

ПІЗНЬОМІОЦЕН-ПЛІОЦЕНОВІ ТЕРАСИ ПІВНІЧНОУКРАЇНСЬКОЇ ПАЛЕОСЕДИМЕНТАЦІЙНОЇ ПРОВІНЦІЇ

Стаття 2. Аллювіально-озерне походження неогенових терасових рівнів

А.М. Карпенко

(Рекомендовано д-ром геол.-мінерал. наук В.Ю. Зосимовичем)

*Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: karp-an@i.ua
Кандидат географічних наук, старший науковий співробітник.*

Обґрунтовано погляд на походження неогенових терас Дніпровсько-Донецької западини як денудаційно-аллювіально-озерно-аккумулятивне.

Ключові слова: неоген; терасові рівні; аллювіально-озерні відклади.

LATE MIOCENE-PLIOCENE TERRACES OF NORTH UKRAINIAN PALEOSEDIMENTARY PROVINCE

Paper 2. Alluvial-lacustrine genesis of the Neogene terrace levels

A.M. Karpenko

(Recommended by doctor of geological-mineralogical sciences V.Yu. Zosymovych)

*Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: karp-an@i.ua
Candidate of geographical sciences, senior scientific worker.*

The opinion on the genesis of the Neogene terraces of the Dnieper-Donets Depression as a denudation-alluvial-lacustrine-accumulative one is substantiated.

Key words: Neogene; terrace levels; alluvial-lacustrine deposits.

ПОЗДНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЕ ТЕРРАСЫ СЕВЕРОУКРАИНСКОЙ ПАЛЕОСЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ПРОВИНЦИИ

Статья 2. Аллювиально-озерное происхождение неогеновых террасовых уровней

А.М. Карпенко

(Рекомендовано д-ром геол.-минерал. наук В.Ю. Зосимовичем)

*Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: karp-an@i.ua
Кандидат географических наук, старший научный сотрудник.*

Обоснован взгляд на происхождение неогеновых террас Днепро-Донецкой впадины как денудационно-аллювиально-озерно-аккумулятивное.

Ключевые слова: неоген; террасовые уровни; аллювиально-озерные отложения.

Можно с сожалением отметить, что в настоящее время роль озерного этапа в формировании долин часто игнорируется. Примыкающие к рекам водно-аккумулятивные или денудационные поверхности считаются речными террасами, даже если их ширина достигает десятков и чуть ли не сотен километров (как это имеет место для среднего Днепра). Между тем часто гораздо логичнее рассматривать такие террасы как озерные.

Квасов Д.Д. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины. Озера полувлажной зоны. Москва; Ленинград: Изд-во АН СССР, 1963. С. 254.

Вступ

Автори перших схем неогенових терас Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції (ППП), починаючи з Д.М. Соболева, очевидно, мали в своєму розпорядженні не так багато інформативного фактичного матеріалу, виділяли свої тераси по невеликій кількості розрізів (обстежених ними особисто), і через це запропоновані ними схеми і карти терас дуже відрізняються не тільки за віковою інтерпретацією одного й того ж терасового рівня, а й за виділенням їх ареалів на місцевості. Ті з дослідників, які спробували б простежити поширення своїх терас по території ППП, залучаючи гіпсометричні критерії (зокрема, положення цоколя), як тепер ясно, відразу б потрапили в скрутне становище, бо вони підходили до цього питання з позицій чисто алювіального походження терасових рівнів, що вимагає шукати чіткі відміни однієї тераси від іншої в гіпсометричних характеристиках залягання алювіальних відкладів, а таких відмін немає. Деякі автори, які не сприйняли відсутності вказаної закономірності, наважилися запропонувати карти алювіальних терас для річкових долин ППП, що наведені в статті 1 [Карпенко, 2016]. Просте порівняння на цих картосхемах ареалів поширення терас та їх вікової інтерпретації свідчить про неможливість повністю довіряти жодній із схем (як, мабуть, багато в чому і нашій, побудованій для багатьох ділянок ППП лише за гіпсометрією сучасної поверхні¹ – рис. 1).

Варто зазначити, що такий стан речей зумовлений не недостатньою кваліфікацією згаданих вище дослідників, високий рівень якої не викликає сумнівів, а об'єктивними причинами, неймовірною складністю будови неоген-четвертинної товщі відкладів ППП.

Результати аналізу даних

На палеоген-неогеновому суходолі по периферії озерних і морських басейнів ППП неминуче формувалася річкова мережа і відбувалося утворення

товщ алювіальних відкладів. Під час регресій палеоген-неогенових басейнів річки, які впадали в них, успадковано-прогресивно, за влучним висловом Д.П. Назаренка [Назаренко, 1965], нарощували свої долини в бік осьової частини Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ). Умови для збереження (захоронення) відкладів цих річок в осадковому покриві виникали в пізньому олігоцені, ранньому та середньому міоцені – в процесі полтавського осадконагромадження²; в пізньому міоцені – пліоцені в трансгресивно-регресивній зоні південноукраїнських морів та в межах алювіальних рівнин річок ППП.

Що стосується пізньюміоцен-пліоценових алювіальних відкладів, то деякі з цих алювіальних товщ (більш-менш значно розвинуті) входять до складу виділених в неогеновому осадковому покриві території України континентальних стратонів: балтської світи, боярської світи і відкладів серії неогенових терасових рівнів у ДДЗ, про які йдеться у цій статті.

Наші уявлення про значне поширення в ДДЗ післяполтавських неогенових алювіально-озерних відкладів, які часто утворюють потужні товщі, що заповнюють понижені елементи досарматського денудаційно-ерозійного рельєфу, та про фактори й умови їх накопичення склалися в останні роки в результаті одержання значного обсягу фактичних даних, їх аналізу з позицій системно-палеогеографічного підходу та аналізу висновків попередників.

З нашої точки зору, ключовим із всіх положень для реконструкції динаміки післяполтавського алювіально-озерного осадконакопичення в ДДЗ є те, що коли в середньому сарматі в межі западини вступало море, то його води разом з водами підгачених морем річок спочатку заповнювали пониження рельєфу, вироблені в первинній полтавській рівнині досарматською ерозійно-денудаційною діяльністю [Карпенко, 1998, 2011], а у міру підняття рівня моря ці води затоплювали і нижчі з вододільних просторів. І ці затоплені

¹ Наприклад, частина фрагментів терасових рівнів в зоні активної діяльності дніпровського зледеніння можуть мати геологічну будову, яка не зовсім відповідає їх гіпсометричному положенню; зокрема, такі фрагменти поширені на правобережжі р. Десна – на схемі вони залишені без штриховки.

² Питання про шари алювіального генезису в полтавській серії має бути темою окремої статті.

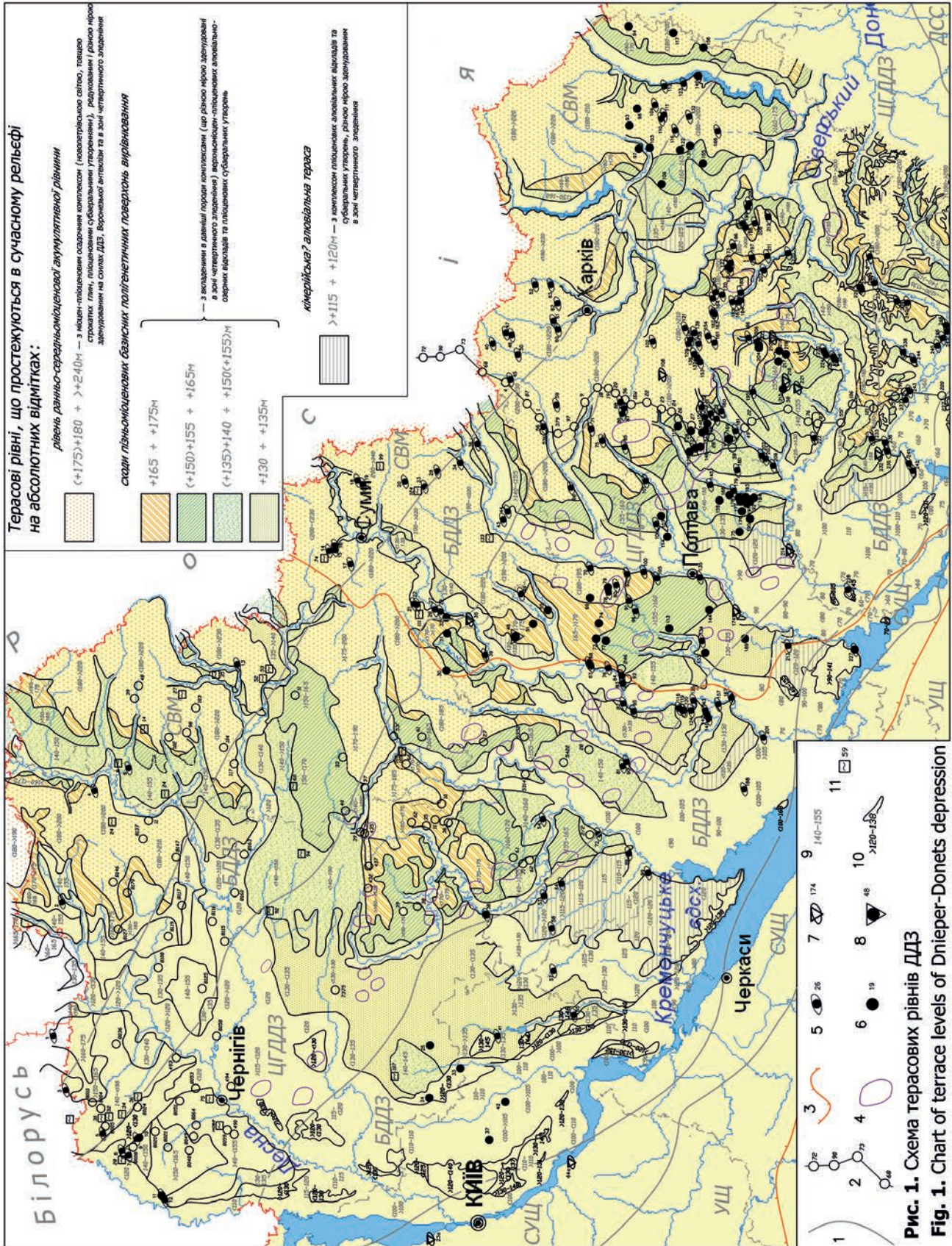


Рис. 1. Схема терасових рівнів ДДЗ
Fig. 1. Chart of terrace levels of Dnieper-Donets depression

Умовні позначення до рис. 1

- 1 – межі геоструктурних районів (Геологія і корисні копалини України (атлас). Масштаб 1:5 000 000. Київ, 2001. 168 с.);
 - Українського щита (УЩ)
 - схилів Українського щита (СУЩ) і Воронезького масиву (СВМ)
 - Дніпровсько-Донецької западини:
 - бортів (БДДЗ)
 - центрального грабена (ЦГДДЗ)
 - Донецької складчастої споруди (ДСС)
 - 2 – свердловини та лінія геологічного розрізу за даними геологічної зйомки м-бу 1:200 000 різних років
 - 3 – межа поширення дніпровського льодовика (Атлас України. Київ: Інститут географії НАН України; ТОВ «Інтелектуальні системи ГЕО», 2000)
 - 4 – локальні структури, виражені в рельєфі (Атлас України. Київ: Інститут географії НАН України; ТОВ «Інтелектуальні системи ГЕО», 2000)
- Розрізи, вивчені в процесі досліджень, та їх номери:
- 5 – відслонення
 - 6 – свердловини
- Розрізи, намічені як опорні:
- 7 – відслонення
 - 8 – свердловини
 - 9 – інтервал абсолютних відміток поверхні терасових рівнів
 - 10 – підвищені форми рельєфу в поясі четвертинних терас та інтервали абсолютних відміток їх поверхні
 - 11 – родовища неогенових глин або з їх шарами у розкривній товщі (за матеріалами серій «Строительные материалы ... области» (по областях України), 1963-1965 рр. та «Минерально-сырьевая база строительных материалов Украины. ... область» (по областях України), 1972-1974 рр.; нумерація родовищ оригінальна)

Legend to Fig. 1

- 1 – boundaries of geostuctural areas (Geology and mineral resources of Ukraine (atlas). Scale 1:5 000 000. Kyiv, 2001, 168 p.);
 - Ukrainian shield (УЩ)
 - slopes of Ukrainian shield (СУЩ) and Voronezh massif (СВМ)
 - Dnieper-Donets depression:
 - sides (БДДЗ)
 - central graben (ЦГДДЗ)
 - Donets folded structure (ДСС)
 - 2 – wells and line of geological section according to the geological survey of scale 1:200 000 of different years
 - 3 – boundary of expansion of the Dnieper glacier (Atlas of Ukraine. Kyiv: Instytut heohrafiї NAN Ukraine; TOV «Intelektual'ni systemy GEO», 2000)
 - 4 – local structures that are expressed in relief (Atlas of Ukraine. Kyiv: Instytut heohrafiї NAN Ukraine; TOV «Intelektual'ni systemy GEO», 2000)
- Sections that were studied in the research and their numbers:
- 5 – exposures
 - 6 – wells
- Sections selected as support:
- 7 – exposures
 - 8 – wells
 - 9 – interval of absolute marks of surface of terraces levels
 - 10 – elevated forms of relief in the zone of quaternary terraces and intervals of absolute marks of their surface
 - 11 – deposits of Neogene clays or with their layers in overburden strata (after materials of series «Building materials of ... region» (in regions of Ukraine), 1963-1965 years and «Mineral-material base of building materials of Ukraine. ... region» (in regions of Ukraine), 1972-1974 years; numbering of deposits is original)

денудаційні поверхні, і транзитний алювій в до-середньосарматських долинах поховувалися «перевідкладеними пісками полтавської серії» (див. статтю 1), що постачалися в басейн абразією та ріками, які продовжували еродувати полтавську рівнину. На півдні ППП в товщу таких відкладів вклинюються морські відклади, в котрих є кілька місцезнаходжень середньосарматської фауни [Стратиграфія..., 1975]. Очевидно, ця затока сарматського моря в ППП з часом трансформувалася в неогеновий озерний басейн, що зазнав кілька трансгресивно-регресивних циклів. Під час регресивних фаз могли виникати умови для формування нових денудаційних рівнів, а протягом трансгресивних абразійна діяльність цього басейну та його субаквальна акумуляція здійснювали певне нівелювання³ розчленованого рельєфу. Пізніше нівелюючого ефекту додала покривна четвертинна седиментація, після чого в сучасному рельєфі мають проявлятися тільки найзагальніші риси того давнього. І такою рисою є чітко простежувана терасованість на тих площах (зокрема, вододільних), де вона безсумнівно успадкована від дочетвертинного рельєфу.

Переважає більшість дослідників неогенових терас ДДЗ намагалися побудувати свої терасові схеми з позицій звичного для них алювіального терасоутворення, і такий підхід не привів до вирішення проблеми (див. статтю 1). Разом з тим уже в ті часи окремі автори відзначали певні факти, що не знаходили задовільного пояснення при вказаному підході, і дехто з них заклали основи іншого погляду на генезис неогенового терасового рельєфу ДДЗ.

Тут варто згадати, що і першопочатківець розробки схем терасової будови ППП Д.М. Соболев не вкладав в свої тераси чисто алювіального змісту, хоча це якось залишається поза увагою дослідників пізніших часів, які опонують своїми алювіальними терасами, власне, поверхням вирівнювання Д.М. Соболева, що є не зовсім коректним. Д.М. Соболев [Соболев, 1938б, с. 10] виділяв «...ряд полос береговых равнин или террас различного возраста, последовательно причленявшихся одна к другой по мере отодвигания к югу северной границы украин-

ских морей, на протяжении времени от верхнего мела до конца неогена». Сам він вжив термін «тераси», але якщо заглибитися в генетичну суть цих утворень, якою її бачив Д.М. Соболев, то за його термінами виявляються сухопутні фрагменти тих поверхонь, що їх Ю.О. Мещеряков [Мещеряков, 1965] назвав базисними полігенетичними поверхнями вирівнювання (тим більше, що Д.М. Соболев вказував [Соболев, 1938б, с. 10], що «...к каждому из перечисленных уровней была приурочена своя долинная сеть»; «...на протяжении времени от верхнего мела до конца неогена устанавливается перемещение северных берегов морей к югу ... и освобождение все новых и новых полос суши (береговых низменностей); на последних сейчас же развивался долинный ландшафт, вначале консеквентный, но к которому затем неизбежно прибавлялись субсеквентные направления...» [Соболев, 1938а, с. 17]).

Обережний підхід до неогенового алювіального терасовиділення в ППП був властивий І.М. Рослому, який відмічав, що «...неогеновые речные террасы в антропогеновые долины не вписываются, тяготеют к междуречным пространствам или исходному уровню – миоценовой озерно-аллювиальной равнине, а в бассейне Орели и юго-западнее – к морской равнине миоценового возраста» [Рослый, 1990, с. 124]. І хоча І.М. Рослий веде мову все ж про річковий генезис неогенових терас, проте їх особливості, відзначені автором, не можуть не насторожувати щодо такого їх походження.

О.В. Міленко [Міленко, 1982] на території Донбасу теж виділяє не просто тераси, а поверхні вирівнювання, до складу яких можуть входити кілька терасових рівнів. Такою комплексною полігенетичною поверхнею вирівнювання є міоценова, яка, за О.В. Міленком, складається з двох рівнів: «марфинського» і «старобільського». В межах «Донецької суші» марфинський рівень (аналог полтавської тераси Д.М. Соболева) є пенепленізованою рівниною (що її О.В. Міленко зіставляє з «нижньою (неогеновою) денудаційною сходиною» О.Н. Вознесенського [Вознесенский, 1946]), а за межами відкритого Донбасу – аккумулятивною, яка прирівнюється О.В. Мілен-

³ Ясна річ, абразійно-аккумулятивна діяльність не могла створювати на місці розчленованого рельєфу такі досконало рівні поверхні, які залишають після себе бокова ерозія та алювіальна акумуляція (річкові тераси).

⁴ Щодо цього О.В. Міленко робить застереження [Міленко, 1982, с. 234]: «...аналогія иванковской и старобельской террас очевидна, а вопрос об их возрасте должен решаться по определению возраста пестрых глин, распространенных на северных окраинах Донбасса». Як видно, проблеми, пов'язані з іванківською терасою і строкатими глинами (див. статтю 1), поширюються і на територію Донбасу.

ком до «полтавської берегової низовини» Д.М. Соболева. Наступний нижчий рівень – «старобільський» (аналог іванківської тераси Д.М. Соболева) – маркований «загальновідомими» строкатими глинами (зеленувато-сірими, червоно-бурими, в'язкими, гіпсоносними), вік яких (і відповідно вік старобільського рівня) О.В. Міленко вважає сарматським⁴. Цей рівень також має свою денудаційну частину: вона представлена реліктами річкових долин в сідловинах вододільних просторів ряду районів відкритого Донбасу. Наступний рівень – ранньопліоценовий. Він сформований діяльністю річок іншого гідрографічного плану, ніж сучасний; його денудаційна частина розвинута теж на правобережжі р. Сіверський Донець, а акумулятивна – в основному на лівобережжі, де представлена на вододілах лівих приток Сіверського Донця долиноподібними зниженнями з алювіальними відкладами. Це наймолодша з неогенових поверхонь вирівнювання, розвинутих в межах сучасних вододільних просторів Донбасу.

В річкових долинах О.В. Міленко виділяє ще одну, середньопліоценово-ранньоплейстоценову поверхню вирівнювання.

Маючи на меті проведення районування території за особливостями будови неогенових відкладів, ми слідом за попередниками зробили власну спробу перевірити існування залежності геологічної будови неогенової товщі ДДЗ від рельєфу сучасної поверхні.

При ретельному аналізі гіпсометричної карти в межах Придніпровської низовини нижче поверхні з відмітками (+175)+180÷>+240 м, яка відповідає первинній полтавській рівнині, можна виокремити, хоч місцями це і важко, більш-менш витримані рівні рельєфу, в будові яких беруть участь післяполтавські алювіально-озерні відклади. Це рівні з такими інтервалами відміток сучасної поверхні: +165÷+175 м, (+150)+155÷+165 м, (+135)+140÷+150(+155) м, +130÷+135 м, >+115÷+120 м (рис. 1). Вони мають кілька спільних особливостей:

- на значній частині площі свого розвитку більшість з них не приурочені до сучасних долин річок;

- деякі з рівнів утворюють острівні фрагменти (по типу денудаційних останців) у полі розвитку нижчого рівня;

- в геологічній будові усіх рівнів є кілька спільних рис:

- як правило, двочленна будова алювіально-озерної товщі: внизу – піски, що місцями мають потужність до 45 м: св. 3 (133)⁵ – ГДП-200⁶, аркуш «Полтава» – в районі с. Ганжа Полтавської області, а вверху – глини, інколи до 25 м потужності: св. 16 (48) поблизу с. Чорняки Полтавської області;

- значні коливання гіпсометричного положення підошви, менш суттєві – покрівлі.

В межах вищих із вказаних терасових рівнів потужності алювіально-озерного комплексу досягають значних величин (місцями в свердловинах ГДП-200, аркуші «Красноград», «Полтава» – до 45 м: св. 18 (73) у районі с. Жоржівка Полтавської області, св. 171 (169) поблизу с. Чапаєве Харківської області, св. 3 (133) у районі с. Ганжа Полтавської області), а в напрямку загального зниження сучасної денної поверхні потужності алювіально-озерних відкладів суттєво зменшуються.

Найбільші потужності верхньоміоцен-пліоценового комплексу відкладів приурочені до тих ділянок лівобережжя, які в сучасному рельєфі утворюють дещо нижчий від первинного полтавського плато гіпсометричний рівень: +165÷+175 м. Тут зафіксовані відмітки покрівлі комплексу досягають майже +140 м, а відмітки підошви опускаються нижче +80 м. Це свідчить про значне розчленування первинної полтавської рівнини і про наступну нівелюючу акумуляцію спочатку в порівняно динамічному середовищі (піски алювіальні, прибережно-озерні), а пізніше – в спокійних, застійних умовах басейну зі слабкою енергією рельєфу його водозбірної території (глини озерні, лиманні). Останнє вказує на високий рівень стояння вод цього басейну, який досягав навіть деяких відносно нижчих ділянок первинної полтавської рівнини. Можливо, великі потужності вказаного комплексу в деяких розрізах, а також порівняно глибоке залягання його підошви зумовлені ще й тектонічним фактором – приуроченістю до ділянок опускання, пов'язаних із солянокупольною тектонікою.

Піщані відклади в межах всіх терасових рівнів (крім «полтавського» – >+175÷+180 м) подібні між собою: переважає звичайне забарвлення в світло-сірих тонах, часто з участю жовтого чи буруватого відтінків; піски найчастіше дрібнозернисті, часто не дуже добре сортовані – до різно-

⁵ Тут і далі – в дужках номер розрізу на рис. 1, 2.

⁶ Геологічне довивчення площ м-бу 1:200 000.

зернистих, місцями з домішкою крупніших фракцій; інколи присутні інтервали розрізу з чіткою шаруватістю різного типу; в ряді відслонень, що відкривають нацокольну частину піщаної товщі, піски часто косо- і перехресношаруваті, грубозернисті, і що характерно, можуть містити в базальному горизонті котуни глини та необкатані або слабообкатані уламки каолінистого пісковику, що походить з верхньоновопетрівської підсвіти. В кар'єрі с. Нові Млини (135) такі уламки досягають розмірів понад 20 см. Місцями в пісках присутня невелика домішка каолініту.

Глини мають забарвлення переважно в сірих тонах: сірі, темно-сірі, світло-сірі, але нерідко вони зеленуваті, оливкові, коричнюваті; місцями кілька відтінків чи кольорів утворюють дрібні плями, розводи, надаючи забарвленню мармуроподібності. В товщі глини трапляються рівні, збагачені карбонатними конкреціями – очевидно, вони маркують гідроморфні ґрунтові утворення. Гідроморфні виковні ґрунти нерідко приурочені до верхньої частини субаквальної товщі, що пов'язано з фазою поступового осушення басейну і періодичним виходом відкладів на денну поверхню. На ділянках з більшою інтенсивністю цих процесів у таких утвореннях з'являються плями червоних і бурих тонів забарвлення [Карпенко, 2011], що було підставою для виділення строкатих глини нижнього рівня.

О.В. Крашеніннікова [Крашеніннікова, 1948] називає ці глини «нерівномірноплямисто забарвленими» і на основі узагальнення значного фактичного матеріалу стверджує, що в їх зведеному розрізі виразно виділяються п'ять основних літологічних відмін, з яких поступово згори до низу кожна наступна змінює попередню: 1) бурувато-сірі, мають стале забарвлення, часто містять домішку піску, майже завжди присутні лише у верхній частині товщі глини; 2) сірі і жовті, дуже поширені, забарвлення нестале, з різними сірими, жовтими, іржаво-жовтими плямами, в окремих районах відсутні в розрізі разом з бурувато-сірими – через розмив; 3) зеленкувато-сірі – найбільш стала літологічна відміна цього глинистого комплексу: вони присутні майже скрізь, за винятком ділянок з помітними підняттями в рельєфі підстеляючих порід; характер забарвлення сталий, наявні сірі та жовті плями, нерівномірно розкидані по всій товщі глини; ці глини дуже часто збагачені на пісок, особливо в нижній частині розрізу, інколи трапляються прошарки пісків, суглинків та супісків,

ці прошарки та піскуватість пов'язані з підвищеними ділянками рельєфу підстеляючих порід, причому на цих ділянках спостерігається і редуція розрізу, зменшення потужності глини; 4) зеленкувато- і голубувато-сірі глини нерівномірноплямисті, до вищезгаданих барв додається ще й голуба, в розрізі присутні значно рідше; 5) темно-сірі і чорні вуглисті глини трапляються рідко – там, де в рельєфі підстеляючих порід є депресії; іноді вони містять включення сірих кварцових пісків і в нижній частині шару стають піскуватими. Часто та чи інша літологічна відміна глини випадає з розрізу (як правило, на гіпсометрично підвищених ділянках) або заміщується піском, суглинком чи супіском. Всі літологічні відміни від 1) по 4) характеризуються наявністю карбонатних утворень і залізо-марганцевих бобовин.

Варто зазначити, що за нашими спостереженнями досить часто в межах трьох середніх із п'яти виділених нами терасових рівнів верхня частина глинистої пачки і богданівський виковний ґрунт, сформований на ній, містять новоутворення гіпсу.

В глинах, за даними О.В. Крашеніннікової [Крашеніннікова, 1954], переважають глинисті мінерали бейделіт-нонтронітового ряду.

Великі потужності глини у межах рівня +165÷+175 м свідчать про тривалий час існування відповідного озерного басейну.

Глиниста частина верхньоміоцен-пліоценового алювіально-озерного комплексу (а саме ця частина становить найбільший інтерес для подальшого вивчення) представлена у відслоненнях лише розрізненими фрагментами. Тому для наочного уявлення про її особливості наводимо опис розрізу свердловини.

Св. 16 (48) – ГДП-200, аркуш «Полтава»

В 2,5 км на південний захід від с. Чорняки Зіньківського району Полтавської області, на вододільній поверхні; абс. відмітка устя +170 м.

Розріз представлений товщею верхньоміоценових алювіально-озерних відкладів максимальної потужності, зустрінуті нами в ДДЗ, з максимальною потужністю її верхньої, глинистої пачки. Знаходиться в межах терасового рівня +165÷+175 м і може бути рекомендований для детальшого вивчення як опорний для цього рівня.

Під четвертинними відкладами відкрито:

22,5-25,2 м – N₂bv – берегівський виковний ґрунт – глина коричнева;

25,2-25,7 м – N_{2sv} – глина світло-коричнева;
25,7-30,5 м – N_{2bd} – богданівський викопний ґрунт – глина червонувато-коричнева;

30,5-48,3 м – N_1^3 – глина нечіткоплямиста (мармуроподібного характеру забарвлення): сірі, темно-сірі, місцями бурі і світло-сірі плями і розводи; з поодинокими карбонатними конкреціями; з гл. 46,2 м поступово (в плямах) з'являється зелений відтінок;

48,3-48,8 м – N_1^3 – глина світло-сіра із зеленуватим відтінком у мармуроподібних плямах;

48,8-49,8 м – N_1^3 – глина мармуроподібного забарвлення, оливкувата із зеленуватими плямами; в підшві – карбонатний горизонт: дрібні гнізда крупинистих карбонатів;

49,8-51,3 м – N_1^3 – глина тьмяно-зелена з бурувато-світло-коричневими плямами; в підшві – жовно (на весь діаметр керна) крупинистих карбонатів;

51,3-55,0 м – N_1^3 – глина однорідного зеленого забарвлення;

55,0-55,5 м – N_1^3 – глина сіра мармуроподібна;

55,5-55,9 м – N_1^3 – глина опіщанена в вохристо-бурих тонах забарвлення;

55,9-57,6 м – N_1^3 – пісок дрібнозернистий, слабглинистий, буро-жовтоколірний з прошарками білясто-світло-сірого;

57,6-72,0 м – N_1^3 – пісок дрібно-середньорізнозернистий, глинистий, в бурих і сірих тонах забарвлення; з кількома прошарками глини чорної, вуглистої.

Нижче залягають палеогенові відклади (Pg_{3br_1}).

Показово, що розвинута на Українському щиті (УЩ) – в межах ППП – верхньоміоцен-пліоценова боярська світа, що сформована в подібних умовах, також, в цілому, двочленна [Зосимович та ін., 2006], і в верхній глинистій її частині сірі глини теж містять гіпсові кристали, а у відслоненні кар'єру с. Чорна Кам'янка, що на р. Гірський Тікич, очевидно, в мілководній прибережній фації ці глини переповнені гіпсовими новоутвореннями. Те, що боярська світа перекрита не богданівським, а молодшим, березівським викопним ґрунтом, може вказувати на

ізоляцію боярського басейну, принаймні наприкінці його існування, від озерного басейну в ДДЗ, але присутність гіпсу в верхніх шарах осадових товщ свідчить, що обидва вони пережили етап засушливого понтичного клімату. Покрівля боярської світи знаходиться значно – на 40-50 м – вище, ніж покрівля верхньоміоцен-пліоценового алювіально-озерного комплексу в ДДЗ, що, враховуючи близькість величин їх потужностей, може бути зумовлено відмінністю неотектонічного режиму двох геоструктурних районів (УЩ і ДДЗ).

В картині гіпсометричного положення цоколів комплексу звертають на себе увагу два моменти.

Від вищих терасових рівнів до нижчих, в цілому, спостерігається зниження цоколів. Разом із закономірно двочленною будовою розрізів у межах кожного терасового рівня це зниження свідчить про формування осадової товщі кожного наступного молодшого терасового рівня після вироблення в попередньому рельєфі нового рівня денудації. Тобто, нарощування відкладів комплексу відбувалося за типом прихилання. Денудація, передуюча акумуляції відкладів, неминуче вкорінювалася своїми ерозійними елементами в межі усіх давніших, вищих рівнів. Вододільні поверхні, що виникали при цьому на відкладах попередніх акумулятивних фаз, різною мірою знижувалися денудацією; до цих деструктивних процесів пізніше, при наступній черговій трансгресії, долучалася ще й абразія.

Пам'ятниками таких фаз денудації є і острівні ареали вищих терасових рівнів у межах нижчих⁷.

Саме з розчленованістю цими процесами похованого рельєфу цоколя пов'язана друга характерна особливість його поведінки в межах кожного з терасових рівнів: значні коливання гіпсометричного положення цоколя (хоча не варто скидати з рахунку можливість існування спотворень положення цоколя неотектонічними процесами, зокрема солянокупольною тектонікою).

Денудаційний характер ложа неогенових алювіально-озерних відкладів чітко простежується на північному Донбасі. Так, за свідченням О.В. Міленка [Міленко, 1982], строкатоколірні

⁷ Це явище відмічено також іншими дослідниками, наприклад І.М. Рослим і Ю.Г. Чугунним [Рослий, Чугунний, 1966, с. 202] для басейну р. Сіверський Донець: «На ділянці сіл Шевченково – Довгалівка ця тераса (новохарківська. – А.К.) відмежовується від антропогенових розмитими останцями вододільної рівнини і має характер похованої долини». Про «окремі ерозійні останці в центральній частині Дніпровсько-Донецької западини», на яких зустрічається комплекс відкладів іванківської тераси, пише також В.О. Ворона [Ворона, 1967] (зрозуміло, що ці останці не ерозійні, а денудаційні).

глини (сарматського, за припущенням О.В. Міленка, віку) старобільського (іванківського) терасового рівня ближче до його зовнішньої межі лягають на розмиту поверхню берецьких і полтавських (очевидно, мається на увазі новопетрівських) відкладів, а далі на південь – безпосередньо на харківські і навіть на київські відклади палеогену. Така дуже похила (бо потрібно враховувати ще й нахил підстильних шарів у тому ж напрямку – на південь) поверхня денудації однозначно вказує на те, що, як і на лівобережжі Дніпра, на Донбасі активно проявився до-сарматський денудаційний етап.

Певним винятком із серії виділених нами в ДДЗ неогенових терасових рівнів може бути рівень з інтервалами відміток сучасної поверхні $>+115 \div +120$ м. Це найнижчий з рівнів, на якому ще присутні «червоно-бурі глини» (зокрема, богданівський виковний ґрунт М.Ф. Веклича [Веклич, 1982]). Аллювіальні відклади, що, в цілому, в верхньоміоцен-пліоценовій аллювіально-озерній товщі ДДЗ відіграють другорядну роль, тут складають більшу частину товщі, яка до того ж, здається, має порівняно невелику потужність. Це може бути ознаками формування цього рівня як аллювіальної тераси. Оскільки, за нашими уявленнями, богданівський виковний ґрунт завершив своє формування на рубежі кімерію та акачилигу [Карпенко, 2011], то, відповідно, аллювій цієї тераси має кімерійський вік.

Для ілюстрації будови терасового рельєфу ППП наводимо (рис. 2) схематичний профіль вздовж долини р. Ворскла по її правобережжю вниз за течією. Цей профіль перетинає чотири терасових рівні.

В с. Чернечий Яр на терасовому рівні $(+175)+180 \div >+240$ м у кількох відслоненнях простежується розріз первинної полтавської рівнини – з повною будовою полтавського седиментаційного циклу (берецька і новопетрівська світи та товща строкатих глин).

На південь, в кар'єрі с. Михайлівка, вже в межах терасового рівня $+165 \div +175$ м відслонюється товща новопетрівських пісків, яка, судячи з потужності (видно >10 м), представляє більшу частину новопетрівської світи. Найімовірніше, в цьому розрізі відсутня тільки невелика верхня частина полтавського седиментаційного циклу і цей фрагмент рівня $+165 \div +175$ м має денудаційний характер (зазначимо, що в межах цього ж рівня в св. 16 (48) – див. вище по тексту – представлений денудаційно-аккумулятивний його

фрагмент, в межах якого новопетрівська світа зденудована повністю і на поверхні розмиву лягає потужна, понад 40 м, товща верхньоміоцен-пліоценового аллювіально-озерного комплексу).

Ще далі на південь, в с. Петрівка в правому схилі великої неогенової балки, що розчленовує терасовий рівень $(+150)+155 \div +165$ м, є фрагмент балочної тераси, який, отже, представляє тут котрийсь із нижчих вододільних терасових рівнів. Примітно, що в підшві балочного аллювію на зденудованій поверхні новопетрівської світи лежать уламки новопетрівського каолінистого пісковика (що є характерною породою верхньої частини новопетрівської світи), а глини цього аллювію містять гіпсові новоутворення.

Особливо показовим у межах цього ж рівня – $(+150)+155 \div +165$ м – є розріз у піщаному кар'єрі с. Нові Млини, що на південно-східній околиці м. Полтава. В нижній третині розрізу відслонюються добре сортовані нешаруваті дрібно-тонкозернисті світлі піски сиваської підсвіти берецької світи палеогену. Вище характер піщаної товщі різко змінюється: піски стають горизонтально- і косошаруватими, несорттованими, в частині прошарків – з домішкою гравію, котунчиків глини. В підшві цієї верхньої пачки (видимою потужністю близько 8-10 м) на розмитій поверхні палеогену лежать необкатані уламки розміром до 20 см каолінистого пісковика верхньонновопетрівської підсвіти. Це переконливо свідчить про абразію рівня $(+175)+180 \div >+240$ м (єдиного, де ця порода є в корінному заляганні) під час трансгресії міоценового басейну, внаслідок якої був сформований новий терасовий рівень.

На південний захід, біля с. Кунцеве знаходиться розріз, що представляє наступний терасовий рівень $(+130 \div +135$ м). Тут на сиваських пісках берецької світи палеогену з розмивом лежить пачка несорттованих шаруватих пісків, що вверх змінюються супісками, суглинками та піскуватими гіпсоносними глинами. Ця пачка з перервою покривається кімерійським богданівським виковним ґрунтом.

На рис. 2 наведені також розрізи двох свердловин, пробурених на терасових рівнях $(+150)+155 \div +165$ м та $+130 \div +135$ м. На цих повніших розрізах видно, що міоценові піщані аллювіально-озерні пачки, як правило, увінчуються товщею сіроколірних глин.

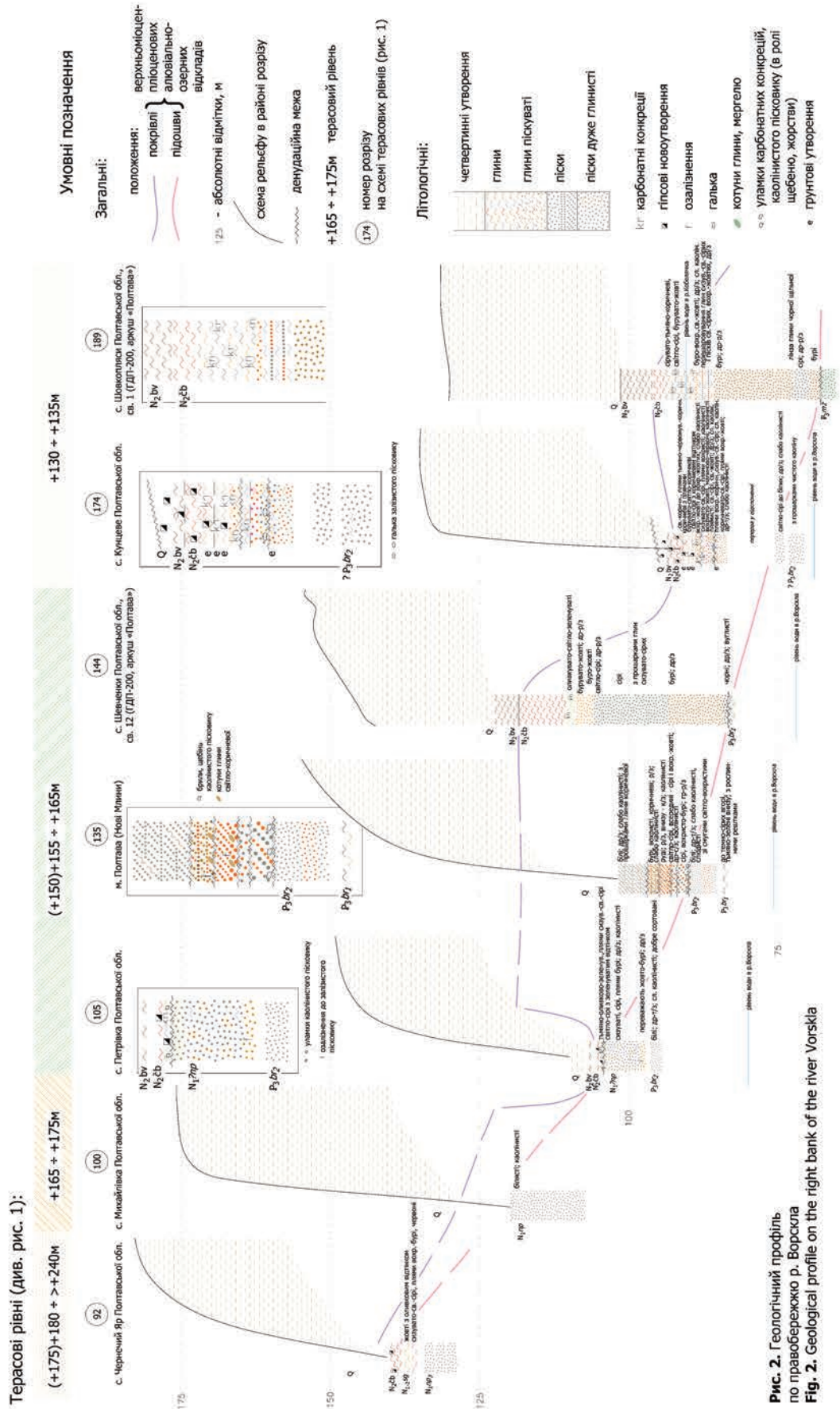


Рис. 2. Геологічний профіль по правобережжю р. Ворскла
Fig. 2. Geological profile on the right bank of the river Vorskla

Висновки

Формування терасового рельєфу ДДЗ почалося після завершення полтавсько-строкатоглинного циклу седиментації (полтавська серія та товща строкатих глин, що її увінчують) розчленуванням полтавської рівнини досарматською денудацією. Утворений денудаційний рівень був зайнятий басейном у результаті середньосарматської трансгресії (інгресії).

Подальша еволюція басейну – це прогресуюче зниження його рівня, яке, схоже, ускладнювалося і фазами осушення басейну з відродженням денудаційно-ерозійної діяльності, і фазами повторного затоплення, але вже нового денудаційного підрівня рельєфу. Таку версію динаміки факторів формування верхньоміоцен-пліоценового алювіально-озерного комплексу ДДЗ можна вважати основною. Це версія не алювіально-терасової будови комплексу, а формування його як серії прихилених базисних полігенетичних поверхонь вирівнювання (власне, алювіальних та озерних терас та прилеглих до них рівнів ерозійно-площинноденудаційної планеті). Ця версія пульсаційно-регресуючого озерного басейну з чергуванням фаз денудації – транзитної акумуляції і фаз алювіального, дельтового, лиманного, озерного осадконагромадження добре узгоджується зі зменшенням потужностей алювіально-озерних відкладів від вищих терасових рівнів до нижчих, а також з літологічно закономірною будовою розрізів у межах кожного з рівнів: нижня частина розрізу майже завжди складена пісками, а верхня – глинами. Значні коливання гіпсометричного положення цоколя алювіально-озерних відкладів у межах кожного з рівнів⁸, наявність останців вищих рівнів у межах ареалів нижчих також знаходять своє по-

яснення у вказаному генезисі похованих цими відкладами поверхонь (як денудаційних рівнів).

Наведені вище особливості похованого рельєфу і сучасного підтверджують, що походження основних площ неогенових терасових рівнів ДДЗ є комплексним – денудаційним і озерно-акумулятивним, відповідно до чого в межах кожного рівня його поховані фрагменти варіюють від денудаційних до акумулятивних. На Донбасі, відповідно до поглядів О.В. Міленка [Міленко, 1982], ці два різновиди простежуються чіткіше, бо денудаційні й акумулятивні частини поверхонь вирівнювання більше «розведені» територіально.

Поховані залишки неогенових ерозійно-акумулятивних ділянок (річкових терас, можливо, цілих їх систем), безумовно, присутні в межах терасових рівнів ДДЗ, але не ці порівняно невеликі фрагменти визначають характер рівнів. Саме некоректним в цьому плані підходом пояснюється, очевидно, невдалість спроб побудови переконливої схеми неогенових алювіальних терас у ДДЗ.

Вказаним генезисом терасових рівнів пояснюється та обставина, що вони зберігають діапазон висот своєї поверхні на більшій частині обширної території ДДЗ, а не знижуються вниз за течією річок, як це властиво алювіальним терасам.

Далі від серединної частини ДДЗ, на території, приурочених до бортів западини та схилів УЩ і Воронезької антеклізи⁹, верхньоміоцен-пліоценові алювіально-озерні утворення, очевидно, все менше беруть участь у будові вододільних поверхонь, але залишаються присутніми в долинах тих водотоків, які уже існували в ті часи, причому ближче до верхів'їв цих долин алювіально-озерні тераси можуть заміщуватися річковими¹⁰.

⁸ Певною мірою ці коливання зумовлені також вкоріненням елементів кожного з нижчих рівнів у межі вищих, що часто не фіксується через досить дрібний масштаб виконаного нами геоморфологічного аналізу.

⁹ М.М. Грищенко [Грищенко, 1964] для виділеного ним на схилах Середньоруської височини післястрокатоглинного нижньо-середньосарматського (N₁²) *салтівського* комплексу континентальних відкладів, що утворює терасовий рівень на полтавській рівнині, свідчить: «В некоторых районах (левобережье С. Донца, Псла, Сейма и др.) площади распространения пород рассматриваемого комплекса отличаются рельефом, образуя уступы древних неогеновых террас. На профилях по картировочным скважинам левобережья С. Донца удавалось выделить несколько, повидимому, разновозрастных свит, литологически малоразличимых, но связанных с обособленными врезами в коренные породы и самостоятельными террасовыми ступенями. Однако для обоснования расчленения этой толщи на разновозрастные свиты материала пока недостаточно» [Грищенко, 1964, с. 131].

¹⁰ В [Стратиграфія..., 1975] згадується алювіальна глинисто-піщана товща (сизувато- і темно-сірі глини з лінзами і прошарками вторинних каолінів, гумусованих мулистих глин та дрібнозернистих пісків) потужністю від кількох до понад 30 м, ймовірно, пізньопліоценового віку (за даними спорово-пилкового аналізу), яка залягає на корі вивітрювання кристалічних порід і, рідше, на полтавських відкладах у північно-західній частині УЩ, в районі міст Володарськ-Волинський, Житомир та ін.

Відповідно до такого генезису неогенові терасові відклади ППП – це стратиграфічно складно побудовані товщі, в яких головну роль відіграють озерні та алювіальні відклади різних вікових інтервалів, що можуть накладатися (молодші на давніші) в різних комбінаціях та, в цілому, займають інтервал від сармату до кімерію. Тобто, в межах кожного з рівнів нижню частину його товщі можуть складати уцілілі від денудації залишки однієї чи кількох давніших терасових товщ, а верхню – накладені периферійні терасові утворення молодших рівнів. Віднайдення способів розрізнення цих літологічно дуже схожих різновікових частин терасових товщ – завдання майбутніх досліджень. Наприклад, присутність шарів порід з гіпсовими утвореннями в межах кількох середніх із виділених нами терасових рівнів ДДЗ може свідчити, але поки що лише опосередковано, про понтичний вік цих шарів.

Звернемо увагу також на те, що шари середньосарматських морських відкладів (в тому числі і фауністично датованих) найчастіше приурочені до товщ, які утворюють терасовий рівень (+135)+140÷+150(+155) м (розрізи с.м.т. Губиниха (232) на р. Самара, с. Дар-Надежда (221) на р. Багата, с. Григорівка (280) та с. Іванівка (284) на р. Вовча), зрідка – до вищих рівнів (с. Яківка (210) на р. Оріль, с. Чернолозка (216) на р. Багата), а на нижчих такі шари не виявлені. Це означає, що нижчі рівні молодші від середнього сармату. Про вік цих нижчих рівнів можна зробити деякі висновки попереднього характеру. Так, рівень +130÷+135 м, розріз якого в с. Гришаї (269) містить понтичну фауну [Стратиграфія..., 1975, рис. 22], може мати меотично-понтичний вік, а рівень >+115÷+120 м – найнижчий, в розрізі якого ще присутній пізньокімерійський богданівський викопний ґрунт, – сформований не пізніше кімерію (пізній понт? – кімерій).

Список літератури

Веклич М.Ф. Палеоетапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 208 с.

Вознесенский А.Н. Условия формирования рельефа Донбасса. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, рукопись, 1946. 398 с.

Ворона В.А. Красноцветная плиоцен-антропогенная формация левобережья Среднего Приднепровья: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1967. 234 с.

Отже, поки що можливості застосування геоморфологічних критеріїв для розв'язання стратиграфічних задач, пов'язаних з неогеновим алювіально-озерним комплексом ППП, обмежені. Але вже тепер можна вважати надійним таке застосування в частині розподілу полтавсько-строкатоглинних і терасових відкладів. Зокрема, в межах терасових рівнів, нижчих від рівня (+175)+180÷>+240 м, наявність в розрізі завершеного товщею строкатих глин повного седиментаційного полтавського циклу є лише рідкісним випадком, пояснення якому слід шукати, найімовірніше, в специфічному тектонічному режимі даної ділянки. Натомість, в межах рівня (+175)+180÷>+240 м стандартним є повний розріз полтавської серії і товщі строкатих глин, покритих червоно-бурими (найчастіше – богданівським викопним ґрунтом [Карпенко, 2011]), які на схилах можуть зрізати верхню частину давніших товщ. Субаквальні ж верхньоміоцен-пліоценові відклади невеликої потужності можуть бути присутні в межах цього рівня в неогенових балках чи в безстічних пониженнях неогенового рельєфу.

Цей геоморфологічний критерій можна впевнено застосовувати при практичних роботах для вицленування верхньоміоцен-пліоценового алювіально-озерного комплексу в розрізах ДДЗ, хай навіть і як єдиноцільною осадовою товщі, вкладеної в полтавський і підстеляючі його межигірський та нижчі регіояруси. Уже це є значним прогресом, оскільки піски цього комплексу до теперішнього часу деякі геологи-практики помилково відносять до полтавської серії¹¹, а глини – відповідно, до товщі строкатих глин; інші фахівці намагаються розчленувати цей комплекс на окремі різного віку терасові товщі і виділити їх в натурі, хоча, як тепер ясно, надійні критерії для цього поки що не віднайдені.

Грищенко М.Н. Основные итоги изучения неогеновых и четвертичных отложений территории КМА. Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1964. С. 130-139.

Зосимович В.Ю., Карпенко А.М., Сіренко О.А., Циба М.М. Стратиграфічне положення, вік, седиментаційні особливості та палеогеографія боярської товщі. *Геол. журн.* 2006. № 2-3 (316). С. 45-50.

¹¹ Ще в 1939 р. Л.Ф. Лунгерсгаузен писав [Лунгерсгаузен, 1940, с. 60]: «Сходство прибрежных песчаных накоплений сармата с песками полтавского яруса давно отмечалось в литературе и во многих случаях явилось причиной смешивания их при составлении геологической карты». Так воно і сьогодні.

Карпенко А.М. Динаміка континентального осадконагромадження в неогені та її кореляція з еволюцією морських басейнів півдня території України. *Розділ в остаточному звіті по бюджетній науковій темі ІГН НАН України за 1996-1998 рр. "Екогенез і шкала геологічного часу кайнозою України". Рукопис.* УкрІНТЕІ, 1998. Київ: Укргеоінформ, 1998. 5 с.

Карпенко А.М. Застосування системно-палеогеографічного підходу для уточнення стратиграфії верхньоміоцен-пліоценових континентальних відкладів Дніпровсько-Донецької западини. *Тектоніка і стратиграфія.* 2011. Вип. 38. С. 91-107.

Карпенко А.М. Пізньоміоцен-пліоценові тераси Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції. Ст. 1. Еволюція поглядів. *Геол. журн.* 2016. № 1 (357). С. 51-68.

Крашеніннікова О.В. До літології горішньотретинних відкладів Дніпровсько-Донецької западини. *Геол. журн.* 1948. Т. 9, вип. 4 (25). С. 88-96.

Крашеніннікова О.В. Неоген Дніпровско-Донецької впадини, окраин Донбасса и Украинского кристаллического щита. *Геологическое строение и газонефтеносность Днепроовско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна.* Киев: Изд-во АН УССР, 1954. С. 293-313.

Лунгерсгаузен Л. Заметка о Полтавском ярусе. *Геологическое управление УССР. Материалы по геоло-*

гии и гидрогеологии. Сб. № 1 за 1939 г. Москва-Киев: ГИЗ геол. литер., 1940. С. 57-62.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. Москва: Наука, 1965. 390 с.

Миленко А.В. Вопросы терминологии и принципы выделения неогеновых террас в Донбассе. *Материалы по изучению четвертичного периода на территории Украины.* Киев: Наук. думка, 1982. С. 231-254.

Назаренко Д.П. Условия образования и стратиграфический состав пестрых глин Украины. *Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование: (Материалы Второй межвед. науч. конф.). Т. 6. Геология и полезные ископаемые.* Москва: Недра, 1965. С. 108-111.

Рослий И.М. Приднепровская низменность. *Геоморфология Украинской ССР.* Киев: Вища шк., 1990. С. 107-136.

Рослий И.М., Чугунний Ю.Г. Питання палеогеоморфології річкових долин північно-західного Донбасу. *Сучасні проблеми географічної науки в Українській РСР.* Київ: Наук. думка, 1966. С. 200-204.

Соболев Д.Н. К истории изучения террас Северноукраинского бассейна. *Почвоведение.* 1938а. № 1. С. 1-23.

Соболев Д.Н. Неогеновые террасы Украины. *Зап. НИИ геологии ХГУ.* 1938б. Т. 6. С. 9-52.

Стратиграфія УРСР. Т. 10. Неоген. Київ: Наук. думка, 1975. 270 с.

References

Veklych M.F., 1982. Paleostagness and stratotypes of soil structures of overhead cainozoic. Kiev: Naukova Dumka, 208 p. (in Russian).

Voznesenskyi A.N., 1946. Terms of forming of relief of Donbas. Kiev: Institute of Geological Sciences of AS of Ukraine, manuscript, 398 p. (in Russian).

Vorona V.A., 1967. Redcoloured pliocene-quaternary structure of left-bankness of Middle Prydneprovia. Cand. geol.-mineral. sci., diss. Kiev, 234 p. (in Russian).

Hryshchenko M.N., 1964. Basic results of study of neogene and quaternary sedimentations of territory of Kursk magnetic anomaly. In: *Geology and minerals of centrally-blackearth areas.* Voronezh: Izdatelstvo Voronezhskogo Gosudarstvennogo Universiteta, p. 130-139 (in Russian).

Zosymovych V. Yu., Karpenko A.M., Sirenko O.A., Tsyba M.M., 2006. Stratigraphy position, age, sedimentation features and paleogeography of boyar layer. *Geologichnyy zhurnal,* № 2-3 (316), p. 45-50 (in Ukrainian).

Karpenko A.M. Dynamics of continental sedimentation in Neogene and its correlation with the evolution of marine pools of south of territory of Ukraine. *Division*

in a final report on the budgetary scientific topic of Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine for 1996-1998 «Ecogenesis and scale of geological time of cainozoic of Ukraine». Manuscript. Ukraine institute science-technical and economical information, 1998. Kyiv: UkrGeoInform, 1998, 5 p. (in Ukrainian).

Karpenko A.M., 2011. Application of approach of system paleogeography for clarification of stratigraphy of uppermiocene-pliocene continental sedimentations of Dnieper-Donets depression. *Tektonika i stratigrafiya,* iss. 38, p. 91-107 (in Ukrainian).

Karpenko A.M., 2016. Latemiocene-pliocene terraces of North-ukraine paleosedimentation province. Paper 1. Evolution of opinions. *Geologichnyy zhurnal,* № 1, p. 51-68 (in Ukrainian).

Krasheninnikova O.V., 1948. To litology of uppertertiary sedimentations of Dnieper-Donets depression. *Geologichnyy zhurnal,* vol. 9, iss. 4 (25), p. 88-96 (in Ukrainian).

Krashenyynykova O.V., 1954. Neogene of the Dnieper-Donets depression, outskirts of Donbas and Ukrainian crystalline shield. In: *Geological structure and gas-and-oil presence of the Dnieper-Donets depression and north-western outskirts of the Donets*

pool. Kiev: Izdatelstvo AN USSR, p. 293-313 (in Russian).

Lunhershauzen L. 1940. Note about the Poltava tier. *Geological management USSR. Materials on geology and hydrogeology. Collection № 1 after 1939.* Moscow-Kiev: State publisher of geological literature, p. 57-62 (in Russian).

Meshcheriakov Yu.A., 1965. Structural geomorphology of flat countries. Moscow: Nauka, 390 p. (in Russian).

Mylenko A.V., 1982. Questions of terminology and principles of separation of neogene terraces in Donbas. In: *Materials on the study of quaternary period on territory of Ukraine.* Kiev: Naukova Dumka, p. 231-254 (in Russian).

Nazarenko D.P., 1965. The terms of forming and stratum composition of pied clays of Ukraine. *Natural and labour resources of Left-bank Ukraine and their use. (Proceeding of the second interdepartmental scientific conference). Vol. 6. Geology and minerals.* Moscow: Nedra, p. 108-111 (in Russian).

Roslyi I.M., 1990. Prydneprovskaia lowland. In: *Geomorphology of Ukrainian SSR.* Kiev: Vishcha shkola, p. 107-136 (in Russian).

Roslyi I.M., Chuhunnyi Yu.H., 1966. Questions of paleogeomorphology of river valleys of north-western Donbas. In: *Modern problems of geographical science in Ukrainian RSR.* Kyiv: Naukova Dumka, p. 200-204 (in Ukrainian).

Sobolev D.N., 1938a. To history of study of terraces of North-Ukraine basin. *Pochvovedenie, № 1,* p. 1-23 (in Russian).

Sobolev D.N., 1938b. Neogene terraces of Ukraine. *Zapisky NII geologii Harkovskogo Gosudarstvennogo Universiteta,* vol. 6. p. 9-52 (in Russian).

Stratigraphy of USSR. Vol. 10. Neogene. Kyiv: Naukova Dumka, 1975, 270 p. (in Ukrainian).

Стаття надійшла
23.06.2015