшафти початку полтавського віку в межах Дніпровсько-Донецької западини. Наук. зап. Харківськ. пед. ін-ту, т. 8, 1941.
- Ремізов І. М. Короткий нарис історії вивчення полтавського ярусу УРСР. Наук. зап. Харківськ. пед. ін-ту, т. 16, 1956.
- Ремізов И. Н. Полтавская серия, ее строение и стратиграфическое положение. — В кн.: Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Ремізов И. Н. Стратиграфическая шкала кайнозой Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование, т. 6. «Недра», 1965.
- Ремізов И. Н., Бергер М. Г. К формационному анализу полтавской серии Украины. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1972.
- Родзянко Г. Н. Неогеновая система. Геология СССР, т. 46. «Недра», М., 1970.
- Ротман Р. Н. Про вік континентальних відкладів полтавської світи. Труды ИГН АН УРСР, вип. 1, 1962.

- Рош ка В. Х. Моллюски меотиса северо-западного Причерноморья. «Штиница», Кишинев, 1973.
- Рош ка В. Х., Саянов В. С. Новые данные о бугловских отложениях в Молдавской ССР. ДАН СССР, т. 145, № 4, 1962.
- Рош ка В. Х., Саянов В. С. О криптомактровых слоях среднего сармата на территории Молдавской ССР. Изв. АН МССР, № 4, 1962.
- Рош ка В. Х. и др. О среднемиоценовых отложениях южной части междуречья Прут — Днестр. Изв. АН МССР, сер. биол. и хим. наук, № 3, 1968.
- Руд кеви ч М. Я. Некоторые особенности истории палеогена западной части Причерноморской впадины. БМОИП, отд. геол., т. 30 (1), 1955.
- Сав ро нь Э. Б. О границе распространения нижнесарматских отложений в пределах западных окраин Донбасса. 5-я Науч. конф. молодых геологов Украины. К., 1968.
- Сав ро нь Э. Б. О новой находке морских отложений нижнего сармата в пределах западных окраин Донбасса. Вестник КГУ, серия геол., № 11, 1969.
- Сав ро нь Э. Б. К вопросу о возрасте третичных флороносных отложений Южного Донбасса. Геол. журн., т. 30, вып. 2, 1970а.
- Сав ро нь Э. Б. Про першу знахідку представників родини Unionidae в сарматських відкладах західних околиць Донбасу. ДАН УРСР, № 3, 1970б.
- Сав ро нь Э. Б. Морская неоген окраин Донецкого бассейна. Автореф. канд. дис., К., 1972.
- Сав ро нь Э. Б. Стратиграфическая схема неогена Донецкого бассейна. Сб. науч. раб. НИС КГУ, вып. 9, 1973.
- Сав ро нь Э. Б., Сатановская З. Н. О микрофаунистической охарактеризованности сарматских отложений Донбасса. Палеонт. сб., № 8, вып. 1, 1971.
- Сел и н Ю. І. Про стратифікацію полтавської серії при детальному геологічному картуванні. ДАН УРСР, серія Б, № 2, 1968.
- Сергеев О. Д., Комарова О. В. Про подільський ярус Придністров'я. Геол. журн. АН УРСР, т. 11, вип. 1, 1951.
- Серо ва М. Я. Стратиграфическое расчленение миоценовых отложений Предкарпатского краевого прогиба и их микрофаунистическая характеристика. Труды МГРИ, т. 25, 1950.
- Серо ва М. Я. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. — В кн.: Материалы по бистратиграфии западных областей УССР. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Син цов И. Ф. Описание новых и малоисследованных форм раковин из третичных образований Новороссии, ст. 3. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 5, № 1, 1877.
- Син цов И. Ф. Геологическое исследование Бессарабии и прилегающей к ней части Херсонской губернии. Материалы для геолог. России, т. 11, 1883.
- Син цов И. Ф. Описание некоторых видов неогеновых окаменелостей, найденных в Бессарабии и Херсонской губернии. Зап. Новоросс. о-ва естествоисп., т. 21, № 2, 1897.
- Сла ви н В. И. О срединном Паннонском массиве Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5-6, 1958.
- Сла ви н В. И., Филимонова Н. С. Нижнемиоценовые и гельветские отложения Советского Закарпатья. Труды Львовск. геол. о-ва, серия геол., вып. 3, 1953.
- Сле н за к І. Е. Деякі висновки про умови залягання неогенових напіварувів в Дніпрівсько-Донецькій западині. ДАН УРСР, від. фіз.-хим. та мат. наук, № 5, 1947.
- Сло д кеви ч В. С. Некоторые новые данные к стратиграфии южно-русского палеогена. Изв. Геол. ком., т. 46, № 8, 1927.
- Сло д кеви ч В. С. Возраст нижней границы отложений полтавского яруса в южной части Союза. Изв. ГГРУ, вып. 25, 1931.
- Соболев В. С., Горбачевская О. Н. Эгирин в туфите из третичных отложений Предкарпатья. Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5, 1951.
- Соболев В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических и гилабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Соболев Д. Н. О неогеновых и четвертичных террасах Украины. Сов. геология, т. 8, № 6, 1938.
- Соболев Д. Н. К вопросу о стратификации третичных отложений УССР. Зап. НДІГ Харківськ. ун-ту, т. 7, 1939.
- Соколов Н. А. *Mastodon orvernensis* и *Hipparion gracile* из третичных образований Крыма. Труды СПб. о-ва естествоисп., т. 14, вып. 1, 1883.
- Соколов Н. А. Геологические исследования в Мелитопольском, Днепротетровском, Перекопском уездах Таврической губернии. Изв. Геол. ком., т. 6, № 8, 1887.
- Соколов Н. А. Геологические исследования в бассейнах рек Конки, Молочной и по берегу Азовского моря. Изв. Геол. ком., т. 7, 1888.
- Соколов Н. А. Геологические исследования в южной части Екатеринославской губернии. Изв. Геол. ком., т. 8, 1889а.
- Соколов Н. А. Общая геологическая карта России. Лист 48. Труды Геол. ком., т. 9, № 1, 1889б.
- Соколов Н. А. Геологические исследования в южной части Екатеринославской губернии. Изв. Геол. ком., т. 10, 1891.
- Соколов Н. А. Нижнетретичные отложения Южной России. Труды Геол. ком., т. 9, № 2, 1893.

- Соколов Н. А. О происхождении лиманов Южной России. Труды Геол. ком., т. 10, № 4, 1895.
- Соколов Н. А. Гидрогеологические исследования в Херсонской губернии. Труды Геол. ком., т. 14, № 2, 1896.
- Соколов Н. А. Геологические исследования в северной части Криворожского района и по реке Желтой. Изв. Геол. ком., т. 15, 1897.
- Соколов Н. А. Слон с *Venus konkensis* (средиземноморские отложения) на реке Конке. Труды Геол. ком., т. 9, № 5, 1899.
- Соколов Н. А. Геологические исследования в южной части Мариупольского уезда Екатеринославской губернии. Изв. Геол. ком., т. 18, № 1—2, 1900.
- Сорочан О. А. Нові дані про міоценові відклади району Сухого лиману. Геол. журн. АН УРСР, т. 11, вип. 4, 1951.
- Сорочан О. А. Стратиграфія середньоміоценових відкладів Волинно-Подільського схилу Українського кристалічного щита за фауною пелеципод, серія стратиграф. і палеонт., вип. 29. Вид-во АН УРСР, 1958.
- Страшимиров Б. О наличии стеногаалинной фауны в отложениях среднего миоцена южнее города Бургаса (Болгария). *Földtani Közlemények*, т. 101, вып. 2-3, 1971.
- Субботин Н. Н. Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Воротыше (Предкарпатье). Труды ВНИГРИ, вып. 153, 1960.
- Субботина Н. Н., Глушко В. В., Пишванова Л. С. О возрасте нижней вортышеской свиты Предкарпатского краевого прогиба. ДАН СССР, т. 104, № 4, 1955.
- Субботина Н. Н., Пишванова Л. С., Иванова Л. В. Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкаратья по фораминиферам. Труды ВНИГРИ, вып. 153, 1960.
- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Судо М. М. Об этапах развития караганского бассейна в объеме караганского горизонта. ДАН СССР, т. 139, № 6, 1961а.
- Судо М. М. О новом цикле осадконакопления в среднемиоценовую эпоху и границе между средним и верхним миоценом. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1961б.
- Султанов К. М. Стратиграфия и фауна верхнего миоцена Восточного Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1953.
- Танатар И. И. Газы Мелитопольского и Бердянского районов. Вестник Укр. отд. геол. ком., 1926.
- Тектонічна карта Української і Молдавської РСР. Вид-во АН УРСР, К., 1959.
- Тесленко Ю. В. До палеогеографії Амвросійського району наприкінці середньоміоценового часу. Геол. журн. АН УРСР, т. 16, вип. 1, 1956.
- Тесленко Ю. В. О возрасте ископаемых флор с. Александровки и г. Амвросиевки. БМОИП, отд. геол., т. 32, вып. 3, 1957.
- Тесленко Ю. В. Неогеновая флора р. Грузской Еланчик. ДАН СССР, т. 116, № 6, 1957.
- Ткаченко О. Ф. Некоторые данные о составе и строении нижнемиоценовых конгломератов. Труды УкрНИГРИ, вып. 1, 1959.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Рипун М. Б. Литология миоценовых отложений Черновицкой и юго-восточной части Станиславской области. Изд-во АН УССР, К., 1956.
- Ткачук Л. Г., Кудрин Л. Н., Рипун М. Б. Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, т. 5. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Трусова И. Ф. Основные черты строения миоценовых вулканических образований Закарпатья. Труды МГРИ, т. 25. Госгеолтехиздат, М., 1950.
- Тутковскій П. А. Заметка о фауне пестрых глин с. Чаплинки (Киевской губернии). Зап. Киевск. о-ва естествоисп., т. 8, вып. 1, 1886.
- Усенко К. С. О распространении нижнесарматских отложений на северо-западной окраине Донецкого бассейна. ДАН СССР, нов. серия, т. 3, № 2, 1936.
- Усенко К. С. Полтавский ярус северо-западной окраины Донбасса. Уч. зап. Харьк. ун-та, т. 11, № 57, 1955.
- Утробин В. Н. Особенности тектонического строения внешней зоны Предкарпатского прогиба. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5-6, 1958.
- Фас А. В. О присутствии эоценовых отложений в пределах Криворожского района. Зап. мин. о-ва, т. 40, 1902.
- Фас А. В. Материалы по геологии третичных отложений Криворожского района. Труды Геол. ком., нов. серия, вып. 10, 1904.
- Фесюнов О. Е. Геологическое строение и рудоносность Чегерчинской мульды. Труды Науч.-тех. конф. по геологии и генезису киммерийских железных руд. «Наукова думка», К., 1945.
- Фохт К. К. Третичные отложения Крымского полуострова. Труды СПб. о-ва естествоисп., т. 21, вып. 5, 1893.
- Ханин А. А. К вопросу о генезисе сарматских газов Западного Приазовья. ДАН СССР, т. 62, № 3, 1948.
- Ханин А. А. Стратиграфия и тектоника Западного Приазовья. БМОИП, отд. геол., т. 24, вып. 1, 1919.

- ✓ Ханин А. А. Литологическая характеристика сарматского яруса Приазовья. ДАН СССР, т. 72, № 2, 1950.
- ✓ Хоменко И. П. Мэотическая фауна с. Тараклии Бендерского уезда. Труды Бессарабск. о-ва естествоисп. и любит. природы, т. 2, № 1, 1912.
- Хоменко И. П. Руссильонский ярус в среднем плиocene Бессарабии и его значение для познания возраста балтских песков и куяльницких отложений. Труды Бессарабск. о-ва естествоисп. и любит. природы, т. 6, 1915.
- ✓ Хубка А. Н. Литолого-фашиальная характеристика и стратиграфия континентальных отложений верхнего миоцена МССР и смежных районов УССР. — В кн.: Стратиграфия неогена Молдавии и юга Украины. «Штиница», Кишинев, 1969.
- ✓ Цимбал С. М., Зелінська В. О., Сорочан О. А. Нова знахідка фауни в піщаних відкладах полтавської серії. Геол. журн., т. 25, вип. 3, 1965.
- ✓ Цимбал С. Н., Ротман Р. Н. Новые данные о возрасте и стратиграфии пород полтавской серии Киевского Приднепровья. — В кн.: Тезисы 5-й науч. конф. мол. геол. Украины. «Наукова думка», К., 1968.
- ✓ Циха И., Сенеш Я., Тейкал И. Западные Карпаты в неогене. В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Изд-во Братиславского ун-та, 1967.
- ✓ Черняк Н. И. О добровотских слоях нижнего миоцена Предкарпатья. Труды ВНИГРИ, геол. сб. 2. Гостоптехиздат, М., 1953.
- ✓ Чигуряева А. А. О спорово-пыльцевом комплексе Крынки. Труды конф. по спорово-пыльцевому анализу. Изд-во МГУ, 1950.
- ✓ Шварева Н. Я. Миоценовая флора окрестностей с. Рошнято в Предкарпатском прогибе. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Советских Карпат. Труды УкрНИГРИ, вып. 6. Гостоптехиздат, Л., 1963.
- ✓ Швейер А. В. Об остракодах ачкагыльских отложений Северного Кавказа и таманских слоев Керченского полуострова. Труды НГРИ, сер. Б., вып. 62, 1936.
- ✓ Шевченко А. И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. — В кн.: Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих. «Наука», М., 1965.
- ✓ Шеремета В. Г. К вопросу о стратиграфическом положении угленосной толщи с. Березинки Закарпатской области УССР. Доп. та повідомл. Львівськ. ун-ту, 1957.
- ✓ Шеремета В. Г. Стратиграфия паннонских отложений Закарпатья по фауне остракод. Автореф. канд. дис. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- ✓ Шеремета В. Г. Остракоды палеогена Украины. Изд-во Львовск. ун-та, Львов, 1969.
- ✓ Шеремета В. Г. Характерные ассоциации остракод стратигических и других разрезов палеогена Украины. Труды ВНИИГаз, вып. 31/39 — 32/40. «Недра», М., 1971.
- ✓ Шеремета В. Г., Чабанівська З. П. Про знахідки остракод у миоценових відкладах околиць м. Львова. Вісн. Львівськ. ун-ту, серія геол., № 1, 1962.
- ✓ Шнейдер Г. Ф. Остракоды миоцена Крымско-Кавказской области. — В кн.: Проблемы палеонтологии, т. 5, М.—Л., 1939.
- ✓ Шнейдер Г. Ф. Миоценовая фауна остракод Кавказа и Крыма. — В кн.: Микрофауна неогеновых месторождений СССР. Труды ВНИГРИ, нов. серия, сб. 2, вып. 34, 1949.
- ✓ Шнейдер Г. Ф. Фауна остракод из миоценовых отложений западной части Украины. Геол. сб. ВНИГРИ, т. 2, 1953.
- ✓ Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. Киммерийские железорудные месторождения во вдавненных синклиналиях Керченского полуострова. Сов. геология, т. 4, 1966.
- ✓ Щекина Н. А. История неогеновой флоры Украинских Карпат и Прикарпатья. — В кн.: Флора и фауна Карпат. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- ✓ Щекина Н. А. Материалы к флоре и растительности киммерийского века Северного Приазовья. Укр. бот. журн., т. 21, № 2, 1964.
- ✓ Щокіна Н. О. Матеріали до вивчення тортонської флори (середній міоцен) Львівської області. Бот. журн. АН УРСР, т. 11, № 3, 1954.
- ✓ Щокіна Н. О. Матеріали до вивчення тортонської флори (середній міоцен) Станіславської області. Бот. журн. АН УРСР, т. 12, № 2, 1955.
- ✓ Щокіна Н. О. Матеріали до вивчення флори другого середземноморського ярусу Львівської області. Бот. журн. АН УРСР, т. 13, № 3, 1956.
- ✓ Щокіна Н. О. Наслідки спорово-пилкових досліджень бурого вугілля з Виноградівського району Закарпатської області. Укр. бот. журн., т. 15, 1958.
- ✓ Щокіна Н. О. Спорово-пилкові дослідження верхньомайкопських відкладів півдня України. Укр. бот. журн., т. 26, № 4, 1970.
- ✓ Щокіна Н. О., Романов І. С. Нові дані до флори нижньої частини полтавської серії та про вік шарів, що її містять. Укр. бот. журн., т. 23, № 6, 1966.
- ✓ Щерик Е. А. Отложения сарматского яруса Кубано-Черноморской нефтеносной области. Труды ВСЕГЕИ, № 4. Гостоптехиздат, М., 1954.
- ✓ Щерик Е. А. Стратиграфия и фауны третичных отложений Северного Кавказа и Западного Предкавказья. Гостоптехиздат, М., 1957.
- ✓ Эберзин А. Г. Элементы ачкагыльской фауны в восточном Крыму и западной части Керченского полуострова. Изв. АН СССР, сер. 7, 1931.
- Эберзин А. Г. Геологические исследования железорудных месторождений Керченского полуострова. Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин. 325. Гос. науч.-тех. горно-геол. нефт. изд-во, Л.—М., Новосибирск, 1933.

- Эберзин А. Г. О горизонте с *Congerina subromboidea* Andrus. в Кубанской области. ДАН СССР, нов. серия, т. 21, № 8, 1938.
- ✓ Эберзин А. Г. Средний и верхний плиоцен Черноморского бассейна. Стратиграфия СССР, т. 12. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1940.
- Эберзин А. Г. О происхождении плиоценовых родов кардинид в Эвксинском бассейне. Труды ПИН, т. 20. Изд-во АН СССР, М., 1949.
- Эберзин А. Г. О конгериевых фашиях сармата Бессарабии. ДАН СССР, т. 77, № 5, 1951.
- ✓ Эберзин А. Г. Схема стратиграфии неогена юга СССР. Тезисы докл. совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд-во АН АЗССР, Баку, 1955.
- ✓ Эберзин А. Г. Об отложениях с *Unio sturi* M. Нöгпес и его значение для стратиграфии плиоцена Украины и Молдавии. ДАН СССР, т. 108, № 4, 1956.
- Эберзин А. Г., Викторова Р. Е., Ковалевский С. А. Акчагыл в Молдавии. ДАН СССР, т. 94, № 4, 1954.
- ✓ Эберзин А. Г., Меркли Р. Л. и др. О находке морской чокракской фауны в надрудной толще Никопольского района. БМОИП, отд. геол., т. 29, № 1, 1954.
- ✓ Эберзин А. Г., Семенов В. Н. О присутствии *Limnodactylus* в нижнекимерийских отложениях Украины. Палеонт. журн. АН СССР, № 1, 1966.
- ✓ Эберзин А. Г., Семенов В. Н. О присутствии *Horiodactylus rutana* в среднем плиоцене Приазовья. Палеонт. журн. АН СССР, № 2, 1966.
- Якубовская Т. А. Сарматская флора Молдавской СССР. Труды Бот. ин-та АН СССР, серия 1, вып. 11. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- ✓ Ярцева М. В. До стратиграфии середньоплиоценових відкладів Нікопольського району. Геол. журн. АН УРСР, т. 10, вип. 3, 1950.
- ✓ Яцко І. Я. Про фауну хребців з куяльницьких відкладів с. Крижанівки біля м. Одеси. Труды Одеск. ун-ту, т. 3, 1938.
- ✓ Яцко І. Я. О пресноводном горизонте между понтическими и мзотическими отложениями юга УССР. ДАН СССР, т. 25, № 9, 1939.
- ✓ Яцко І. Я. Континентальные фашии в верхнем неогене юга УССР и их униониды. Труды Одеск. ун-та, серия геол.-геогр. наук, т. 149, вып. 6, 1959.
- ✓ Яцко І. Я. Униониды из поратских отложений юга УССР. Науч. ежегодн. Одеск. ун-та, геогр. ф-та, № 2, 1960.
- ✓ Яцко І. Я. Новые данные об ископаемых униониде в долине р. Днестра. — В кн.: Четвертичный период, вып. 13—15. Изд-во АН УССР, К., 1961.
- Alth A., Bieniasz F. Objaśnienia szczegółowe do map Zaleszczyk i Jagielnicy — Czerelnicy. Atlas geol. Galicyi. z. 1, Kraków, 1887.
- Andrusow D. N. Karpathen-Miozän und Wiener-Becken. Petroleum, XXXIV, Jahrg., N 27, Wien, 1936.
- Andrusow D. N. Geol. vyzkumy v Podkarpatske Rusi w Letech 1932 — 34. Praha, 1938.
- Andrzejowski A. Notice sur quelques coquilles fossiles de Volhynie-Podolie. Bull. Soc. Nat. Moscou, t. 2, N 1. 1830.
- Andrzejowski A. Coquilles fossiles de Volhynie et de Podolie. Bull. Soc. Nat. Moscou, t. 6, 1833.
- Andrzejowski A. Fossile Conchylien Volhyniens und Podoliens. — Neues Jahrb. für Miner., Geol. und Palaeon., 1835.
- Andrzejowski A. Liste des fossiles tertiaires de la Podolie russe. Deshayes. Détermination rectifiée d'une collection des fossiles tertiaires de la Podolie russe. Bull. Soc. Géol. de France, 6, 1835.
- Baldi T. Az europai neogen emeleték helyzeteröl. Földtani közlöny, 1968, 98, 2.
- Böhm B. O tortonie przedgórze Karpat w okolicy Felsztyna ark. Sambor. Panstw. Inst. Geol. Biul. 17. Warszawa, 1939.
- Bremer J. H. Über das Ausstromen eines brennbaren Gases in Szlatina. Paggeudorffs Annalen. V. 11, 1826.
- Broek J. M. van den, Waals L. van den. The late tertiary peneplain of South Limburg (the Netherlands). Silicifications and fossil soils. A geological and pedological investigation. «Geol. en mijnbouw», 46, N 9, 1967.
- Bruderer B. Brzezne jednostki tektoniczne Polskich Karpat Pokuckich. Sprawozd. PIG III. Warszawa, 1930.
- Buday T., Cichal J., Senes J. Miozen der Westkarpaten. Geologicky Ustav Dionyza Stura. Bratislava, 1965.
- Bujalski B. O budowie geologicznej okolic Bitkowa. Posiedz. Nauk. PIG, z. 7. Warszawa, 1924.
- Chlebowski T. Spostrzezenia geologiczne z miocenu Kalusza i Bochni. Przyczynki do geologii Polski. Biul. 29. Warszawa, 1947.
- Cichal J., Tejkal J. Zum Problem des sogenannte Oberhelvets in dem Karpatischen Becken. Vestnik UUG, roc. 34, c. 2. Praha, 1959.
- Cichal J., Senes J. et Tejkal J. M₂ (Karpatien) die Karpatische Serie und ihr Stratotypus (Chronostratigraphie und Neostatotypen). Bd. 1, Bratislava 1967.
- Cichal J., Senes J., Tejkal J. Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozen der Zentralen Paratethys. Karpatische serie. Bd. 1. SAV. Bratislava, 1967.

- Cizancourt H. O budowie przedgorza Polskich Karpat Wschodnich. Biul. 12 Stacji Geolog. w Boryslawiu. Boryslaw, 1925.
- Cizancourt H. Przyczynek do znajomości przedgorza w okolicy Truskawca. «Kosmos», LI. Lwow, 1927.
- Cizancourt H. Kilka uwag o stratygrafii przedgorza Karpat Wschodnich. Sprawozd. PIG. V. Warszawa, 1929.
- Csepregy-Meznerics I. Stratigraphische Gliederung des Ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. Acta Geologica, 4, N 2. Budapest, 1956.
- Csepregy-Meznerics I. Pectinides du neogene de la Hongrie et leur importance stratigraphique., s. 45. Paris, 1960.
- Czarnocki J. Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. Posiedz. Nauk. PIG. 36. Warszawa, 1933.
- Czarnocki J. Stratygrafia i tektonika młodszego miocenu Przedgorza Karpat wschodnich, sprawozdanie z badań wykonanych w roku 1932. Kom. S. A. «Pionier», Ser. «B», N. 6.1—24. Lwow, 1933.
- Czarnocki J. Stratygrafia miocenu w poł-wschod. części Przedgorza Karpat między r. Prutem i Kosowem oraz uwagi ogólne o oratotronie na brzegu Karpat wschod. Posiedz. Nauk. PIG. 36. Warszawa, 1933.
- Czarnocki J. Miocen młodszy okolic Drohobycza i Sambora. Posiedz. Nauk. PIG. 39. Warszawa, 1934.
- Czarnocki J. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego toronu. Spraw. PIG. t. VIII, 2. Warszawa, 1935.
- Czechtó H. Środkowo-mioceniska flora Zalesiec koło Wiśniowca. Warszawa, 1951.
- Drooger C. W., Papp A., Socin C. Über die Grenze zwischen den Stufen Helvet und Torton. Anz. math.-naturv. Kl., Akad. Wiss. N 1. Wien, 1957.
- Eichwald E. Naturhistorische Skizze von Lithauen. Volhynien und Podolien. Bd. 1-2, Wilna, 1830.
- Friedberg W. Nowe skamieniałe miocenu ziem Polskich. Lwow, 1907.
- Friedberg W. Rodzaj Turritella w mioceni ziem Polskich. Kraków, 1909.
- Friedberg W. Mieczaki miocenske Ziem Polskich. Polsk. Tow. Geol. Cz. I, Slimaki. Zesz. 1—5. Lwow, 1911—1928.
- Friedberg W. Utwory miocenske w Europie i próby podziału tych utworów Polski. II. «Kosmos», 37, 1912.
- Friedberg W. Studja nad formacją miocenska Polski. Cz. 5, «Kosmos», 54, ser. A, 1-2, 1929.
- Friedberg W. Uwagi nad nowszymi problemami podziału naszego miocenu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 7. Kraków, 1931.
- Friedberg W. Die Pecteniden des Miozäns Polen und ihre stratigraphische Bedeutung. II. As. Sc. Bulletin Intern., B. X, XI. Kraków, 1932.
- Friedberg W. Przyczynek do znajomości miocenu Polski II. Roczn. Pol. Tow. Geol. 9. Kraków, 1933.
- Friedberg W. Mieczaki miocenske ziem Polskich. Polsk. Tow. Geol. Cz. I, cz. II. Kraków, 1934—1936.
- Friedberg W. Miozän—Mollusken Polens. II. Lamelli branchiata. Roczn. Pol. Tow. Geol. 12, 1936.
- Friedberg W. Makrofauna z wiercen wykonanych przez S. A. «Pionier» na obszarze Podkarpacia w latach 1933—1937, PIG, t. XIV. Rocznik, 1938.
- Friedberg W. Próby stratygrafii miocenu Polski na podstawie faun miaczków. Sprawozdanie z czynności i posiedzeń. P. A. Um. N 1. Kraków, 1939.
- Hauer F. Geologische Arbeiten in den Comitatus Ung., Beregh. Ugocsa und Maramoros. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., IX, 1858.
- Hilber V. Geologische Studien in den Ostgalicischen Miocängebieten. Jahrb. geol. R — A, Bd. 32. Wien, 1882.
- Hoffmann A. Vihorlat-Gutin Hegység nemely quarctartalom traechitjanak plagioklas Kristályairol. M. földt. tars. Kézlönye, III, old. 8, 1874.
- Hynie O. Solne lozisko v Marmaroske Solotvine v Podkarpatske Rusi. Sb. I Sjezdu sl. geografu a etnografu v Praze 1924. 1926.
- Jablonski E., Weigner St. Tektonika strefy brzożnej Karpat fliszowych między Świcą i Lomnicą. Pos. Nauk. PIG. N 7. Warszawa, 1922.
- Janaček J. Stratigrafie. tektonika a paleogeografie neogenu Východního Slovenska. Geol. práce, z. 52. Bratislava, 1959.
- Jekelius E. Das pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. A nuarul Institutului Geologie al Romaniei, v. XXII. Bucuresti, 1943.
- Jekelius E. Sarmat und Pont von Soceni (Banat). Memoriele Institutului Geologie al Romaniei. v. V. Bucuresti, 1944.
- Koch A. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenburgischen Landestheile. Neogene Abteilung. Budapest, 1900.
- Kowalewski K. Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy. Spraw. PIG., t. IV, z. I. Warszawa, 1930.
- Kowalewski K. Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny t. 2. N 1, Warszawa, 1958.

- Krach W. Uwagi w sprawie rozdziału miocenu Polski. *Przegląd geol.*, N 3, 1956.
- Kozniar Cz. Złoża soli potasowej w Kaluszu. *Pos. Nauk. PIG*. N 34. Warszawa, 1939.
- Loczy L. Die wirtschafts geologische Bedeutung der Rückgliederung Ruteniens. *Jahrb. d. Kgl. ung. geol. Anst. über die Jahre 1939—1940*. Budapest, 1943.
- Loczy L. Direktionsbericht über das Arbeitsjahr 1939 der König. ungar. geologischen Anstalt mit besonderer Rücksicht die praktischen Forschungen. *Jahrb. d. Kgl. ung. geol. Anst. über die Jahre 1939—1940*. Budapest, 1943.
- Łomnicki M. Zapiski geologiczne z wycieczki na Podole. *Spraw. Kom. Fiz.*, t. VII. Kraków, 1873.
- Łomnicki M. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w r. 1873 w dolinach Złotej Lipy, Koropca. *Spraw. Kom. Fiz.* t. VIII. Kraków, 1874.
- Łomnicki M. Slodkowodny utwor trzeciorzędu na Podolu Galicyjskiem. «Kosmos», t. 10, 11, 12. Lwów, 1884, t. 20. Kraków, 1886.
- Łomnicki M. Materiały do geologii okolic Zółkwi. «Kosmos», r. XII. 1887.
- Łomnicki M. Przyczynek do geologii okolic Lwowa. *Wapien slodkowodny w Zubrzy*. «Kosmos», r. XVII, 1893.
- Łomnicki M. Ily Krakowieckie. «Kosmos», r. XXII. Lwów, 1898.
- Łomnicki M. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu dziewiątego. Kraków, 1901.
- Löfrenthey E. Die pannonische Fauna von Budapest. *Paleontographica*, Bd. 48. Stuttgart, 1902.
- Martini E. et Worslev T. Standard neogene Calcareous Nannoplancton Zonation. *Nature*, N 5229. London, 1970.
- Ney R. La stratigraphie du Miocene du Roztocze du Sud et de la zone limitrophe bordurale de Przedgorze. *Bull. Acad. Polonaise*, XI, N 3. Warszawa, 1963.
- Nossowsky M. F. Le Miocene moyen du golf de Borisen du bassin d'Euxine (Ukraine du Sud). V congrès du neogene mediterraneen. Lyon, 1971.
- Nowak J. Zarys tektoniki Polski. *Zjazd. Stow. Geogr. i Etnogr. w Polsce*. Kraków, 1927.
- Nowak J. Dniestr a gipsy tortonskie. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* t. XIV. Kraków, 1938.
- Nowak J. Miocen polnocnej krawędzi Karpat. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* t. XVII, 1947.
- Papp A. Die Koordination des Miozans in der Paratethys. *Verh. Geol. B.-A. H. I. Wien*, 1969.
- Paul K., Tietze E. Studien in der sandsteinzone der Karpathen. *Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst.* Bd. XXVII H. 1. Wien, 1877.
- Pavai-Vajna F. Felső-zavölgy Kornyekeken Geologiaja Beszámdo. X. Evf., 6 fr. Budapest, 1943.
- Pländerova E. Palynologický výskum Modrokamskej uhoľnej panvy. *Geologické práce*. Bratislava, 1963.
- Popa E. Asupra prezentei unor gresii glauconitice cu pectenii in stratele de cornu din valea Mare. *Studii si cercetari de Geologie. Acad. Rep. Pop. Rom.* t. V, N 2, 1960.
- Posewicz T. Das miocene Hügelland zwischen den Flüssen Theiss. Talabor und Nagyag (Gebiet zwischen den Orten Bustyahaza, Huszt und Kövesliget). *Jahresber. d. k. ung. geol., Anst.*, 1896.
- Posewicz T., Hoffmann C. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone. Umgebungen von Marmaros-Sziget. *Blätterzone 14. Col. XXX der geol. Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone 1: 75 000*. 1894.
- Prazak J. Statni solne doly v Marmaroske Solotvine (Akna Slatina) na Podkarpatske Rusi. *Hornicky, X (XXIX)*. Bucuresti, 1925.
- Pusch G. *Polens Paläontologie*. Stuttgart, 1837.
- Reuss A. Die fossile Fauna der Steinsalzablagerungen von Wieliczka. *Sitz. Akad. Wiss.* Bd. 55. Wien, 1867.
- Richthofen F. Trachyte im nordöstlichen Ungarn. *Verh. d. k. k. geol. Reichsans* Wien, 1858.
- Richthofen F. Die Bergszasser Gebirge. *Verh. d. k. k. geol. Reichsans*. 1858.
- Rogala W. Materiały do geologii Karpat. IV. Fauna i wiek warstw polanickich. «Kosmos», L. Lwów, 1925.
- Rogier L. Le genre Chlamys dans les formations neogenes de L'Europe. Paris, 1935.
- Roth L. Geologische Skizze des Kreusbach-Ruster Bergzuges und des südlichen Teiles Leithagebirgens. *Föld. Közl.*, Bd. IX. Budapest, 1879.
- Rudinac R. Vysledky noveho strukturneho prieskumu v Zapadnej casti Podvihorlatskej depresie. *Geol. prace, Spravy*, 48. Bratislava, 1969.
- Senes J., Švagrovský J. Neogen Vychodného Slovenska. *Geol. práce*, z. 46. Bratislava, 1957.
- Simionescu I. La faune sarimatique et tortonienne de la Moldavie. *Ann. sci. Univ. Jassy*, t. II. 1903.
- Simionescu I. Contribution a la geologie de la Moldavie. *Ann. sci. Univ. Jassy*. 1903.
- Steininger F., Senes J. M. (Eggenburgien) Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus (Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der zentralen Paratethys) Bd. II. Bratislava, 1971.
- Stojca C. Virsta conglomerata de Petricica. *Studii si cercetari, de Geologia, Acad. Rep. Pop. Rom.* t. VIII, N 3. Bucuresti, 1963.
- Stur D. Über die Umoebung von Lemberg. *Verh. der geolog. R—A.* Wien, 1859.
- Swiderski B. Budowa geologiczna Karpat Pokuckich *Panst. Inst. Geolog. Stacja Geol. Boryslaw Bul.* 7, 1925.

- Swiderski B. Tektoniczny stosunek polskich Karpat wschodnich do ich przedgorza. Roczn. Polsk. Tow. Geol. VI (1929). Kraków, 1930.
- Swiderski B. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Państw. Inst. Geol. Buil. 37. Warszawa, 1947.
- Szalai T. Az északkeleti Kárpatok geológiája. A. M. állami földt. intéz. évkon., XXXVIII köt. Budapest, 1947.
- Szentes F. A felső-tiszai miocén medence ősszefoglaló Képe. Besz. a M. Kir. földt. intéz. Vtárl. Munkal., 2 fr. Budapest, 1942.
- Szörényi E. Podolia miocén tengeri sünfaunája. Geologica Hungarica. Ser. palaeontologica. Fasc. 23. Budapestini, 1953.
- Teisseyre W. O znaczeniu fałdów diapirowych dla geologii złosolnych Podkarpacia. Pos. N. P. Inst. Geol., N 3. Warszawa, 1922.
- Teisseyre H. Budowa geologiczna brzegu Karpackiego między Nadworną a Delatynem. «Kosmos», 52. Lwów, 1928.
- Tolwinski K. Skolskie Karpaty brzesne z uwzględnieniem geologii Borysławia. Biul. 8, PIG. Warszawa — Borysław, 1925.
- Tolwinski K. Przedgórze Karpat Polskich. Przem. Naft. I. Lwów, 1925.
- Tolwinski K. Geologia Polskich Karpat Wschodnich od Borysławia do Prutu. Biul. N 10. Stacji Geolog. w Borysławia, 1927.
- Uhlig V. Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
- Vasicek M. Moravian Neogene Orbulineta and their stratigraphic significance. Vest. SGU, r. 21. Praha, 1946.
- Veit E. Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. Mitteilungen des Reichsamts für Bodenforschung zweigstelle. Wien, 1943.
- Voitesti J. P. Zagadnienie pochodzenia ropy w Karpatach Rumuńskich. Karpaty i Przedgórze III. Warszawa — Borysław — Lwów, 1935.
- Wiśniowski T. O miocenie podkarpackim w Dzurowie i Miszynie koło Kolomyi. «Kosmos», Roczn. XXIV. Lwów, 1900.
- Wyśniewski O. W. Przedgórze okolic Kosowa. Głębokie wiercenie poszukiwawcze «Hucul 1» N Wierzbowcu. Przemysł Naftowy, XIV, s. 1. Lwów, 1939.

СТРАТИГРАФИЯ УССР.

Т. Х. НЕОГЕН

РЕЗЮМЕ

Отложения неогеновой системы широко распространены во всех геологических регионах Украины, где составляют значительную часть осадочного чехла. С этими отложениями связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых — железной руды, каменной соли, серы, бурого угля, строительных материалов и многих других.

Значительный объем геологосъемочных и поисково-разведочных работ, проведенных в последние годы, существенно дополнил фактические данные о распространении, условиях залегания, вещественном составе и палеонтологической характеристике неогеновых образований. Это в свою очередь привело к дальнейшей детализации, уточнению и некоторым изменениям в стратиграфическом расчленении неогеновой толщи территории УССР.

В настоящей работе обобщены фактические данные по стратиграфии неогена Украины по состоянию на начало 1974 г. В основу предложенной авторами стратификации неогеновых пород положены биостратиграфические данные — наиболее надежный и действенный критерий при выполнении геохронологических работ.

Неогеновые отложения описаны по регионально-стратиграфическому принципу. На территории Украины выделены регионы: в платформенной части — Крым, Причерноморская впадина, Вольно-Подольская плита, Украинский щит, Днепровско-Донецкая впадина, Донецкий бассейн; в геосинклинальной — Карпаты (Предкарпатская и Закарпатская впадины).

На территории Украины развиты образования миоценового и плиоценового отделов неогеновой системы. Строение и фациальный состав пород неогена характеризуются сложностью и пестротой, обусловленными изменениями условий их образования как в пространстве, так и во времени. Именно поэтому неоген представлен разнофациальными морскими, лагунами и континентальными осадками.

Несмотря на более чем столетнюю историю изучения неогеновых отложений, в стратиграфии Украины существуют еще много спорных вопросов. До настоящего времени не установлены точное положение нижней и верхней границ системы, объем отдельных ярусов, окончательно не решены вопросы синхронизации морских и континентальных отложений.

В данной работе на основании общегеологических и палеонтологических данных нижняя граница неогена условно проведена по кровле асканийских отложений на юге Украины, по кровле бережской свиты в Днепровско-Донецкой впадине, в основании поляницкой свиты Предкарпатья и негровской свиты Закарпатья. Верхняя граница неогена проведена по кровле апшеронских отложений и их аналогов.

Неоген Вольно-Подольской плиты состоит из отложений гельветского, тортонского (разнофациальные слои) и сарматского (нижний и частично средний сармат) ярусов. Бугловские слои датируются ранним сарматом.

Неоген Крыма стратифицирован на майкопскую свиту (верхнекерлеутский (?), батисифоновый и королевский горизонты), тарханский, чокракский, караганский, конкский горизонты, нижне-, средне- и верхнесарматский подъярусы, мзотический, понтический, киммерийский и куяльницко-акчагыльский (надрудные, таманские слои) ярусы, гурийские и краснокутские слои. Отложения тарханского горизонта впервые расчленены на юраковские, собственно тарханские и камышлакские слои.

Неоген Причерноморской впадины сложен образованиями горностаевской, чернобаевской и маячковской свит, томаковских слоев, чокракского, караганского и конкского горизонтов, нижне-, средне- и верхнесарматского подъярусов, балтской свиты, мзотического, понтического, киммерийского и куяльницкого ярусов, хяпровских слоев и слоев с *Unio sturi*. Нижнемиоценовые отложения в Причерноморье (горностаевская и чернобаевская свиты) установлены в 1965 г. и с этого времени внесены в стратиграфическую схему, как и среднемиоценовые образования маячковской свиты.

Неоген Украинского щита (собственно щит без склонов) представлен отложениями полтавской свиты, боярской толщи, горизонта пестрых глин, среднего сармата, балтской свиты и континентальных образований верхнего плиоцена.

Отложения боярской толщи (установленной в 1968 г.), стратиграфический ранг которой еще не уточнен, датируются средним миоценом. Возраст горизонта пестрых глин определяется условно как позднемиоценовый — раннеплиоценовый. Условно датируются

отложения балтской свиты: поздний миоцен — поздний плиоцен. Полтавская свита принимается авторами как ранне-среднемиоценовые образования.

Неоген Днепровско-Донецкой впадины слагают отложения полтавской свиты, среднего сармата, горизонтов пестрых и красно-бурых глин, а также аллювиальные образования плиоцена.

Проведенное в последние годы детальное изучение неогеновых пород Донецкого бассейна позволило расчленить их на толщу кварцево-кремнистых пелитов и песчаников, условно датированную ранним — средним миоценом, полтавскую свиту, караганский и конкский горизонты, сарматский ярус, нерасчлененный аллювий позднего сармата — мзотиса, горизонт пестрых глин, понтический ярус (новороссийский горизонт) и континентальные образования среднего и позднего плиоцена.

Стратификация неогеновых образований Карпатского региона, являющегося связующим звеном между Центральным и Восточным Паратетисом, имеет свои специфические черты.

Неоген Закарпатской впадины, расчлененный на негровскую, буркаловскую свиты, терешульские конгломераты, новоселицкую, водицкую, тереблинскую, солотвинскую, тересвенскую, басхевскую, доробратовскую, луковскую, алмашскую, изовскую, кошелевскую, гутинскую и ильницкую свиты, коррелируется с неогеном Центрального Паратетиса. Неоген Предкарпатья, представленный отложениями поляницкой (олигоцен? — нижний миоцен?), воротыщенской, загорской, слободской, добровтовской, стебникской, баличской, богородчанской, тирасской, косовской и дашавской свит, тяготеет к неогену Воыно-Подолии.

Межрегиональная корреляция неогеновых образований платформенной части территории Украины приведена в стратиграфической корреляционной схеме, где дана также привязка этих подразделений к единой стратиграфической шкале (см. табл. 1). В книге приводится один из возможных вариантов корреляции неогеновых отложений Закарпатья и Предкарпатья (см. табл. 8).

Для неогенового периода характерны интенсивные орогенические движения, которые вызвали неоднократные трансгрессии и регрессии. В сравнении с предыдущими геологическими периодами в течение неогенового времени на Украине наблюдается общая тенденция к сокращению площадей морских бассейнов.

Неогеновые отложения являются перспективным источником сырья различных строительных материалов (известняков, песчаников, песков, глин, трепелов). С образованиями неогенового возраста связаны месторождения железных руд и редких металлов, нефти и газа, каменной и калийных солей, серы, бентонитовых глин и многих других полезных ископаемых.

STRATIGRAPHY OF THE UKRAINIAN SSR, VOL. X. NEOGENE

SUMMARY

The deposits of the Neogene system are widely distributed in all the geographical regions of the Ukraine, composing a considerable part of the sedimentary cover. Numerous deposits of useful minerals — iron ore, rock salt, sulphur, brown coal, building materials, etc., are connected with these deposits.

A considerable volume of geological survey and prospecting exploration works carried out recently essentially supplemented the facts on the distribution, mode of occurrence, substance composition and palaeontological characteristics of the Neogene formations. This, in its turn, resulted in a further detailing, specification and certain changes in the stratigraphic sequence of the Neogene mass for the territory of the Ukrainian SSR.

The present paper generalizes the facts on the Neogene stratigraphy in the Ukraine by the beginning of 1974. The stratification of the Neogene rocks suggested by the author is based on biostratigraphic data — the most reliable and effective criterion when fulfilling the geochronological works.

The Neogene deposits are described according to the regional-stratigraphic principle. The following regions are distinguished in the territory of the Ukraine: the Crimea, Black Sea depression, Volyn-Podolian plate, Ukrainian shield, Dnieper-Donets depression, Donets basin — in the platform part of the Ukrainian SSR, the Carpathians (Forecarpathian and Transcarpathian troughs) in the geosyncline part.

The Miocene and Pliocene formations of the Neogene system are developed in the territory of the Ukraine. The structure and facies composition of the Neogene rocks are of complex and mixed character determined by the changes in their formation conditions both in space and time. Just because of this Neogene is presented by heterofacies marine, lagoon and continental sediments.

In spite of more than a hundred years history of studies in the deposits of Neogene, there exists still a lot of disputable issues in its stratigraphy. The exact position of the lower and upper boundaries, volume of certain stages have not been established till now, the problems of synchronization of the marine and continental deposits have not been solved once and for all.

The authors of the present work, coming from general geological and paleontological data, determined conditionally the lower boundary of Neogene along the roof of the Askania deposits in the Ukraine south, along the roof of the Berekian suite in the Dnieper-Donets depression, in the base of the Polyanitsian suite in Forecarpathia and Negrovian suite in Transcarpathia. The upper boundary is drawn along the roof of the Apsheronian deposits and their analogs.

Neogene of the Volyn-Podolian plate consists of the deposits of the Helvetician, Tortonian (heterofacies layers) and Sarmatian (Lower and partially Middle Sarmatian) stages. The Buglovian layers are dated from Early Sarmatian.

Neogene of the Crimea is stratified into the Maikop suite (Upper Kerleut (?), Batisiphonian and Korolevian horizons), the Tarkhanskian, Chokrakian, Karaganian, Konian horizons, the Lower-, Middle- and Upper Sarmatian substages, the Meotian, Pontian, Cimmerian and Kujalnik-Akchagylia (supra-ore, Tamanian layers) stages, Gurian and Krasnokutskian layers. The deposits of the Tarkhanskian horizon are first separated into the Yurakovskian, proper Tarkhanskian and Kamyshlakian layers.

Neogene of the Black Sea depression is composed by the formations of the Gornostayevskian, Chernobayevian and Mayachkian suites, Tomakovian layers, Chokrakian, Karaganian and Konian horizons, Lower, Middle and Upper Sarmatian substages, Baltian suite, Meotian, Pontian, Cimmerian and Kujalnik stages, Khaprian layers and layers with *Unio sturi*. The Lower Miocene deposits in the Black Sea area (the Gornostayevskian and Chernobayevskian suites) are established in 1965 and from this time they as well as the Middle Miocene formations of the Mayachkian suite, are introduced into the stratigraphic scheme.

Neogene of the Ukrainian shield (the shield proper without slopes) is represented by the deposits of the Poltava suite, Boyarka mass, speckled clay horizon, Middle Sarmatian, Baltian suite and continental formations of Upper Pliocene.

The deposits of the Boyarka mass (established in 1968) the stratigraphic rank of which has not yet specified are dated from Middle Miocene. The age of the horizons of speckled clays

is determined conditionally as Late Miocene — Early Pliocene. The deposits of the Baltic suite are dated conditionally as Late Miocene — Late Pliocene. The Poltava suite is accepted by the authors as the Early-Middle Miocene formations.

The deposits of the Poltava suite, Middle Sarmatian, horizons of speckled and red-brown clays as well as alluvial formations of Pliocene are components of Neogene in the Dnieper-Donets depression.

A detailed study of the Neogene rocks in the Donets basin performed for recent years permitted them to be separated into the mass of quartz-siliceous pelites and sandstones conditionally timed to Early-Middle Miocene, into the Poltava suite, Karaganian and Konkian horizons, Sarmatian stage, non-segmented alluvium of Late Sarmatian — Meotis, the horizon of speckled clays, Pontian stage (Novorossiysk horizon) and continental formations of Middle and Late Pliocene.

Stratification of the Neogene formations of the Carpathian region which is a connecting link between the Central and Eastern Paratethys has its specific features.

Neogene of the Transcarpathian trough is separated into the Negrovian, Burkalovian suites, Tereshulian conglomerates into the Novoselitsian, Voditsian, Tereblian, Solotvinian, Teresvian, Baskhevian, Dorobratovian, Lukovian, Almashian, Izovian, Koshelevian, Gutinskian, Ilitsian suites. It is in correlation with Neogene of Central Paratethys. Neogene of Forecarpathia presented by the deposits of the Polyanitsian (Oligocene? — Lower Miocene), Vorotyshchian, Zagorotian, Slobodian, Dobrotovian, Stebnikian, Balichian, Bogorodchanian, Tirasian, Kosovian, Dashavian suites gravitates to Neogene of Volyn-Podolia.

Interregional correlation of the Neogene formations in the platform part of the Ukraine is represented in the stratigraphical correlation scheme, the allocation of these subdivisions to the geostatigraphical scale (Table 1) is given as well. The book also presents one of possible variants of correlation of the Neogene deposits in Transcarpathia and Forecarpathia (Table 8).

Intensive orogenic movements which evoked multiple transgressions and regressions are characteristic of the Neogene period. In comparison with the previous geological periods during the Neogene time a total tendency to a decrease in the areas of the marine basins is observed in the Ukraine.

The Neogene deposits are promising sources of raw for different building materials (limestones, sandstones, sands, clays, tripoli). The deposits of iron ores and rare metals, oil and gas, rocks and potash salts, sulphur, bentonites and many other useful minerals are connected with formations of the Neogene age.

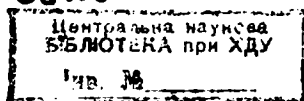
ЗМІСТ

Вступ (В. Г. Куліченко)	5
Крим	9
Міоцен (В. Г. Куліченко, М. Ф. Носовський)	10
Пліоцен (В. М. Семененко)	24
Причорноморська западина	32
Міоцен (В. Я. Дідковський, М. Ф. Носовський)	33
Пліоцен (В. М. Семененко)	70
Волино-Подільська плита	82
Міоцен (В. О. Горещький, В. Я. Дідковський)	84
Український щит (В. Ю. Зосимович, В. Г. Куліченко, Г. І. Моляко, Е. Б. Савронь)	111
Дніпровсько-Донецька западина (В. Ю. Зосимович)	118
Донецький басейн	132
Міоцен (Е. Б. Савронь, З. М. Сатановська)	133
Пліоцен (Е. Б. Савронь)	143
Карпати	147
Передкарпатський прогин (В. С. Буров, В. В. Глушко, Л. С. Пішванова)	147
Закарпатський прогин (І. В. Венгліньський)	181
Основні риси палеогеографії території України (Г. І. Моляко)	212
Корисні копалини (В. Я. Дідковський, В. М. Семененко)	234
Література (З. М. Сатановська)	242
Резюме	266

CONTENTS

Introduction (<i>V. G. Kulichenko</i>)	5
The Crimea	9
Miocene (<i>V. G. Kulichenko, M. F. Nosovsky</i>)	10
Pliocene (<i>V. M. Semenenko</i>)	24
The Black Sea Depression	32
Miocene (<i>V. Ya. Didkovsky, M. F. Nosovsky</i>)	33
Pliocene (<i>V. M. Semenenko</i>)	70
The Volyn-Podolia Plate	82
Miocene (<i>V. O. Goretsky, V. Ya. Didkovsky</i>)	84
The Ukrainian Shield (<i>V. Yu. Zosimovich, V. G. Kulichenko, G. I. Molyavko, E. B. Savron</i>)	111
The Dnieper-Donets Depression (<i>V. Yu. Zosimovich</i>)	118
The Donets Basin	132
Pliocene (<i>E. B. Savron</i>)	133
Miocene (<i>E. B. Savron, Z. M. Satanovskaya</i>)	143
The Carpathians	147
The Forecarpathian Trough (<i>V. S. Burov, V. V. Glushko, L. S. Pishvanova</i>)	147
The Transcarpathian Trough (<i>I. V. Venglinsky</i>)	181
Main Features of Paleogeography of the Ukraine Territory (<i>G. I. Molyavko</i>)	217
Useful Minerals (<i>V. Ya. Didkovsky, V. M. Semenenko</i>)	234
References (<i>Z. M. Satanovskaya</i>)	242
Summary	268

с8200



Академия наук Украинской ССР
Институт геологических наук

СТРАТИГРАФИЯ УССР

Том X. Неоген

(На украинском языке)

Друкється за постановою вченої ради Інституту геологічних наук АН УРСР

Редактор Г. С. Єценко Оформлення художника В. Г. Самсонов. Художній редактор
І. М. Косирев. Технічний редактор І. А. Ритнер. Коректори В. М. Губська, А. І. Разбицька.

Здано до набору 25. XII. 1974 р. Підписано до друку 22. VIII 1975 р. БФ 00234. Вид. № 13.
Зам. 4—3073. Тираж 500. Папір № 1, 70х108 1/16. Друк. фіз. арк. 17,0 + 0,25 вклейка. Умовн.
друк. арк. 24,15 Обліково-видавн. арк. 24,4 Ціна 2 крб. 86 коп.

Видавництво «Наукова думка», Київ, Репіна, 3.

Головне підприємство республіканського виробничого об'єднання «Поліграфкинг» Держ-
комвидав УРСР, м. Київ, вул. Довженка, 3.