

О. В. ІВАННІКОВ

Укр 95
140

ГЕОЛОГІЯ РАЙОНУ КАНІВСЬКИХ ДИСЛОКАЦІЙ

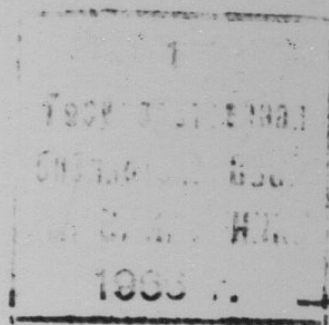


КИЇВ -- 1966

В роботі викладено нові матеріали про геологічну будову, тектоніку та геоморфологію Канівських дислокацій. Для з'ясування тектоніки району автор виділяє три структурних поверхи, з яких два нижніх зумовлені ендегенною тектонікою, а верхній має гляціальну природу. Нові дані підтверджують формування рельєфу залежно від тектоніки, літологічного складу осадових товщ та впливу ерозійних явищ.

Книга розрахована на геологів, гідрогеологів, геофізиків, географів та біологів.

Відповідальний редактор
доктор геол.-мін. наук М. П. Балуховський



26830

2-9-1

36-663ПНТЛ

ВСТУП

На відстані 87 км на південний схід від м. Києва, на правому високому березі Дніпра простягається на 40 км вниз по течії район Канівських дислокацій; в літературі його називають Канівськими горами.

Район Канева — одно з найбільш мальовничих місць на Україні. Приїжджого захоплює незвичайна природа. Величний Дніпро, високі кручі і горби, порослі кущами, квітучими травами і лісом, глибокі яри з стрімкими схилами завжди привертати увагу туристів. У Каневі, на Тарасовій горі, знаходиться могила великого українського письменника-революціонера Т. Г. Шевченка. З різних кінців Радянського Союзу і з-за кордону приїжджають сюди вшанувати пам'ять великого Кобзаря.

Але Канів славнозвісний ще й тим, що тут на денну поверхню виходять дислоковані породи, утворюючи гірський краєвид. Тому цей район притягує й іншу категорію людей: дослідників-геологів, географів, біологів. Тектоніка району до цього часу є предметом наукових суперечок. І досі актуальним є питання щодо утворення Канівських гір. Одні дослідники вважали, що Канівські гори виникли внаслідок ендегенної тектоніки. Інші пояснювали, що ці гори утворилися під дією льодовика, який насувався з півночі. Він зірвав товщі відкладів, пересунув їх і зім'яв, наклав на інші верстви так, що давнішні породи місцями перекрили молодші, тобто Канівські гори є гляціодислокаціями. Як перша, так і друга точка зору не була достатньою відповіддю на поставлене питання, оскільки дослідники не мали потрібного фактичного матеріалу.

Існувала й інша думка. Вважалося, що ендегенна тектоніка передувала гляціодислокаціям, що перед приходом льодовика внаслідок ендегенної тектоніки виникли підняття, які були перешкодою для просування льодовика. Льодовик натиснув на ці підняття, зірвав товщі відкладів, зім'яв їх при пересуванні, утворивши різні форми порушень.

Питання про походження Канівських гір стало набагато ясним лише з часу проведення геологічної зйомки після Великої

З ІСТОРІЇ ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ РАЙОНУ КАНІВСЬКИХ ДИСЛОКАЦІЙ

Геологія району Канівських дислокацій привертала до себе увагу дослідників ще з першої половини ХІХ ст. У вивченні району можна виділити три періоди: перший охоплює 1832—1883 рр., другий — з 1883 р. до Жовтневої революції і третій період — після перемоги Великої Жовтневої революції і до наших днів.

Перший період характеризується початком збору фактичного матеріалу з природних відслонень, описи яких супроводжуються неясними і часом неправильними зауваженнями, наприклад у першого дослідника району Дюбуа де Монпрі. Більш детальні описи, що вносять поправки в попередні дослідження, даються вітчизняним дослідником К. М. Феофілактовим, який намагався також розібратися і в тектоніці району. Але вивчення тектоніки у нього полягало лише у вимірюванні простягання і падіння верств; закономірності цих явищ він не виявив. Палеонтологічний метод у першому періоді досліджень не застосовувався.

У другому періоді стратиграфія уточнювалась на основі палеонтологічних даних; тектоніка розглядалась у загальному вигляді, інколи без обґрунтування фактичним матеріалом. У цей час значний вклад у вивчення району Канівських дислокацій внесли відомі російські вчені О. Д. Карицький, Г. А. Радкевич, А. В. Рогович, В. Д. Ласкареєв, О. П. Карпінський, М. О. Соколов, І. Я. Армашевський, П. А. Тутковський та ін.

Дослідник нижньотретинних риб Рогович зібрав великий палеонтологічний матеріал в районі Канівських дислокацій (1871); найбільшої уваги заслуговує опис кісткових риб, знайдених ним у спондиловій глині.

В 1883 р. вийшла в світ праця геніального російського вченого Карпінського «Зауваження про характер дислокацій в південній половині Європейської Росії», де автор вперше висловив думку про існування зачаткового кряжу, прояв якого в різних частинах кряжової смуги був різноманітним. У світовій і вітчизняній літературі ця структура згадується під назвою «зачаткового кряжу Карпінського». Карпінський пов'язує в одну тек-

Вітчизняної війни, коли було застосоване глибоке буріння і одержані нові дані про геологічну будову району. Виявилось, що кристалічний фундамент порушено розломами північно-західного і північно-східного напрямків, що одні блоки фундаменту зазнали підняття, інші — опускання. З'ясувалося також, що ті мезо-кайнозойські відклади, з яких утворились гляціодислокації, глибше залягають нормально, а порушені льодовиком відклади на них насунуто. Глибоке буріння показало, крім того, що вся осадовна товща мезо-кайнозою також виведена з горизонтального положення, а потужність її і літологія змінюються на підняттях і занурених ділянках кристалічного фундаменту.

Отже, у геологічній будові району Канівських дислокацій можна розрізнити три поверхи. Нижній відповідає кристалічному фундаменту, середній — осадовій товщі мезо-кайнозою і верхній — тим пластам, з яких виникли гляціодислокації.

В даній роботі ми й намагаємося докладніше про це розповісти, використавши літературні джерела, фондові матеріали Канівської геологозйомочної партії та геологозйомочної партії № 7 Південно-Української геологічної експедиції тресту «Київ-геологія», матеріали власних спостережень та поради тих дослідників, які проводили геологічні роботи в районі Канівських дислокацій.

Користуємось можливістю висловити щире подяку лауреату Ленінської премії Є. М. Матвієнко за цінні поради під час роботи в Канівській геологозйомочній партії і за важливі критичні зауваження під час написання даної роботи.

тонічну лінію дислоковані райони Келецько-Сандомірського кряжу, Канева і Мангишлака.

Починаючи з 1883 р. район Канівських дислокацій вивчав відомий російський палеонтолог Карицький. Він зібрав і описав велику палеонтологічну колекцію з мезозойських відкладів зробив цінні висновки по стратиграфії юри. В юрських відкладах, у келовеї, Карицький виділяє макроцефалітовий горизонт з двома підгоризонтами — верхнім і нижнім (1883). Він, крім того, вказує на екзогенне походження рельєфу Канівських дислокацій.

До цього періоду належить класична робота відомого російського геолога Соколова «Нижньотретинні відклади півдня Росії». В ній подано детальну характеристику нижньотретинних відкладів, визначено їх вік, географічне поширення та фізико-географічні умови формування. До роботи додано геологічні карти. Глауконітові піски харківської світи та полтавські білі кварцові піски Соколов відносить до олігоцену.

З 1896 р. в районі Канева працював Радкевич, який визначив верхню межу крейдових відкладів, встановив наявність сеноманських відкладів. Крім того, він розчленував бучацькі відклади на чотири горизонти. Трохи пізніше Армашевський нижні горизонти бучака виділив під назвою «канівського ярусу» (1896).

Першу на території Канівських дислокацій Трощинську свердловину вивчав О. П. Тутковський (1900); В. Д. Ласкарець (1905) відмітив наявність тектонічної смуги ПнЗ-ПдС напрямку; на складеній ним схематичній тектонічній карті позначено Канівські дислокації. Р. Р. Виржиківський в 1916 р. описав нову верству білого крупного піску, що залягає між юрою крейдою.

Велика Жовтнева соціалістична революція відкрила нову сторінку у вивченні геології СРСР. За радянського часу вперше починається планомірне вивчення стратиграфії четвертинних відкладів. Вже до 1936 р. по всій території досліджуваного району було проведено детальну геологічну зйомку.

Стратиграфію і тектоніку району Канівських дислокацій по-новому висвітлював В. В. Різниченко (1923—1929). Збираючи фауну в юрських, крейдових та третинних відкладах, він детально розчленовує стратиграфічний розріз, вперше висловлюючи думку про наявність стратиграфічної незгідності між сеноманськими і юрськими, канівськими і сеноманськими відкладами. Походження Канівських дислокацій він вважав ендегенним. Такої ж думки дотримувалися Г. Ф. Лунгерсгаузен, В. Б. Порфір'єв. В 1928 р. М. О. Мельник описав четвертинні відклади району. Д. М. Соколов (1926—1933), вивчаючи геологію Канівського району, прийшов до висновку про гляціальну природу Канівських гір.

Палеонтологічними дослідженнями в Канівському районі на той час займалися Н. Є. Бражнікова та В. О. Цитович, літологічними — Н. В. Піменова.

В 1932 р. район Канева відвідали делегати II Міжнародної конференції АВЧПЄ. Тоді Г. Ф. Мірчинк висловив думку, що Канівські дислокації являють собою ендотектонічну споруду, ускладнену гляціодислокаціями.

О. С. Фещенко (1933) склав дві карти дочетвертинних і четвертинних відкладів і детально описав четвертинні відклади. Трохи пізніше Г. Г. Яїцький (1940) проводив тут геологорозшукові роботи на глауконітові піски, а магнітометричні роботи — Г. Є. Крживанек, який установив наявність тектонічних порушень в кристалічному масиві в районі між с. с. Ковалями і Курилівкою.

З 1941 р. тектонікою району займався В. Г. Бондарчук, який вважав причиною виникнення Канівських дислокацій соляну тектоніку; тих же поглядів він дотримувався і пізніше (1949).

Велика Вітчизняна війна тимчасово перервала геологічні дослідження на Україні.

З 1945 р. почалась робота по вивченню стратиграфії юрських і тріасових відкладів західної окраїни Донецького кряжу і району Канівських дислокацій під керівництвом геолога Є. І. Соколової. Було проведено мікропалеонтологічні дослідження юрських відкладів (Л. Г. Дайн, 1945, та ін.).

Геологи Є. М. Матвієнко, П. К. Заморій, Г. М. Козловська, В. Т. Сябряй склали геологічну карту Кіровоградського листа і написали пояснювальну записку, в якій відводять значну увагу Канівським дислокаціям (1947). На їх думку, ці гляціодислокації пов'язані з тектонічними рухами території Дніпровсько-Донецької западини, причому гляціодислокації і зсуви замаскували прояви ендогенної тектоніки. П. К. Заморій докладно розчленував четвертинні відклади. В 1945 р. М. П. Балуховський провів геологічну зйомку на дільниці Канів—Бучак і вперше склав відповідну геологічну карту. Канівські гори він вважав гігантським алохтоном моренного напору. В цей же час геологічну зйомку на території району провадили М. Н. Жуков і Д. М. Коненков; комплексна геологічна карта листа супроводжується пояснювальною запискою. Магніторозвідку тут в 1947 р. провадила Р. І. Якерсон.

І. М. Ямниченко (1947) вивчав фауну юрських відкладів околиць м. Канева. Своїми дослідженнями він довів, що в південній частині району поширені ті ж зони келовею, що і в північній. В 1948 р. вийшла робота М. М. Ключнікова «Палеоценові відклади УРСР», де зведено всі відомі дані про нижньотретинні відклади УРСР і суміжних районів. Питанням геологічної будови району Канівських дислокацій приділяли увагу та-

кож Б. О. Гаврусевич, О. М. Спасокукоцький, І. Є. Слензак, О. Я. Білявський, М. М. Івантишин та ін.

І. О. Галака, Г. М. Козловська, Є. М. Матвієнко та ін. провели в 1949 р. в районі Канева геологічну зйомку. Вони визнали, що походження дислокацій Канівського району загалом ендотектонічне; гляціодислокації є накладеними. Дані глибокого буріння Канівської геологозйомочної партії (1949—1950) показали, що порушені льодовиком верстви глибше залягають нормально.

В 1947 р. електророзвідкові роботи проводив Г. І. Козачек. За його даними, припущення Крживанека про наявність тектонічного порушення докембрійського фундаменту, що залягає на глибині 1300 м по лінії Канів—Курилівка, не підтвердилось.

І. Г. Підплічко (1947, 1952) трактує походження Канівських гір з позицій ендогенної тектоніки. Він вважає, що причиною різних поглядів на природу Канівських дислокацій є неоднакове розуміння генезису четвертинних відкладів, зокрема валунних глин, пісків і лесів.

В останні роки питаннями стратиграфії і тектоніки району займалися Г. Є. Рябухін (1947), З. А. Мішуніна (1953), І. Г. Підплічко (1955), В. І. Славін (1957), В. К. Гавриш (1957), О. К. Каптаренко-Черноусова (1957), М. П. Балуховський (1958), Є. М. Матвієнко (1961), В. С. Сасінович (1958).

В. Г. Бондарчук, М. Ф. Веклич, П. К. Заморій, І. Г. Підплічко, І. Л. Соколовський склали «Путеводитель экскурсий совещания по лессовым породам» (1955), а М. П. Балуховський — «Путеводитель экскурсий съездов по Каневу» (1958) для делегатів Міжнародного геологічного конгресу Карпато-Балканської асоціації. Путівник подає короткі відомості про геологічну будову району, а також опис основних маршрутів.

В 1960 р. геологи Укргідропроекту В. С. Мартинов, Л. М. Івченко, С. В. Кухтій, І. П. Зеленський, В. П. Хорольський, Є. М. Прошина, геофізики Ф. М. Ляховецький, В. В. Ковальчук-Ковалевський проводять інженерно-геологічні дослідження в районі дислокацій. В 1964 р. В. А. Голубев, Ю. А. Куделя, О. О. Пилипенко проводять повторну геологічну зйомку Канівського листа з метою розбурювання осадової товщі в дислокованій зоні до кристалічного фундаменту. Ними одержано нові дані щодо глибинної структури цього району. В. А. Голубев походження Канівських дислокацій пов'язує з ендогенною тектонікою.

Отже, на третьому етапі дослідження Канівських гір основним питанням стає їх тектоніка. З метою з'ясування тектонічної будови району провадяться всі інші дослідження — стратиграфічні, геоморфологічні, геофізичні.

ОРОГІДРОГРАФІЯ

Район Канівських дислокацій знаходиться на Середньому Дніпрі і розташований вздовж правого берега на ділянці від с. Трахтемирова до с. Пекарів (рис. 1). На всій цій відстані Дніпро підмиває правий пагористий береговий уступ, який досить високо піднесений над рівнем ріки, тому вся ділянка відома в літературі під назвою Канівських гір.

Район Канівських дислокацій межує на півдні з долиною р. Росі, на південному заході — долиною р. Росави, притокою Росі, на заході — слабо пагористою рівнинною ділянкою, на півночі і сході — заплавною терасою Дніпра приблизно 49° — 50° пн. ш., 31° сх. д.). Площа Канівської дислокованої ділянки становить близько 900 км^2 .

Дніпро до с. Ходорова тече на південний захід, а далі — в північно-східному напрямку; біля с. Трахтемирова він круто повертає і тече прямо на схід, тобто в широтному напрямку, після чого трохи вище с. Зарубенців тече на південний схід. Ширина Дніпра біля Канева в середньому становить $0,6$ — $0,8 \text{ км}$, у деяких місцях більше $1,5 \text{ км}$. Найменша ширина Дніпра біля Канева — близько 250 м . Глибина Дніпра в середньому 2 — 4 м , але подекуди (Бучак) досягає 9 м . У північній частині району в руслі ріки є так звані «забори» — останці бучацьких пісковиків, що виступають влітку над поверхнею ріки на $1,2 \text{ м}$.

У повінь Дніпро досить широко розливається — до 8 км . Рівень води піднімається на $2,5 \text{ м}$.

Абсолютний рівень Дніпра $82,4 \text{ м}$ біля Трахтемирова і $80,2 \text{ м}$ біля Канева, тобто падіння становить близько $0,05 \text{ м/км}$. Швидкість течії — $0,45$ — $1,07 \text{ м/сек}$, витрата води від $81,0$ — $120 \text{ м}^3/\text{сек}$. В районі дислокацій на всьому протязі Дніпро судноплавний.

В період сильних дощів, а також весною під час повені в Дніпро вноситься велика кількість піщано-глинистого матеріалу, через що русло ріки поступово відходить від крутого корінного берега. Так, в 1904 р. Канівська пристань була майже біля самого міста (біля базару). Зараз русло ріки між Кане-

вом і Бобринею відхилилось на північний схід на 2—3,5 км пристань перенесено тепер у х. Бесараба (поблизу могили Т. Г. Шевченка). Русло також з кожним роком замулюється

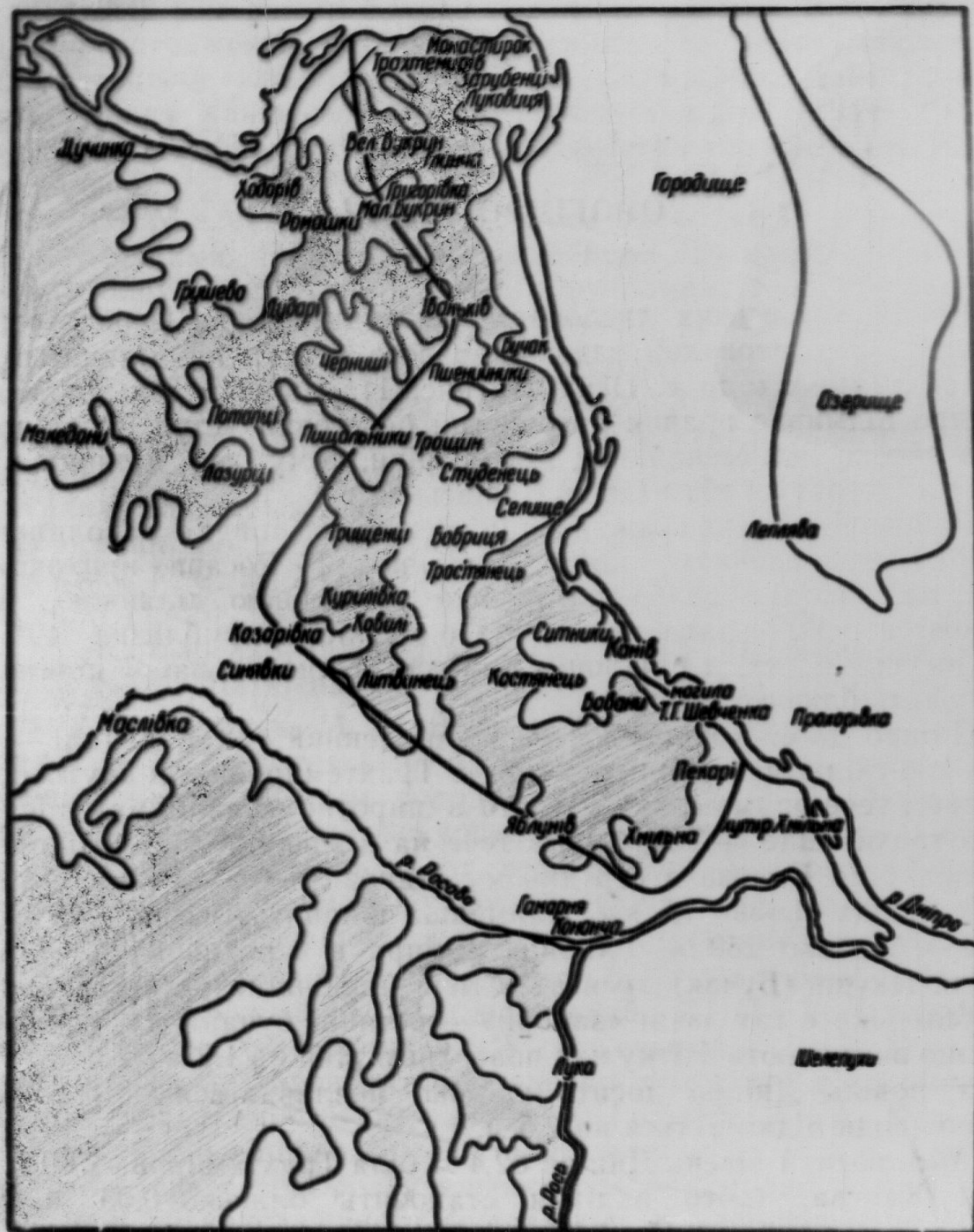


Рис. 1. Схема району Канівських гляціодислокацій.

щораз інтенсивніше, тому потрібні великі роботи по його ро чистці. Об'єм теригенного матеріалу, який зноситься щороку долину Дніпра з правого берега, за вказівками Балуховського становить 100 000 м³ на рік.

Відомо, що на території УРСР район Канівських дислокаці

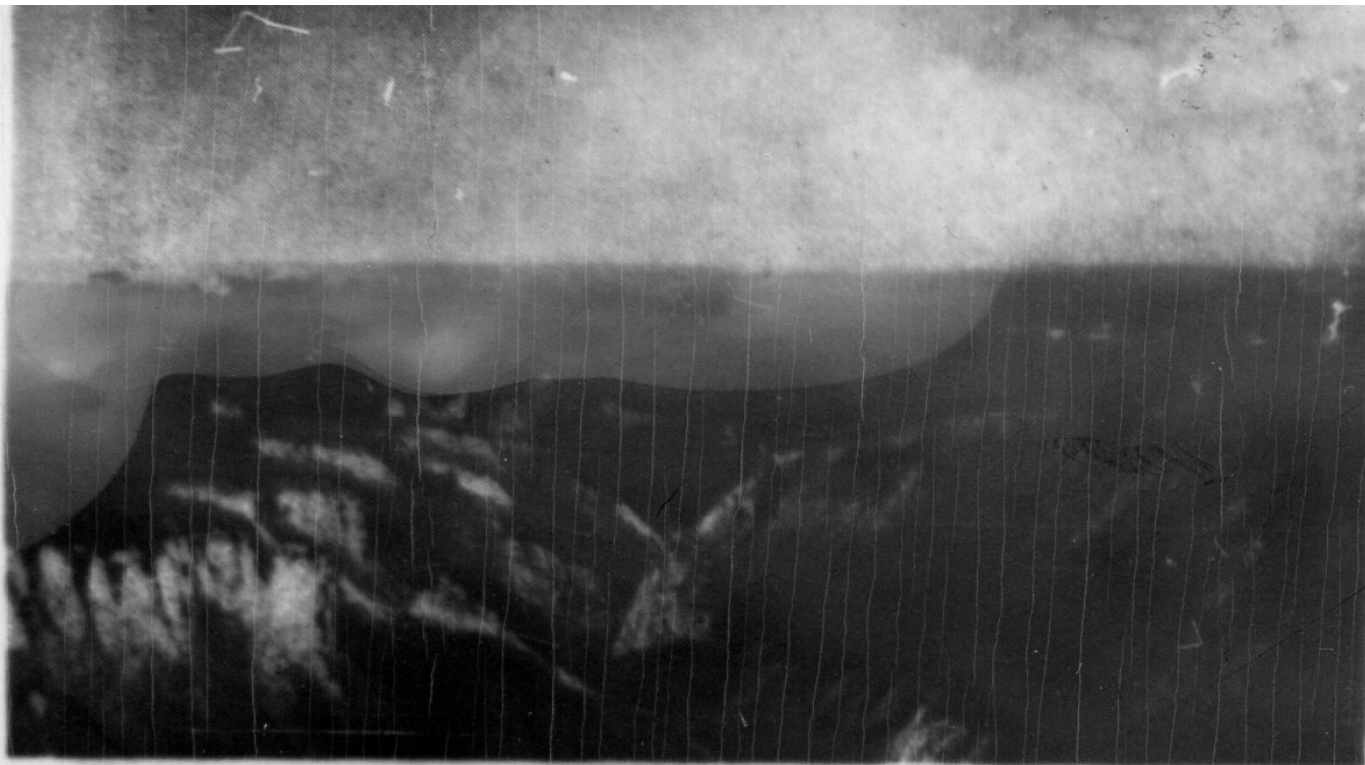


Рис. 2. Головна галузь Костянецького яру.

є найбільш порізаним ярами і балками, які й зараз розвиваються (рис. 2). Ерозійній діяльності сприяють дощові потоки, що розмивають четвертинні суглинки, утворюючи при цьому прямовисні схили у верхів'ях ярів.

Більшість ярів має V-подібну форму. Крім того, на їх схилах розвиваються зсуви, пухкі земляні маси яких легко захоплюються і переносяться дощовими і талими водами. В гирлах ярів утворюються конуси виносу, поверхня яких усіяна катунами глин (рис. 3). Висячі яри, що дуже поширені в районі Канівських дислокацій (околиці сс. Луковиці, Іванькова, Пшеничників) підкреслюють загальну розчленованість.

В районі Канівських дислокацій можна виділити в основному чотири ділянки, морфологічно трохи відмінні одна від одної. Перша охоплює територію на півночі району від с. Трахтемирова до с. Бучака; друга, трохи менша, — від Бучака майже до с. Бобриці. Обидві розташовані на північ від дуже розвинутої яружно-балочної системи, що починається в околицях с. Чернишів і відкривається в околицях Бобриці в Дніпровську долину. Третя ділянка займає центральну частину району — між згаданою Бобринецькою яружно-балочною системою і наскрізною сухою долиною, яка проходить між с. Степанцями і Ситниками. Четверта ділянка — південна; вона оконтурена долинами Росі, Росави і згаданою наскрізною долиною. Всі ці ділянки на гіпсометричній карті добре помітні по розташуванню на них найвищого гіпсометричного рівня.



Рис. 3. Дно яру в пригирловій частині вкрите катунами земляних мас. Яр с. Грищенців.

Перша орографічна ділянка (північна) піднесена в рельєфі досить високо (від 20 до 160 м) і значно еродована стародавніми балками та глибокими ярами. Своєрідну форму рельєфу надають зсувні явища, які досить часто спостерігаються в ярах околиць с. с. Трахтемирова, Луковиці, Григорівки, Колесища. Форма ярів тут подібна до гіллястого дерева. Висота бортів ярів досягає 50 м. Зустрінуті каньйоноподібні, V-подібні, зрідка коритоподібні яри. Частіше вони глибокі і схили їх круті (40—60°). Зростання ярів призводить до зміни рельєфу місцевості, через що окремі ділянки вододільних просторів нерідко набувають вигляду острівних.

Підвищення у рельєфі тут мають назву гір. Це Зарубенці, Каменуша, Пастуша, Лисуха; їх схили вкриті частково лісом, іноді на них виступають брили пісковика бучацької світи.

Характерним явищем для цієї дільниці є зсуви, що відбуваються на строкатих глинах, київському мергелі і юрських глинах. На схилах правого — корінного — берега Дніпра відомі тераси зсувного походження. Так, поблизу с. Ходорова на правому береговому схилі на уступі є дві зсувні тераси: I, висока — на бурих глинах, II, нижча — на мергелі київської світи. Такі ж тераси, але на юрських глинах, спостерігаються і нижче, на правому березі Дніпра, від с. Луковиць до с. Бучака. Ширина цих терас до 200 м, а довжина 300—800 м; висота їх уступу



Рис. 4. Загальний вигляд зсуву біля с. Селища.

до Дніпра досягає місцями 5 м. Вище зсувних терас розташовані високі гребеневидні підвищення, які витягнуті з півночі на південь. Ці пагорби або пасма розділені між собою сідловидними зниженнями, що спускаються терасоподібно в бік ріки.

На першій ділянці русло Дніпра дуже меандрує; залишки колишнього русла мають назву стариків. Нерідко ріка тече по двох протоках. В одних місцях (с. Монастирок, с. Григорівка) Дніпро підмиває правий береговий уступ, в других — відходить в бік від корінного берега. Тоді рельєф місцевості набуває іншого вигляду: схили виположуються, відслонень немає і русло ріки проходить по заплаві високого рівня.

Рельєф другої орографічної ділянки (нижче с. Бучака) дещо відмінний від рельєфу першої. Бучацькі «гори» розділені сідловидними зниженнями, ступінчасто спадають в бік Дніпра. Форма їх продовгувата, поверхня більш згладжена.

Поблизу с. Селища схили берегового уступу переважно вкриті лісом, помітно знижуються. Замість крутих високих шпилів північніше від Селища з'являються зсувні тераси на юрських глинах, а біля самого села — на київському мергелі. Зсувні явища відбуваються і понині. Так, біля Селища в травні 1952 р. сповзла до Дніпра північно-східна частина гори площею 30 га (рис. 4).

схил їх крутіший, лівий пологий, дно плоске; відвершки у верхів'ях короткі і здебільшого зигзагоподібні. Ближче до Дніпра (с. Селище) яри набувають каньйоноподібної форми, стають дуже глибокими (40—50 м), місцями тут є великі зсуви.

Третя орографічна ділянка у своїй прибережній частині найбільш полого. Тут гирла ярів прорізають лесову терасу, яка ледве помітним уступом відокремлюється від заплави високого рівня долини Дніпра, що заходить глибоко в бік стародавньої дислокованої тераси.

Яри у верхів'ях дуже глибокі (Костянецькі, Ситниківські, Гростянецькі, Бобрицькі), каньйоноподібні, V-подібні, з вузькими днищами і частими в них перепадами. До гирла всі вони наположуються, набувають коритоподібної форми — схили стають невисокими (2—5 м), а днища дуже широкими з постійними водотоками (рис. 5). Ці яри розвиваються в зниженнях стародавніх балок; відвершки деяких із них у процесі регресивної розії відступають до вододілів, руйнуючи ґрунтові дороги.

На відміну від попередніх ділянок рельєф тут більш згладшений, але все ж пагористий.

І, нарешті, четверта орографічна ділянка в прибережній зоні досить висока. Починаючи від Канева і до Конончі, в рельєфі виділяються куполовидні підвищення — «гори». Це — «Гора з берізками», гора Т. Г. Шевченка, гори Мар'їна, Княжа, Хмільнянська. Витягнуті пасма підвищень черуються з плавно окресленими зниженнями, в яких розвинулись глибокі яри; пасма орієнтовані з заходу на схід. У прибережній частині тут є стародавні зсувні тераси.

Південно-західна частина четвертої (південної) ділянки доходить круто обривається до долини р. Росави. Чітко виражений рельєфі уступ простежується від с. Конончі до с. Курилівки. Тут зустрінуто всі типи ярів, про які було згадано вище. Замальований вигляд їх подекуди трохи порушується зсувними явищами; земляна маса зсувів загромаджує днища ярів. У гирлах ярів часто спостерігається велика кількість катунів і піщано-глинистого алювіального матеріалу.

Рельєф району Канівських дислокацій розвивався досить довгий час, продовжує розвиватися і понині (див. розділ «Геоморфологія та сучасні фізико-геологічні процеси в районі Канівських дислокацій»). В сучасній морфології району привертає увагу дисиметрія. Вона полягає в тому, що лінія пануючих витоків, яка відповідає найвищому гіпсометричному рівневі і проходить ближче до Дніпра, не збігається із зміщеною далі на захід лінією вододілу. Це помітно на прикладі Бобрицької ружно-балочної системи, що прорізала високий гіпсометрич-

них балках. Форма ярів тут трохи інша: вони глибокі, правий схил їх крутіший, лівий пологий, дно плоске; відвершки у верхів'ях короткі і здебільшого зигзагоподібні. Ближче до Дніпра (с. Селище) яри набувають каньйоноподібної форми, стають дуже глибокими (40—50 м), місцями тут є великі зсуви.

Третя орографічна ділянка у своїй прибережній частині найбільш полого. Тут гирла ярів прорізають лесову терасу, яка ледве помітним уступом відокремлюється від заплави високого рівня долини Дніпра, що заходить глибоко в бік стародавньої дислокованої тераси.

Яри у верхів'ях дуже глибокі (Костянецькі, Ситниківські, Тростянецькі, Бобрицькі), каньйоноподібні, V-подібні, з вузькими днищами і частими в них перепадами. До гирла всі вони виположуються, набувають коритоподібної форми — схили стають невисокими (2—5 м), а днища дуже широкими з постійними водотоками (рис. 5). Ці яри розвиваються в зниженнях стародавніх балок; відвершки деяких із них у процесі регресивної ерозії відступають до вододілів, руйнуючи ґрунтові дороги.

На відміну від попередніх ділянок рельєф тут більш згладжений, але все ж пагористий.

І, нарешті, четверта орографічна ділянка в прибережній зоні досить висока. Починаючи від Канева і до с. Конончі, в рельєфі виділяються куполовидні підвищення — «гори». Це — «Гора з берізками», гора Т. Г. Шевченка, гори Мар'їна, Княжа, Хмільнянська. Витягнуті пасма підвищень чергуються з плавними окресленими зниженнями, в яких розвинулись глибокі яри; пасма орієнтовані з заходу на схід. У прибережній частині тут є стародавні зсувні тераси.

Південно-західна частина четвертої (південної) ділянки досить круто обривається до долини р. Росави. Чітко виражений в рельєфі уступ простежується від с. Конончі до с. Курилівки. Тут зустрінуто всі типи ярів, про які було згадано вище. Загальний вигляд їх подекуди трохи порушується зсувними явищами; земляна маса зсувів загромаджує днища ярів. У гирлах ярів часто спостерігається велика кількість катунів і піщано-глинистого алювіального матеріалу.

Рельєф району Канівських дислокацій розвивався досить довгий час, продовжує розвиватися і понині (див. розділ «Геоморфологія та сучасні фізико-геологічні процеси в районі Канівських дислокацій»). В сучасній морфології району привертає увагу дисиметрія. Вона полягає в тому, що лінія пануючих висот, яка відповідає найвищому гіпсометричному рівневі і проходить ближче до Дніпра, не збігається із зміщеною далі на захід лінією вододілу. Це помітно на прикладі Бобрицької яружно-балочної системи, що прорізала високий гіпсометрич-



Рис. 5. Яр з постійним водотоком (головна галузь Костянецького яру, пригирлова частина).

ний рівень між с. с. Бобрицею і Селищем; верхів'я її знаходиться на нижчому гіпсометричному рівні далі на захід, і незабаром може з'єднатися з Ходорівською яружно-балочною системою. Подібний перепад висот спостерігається і в наскрізній долині між с. с. Степанцями і Ситниками.

Явище дисиметрії рельєфу зобов'язане своїм походженням епейрогенічним рухам, яких зазнавала і зазнає територія Канівських дислокацій.

До Канівського дислокованого району належить також ділянка, розташована між Россю і Мошногірським кряжем, рельєфу якої властиві своєрідні риси. Це знижена рівнина, «западина», складена терасами. Належність її до району Канівських дислокацій підтверджує наявність глибинних геологічних структур, про що буде сказано нижче. Про цю ділянку ми згадуємо тільки побіжно для повнішої характеристики орогідрографії району Канівських дислокацій.

Отже, розвиток форм рельєфу і річкової системи (орогідрографії) зумовлений впливом факторів тектонічного і літологічного, а також розмивами, які своєрідно виявились як у давньому геологічному минулому, так і в четвертинному періоді і в нашу епоху.

СТРАТИГРАФІЯ

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Район Канівських дислокацій розташований на східному схилі Українського щита в області Київського шельфу. Іншими словами, цей район знаходиться в зоні взаємопереходу двох геологічних структур — Українського щита і Дніпровсько-Донецької западини. Таке положення району Канівських дислокацій відбилось на його тектонічній природі, утворенні геологічних структур, способі їх вираження в сучасному рельєфі, на будові, потужності і літологічному складі осадових утворень. Осадові утворення шельфової зони дещо відрізняються від аналогічних утворень Дніпровсько-Донецької западини за своїми фаціальними особливостями як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямку, залежно від залягання на тих чи інших геологічних структурах.

Для характеристики стратиграфічних горизонтів ми використали таблиці із геологічного звіту Канівської геологозйомочної партії, в роботах якої автор брав участь у 1948—1949 рр.

Зведений стратиграфічний розріз району має такий вигляд (зверху вниз):

Антропоген		м
Сучасний відділ — піски, суглинки		40
Новий відділ — леся		5—6
Середній відділ — морена і пов'язані з нею флювіогляціальні відклади		4
Нижній відділ — підморенні лесовидні суглинки і алювіальні піски		10—15
Неоген		
Пліоцен — червоно-бурі глини		4
Рябі глини		4
Міоцен, полтавська серія — піски і пісковики		10—15
Палеоген		
Олігоцен, харківська світа — піски		10
Еоцен — київські піски, мергелі		15—20

Крейда

Верхня крейда, сеноманський ярус — крейда, піски, піско- вики	25
Нижня крейда, верхньоальбський ярус — гези, піски	21
Верства Виржиківського — піски, каолін	4

Юра

Верхня юра, келовейський ярус — глини	16
Середня юра, батський ярус — глини	55—60

Тріас

Строкатобарвні піски й глини	59
------------------------------	----

Докембрій — кристалічні породи

ДОКЕМБРІЙ

В районі Канівських дислокацій докембрійський фундамент занурений досить глибоко, тому в природних відслоненнях кристалічні породи не спостерігаються. Вони виходять на денну поверхню лише в 30 км на захід від досліджуваного району (Миронівка).

Дані глибокого буріння вказують на те, що докембрійський фундамент в області Київського шельфа похилений на схід, до Дніпровсько-Донецької западини.

Нижче зупинимось на характеристиці докембрійських порід. Докембрійські породи виявлені свердловинами в багатьох пунктах поблизу району Канівських дислокацій (Козарівка, Шелепухи, Мартинівка, Яблунів, Степанці, Хмільна, Григорівка). Кристалічні породи представлені гранітами, гнейсами, мігматитами.

В Миронівці, за даними Ткачука, кристалічні породи представлені рожево-сірим і світло-сірим крупнозернистим гранітом з корою звітрювання. Козловська відмічає, що такий же рожево-сірий граніт зустрінуто свердловиною в с. Яблуневі, але тут він дрібнозернистий.

За даними мікроскопічного дослідження (Г. М. Козловська), граніт Козарівки має гіпідіоморфнозернисту структуру, для якої характерне переважання неправильних кристалів. Правильні (ідіоморфні) форми кристалів зустрічаються в незначній кількості. Крім того, спостерігаються роздріблені зерна. Така структура граніту вказує на те, що дана порода після свого утворення зазнала, мабуть, впливу динамічних сил, що виникли в зв'язку з тектонічними явищами.

клас, серицит, епідот, основну масу складає плагіоклаз, зерна якого більш ідіоморфні, ніж кварц. Але і плагіоклазові індивіди дуже зруйновані, нерідко заміщені глинистими продуктами. Наявність в граніті таких мінералів, як епідот і серицит, можна пояснити процесами метаморфізації та звітрювання.

Очевидно, поверхня докембрійського фундаменту в палеозої зазнавала денудації та глибокого фізичного і хімічного звітрювання. Поряд з гранітом в районі дослідження констатовано мігматити у глибоких свердловинах Степанців, Беркозівки і Мартинівки. Мігматити являють собою змішані кристалічні плагіоклаз-кварц-біотитові породи. Звітрювання мігматитів, як і гранітів, відбувалось в континентальних умовах докембрійського суходолу.

Денудація в умовах шельфової зони і тектонічний фактор сприяли виникненню нерівностей поверхні кристалічного фундаменту.

ТРИАС

Найдавнішими осадочними відкладами району Канівських дислокацій є строкатобарвні породи, які залягають на кристалічному фундаменті під юрою. Строкатобарвна товща виявлена свердловинами в с. с. Трощині, Ковалях, Бобриці, у Каневі, а також в с. с. Степанцях, Озерищі, Хоцках, Піщаному і ін. Вона в основному складена пісками й глинами. Піски світло-сірі, дрібнозернисті, ущільнені, з прошарками пісковиків щільних і крихких, дрібнозернистих, білих, світло-сірих, світло-оранжових, глинистих, іноді з прошарками щільних світлих глин.

Глини каоліністі, піскуваті, дуже щільні, різноманітних відтінків, строкатобарвні — червоні, блакитні, бузкові, у нижній частині з великими вапняними конкреціями. Загальна потужність товщі 20—72 м.

За матеріалами свердловин Канівської геологічної партії (1949) та геологозйомочної партії № 7 тресту «Київгеологія» (1965), піски та крихкі пісковики складають 80% всієї потужності строкатої товщі. У верхній її частині іноді зустрічаються гравелісті прошарки, а в нижній переважають строкаті глинисті пісковики (Бобриця, Курилівка) або строкаті глини (Степанці).

Механічний аналіз піску та вивчення фракцій провадилися в лабораторії Українського геологічного управління.

Аналіз піску із свердловини с. Бобриці показав, що у важкій фракції переважає пірит (40,3—47,3%). В свердловині с. Степанців виявлена у важкій фракції велика кількість сидериту (50—80%); іноді вміст сидериту зростає до 90% (Мартинівка). Сидерит зустрічається у вигляді зерен неправильної

санних мінералів, у важкій фракції виявлені рогова обманка у вигляді видовжених призм з нерівними кінцями, лейкоксен (15,5—22,5%), ільменіт (13,4%), гідрогетит (до 20%).

Легка фракція складається з кварцу і великої кількості різних домішок. В незначній кількості зустрічаються кальцит і свіжі польові шпати, представлені плагіоклазом і мікрокліном, де-не-де трапляється і глауконіт.

Глини представлені головним чином тонкодисперсно-пелітовою масою, що являє собою озалізнений каолінит з розсіяними зернами кварцу і сидериту, а пісковики—крихкими відмінами з глинистим цементом; іноді зустрічаються невеликі прошарки і більш щільних пісковиків з кварцу, польових шпатів і уламків порід, зв'язаних карбонатним цементом.

Літологічні особливості і мінеральний склад строкатобарвної товщі свідчать про її континентальне походження.

Певної думки щодо віку строкатобарвної товщі немає і досі. Вперше ця товща була виявлена Трощинською свердловиною, яку описав Армашевський (1900). На підставі умов залягання, будови і складу товщі він відніс її до девону. Тутковський у зразках зелених і червоних глин із Трощинської свердловини знайшов валуни, уламки пісковика й вапняку і теж відніс цю товщу до девону.

Трохи пізніше Ласкарев, посилаючись на опис Трощинської свердловини за Армашевським, строкатобарвну товщу Дніпровсько-Донецької западини також вважає девонською.

Різниченко (1926) допускає, що під'юрські (девонські?) відклади Канівського району є утвореннями кількох епох кінця палеозою і початку мезозою. Лучицький (1912) вказує на триасовий вік строкатобарвної товщі. Бондарчук (1941) говорить про післяпермський вік цієї товщі.

Глини строкатобарвної товщі відслонюються в глибокому яру південніше від колгоспного саду с. Тростянця; описані вони вперше Балуховським (1947). Вигляд виходу строкатобарвної товщі нагадує дайку. Глина ця дуже щільна, мастка, плямиста—бузкового, червоного, малинового, сірувато-блакитнувато-го кольору; при висиханні ділиться на дрібні лусочки. Контакт з темно-сірою слабо піскуватою слюдистою келовейською глиною, яка містить уламки раковин амонітів. Потужність строкатобарвної товщі 4 м.

Балуховський (1958) умовно відносить строкатобарвну товщу Канівського району, яка підстилає юру, до пермі.

За даними Галаки і Матвієнко (1948), можливо, що строкатобарвна товща належить до триасу. Таке прилучення підтверджується літологічною схожістю описаної товщі з триасовими

відкладами Донбасу. До тріасу цю товщу відносять також Голубев, Куделя, Пилипенко та Сайдаківський (1965). Характер поверхні континентальної строкатобарвної товщі можна ілюструвати профілем по лінії Козарівка—Озерище (рис. 6).

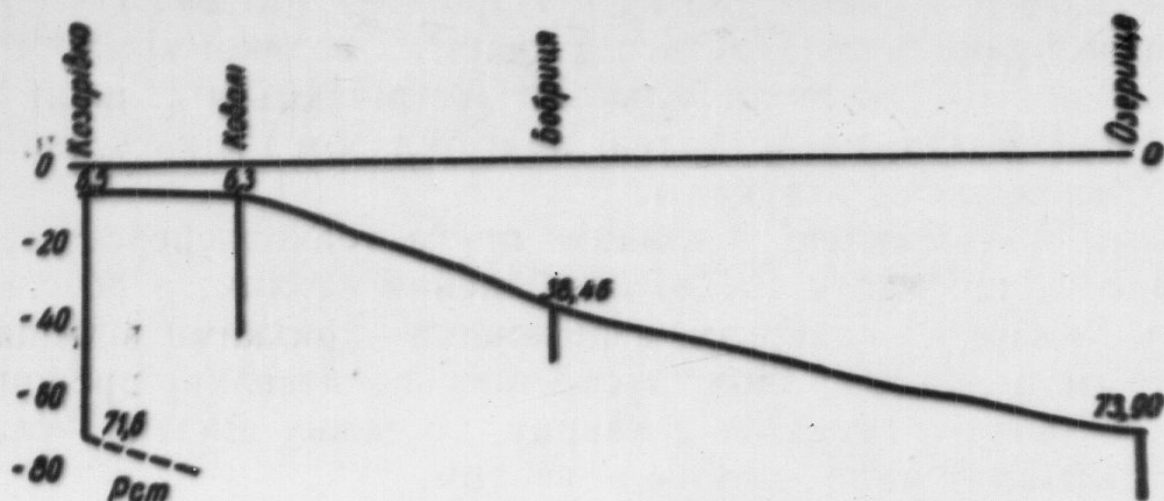


Рис. 6. Профіль строкатобарвної товщі на лінії Козарівка—Озерище.

Як видно з профілю, поверхня товщі між Козарівкою і Ковалями на відстані близько 5 км знаходиться майже на одному рівні, але далі на схід поступово знижується: в с. Бобриці вона нижча, ніж у Ковалях, на 32,16 м на відстані 7 км, а в Озерищі нижча, ніж у Бобриці, на 35,34 м на відстані 16 км. Отже, перепад висот між Ковалями і Бобрицею становить 4,59 м/км, а між Бобрицею і Озерищем — 1,95 м/км. Необхідно підкреслити, що зниження поверхні строкатобарвної товщі в районі дислокацій (між Ковалями і Бобрицею) порівняно крутіше.

Іншими словами, через Бобрицю, можливо, проходить західна межа Дніпровсько-Донецької западини. Такий поділ Київського шельфу на західну піднесену і східну опущену частини можна пояснити тільки тектонічними причинами, оскільки східні борти геологічних структур у цьому районі зазнали опускання разом з Дніпровсько-Донецькою западиною.

Нарешті, слід додати, що строкатобарвна товща не тільки залягає нормально, але іноді приймає участь і в гляціодислокаціях.

Сайдаківський (1965) визначив у глинистих та піскуватих породах із свердловин Канівської дислокованої площі харофіти та остракоди ветлузького віку: *Porochara-triassica* (Said.) Gramb., *P. ukrainica* Said., *Maslovichara incerta* Said., *M. gracilis* Said., *Stenochara elongata* Said., *Cuneatochara acuminata* Said.; *Darwinula longissima* Bel., *Darwinuloides oviiformis* (Mand.), *Geraldia wetlugensis* Bel.

Нижню частину цієї піщано-глинистої товщі Сайдаківський поки що умовно відносить до дронівської світи (верхня перм, або шебелінська і пересаєвська світи за Лопух) послідовно

падини на Донбасі цим відкладам відповідає товща порід з карбонатами і остракодами татарського віку.

Наявність обкатаної пермської фауни (типова нижньопермська мурчисонія), знайденої Бондарчуком, свідчить про перевідкладення пермської товщі в континентальних умовах. Такі висновки підтверджуються літологічною схожістю описуваної товщі з тріасовими відкладами Донбасу, за К. О. Новик (1952).

ЮРА

Відклади юрської системи виходять на денну поверхню на всій території району Канівських дислокацій. У місцях, де юрські відклади залягають нижче сучасного базису ерозії, вони виявлені бурінням (Ковалі, Бобриця та ін.).

Вперше юрські відклади в районі Канівських дислокацій були виділені К. М. Феофілактовим (1851). За літологічними ознаками він розподілив їх на три горизонти — нижній, середній і верхній — і відніс до оксфорду, до якого відносили тоді всі юрські відклади Росії.

Феофілакт протягом багатьох років працював над вивченням юрських відкладів і вперше склав список юрської фауни нижнього горизонту юри Канева.

У 80-х роках минулого століття юрськими відкладами Канева займався Карицький (1890), але більш детально їх вивчали Різниченко (1926) і Цитович (1926). Різниченко зібрав чималу колекцію юрських скам'янілостей, яку разом із власною опрацювала Цитович. Для побудови своїх висновків вона використала також колекції Феофілактова і Карицького.

Маючи багатий фактичний матеріал, Цитович дійшла до думки про можливість поділу району Канівських дислокацій на дві частини за характером келовейських відкладів. У північній частині (район с. Трахтемирова) розріз келовею більш повний. У південній — келовейські відклади мають меншу потужність, що вказує на деяку редукацію стратиграфічної серії.

Різниченко і Цитович (1926) виділяють два відділи юри: середній і верхній (батський і келовейський яруси). В свою чергу, за фауністичними даними, в келовеї вони виділяють три горизонти.

В 1947 р. юрські відклади району Канівських дислокацій досліджувала Л. Г. Дайн. В відкладах батського віку форамініфер вона не виявила зовсім; у верхньому й середньому келовеї зустрінуто велику кількість спікул губок і тільки поодинокі ядра форамініфер.

В нижньому келовеї дуже багатому на мікрофауну, знайдено: *Spirophthalmidium* aff. *areniforme* В у к о в а, *Cristellaria*

Nodosaria.

Ямниченко (1948), вивчаючи фауну з юрських відкладів району Канівських дислокацій, спостерігав у північній і південній частинах району одні й ті ж зони келовейського ярусу.

І. І. Нікітін (1964) на підставі знаходження *Ammodiscus baticus* Daip (визначення Д. М. Пяткової) та середньоюрських белемнітів відносить нижню частину глин (які вважались нижньокеловейськими) до батського ярусу.

Голубев та Пилипенко (1965) віднесли нижню частину глин з вуглистими залишками (12—17 м), що раніше вважались батськими, до байоського ярусу. На нашу думку, таке визначення недосить обгрунтоване, тому в роботі ми дотримуємось схеми Різниченка та Ямниченка.

Б а т с ь к и й я р у с. Вище строкатоколірної товщі трансгресивно залягають глини батського ярусу.

Батська товща загальною потужністю до 61 м залягає під келовейськими глинами. Товща ця бідна на фауністичні рештки. Зрідка тут зустрічаються уламки скам'янілого дерева, лусочки ганоїдних риб, залишки акули *Hybodus appendiculatus* Ag. і форамініфери.

Породи батського віку представлені переважно попелясто-сірими, то більш світлими, то більш темними, іноді жовтуватими сірими глинами. У верхній частині вони нерідко сланцюваті. Донизу породи набувають чорного кольору. Для них характерні прошарки мергелистих пісковиків, а також сидеритових конкрецій. У свердловинах Степанців і Козарівки потужність юрських відкладів становить 52 м. Батська товща складена внизу пісками з залишками рослинності, вище — глиною. Такий розріз (внизу пісок, а вгорі глини) свідчить про наявність трансгресії. Море, очевидно, наступало з боку Дніпровсько-Донецької западини і спочатку було мілководним (у ньому відкладалися піски); потім воно поглиблювалось, і в ньому почали відкладатися глини. Опускання морського дна в нашому районі треба пов'язувати з прогинанням Дніпровсько-Донецької западини.

У відслоненнях глин батського віку спостерігаються каравеоподібні сидеритизовані пісковики, які вкриті зверху коркою лимоніту і мають іржаво-рудий колір. У ярах можна часто бачити (особливо після зливових потоків) велику кількість катунів батських глин, що містять уламки сидериту та ін.

Відклади батського ярусу значно поширені в дислокаційному районі, де знаходяться вище сучасного базису ерозії. Вони виходять на денну поверхню у ярах с. с. Бучака, Григорівки, Тростянця, Костянця та ін. Батські породи зім'яті і деформовані, розріз їх простежити досить важко через зсуви, які розвиваються по цих глинах.

еріалу; іноді піску в них немає зовсім. Характерними мінералами важкої фракції батських глин є циркон, турмалін, рутил, гранат. Зустрічаються, крім того, глауконіт, сидерит, що свідчить про морське походження цих глин. З рудних мінералів слід відмітити пірит (від 70 до 90% важкої фракції).

Келовецький ярус. Відслонення келовецьких відкладів відомі на всій території району Канівських дислокацій. У північній частині району (Монастирок—Луковиця) потужність їх значна і розріз більш повний. У північному районі келовецькі глини вкриті пісками канівської світи; тільки в районі с. Трахтемирова під канівськими пісками на келовеї залягають крейдові породи.

Різниченко (1926) у північній частині району Канівських дислокацій виділив у келовецьких відкладах за фауністичними даними три горизонти — верхній, середній і нижній.

До верхнього келовею належить яскраво-жовтий піскуватий і дуже озалізнений прошарок (зона контакту між товщею келовею і канівською світою потужністю 16 м). Середній келовеї представлений світло-бурими, мергелістими, добре зцементованими пісковиками, розбитими тріщинами на неправильні окремість і розділеними вузькими прошарками сіруватої глини (2 м). Нижче залягають бурі глини нижнього келовею видимою потужністю до 3 м; у нижній частині їх міститься багата одноманітна фауна.

Для верхнього келовею характерною формою є (за Різниченком) *Quenstedticeras henrici* Douv., для середнього — *Kerplerites gowerianus* Sow. для нижнього — *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. і *Cadoceras elatmae* Nik.

Пізнішими дослідженнями Цитович (1926) та Ямниченка (1954) встановлено, що верхній горизонт, за Різниченком, належить до середнього, а два інших — до нижнього келовею.

Наявність у північній частині району Канівських дислокацій середньокеловецьких відкладів незначної потужності вказує на розвиток денудацийних процесів за передкрейдового часу.

Справді, часто можна спостерігати, що сеноман залягає на нижніх горизонтах келовею або безпосередньо на батських відкладах.

У південній частині району Канівських дислокацій келовецькі відклади також дуже розмиті. В них виявлено мікрофауну, що дозволяє більш детально визначити їх вік. Тут на юрських породах залягають відклади не тільки сеноманські, а подекуди й нижньокрейдові (верства Виржиківського) і верхньоальбські (Комашиний яр, Гора з берісками). Крім того, в південному районі Канівських дислокацій розріз келовею не скрізь витриманий повністю. За даними Ямниченка, відклади келовецького

ми. Це лілово-сіра глина, що переверстувується з дрібним тин піском; у породі зустрічаються дрібні черепашки белемнітів і амонітів, а також конкреції сидериту і друзи гіпсу.

У відслоненнях південної частини району Канівських дислокацій Різниченко (1926) зустрів такі середньокеловейські форми: *Quenstedticeras henrici Douvillei* var. nov., *Q. tractemiroviensis* Tsit. in litt., *Perisphinctes* sp. та уламки белемнітів. Виявлені також середньокеловейські *Cadoceras elatmae* Nik. і *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., белемніти і пелесиподи *Goniomya litterata* Ag., *Pinna mittes* Phill.

Таким чином, келовейські відклади північної і південної частин району Канівських дислокацій мають деякі особливості як в літологічному, так і фауністичному відношенні.

Юрські відклади констатовані також глибокими свердловинами в с. Бобриці та інших пунктах. Бобрицькою свердловиною келовей виявлений на глибині 61 м і має потужність 11,2 м. Карбонатно-глинистий пісковик верхньої частини розрізу змінюється донизу тонкопощаною товщею з численною фауною амонітів.

Наявність піщано-глинистої товщі келовейського віку вказує на продовження морського режиму з батської епохи. Проте слід відмітити, що море на той час дещо зміліло, про що свідчать прошарки пісків у келовейській глині. Перешаровування глин з пісками вказує на тимчасове підняття морського дна. На кінець епохи келовей підняття переважали, оскільки на келовейській піщано-глинистій товщі залягають перехідні між юрою і крейдою континентальні відклади, про що буде сказано далі.

Слід відмітити, що юрські відклади мають загальний малий північно-східний нахил — в бік Дніпровсько-Донецької западини — і що потужність їх по падінню поступово зростає. Така закономірність підтверджується розрізами Беркозівки і Сахнівки, де потужність юри 2—8 м, та Канева (підстінок) і Бобриці — 64—67 м; на Лівобережжі в Озерищах потужність юри становить 84,7 м.

Цікаво звернути увагу також на зв'язок рельєфу поверхні юри з потужністю відкладів. Виявляється, що на тих ділянках, де поверхня знижена (Мошни, Канів, Бобриця), потужність юрських відкладів зростає до 40—67 м. На тих же ділянках, де поверхня юри має більші абсолютні відмітки (Байбузи, Шелепухи, Козарівка, Ковалі), потужність зменшується до 27—45 м.

Говорячи про зв'язок рельєфу поверхні юри і потужності відкладів, треба підкреслити, що на підвищеннях рельєфу верхньої юри немає і там залягає середня юра (бат). Верхня юра (келовей) зберігається на знижених ділянках. Відсутність верх-

допускали іноді також батські відклади (Козарівка). Взагалі трансгресії юрських мерів тісно пов'язані з тектонічними рухами в області Дніпровсько-Донецької западини і порушеннями в докембрійському фундаменті Київського шельфу.

КРЕЙДА

Крейдові відклади в районі Канівських дислокацій значно поширені. Вони зустрінуті в природних відслоненнях, а також пройдені глибокими свердловинами.

Перші відомості про крейдові відклади описуваної території знаходимо у Феофілактова (1851) і Карицького (1890), як вказують межі їх поширення, потужність і петрографічний склад. Феофілактів відніс крейдові породи до сеноману.

Колекцію фауни з крейдових відкладів, зібрану Феофілактовим, опрацював Радкевич (1895). В ній переважали пластинчатозяброві молюски. Із хребетних багато було лише залишків риб (головним чином зубів), які свого часу (1875) визначив проф. Рогович. На основі переваги сеноманських форм безхребетних (близько 80% видів). Радкевич зробив висновок про належність крейдових відкладів району Канівських дислокацій до сеноману. За знаходженням *Ammonites (Schloenbachia) inflatus* Sow. Радкевич встановив, що крейдові відклади околиць Канева є дещо давнішими від типово нижньосеноманських (зони *Chlamys asper*). Визначення сеноманської фауни і флори Радкевичем не втратили свого значення до теперішнього часу.

Лучицький (1912) відніс до сеноману товщу піщаних відкладів з конкреціями і глауконітовою крейдою та мергелем у верхній частині, виявлену в околицях с. Пекарів. Різниченко (1926), посилаючись на визначення Радкевича, вважає верстви з *Ammonites (Schloenbachia) inflatus* Sow. найбільш ранніми осадами сеноманського віку.

За даними Каптаренко-Черноусової (1957) та Іваннікова (1953), крейдові відклади району Канівських дислокацій належать до двох відділів крейди — нижнього і верхнього.

Нижня крейда

Нижньокрейдові відклади в районі Канівських дислокацій представлені гравійно-галечною верствою Виржиківського верхньоальбськими пісками з пісковиком.

Гравійно-галечна верства Виржиківського району Канівських дислокацій між юрою і крейдою констатовано континентальну товщу потужністю 0,5—4 м. Вона представлена грубозернистими і різнозернистими пісками, сім

каоліну у вигляді окремих гнізд різного розміру. Наявність каолінових часток у складі верстви можна пояснити тим, що процес каолінізації відбувався недалеко, в районі гранітного масиву, а потім каолін був перенесений і відкладений уже в пісках. Часто в товщі спостерігається діагональна верствуватість, характерна для потоків. Прикривається вона пісками і пісковиками верхнього альбу.

Верства континентальних відкладів відслонюється, головним чином, у ярах поблизу Канева — Меланчиному потоці, Комашиному яру, в правому береговому уступі Дніпра між заповідником КДУ і могилою Т. Г. Шевченка, в яру Студенця. Потужність її невитримана, а залягання порушене. За своїм гранулометричним складом ці відклади надзвичайно різноманітні. В них зустрічається галька великого розміру, вміст піщаної фракції коливається в значних межах, а алевритова фракція виявлена переважно в невеликій кількості. Вміст глинистої фракції — 40—60%.

Треба відмітити досить різноманітний мінеральний склад гравійно-галечних відкладів. У важкій фракції виявлені ільменіт, циркон, лейкоксен, монацит (останнього — від 4 до 9%, за даними Балуховського та Івантишина), гранат, апатит, слюди, андалузит, дистен, турмалін, титаніт. У легкій фракції домінує кварц, зустрічаються зерна глауконіту і мікрокліну.

Названі відклади вперше описані Виржиківським і ввійшли у вітчизняну геологічну літературу під назвою «гравійно-галечної верстви Виржиківського».

Сам Виржиківський (1916) писав про них: «Ця верства має обмежене поширення, зустрічаючись в ярах на південь від Канева. Залягаюча між юрськими глинами і сеноманськими пісками яскраво-біла верства, що складається із кварцу і каоліну (більш детально порода не вивчалась), зразу свідчить про місце походження, а її струмиста діагональна верствуватість нагадує річкові і дельтові наноси. Ці і ряд нижченаведених даних дають підставу вважати гравійну верству наслідком вивітрювання річкового або дельтового наносу, що складається з гранітних гальок різного розміру, пригесених потоком, який направлявся по поверхні юрсько-крейдової суші з гранітних областей нинішньої Київської губернії, віддалених не дуже далеко на захід і південний захід від описуваної місцевості». На його думку, це давній алювій, матеріал якого принесений водними потоками з області Українського масиву.

Названі відклади залягають на юрі і вкриті крейдою. Тому умовно їх можна віднести до нижньої крейди.

Таким чином, в перехідну епоху від пізньої юри до крейди

на досліджуваній території встановився континентальний режим, юрське море вже відійшло за межі району. Можливо, що в умовах суші алювій, спочатку значно поширений, пізніше розмивався водними потоками, які прямували в бік Дніпровсько-Донецької западини. Цим пояснюється місцеве — тільки на невеликій ділянці в районі Канівських дислокацій — поширення алювіальних відкладів. На прилеглих територіях вони не виявлені. Там на юрських глинах безпосередньо залягають піски з пісковиками молодшого віку.

Верхньоальбський під'ярус. Верхньоальбські відклади поширені головним чином у південній частині району Канівських дислокацій. Вони виявлені нами в природних відслоненнях Мар'їного яру, Меланчиного потоку, а також в ярах с. Пекарів. Нижній горизонт товщі представлений щільними, жовтуватого-зеленуватими пісками з дуже крихкими уламками фауни, а верхній — сіро-зеленими пісками з прошарками темно-зеленого щільного пісковика, іноді крихкого.

О. Д. Архангельський (1934) зазначає, що за альбського часу на півночі Руської платформи море значно відступає, але в той же час наступає на Підмосковну улоговину і давно залишену ним область Дніпровсько-Донецької западини, на території яких він передбачає наявність альбських відкладів.

О. М. Мазарович (1938) відмітив наявність нижньої крейди лише поблизу північної окраїни Дніпровсько-Донецької западини, де виявлені альбські верстви (в районі міст Дмитрова, Володимира, в околицях Кром, Жиздри і Рославля).

Балуховський, який провадив геологічну зйомку в північній частині району Канівських дислокацій (1947), за літологічним складом порід і фауною виділяє в крейдових відкладах три горизонти: 1) сеноман-альбський, 2) нижньосенманський, 3) верхньосенманський.

До сеноман-альбського горизонту ним віднесені жовтуваті і зеленувато-жовтуваті піски, дрібнозернисті, глауконітові, з фауною (близько 2 м). Наведена Балуховським фауна не є провідною для альбу. Вона має досить значне вертикальне поширення (від барему до сеноману включно).

Для характеристики верхньоальбських відкладів нами описано найбільш типове відслонення в районі Мар'їної гори. У лівому борту Мар'їного яру, поблизу гирла, що прорізує високий береговий уступ Дніпра, під відкладами канівської світи залягають породи крейдового віку (зверху вниз):

	м
Пісковик сірий щільний, дрібноплитчастий	0,15
Пісок сіро-зелений з прошарками такого ж пісковика тонкозернистого глауконітового	0,45
Пісок темно-зелений різнозернистий, з крупними зернами кварцу. Донизу пісок поступово стає тонкозернистим і містить проведстки темного сіро-зеленого кварцитовидного пісковика	

простежується верствуватість, яка підкреслюється прошарками пісковнику, що виступають у вигляді карнизів . . .	1,25
Той же сіро-зелений пісок з проверстками крихкого пісковнику. Місцями пісковик вохристо-бурий. В піску спостерігаються рослинні пустоти, заповнені тонкозернистим піском . . .	3,8
Пісковик світло-сірий із слабким зеленуватим відтінком, дуже крихкий, на зломах вохристо-бурі нальоти . . .	2,1
Пісок сіро-зелений крупнозернистий, з уламками пісковнику і з фауною . . .	0,35
Пісок світлий жовтувато-сіруватий, тонкозернистий, глауконітовий, із залишками коренів рослин . . .	1,1
Пісок зелений різнозернистий, переважно тонко- і крупнозернистий, з уламками фауни пелеципод . . .	0,25
Пісок сірувато-зелений тонкозернистий, глауконітовий . . .	0,35
Пісок зелений крупнозернистий, в нижній частині з іржаво-бурими прошарками . . .	0,10
Пісок світлий жовтувато-зеленуватий з стяжіннями сірого щільного пісковнику. Пісковик на зломах вохристо-бурий . . .	0,80
Пісок зелений крупнозернистий, глауконітовий . . .	0,10
Пісок світло-сірий з жовтуватим відтінком, містить окремі брили пісковнику . . .	0,7
Пісок сіро-зелений тонкозернистий, з уламками пісковнику. В піску і пісковнику є фауна . . .	2,2
Пісковик жовтувато-зеленуватий крихкий; на контакті з іржаво-бурими пісками є фауна . . .	2,7
Пісок сіро-зелений тонкозернистий, щільний, глауконітовий, з фауною пелеципод . . .	0,6
Скрем'яніла галька димчастого і темно-каштанового кольору, різних розмірів, добре обкатана до 0,05—0,10 м в діаметрі, залягає на юрських келовейських глинах піскуватих, щільних.	

В цьому відслоненні крейдова товща потужністю 19 м підтелюється келовейськими глинами. Вона починається, як правило, гальковою верствою, яка вказує на трансгресію моря. Вище гальки відкладались в умовах мілководного моря різно- і тонкозернисті піски з прошарками пісковиків і залишками фауни й флори (скам'яніле дерево), які свідчать про близькість берега.

У пісковиках і пісках нами було зібрано чимало фауністичних решток, серед яких виявилися раніше невідомі тут пелециподи *Lucina (Phaloides) downesi* Woods, *Exogyra arduennensis* Orbigny, *Chlamys gaultinus* Woods і амоніт *Pervinquieria* ex. gr. *inflata* Sow., *Prohysterocheras wordiei* Spath., а також форми, які вже відомі із списку Радкевича — *Cucullaea* sp., *Amphidonta conica* Sow., A. sp., *Chlamys orbiculare* Sow., *Exogyra conica* Sow., *Cucullaea* cf. *glabra* Park.

Т. О. Мордвілко і П. В. Луппов підтвердили належність цих форм до верхнього альбу. Знайдені нами пелециподи *Lucina (Phaloides) downesi* Woods, *Exogyra arduennensis* Orbigny, *Chlamys gaultinus* Woods, безперечно, є характерними для альбського ярусу. Із них форма *Lucina (Phaloides)*

ньому альбі Кавказу, альбі Бельгії і сеномані південної Англії; *Exogyra arduennensis* O r b i g n i у характерна для альбу Франції, Швейцарії, Закаспію і Південної Індії, а також для верхнього апту і нижнього альбу Північного Кавказу; *Chlamys gaultinus* Woods є провідною скам'янілістю для альбських відкладів Закаспію, Південної Англії і Дагестану.

Останні наведені форми можуть зустрічатися як в сеномані, так і в нижній крейді. Так, *Exogyra conica* S o w.— форма, яка може бути зустрінута від барему до сеноману включно. Вона відома з альбу Південної Англії, Швейцарії, Саксонії, Північного Кавказу, Мангишлаку, Індії, середнього альбу Бразилії, альбу і сеноману Таджикиської депресії, сеноману Франції й Іспанії, верхнього альбу Бельгії. *Cucullaea* cf. *glarba* P a g k. властива альбу Бельгії, Англії, Франції, Швейцарії, альбу й сеноману ГДР та ФРГ. Вона також характерна для апту і нижнього альбу Північного Кавказу, Мангишлаку, Ельби, є одною з провідних форм нижнього альбу Копет-Дагу. Знаходження цих видів у крейдовій товщі району Канівських дислокацій дає підставу виділити новий стратиграфічний горизонт — верхньо-альбський.

Наявність нижньокрейдових відкладів у південній частині району Канівських дислокацій Каптаренко-Черноусова довела на підставі мікропалеонтологічних досліджень порід із ярів с. Костянця і яру Ольховчика. За її свідченням, у загальних випадках комплекс мікрофауни різко відрізняється за видовим складом від такого ж для сеноманських і оксфордських відкладів. Тут є представники родини Lagenidae (*Nodosaria*, *Marginalina*), деякі з них ближчі до юрських, ніж до крейдових форм названої родини.

Своєрідна асоціація мікрофауни, очевидно, підтверджує те, що вік даних пісків більш давній, ніж сеноманський.

Верхня крейда

Сеноманський ярус. Розріз сеноману в досліджуваному районі повний—від самих нижніх горизонтів з *Ammonites* (*Schloenbachia*) *inflatus* S o w. до самих верхніх з *Belemnites* (*Actinocamax*) *plenus* B l a i n v.

Нижній горизонт представлений глауконітовими пісками з прошарками і зростками кременистих і фосфоритових пісковиків. У подошві пісків спостерігається галька кремня, проверсток чорної глини і проверстки темно-зеленого глауконітового піску з концентраціями фосфоритів, вміст P_2O_5 в яких становить 14—17%. Верхній горизонт складений глауконітовою крейдою і мергелем.

Верхній горизонт сеноманських відкладів представлений глауконітовою крейдою, яка пов'язана з нижнім горизонтом поступовим переходом. Відслонюється ця товща в південній частині району в ярах с. с. Хмільної, Яблунева. Тут часто можна бачити фосфоритові стяжіння, які досить рівномірно розподілені в породі. Загальна потужність товщі з фосфоритами — до 6 м. Вміст фосфорної кислоти в фосфоритах коливається в межах 3,11—6,58%.

У верхньосеноманській породі з яру с. Хмільної Конопліна (1949) визначила такі форамініфери: *Trichia pyramidata* (Reuss.), *Cristellaria* sp., *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.), *Bolivinita globulosaeformis* Keller, *B. convigeriniformis* Keller, *Bolimina* sp., *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gl. aspera* Ehrenb., *Globotruncana* sp., *Anomalina globosa* Brotz., *A.* sp., *Cibicides berthelini* Keller., *Valvulina intermedia* (Reuss.), *Marginulina* sp. та ін., а також Ostracoda. Виявлена асоціація характерна для відкладів сеноманського віку. Серед згаданих форм найхарактернішими є *Bolivinita convigeriniformis* Keller, *Anomalina globosa* Brotz., *Cibicides berthelini* Keller.

Потужність сеноманських відкладів різна. Вона зростає на південь і південний схід. У північній частині району Канівських дислокацій сеноманські відклади розмиті. Відсутність їх північніше від лінії Іваньків — Бучак вказує на значний розвиток денудаційних процесів за післясеноманського часу. На юрських глинах тут залягають глауконітові піски канівської світи.

Південніше від цієї лінії, у відслоненнях с. с. Трощина, Студенця і Тростянця з'являються світлі і брудно-зелені сеноманські піски з пісковиком потужністю до 25 м.

Крім природних відслонень верхньокрейдові відклади відомі і по свердловинах. У с. Бобриці виявлено сіро-зелені (гл. 53,5 м) піски, ущільнені, тонкозернисті до пиловидних, слюдисті, з глауконітом і великою кількістю прошарків щільних кременистих темно-сірих пісковиків, дрібнозернистих, глауконітових, потужністю до 0,5 м. В інтервалі 54—55 м зустрінуто пісковик з обвугленими рослинними рештками; нижче, на глибині 58,1 м — пісковик дрібнозернистий з численними прошарками сірого дрібнозернистого, кременистого пісковіку з уламками фауни.

Мінералогічний склад пісковіку, за даними Бушинського та Козловської, такий: кварц (85—90%), польовий шпат, глауконіт; акцесорні циркон, мусковіт, гранат, рутил. В незначній кількості — рудний мінерал, представлений дрібними зернами ільменіту.

В свердловині с. Ковалів сеноманські відклади виявлено двічі: на глибині 13,3 м від поверхні (порушене) і 90,6 м (корінне залягання).

тим відтінком, тонкозернистий, м'якка глинистий, з проміжними кременистих пісковиків. Вони залягають на піску зеленувато-сірому, дрібнозернистому, який також має прошарки досить щільних глауконітових пісковиків. Загальна потужність піщаної товщі 13,05 м.

На глибині 90,6 м залягає пісок сіро-зелений, ущільнений, тонкозернистий до пиловидного, слюдистий, з глауконітом, великою кількістю прошарків пісковиків темно-сірих, дрібнозернистих, глауконітових, щільних, кременистих.

В піску з глибини 13,3 м Конопліна (1951) виявила асоціацію форамініфер, дещо відмінну від типової для верхньої крейди. Тому ці піски вона віднесла до нижнього горизонту сеноману.

Мінералого-петрографічна характеристика пісковиків показала, що легка фракція складається з кварцу, кальциту (іноді в рівних кількостях), глауконіту і мікрокліну. У важкій фракції переважає ільменіт і циркон.

Радкевич (1895) в сеноманських пісках з пісковиком виявив таку фауну: *Liostrea hippopodium* Sinz., *Amphidonta conica* Sow., *A. columba* Lam., *Chlamys laminosum* Mont., *Ch. balticum* Mont., *Ch. laevis* Nills., *Ch. hispidus* Goldf., *Inoceramus orbicularis* Münst., *I. striatus* Mant. *Ammonites* (*Schloenbachia*) *inflatus* Sow., *Avicula* sp., *Trigonia aliformis* Park., *Nautilus* aff. *cenomanensis* Schlüt.

Рогович (1860) в околицях м. Канева і с. Пекарів зібрав і описав із крейдових пісків і пісковиків багато форм викопних риб.

Флора району Канівських дислокацій в минулому столітті була зібрана І. Ф. Шмальгаузенем, але колекція не була оброблена до 1936 р., коли Н. В. Піменова взялася за її вивчення.

Флора Канівського району характеризується перевагою хвойних, цикадових і повною відсутністю покритонасінних. На думку Піменової, флороносні відклади можуть бути віднесені до нижнього сеноману. Місцем розселення цієї флори, імовірно, була кристалічна смуга — острів серед сеноманського моря.

Наявність залишків хвойної рослинності, літологічний склад товщі, велика кількість фауни каменеточців і устриць вказують на прибережний і мілководний характер відкладів.

На підставі зміни літологічного складу порід крейдової товщі можна вважати, що в сеноманську епоху посилювалася трансгресія моря, яка розпочалася ще за пізнього альбу. На кінець сеноману море поглибилось і піски вкрилися мергельно-крейдовими осадками.

Останнім часом Д. П. Найдін вважає можливою наявність тут туронських відкладів.

Палеоген на території Канівських дислокацій представлений канівською, бучацькою, київською і харківською світами.

Перші відомості про палеогенові відклади району знаходимо в працях Соколова (1893) і Феофілактова (1905). Соколов описав ці відклади досить детально, але ще не виділив канівської світи і розчленування палеогену закінчив бучацькою світою.

Радкевич виявив в околицях Канева зелені глауконітові піски (1896) і вказав на різку відміну їх за літологічним складом і фауною від бучацьких відкладів, які лежать вище. Ці піски він розподілив на чотири горизонти — *a, b, c, d*.

Армашевський (1896 р.), взявши за основу дані Радкевича, запропонував виділити окрему світу — канівську. Він писав, що товщу глауконітових нижньоеоценових пісків зручно було виділити в окремий ярус придніпровських нижньотретинних відкладів під назвою канівського ярусу. До цього належать темно-зелені піски близько 68 м потужності, із зростками фосфоритового пісковика, що містить в собі ядра і відбитки молюсків, між якими можна було визначити *Avicula cf. aizuensis* Desh., *Pectunculus brevirostris* Sow.

Різниченко (1926) також дотримується встановленого Радкевичем поділу канівської світи на чотири горизонти. І. А. Коробков (1947) у зведеній роботі по палеогенових відкладах України дотримується чотиричленного поділу канівської світи за схемою Радкевича. Автор, згідно з Радкевичем, вважає, що вік канівської світи не палеоценовий, а ранньоеоценовий. Балуховський (1954) вважає, що лише горизонти *a* і *b* належать до канівської світи, а *c* і *d* треба розглядати як низи бучацької світи. Ключніков (1952) дотримується точки зору Балуховського і межу між канівською й бучацькою світами проводить в основі горизонту *c* на підставі фауністичних даних.

Далі ми дотримуватимемось схеми Балуховського.

Канівська світа. Відслонення канівських відкладів спостерігаються в районі Канівських гляціодислокацій; свердловинами вони виявлені в Ксвалях, Бобриці, Каневі та ін.

Канівська світа поширена головним чином в північно-східній частині Київського шельфу, південно-західна межа якого проходить на захід від Канівських дислокацій через с.с. Маслівку, Беркозівку, Бровахи, Старосілля.

У заляганні канівської товщі можна відмітити такі особливості. По-перше, поверхня її загалом є більш вирівненою, порівнюючи з поверхнею давніших відкладів. Деяке зниження спостерігається тільки в районі Яблунева. В загальних рисах рельєфу поверхні канівської світи можна назвати широко хвилястим.

По-друге, потужність світи зростає на Київському шельфі в східному напрямку, причому на підвищеннях доканівського рельєфу потужність менша, на зниженнях — більша.

Породи канівської світи часто відслонюються вздовж правого берега Дніпра; у відслоненнях добре помітно порушене залягання відкладів. Некорінне залягання констатовано також свердловиною в с. Ковалях. Тут канівська світа залягає на крейдових відкладах, які лежать на юрських, а останні підстиляються четвертинною товщею.

Канівська світа в гляціоструктурах залягає на різних за віком відкладах, починаючи з юри (бат) і закінчуючи верхніми горизонтами сеноману; покривається вона то бучацькими, то четвертинними породами. У північній частині району між с.с. Трахтемировим і Григорівкою підстиляючими породами є глини бату і келовею, у центральній частині — відклади нижнього і середнього сеноману, а південній — (с. Хмільна) — глауконітова крейда верхнього сеноману та піски з пісковиками альбського віку. Потужність канівської світи рідко перевищує 20 м.

Нижній горизонт *a* канівської світи представлений пісками темно-зеленими, зрідка темно-сірими, глинистими, дрібнозернистими. Зерна кварцу різної обкатаності, переважають кутуваті, мало обкатані. У верхній частині горизонту зустрічаються пісковик темно-бурого кольору, фосфоритові стяжіння, у нижній — прошарки вуглистих глин і гравію. Темно-зелений колір піску зумовлюється наявністю глауконіту, а також ільменіту.

В стяжіннях знайдена фауна *Lamellibranchiata*, *Gastropoda*, *Crustacea*. Найбільше поширені *Pectunculus brevirostris* Sow., *Pecten* cf. *prestwichi* Roem., *Cytherea orbicularis* Edw., *Aporrhais sowerby* Mott.

За даними Козловської (1949), гранулометричний склад пісків горизонту *a* характеризується вмістом пилюватих часточок кількості 11,52%, глинистих 7,84%.

У важкій фракції переважають циркон, гранат, епідот; в легкій — кварц, глауконіт і в невеликій кількості — польові шпати. Іноді зустрічаються спікули губок і зуби акул, а також уламки скам'янілого дерева (с. Хмільна). Потужність горизонту близько 8 м.

Горизонт *b* складений пісками світлими сірувато-зеленими, глауконітовими, які вище звичайно переходять у зливний і кремнистий пісковик. У важкій фракції переважають циркон, гранат, рутил, епідот. Піски містять до 6,93% пилювато-глинистих часточок. Потужність горизонту *b* до 10 м.

За мінералогічним складом відклади канівської світи нагадують породи крейди, тому можна припустити, що, починаючи з крейдового часу, область живлення була незмінною.

Бучацька світа. Відклади бучацької світи в межах

району Канівських дислокацій не мають суцільного поширення. Місцями вони змиті, і тоді четвертинні відклади залягають безпосередньо на відкладах канівської світи.

Останнім часом Балуховський (1947) та Ключніков (1952) віднесли до бучацької світи верхні горизонти канівської світи *c i d*.

Горизонт *c* складений пісками рожево-бурими з зеленуватим відтінком, дуже глинистими, мілкозернистими, глауконітовими, з рідкою галькою фосфоритів; зерна кварцу добре обкатані. У важкій фракції — циркон, епідот, рутил, турмалін, а також гранат, дистен, ставроліт. Останній є домінуючим мінералом (до 50%). Піски містять 17—33% пилюватої фракції і 0,8—22,59% глинистих часточок. Слід зазначити, що піски горизонту *c* характеризуються найбільшою неоднорідністю гранулометричного складу. Потужність горизонту до 2 м.

Між горизонтами *b* і *c* була перерва. За Балуховським, горизонт *c* трансгресивно налягає на різні шари канівської світи. Наявність перерви відмічає також Н. М. Баранова (1950).

Горизонт *d* представлений пісками зеленими, сірувато- або світло-зеленими, глинистими, дрібнозернистими, глауконітовими; зерна кварцу добре обкатані. Потужність горизонту 10 м. В складі пісків пилюватих часточок — 12,77%, глинистих — 17,10%. Важка фракція складається з гранату — 10,6%, циркону — 10,1%, епідоту — 7,8%, турмаліну — 10,6%. В легкій фракції переважає кварц, багато глауконіту, зустрічаються польові шпати.

Вище залягають бучацькі світло- і зеленувато-сірі піски з прошарками пісковіку, в якому є фауна.

На денну поверхню цей горизонт виходить у північній частині району і, особливо, вздовж правого берега Дніпра до с. Селища. Він відслонюється під четвертинними відкладами в яру, що тягнеться з північного заходу на південний схід вздовж західної околиці с. Бучака і представлений у верхній частині пісками світло-сірими до білих, жовтуватими з вохристо-жовтими плямами. Піски різнозернисті, з крупними кутувато-обкатаними зернами кварцу; потужність 1,5 м.

Нижче трансгресивно на відкладах канівської світи залягають піски світло-сірі з зеленуватим і жовтуватим відтінками з великими зернами кварцу і різного розміру зернами глауконіту та стяжіннями пісковіку сірого, різнозернистого. Потужність верстви 3,8 м. У пісковіку фауна, визначена Ключніковим: *Cardium* sp., *Cardita* sp., *Cytherea* aff. *laevigata* L m k.

Біля с. Іванькова у пісках бучацької світи зустрінуті *Cardium* aff. *edwardsi* Desh., *Cytherea* sp., *Cardita* aff. *aizyensis* L m k. (визначення Ключнікова).

Верхній горизонт бучацької світи складений білими, подекуди світло-зеленими сипкими кварцовими пісками (0,7—3 м) з

брилами «трахтемирівського» пісковика, який представлений зливними крем'ястими відмінами, іноді з багатою фауною.

Згідно з визначеннями Ключнікова, в с. Трахтемирові виявлені *Pinna* cf. *affinis* Sow., *Natica* sp., *Cardium* sp., *Cardita domgeri* Sok., а в пісковиках ярів с.с. Іванькова, Григорівки, Бучака, Копанів зустрінуті такі форми: *Cardium* sp., *Arca* sp., *Spondylus* aff. *rarispinus* Desh., *Cytherea* aff. *laevigata* Lmk., *Arca* aff. *appendiculata* Sow., *Natica labellata* Lmk., *Cardium* sp., *Pectunculus* sp.

Наведений список фауни підтверджує середньоеоценовий вік бучацьких відкладів.

В с. Козарівці глибока свердловина досягла кристалічних порід. На глибині 47,5 м під давньочетвертинними алювіальними пісками був виявлений світло-сірий бучацький пісковик. Нижче, з глибини 48,6 м, залягають піски світло-сірі дрібнозернисті, з невеликою кількістю глауконіту і з прошарками темно-сірого щільного кременистого пісковика з глауконітом.

За механічним складом бучацькі відклади належать до пісків з вмістом глинистих часточок близько 20%. Піщана фракція характеризується значною різноманітністю; вміст часточок 2,25—0,06 мм змінюється від 30 до 50%.

Козловська (1949) вказує на наявність у важкій фракції циркону, гранату, рутилу, дистену, ставроліту і епідоту. В незначній кількості є андалузит, турмалін, силіманіт. Легка фракція складена кварцом і почасти глауконітом. Зерна кварцу видовжені і добре обкатані, що типово для морських піщаних відкладів.

Аналізуючи бурові дані, можна охарактеризувати корінне залягання бучацької товщі тільки в загальних рисах. Поверхня бучаку більш-менш вирівнена, але на широтній лінії між с.с. Степанцями і Трощином є зниження біля с. Козарівки, що, можливо, пояснюється розмивом. Бучацька товща тут покривається алювіальними терасовими відкладами. Це ж можна сказати й про с. Ковалі, де бучацьких відкладів немає і на канівській світі залягають давньочетвертинні піски, прикриті насупом з юрських, крейдових і канівських утворень. Потужність бучацької світи також не є витриманою (18—29,4 м).

Некорінне залягання бучацької світи спостерігається, як згадувалось вище, в природних відслоненнях вздовж правого берега Дніпра в північній частині описуваного району. Слід відмітити деякі особливості відкладів бучацького віку.

Виходячи з того, що канівські і бучацькі відклади за петрографічним складом подібні, можна зробити висновок, що фізико-хімічні умови бучацького басейну були дуже близькими до тих, які існували наприкінці канівського часу. Бучацьке море успадкувало режим канівського. Такий висновок підтверджується і фауністичними даними: у бучацьких відкладах є велика

кількість ранньоеоценових видів, таких, як і в пісках канівської світи.

Бучацький басейн району був прибережною ділянкою відкритого мілкого моря, де відкладались товщі добре відсортованого кластичного матеріалу, утворюючи обмілини пляжового типу з характерною фауною. В дрібних нерівностях морського дна осадочний матеріал певною мірою сортувався; це могло бути однією з причин стратиграфічної невтриманості пісків й пісковиків бучацької світи.

Київська світа. Відклади київської світи на описуваній території мають локальне поширення. На дислокованій ділянці глибокими свердловинами вони не виявлені; лише у відслоненнях вздовж правого берега Дніпра на невеликій ділянці в районі с. Студенця і в ярах району с.с. Трощина, Студенця і Селища зустрінуто виходи відкладів київської світи. В північній частині району поширення київської світи встановила Матвієнко (біля с.с. Колесища, Григорівки, Бованів), що підтвердилось мікрофауністичними даними.

Відклади київського віку представлені на території Канівських дислокацій білуватим і голубуватим мергелем (спондиловою глиною), який являє собою досить тонко відмулену глинисту породу із значною домішкою карбонатів. У сухому вигляді ця порода сіра або білувата, часто з іржавими плямами і зеленуватими розводами, збагачена на глауконіт і дрібні лусочки слюди. Кількість карбонатів різко зменшується у верхній частині, де мергель поступово переходить у наглинок. Часто без соляної кислоти важко встановити межу цього переходу, тому що він досить поступовий, як і перехід наглинку в залягаючі вище породи харківської світи.

Київська глина містить кварц, глауконіт, слюду, глинисті мінерали, польові шпати.

Поступовий перехід мергелю в наглинок і потім у піски харківської світи вказує на поступове обміління морського басейну. Мергелиста товща київського віку характеризує порівняно більші глибини моря. Тут знайдено голки їжаків, остракодів. Як зазначалось вище, київська світа поширена лише в північній частині району Канівських дислокацій, на північ від Канева, а також на захід від дислокованої ділянки в районі с.с. Мартинівки, Беркозівки і на південний захід — в с.с. Завадівці і Городищі. В південній частині району київської світи немає. Отже, південна частина району Канівських дислокацій виступала у вигляді острова, де київські відклади були розмиті. Це можна пояснити наступним підйманням земної кори.

Харківська світа. Відклади харківської світи констатовані в тих же відслоненнях, що й відклади київської.

У правому борту глибокого яру Букринської балки під полтавськими пісками залягають бурувато-жовтувато-зеленуваті

піски з сірувато-зеленуватими білими глинистими прошарками. Вони тонкозернисті, слюдисті, глауконітові, глинисті і залягають на пісках сірувато-зелених, тонкошаруватих, слюдистих, глинистих, з невеликою кількістю глауконіту. Перехід до порід покрівлі поступовий; те ж спостерігається і в відслоненні біля с. Ходорова. Потужність пісків 6,4 м. Цей горизонт є водоносним; за водоупор править мергель київської світи.

Загальна потужність відкладів даної світи від 3 до 10—12 м. Вона зростає в міру просування в бік недислокованого району.

Харківська світа приймає участь у гляціодислокаціях; наприклад, у с. Студенці вона утворює дрібну складчастість.

Механічний склад пісків харківської світи мінливий.

За даними Козловської (1949), мінералогічний склад харківської світи в порівнянні з київською у фракціях механічного аналізу різноманітніший. Так, циркону у фракції 0,25—0,16 мм — 2,3%, у фракції 0,06—0,01 мм — 13,2%; в цих же фракціях силіманіту є 0,7—5,6%, дистену 2,4—3,7, ставроліту 1,9—6,7, турмаліну — 3,3—4,8, рутилу 3,0—3,6, анатазу — 0,3—2,4, гранату 1,2—2,7, епідоту 2,2—2,8, мусковіту — 0,8—1,3. У важкій фракції переважають дистен, рутил, циркон, гранат, силіманіт, турмалін. У легкій — кварц (70—80%), мусковіт, глауконіт (2—20%), рідше — польовий шпат (до 18%).

З попереднього видно, що між морями сеноманським і палеогеновим існувала перерва. В кінці пізньокрейдової епохи встановився континентальний режим; пізніше палеогенове море почало наступати знову. Це в описуваному районі була вже третя трансгресія після юрської і крейдової. Палеогенове море наступало в наш район, мабуть, з боку Дніпровсько-Донецької западини, захоплюючи поступово все більші площі.

Седиментація відкладів у палеогені відбувалася в такій послідовності: піски (канівська світа), піски і пісковики (бучак), глини (київська світа), піски (харківська світа). Це означає, що спочатку море було мілким, потім воно стало глибшим, і відкладались глини; нарешті, знову обміліло.

Мазарович вважає, що харківське море хоч і було мілким, але воно покривало багато більші простори як в Дніпровсько-Донецькій западині, так і на суміжних геологічних структурах.

Режим палеогенових морів (поступове поглиблювання і потім обміління) свідчить про динаміку земної кори — занурення і підняття. В кінці палеогену встановився континентальний режим, і в цих умовах почали формуватися відклади неогенової системи.

Полтавська серія. Харківські відклади прикриті розвинутими на великій території полтавськими пісками.

Ці піски білі, дрібнозернисті, кварцові, з трохи округленими зернами, більше або менше збагачені каоліном, зрідка з лусочками мусковіту; вони шаруваті, іноді діагонально-шаруваті. У верхній частині у пісків є прошарки пісковіку; іноді зустрічаються глинисті фіолетові прошарки.

У пісках полтавської серії знаходять скам'янілу деревину *Cupressinoxylon sewerzowi* М е г к., *Cupressinoxylon sequoianum* М е г к.

Відклади полтавської серії в районі Канівських дислокацій відомі головним чином у межах дислокованої ділянки плато — в околицях с.с. Трощина, Глинчі, а також у правому береговому уступі Дніпра біля с. Селища. Саме тут вони беруть участь у дрібній складчастості.

В яру с. Букрина відслонюється 8-метрова товща полтавських пісків. Під четвертинними відкладами тут залягають горизонтально-верстуваті піски, сніжно-білі з жовтими прошарками, тонкозернисті, кварцові, каолінисті, з невеликою кількістю зерен темних мінералів.

Дані механічного аналізу показали, що піски полтавської серії не містять глинистих часточок. З піщаної фракції переважає фракція 0,06—0,25 мм, з якої іноді майже цілком складається вся порода. За Козловською, у важкій фракції виявлені дистен, силіманіт, турмалін, циркон, ставроліт, рутил; у легкій — кварц, зрідка польові шпати.

Загальна потужність відкладів полтавської серії в межах дислокованого району близько 10 м; в бік недислокованої ділянки вона зростає до 20 м.

Як сказано вище, полтавська серія поширена на тій же території, що й харківська світа. Це область дислокованого плато, яке розташоване між с.с. Грищенцями, Студенцем і Селушем на півдні, Пшеничниками і Іванковим на півночі. Південніше і північніше полтавської серії немає внаслідок розмивів.

Рябі глини. Питання про походження рябих глин до цього часу точно не розв'язане. За їх неогеновий вік висловився Феофілактів. На думку Соколова, ці глини є мілководними відкладами висихаючого олігоценового моря; О. В. Гуров вважає їх озерними осадками понтичної епохи. Г. І. Моляков, М. М. Ключніков, М. І. Ожегова відносять їх до морських утворень. Беручи до уваги тісний зв'язок рябих глин з пісками, що залягають нижче, деякі дослідники відносять їх до полтавської серії. Соболев (1926) встановив понтичний їх вік.

Вік рябих глин визначається стратиграфічним положенням вони залягають вище відкладів полтавської серії і нижче дав

ньочетвертинної товщі. Виходячи з цього, вік їх можна визначити як пліоценовий.

Рябі глини бувають найрізноманітнішого забарвлення: сірі, жовто-сірі, лимонно- і яскраво-жовті, червоні з малиновим відтінком, з зеленими плямами, червоно-бурі і навіть чорні. У верхній частині вони звичайно масні й пластичні, донизу більше піскуваті. Зрідка в глинах зустрічаються вапнисті й залізисті конкреції, більш-менш збагачені каоліном. Помітний їх тісний зв'язок з полтавськими відкладами і з бурими глинами, які залягають зверху і літологічно нагадують їх.

Впадає в очі відсутність шаруватості, плащоподібний характер залягання. Мікро- і макрофауни, а також рослинних решток у глинах поки не виявлено.

Поширюються рябі глини головним чином в межах дислокованого плато, де вони беруть участь в складчості (с.с. Трощин, Студенець).

Загальна потужність глин близько 4 м.

За даними механічного аналізу, рябі глини містять піщані часточки розміром 0,06—0,25 мм. Алевритових часточок майже немає.

У важкій фракції, за даними Козловської, виявлені дистен, силіманіт, рутил, ставроліт, слюда, особливо циркон. У фракції 0,25—0,01 силіманіту — 22,8, дистену — 8,7, ставроліту — 5,0, турмаліну — 10,5, рутилу — близько 11%. Крім того, спорадично зустрічаються андалузит, титаніт, гранат, зелена рогова обманка, епідот.

Легка фракція складається з кварцу, зрідка мікрокліну, плагіоклазу, кальциту.

Схожість мінералогічного складу глин з полтавською серією дозволяє думати, що протягом утворення цих відкладів область живлення була незмінною; для Київського шельфу це був Український щит.

Червоно-бурі глини. Армашевський відніс червоно-бурі глини до четвертинних (1896), Феофілактів і Гуров (1888) — до третинних відкладів. На думку Соколова (1893) і Крокоса (1932), червоно-бурі глини є продуктом звітрювання корінних порід, тобто вони пов'язані з рябими глинами. Д. К. Біленко (1940) на підставі фауністичних і геоморфологічних даних вважає, що червоно-бурі глини давніші від куяльнику, тобто мають пізньопліоценовий вік, а Заморій (1960) відносить бурі і червоно-бурі глини до низів четвертинної товщі.

Червоно-бурі глини в порушеному заляганні відомі у відслоненнях на дислокованому плато (с.с. Пшеничники, Іваньків, Трощин). Вони бурі, місцями червоно-бурі, грудкуваті, щільні, трохи піскуваті, з вапнистими конкреціями. В сухому вигляді розпадаються на дрібні окремість різноманітної форми.

Червоно-бурі глини являють собою ніби продовження розрізу рябих глин, складаючи їх верхній горизонт.

Палеонтологічно бурі глини німі, тому вік їх не встановлений, а генезис не з'ясований. Багато дослідників вважає, що бурі глини, як і рябі, є озерними відкладами.

Загальна потужність бурих глин близько 7—8 м.

АНТРОПОГЕН

Планомірне вивчення четвертинних відкладів району Канівських дислокацій розпочалося тільки після Великої Жовтневої соціалістичної революції.

Перші відомості про четвертинні відклади знаходимо в роботах Феофілактова (1851), Тутковського (1900), Армашевського (1893), В. І. Лучицького (1912), які поділили їх на три стратиграфічних горизонти (зверху вниз): 1) леси і лесовидні суглинки, 4 м (2—10 м); 2) озерні суглинки, 4—5 м (1—18 м); 3) піски білі, жовтуваті, сипкі, верстуваті, іноді діагонально верстуваті, добре обкатані.

Аналогічні піски в яру між с.с. Хмільною і Пекарями Радкевич відносить до післятретинних утворень, тому що в них можна спостерігати чітко виявлену верстуватість, рештки прісноводної фауни та ікла мамонта. Лучицький також відмічає знахідки кісток мамонта в четвертинних пісках.

Різниченко (1926) наводить таку стратиграфічну схему четвертинних відкладів:

Лес надморенний, поділений двома викопними ґрунтами
Серія піщано-глинистих порід, що залягає між лесом і моренними відкладами
Морена
Лес підморенний
Підморенні піски
Бурі глини

Пізніше про четвертинні відклади згадував Фещенко (1932). Заморій і Матвієнко (1947) на підставі мінералого-петрографічних даних до давньочетвертинних утворень віднесли бурі глини.

Г. І. Горецький (1961) в статті про шевченківську гляціоалювіальну світу на Середньому Дніпрі наводить нові дані щодо будови відкладів і характеру гляціодислокацій безпосередньо в заплавної частині долини Дніпра, одержані в ході інженерно-геологічних досліджень в районі Канівської ГЕС (1960).

На думку Горецького, шевченківська гляціоалювіальна світа утворилась в долині венедського і давньоевксинського прадніпра. Потужний клин дніпровського льодовика, просуваючись по долині, виконував в цей час велику екзораційну роботу,

розсуваючи на своєму шляху не тільки дольодовикові відклади, а й більш давні палеогенові, крейдові, юрські і навіть тріасові. Так сформувалась улоговина глибиною 130—150 м, шириною 10 км, яка простяглась з північного заходу на південний схід на 70 км. В ній відкладалась гляціоалювіальна світа, якій Горещкий дав назву шевченківської. В цій світі він виділяє три пачки. Нижня, потужністю близько 40 м, представлена пісками. Середня пачка невитриманої потужності (5—70 м) складена стрічковими глинами і суглинками озерного типу. В середній частині цієї товщі було зустрінуто моренний суглинок. Верхня пачка (20—30 м) складена пісками.

Четвертинні відклади досліджуваного району представлені досить потужним комплексом, що містить в собі як більш давні, так і сучасні утворення. За походженням тут виділені відклади льодовикові, водно-льодовикові, озерно-льодовикові, алювіальні, еолові, елювіальні, делювіальні, а також проблематичні, утворення яких пов'язуються з еоловими, делювіальними й іншими процесами.

Еоплейстоцен, Q₁. До давньочетвертинного відділу належать давньоалювіальні піски і алювіально-озерні сіро-зелені суглинки. Давньоалювіальні піски відслонюються в ярах дислокованої зони Канівського району. Тут вони беруть участь у дислокаціях і залягають на розмитій поверхні канівських, крейдових та юрських відкладів на різних абсолютних висотах. Вони беруть участь у будові складок-насувів (шар'яжів).

За характером шаруватості Різниченко (1926) поділяє цю товщу пісків зверху вниз на еолові і флювіогляціальні (середня потужність 15 м). Нижня частина товщі вважається міндельським утворенням. Ці піски білі з жовтуватим чи червонуватим, зрідка з зеленуватим відтінком, кварцові; зерна кварцу добре обкатані, то прозорі, то помутнілі, середнього розміру; є невелика кількість темноколірних мінералів (переважно глауконіту). Названі піски сипкі, косоверстуваті, погано відсортовані, різнозернисті (дрібно- і тонкозернисті).

У верхній частині давньочетвертинних пісків М. О. Мельник знайшла зуб *Elephas trogonterii* Pohlig.

Фещенко, посилаючись на Радкевича, вказує на наявність у цих пісках (Пекарський яр) прісноводної фауни: *Unio* sp., *Succinea oblonga* D gar., *Valvata piscinalis* Mull., *Pisidium umnicum* Müll., *Planorbis* sp.

В яру, поблизу с. Іванькова, в пісках білих, кварцових, різнозернистих і дрібнозернистих, з великою кількістю темних мінералів і з дрібною плоскою галькою пісковика Матвієнко і автор знайшли *Succinea oblonga* D gar. і *Valvata tenuilabris* Ak.*; прісноводний *Gyraulus laevis* Al. та еоценовий *Cerithium*

* Визначення І. В. Даниловського.

сп. В яру с. Григорівки нами також знайдено зуб *Elephas trogonterii* Pohl i g.*

Крім міндельських пісків флювіогляціального походження, до давньочетвертинних відкладів у досліджуваному районі (с.с. Пшеничники, Іваньків, Глинча) належать суглинки досить обмеженого поширення. Ці суглинки утворились, мабуть, за рахунок розмивання текучими водами давніх порід, які підстиляють четвертинну товщу.

Козловська наводить такий мінералогічний склад важкої фракції пісків давньочетвертинного відділу: циркон, силіманіт, дистен, ставроліт, турмалін, рутил, гранат, рогова обманка (12—15%), епідот. Рідше спостерігається андалузит, мусковіт, глауконіт, опорадично — топаз. З рудних мінералів переважають ільменіт і лейкоксен.

Мінералогічний склад давньочетвертинних відкладів досить різноманітний; це свідчить про те, що матеріалом для їх утворення служили різні породи, головним чином корінні.

Мезоплейстоцен, Q₂. Досліджуваний район міститься в межах поширення максимального дніпровського (риського) льодовика, який досяг гирла р. Орелі (м. Кременчук).

До середнього відділу четвертинного періоду належать: 1) підморенні льодовиково-озерні відклади — суглинки і супіски; 2) флювіогляціальні піски під- і надморенні; 3) льодовикові відклади — морена; 4) надморенні лесовидні суглинки.

Утворення цих відкладів зумовлене трьома основними етапами розвитку льодовика: наступом, стаціонарним станом і відступом.

Підморенна товща утворилась під час наступу льодовика в передльодовиковій зоні, де протікали талі води льодовика, що утворювали тимчасові або постійні потоки, а також великі озера на мало розчленованій рівнині. Підморенні льодовиково-озерні відклади значно поширені на описуваній території в межах дислокованого плато (Трощин, Букрин) і на дислокованій терасі (Тростянець).

В межах дислокованої смуги на глибині 10 м залягають суглинки вохристо-жовті, дуже міцні, щільні, піскуваті (озерного типу), потужністю 6 м.

Підморенні суглинки озерного типу виявлені в с. Малому Букрині в Комашиному яру. Тут відслонюються світло-сірі із слабким зеленуватим відтінком озерні суглинки, тонкошаруваті пористі, з прошарками піску сірого, різнозернистого, переважно дрібнозернистого; потужність 5,5 м.

У підморенних суглинках часто зустрічаються наземні молюски ** *Monacha rubiginosa* A. Sch., *Succinea oblonga* D r a p.

* Визначення проф. І. Г. Підоплічка.

** Визначення Даниловського; зразки з с. Бобриці.

Pupilla muscorum unidentata C. Pfeiff., а також прісноводні *Stagnicola* sp., *Paraspira spirorbis* L.

Різниченко і Крокос (1933) сіро-зелені суглинки відносили до оглеєних лесів і вважали їх еоловими утвореннями.

За даними механічного аналізу, підморенові суглинки середнього відділу складаються переважно з глинистих і алевритових часточок. Тому вони мають здатність затримувати воду. Ось чому у відслоненнях спостерігаються виходи джерел з суглинків (с. Букрин та ін.).

У важкій фракції суглинків виявлені циркон, силіманіт, рутил, гранат, рогова обманка; є також біотит, мусковіт, зрідка зустрічаються андалузит, глауконіт.

Загальна потужність підморенних відкладів 2—10 м.

Наявність чіткої верстуватості з чергуванням суглинків і пісків, прісноводна і наземна фауни свідчать про водне походження підморенової товщі. Очевидно, ці суглинки являють собою осади озер і повільних потоків, що живилися талими водами наступаючого дніпровського льодовика. Цієї точки зору дотримується Матвієнко.

Морена відома на всій території району Канівських дислокацій. Вона представлена сірим, жовтувато-бурим, рідше цегляно-червоним, червонувато-оранжовим або червонувато-бурим валунним суглинком. Морена іноді піскувата або має лесуватий габітус, якщо утворюється з матеріалу підморенних лесовидних суглинків. Моренні відклади мають різну потужність і залягають на різних абсолютних рівнях (110—200 м).

В межах моренової дислокованої тераси на правому схилі яру, який бере початок в північно-західній частині с. Литвинця і має глибину коло 25—30 м, відслонюються:

Грунт змитий з червоно-бурим алювіальним горизонтом . . .	м 0,2
Мореновий суглинок бурувато-жовтий, грубозернистий, пористий, з слабообкатаними уламками кристалічних порід і уламками сеноманського чи альбського пісковика, з белемнітами, в підшві з гніздами юрських глин . . .	2,3
Флювіогляціальні піски сірувато-білі, світлосірі, з жовтуватим відтінком, різнозернисті, горизонтальноверстуваті, добре обкатані, кварцові	15

За вказівкою В. М. Чирвінського (1931), провідні валуни дніпровського льодовикового язика принесені головним чином з Фінляндії і західної частини Карелії. Як зазначав Чирвінський (1931), в риській морені зустрічаються різні граніти, порфіри, діорити, діабазы, гнейси, слюдяні сланці, амфіболіти, кварцити, вапняки, доломіти, пісковики, мергелі, кремені, кварц. З провідних валунів у дніпровській морені зустрічаються виборзький рапаківі, ісландський кварцовий порфір, уралітовий порфірит, шокшинський пісковик. Це цілком узгоджується з

висновками Чирвінського про те, що дніпровський льодовиковий язик був утворений льодовиком, який рухався взагалі з півночі на південь (північний потік).

Часто в межах досліджуваної території морена зовсім розмита (Хмільна, Бовани); тоді надморенні відклади залягають безпосередньо на підморенних породах, поверхня яких часто теж буває розмитою.

У Костянецькому яру відслонюється типова червоно-бура морена, щільна, піскувата, з валунами кристалічних порід. Вона часто залягає в найбільш понижених місцях, нівелюючи нерівності рельєфу додніпровського часу.

За даними Козловської, важка фракція морени складається з таких мінералів: циркон, силіманіт, дистен, ставроліт, турмалін, рутил, гранат, рогова обманка, епідот, рідше андалузит, біотит, мусковіт. Потужність морени досить різна і коливається в межах від 1,0 до 7,9 м.

З відступом дніпровського льодовика почався тривалий процес вирівнювання складного рельєфу, утвореного внаслідок нагромадження льодовикових відкладів.

Надмореновий лесовидний суглинок жовтувато-пальовий, іноді сірувато-бурий стовбчастої структури. В дислокованій зоні Канівського району цей суглинок Різниченко (1926) вважав за надмореновий лес. Дуже часто і лесовидний суглинок (вюрм) залягає на жовтувато-сіруватих або зеленуватих, верстуватих, з глинисто-залізистими прошарками суглинистих пісках. У цих пісках подекуди помічається діагональна верстуватість. В них іноді зустрічається велика кількість екземплярів *Succinea oblonga* D гар., *Pupa muscorum* L., *Helix* sp., *Planorbis* sp., *Unio* sp.

В нижніх горизонтах згаданих пісків спостерігаються дрібні валунчики кристалічних порід, що вказує на їх водно-льодовикове походження.

У дислокованому районі в надморенових суглинистих відкладах Матвієнко та автором зустрінуто прошарки викопного торфовища — лігніту (с.с. Трахтемирів, Костянець, Хмільна). Середня потужність надморенових піщано-глинистих відкладів близько 4 м.

Надморенові флювіогляціальні відклади не мають значного поширення в межах дислокованого району. Надморенова товща відповідає моменту відступу дніпровського льодовика.

Неоплейстоцен, Q₃. До нового відділу четвертинної системи належать леси і лесовидні суглинки та викопні ґрунти, які залягають в їх товщі, а також давні алювіальні відклади. Надморенова лесова товща поділяється одним або двома викопними ґрунтами на два або три горизонти. Леси і лесовидні суглинки з викопними ґрунтами вкривають вододільні просто-

ри, вистеляють їх схили і рівнини давніх терас. На найвищих ділянках вони іноді розмиті.

Лес звичайно пальово-жовтий, нешаруватий, пористий, з карбонатними трубочками по порах, які іноді виповнені люблінітом або погнилими залишками корінців. Ця порода у відслоненнях утворює стовпчасті окремісті.

В дислокованому районі лес відзначається помітною піскуватістю.

Знайдена в лесі фауна представлена суходільними формами *Succinea oblonga* D r a p., *Pupa muscorum* L.

Лесова товща поділена викопними ґрунтами, що можна спостерігати у верхів'ях ярів, які нещодавно врізались у вододільні ділянки.

Уявлення про будову надморенової товщі дає відслонення поблизу дороги Канів — Степанці (система ярів) проти с. Кам'янців:

	м
Ґрунт розмитий	0,10
Лес пальово-жовтий	2,00
Викопний ґрунт	1,2
Лес пальово-жовтий, пористий, карбонатний	0,80
Викопний ґрунт	1,0
Мореновий червоно-бурий суглинок, піскуватий, щільний, з валунами кристалічних порід	3,0
Флювіогляціальні піски різнозернисті, переважно дрібнозернисті, з галькою кристалічних порід	

На дні яру знайдено зуб хоботного, який, за визначенням Підоплічка, належить *Elephas primigenius* В I ū m.

Зразок лесу верхнього ярусу з яру «Сухий потік» поблизу Канева має такий механічний склад (фракції — в мм, вміст — у %):

Пісок дрібний і середній (0,25—0,05)	0,15—0,16
Піщаний пил (0,5—0,01)	4,79—10,25
Крупний і середній пил (0,01—0,005)	74,85—75,82
Дрібний пил (0,005—0,001)	4,28—5,49
Мул (0,001)	9,24—15,65

Отже, в складі лесу переважає крупний і середній пил. Кількість піщаного і дрібного пилу порівняно невелика, а середнього і дрібного піску — зовсім незначна. Лес такого складу належить до крупно- і середньопилуватих відмін. Значну кількість крупного і середнього пилу в складі лесу можна пояснити близькістю долини Дніпра. Середньопилуватий лес характерний для центральної частини УРСР.

Тричленний склад надмореної лесовидної товщі можна вважати типовим явищем в описуваному районі. Він звичайно неповний на крутих схилах, на молодшій терасі Дніпра (Ситниця, Бобриця, Селище), а також в умовах розчленованого

До нового відділу (Q₃) належать також алювіальні відклади лесової тераси валдайського (вюрмського) віку. Це — піщано-глинисті верстуваті породи.

Голоцен, Q₄. До голоцену належать утворення польодовикові і сучасні. Це алювіальні відклади заплавних терас, відклади озер, боліт, а також делювій схилів та алювій дна балок і ярів, представлені пісками, супісками, суглинками, мулистими глинами.

Піски в основному сірі, темно-сірі, жовті, різнозернисті (переважно середньо-дрібнозернисті), верстуваті, зрідка з прошарками мулистих відкладів. Суглинки зустрічаються рідше, часто переверстовуються з пісками і супісками. Вони зеленуватого, сіро-зеленого, буруватого, зрідка пального-жовтого кольору, ущільнені й піскуваті. Сучасний яружно-балочний алювій залягає на дні балок, ярів; потужність його зростає до їх гирла, де утворюються конуси виносу.

Сучасні ґрунти району Канівських дислокацій досить різноманітні. Переважаючим типом ґрунтоутворення є чорноземний, але зустрічаються також ґрунти різного ступеня опідзолювання. Досить частими є еродовані ґрунти. Потужність ґрунту, сформованого на лесі, коливається від 1,0 до 1,5 м. На піщаних терасах ґрунти малопотужні, а на пагористих ділянках району Канівських дислокацій (Гора з берізкама, Лисуха, Кам'януха та ін.) їх майже немає, вони нерозвинуті або змиті.

Загальна схема четвертинних відкладів Канівського району має такий вигляд:

Відділ	Епоха	Літологія
Сучасний (голоцен)	Сучасна Післяльодовикова	Алювіальні піски, супіски, суглинки, переважні піски борових терас, елювій, делювій
Новий (неоплейстоцен)	Пізньюльодовикова	Давній алювій борових терас, торфи
	Валдайська (вюрмська), друга стадія, B ₂ (неовюрм)	Верхній ярус лесу, лесовидні суглинки
	Валдайська (вюрмська), міжстадіальна, B ₁ —B ₂	Викопний ґрунт на лесі або суглинках палеовюрму, алювій однолесової тераси

Відділ	Епоха	Літологія
	Валдайська, перша стадія. В ₁ (палеовюрм)	Другий зверху ярус лесу, лесовидні суглинки, супіски
Середній (мезоплейстоцен)	Дніпровсько-валдайська, Д—В (рис-вюрмська, міжльодовикова)	Викопний ґрунт на дніпровських морені, лесі, або на флювіогляціальних відкладах
	Дніпровська, друга стадія, Д ₂ (риська)	Морена, підморенні флювіогляціальні відклади, підморенні лесовидні суглинки
	Дніпровська міжстадіальна, Д ₁ —Д ₂	Викопний ґрунт на лесовидних суглинках плато, торфи, суглинки з рослинними рештками
	Дніпровська, Д ₁ (риська)	Лесовидні суглинки плато
	Оксько-дніпровська (міндель-риська)	Викопний ґрунт на окських лесовидних суглинках плато, алювіальні піски моренної тераси
Давній (еоплейстоцен)	Окська (міндельська)	Флювіогляціальні піски моренної тераси, лесовидні суглинки плато
	Доокська (доміндельська)	Червоно-бурі суглинки

ТЕКТОНІКА

ПОЛОЖЕННЯ РАЙОНУ КАНІВСЬКИХ ГІР У СИСТЕМІ СУМІЖНИХ РЕГІОНІВ І ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЙОГО ТЕКТОНІКИ

Уявлення про тектонічну природу Канівських гір формувалися дуже поволі.

Карпінський в роботах 1883—1919 рр. утворення дислокацій Канівського району пов'язав з тектонікою всієї Російської платформи. Ще в 1883 р. він намітив на півдні платформи лінію, вздовж якої спостерігаються виходи давніх осадових або вивержених порід і різноманітні дислокації. Вона тягнеться від Каратау (понижзя Аму-Дар'ї) через Мангишлак, дислокації Чолон-Хамуру (південь Єргенів і Сало-Маничського вододілу), Донбас, г. Пивиху, Висачки, Канів і Домбровський басейн аж до Люблінського кряжу і Привіслінського скиду.

Ласкарев (1905) розглянув питання про тектоніку «Південно-Російської кристалічної смуги» і про вплив останньої на Дніпровсько-Донецьку западину. Він відмітив, що повторні скиди в Середньо-Дніпровській западині є наслідком натиснення з південного заходу і заходу усієї маси кристалічного масиву (Карпатський поштовх). Через це на обмеженій береговій смузі Канівського повіту відслонились юрські верстви.

За даними Різниченка (1926), район Канівських дислокацій був мобільним протягом мезозойського, третинного і четвертинного періодів. На його думку, порушення виникли під впливом тектонічних сил з боку Дніпровсько-Донецької западини. Канівські дислокації мають справжній ендегенний характер і пов'язуються з донецькою складчастістю, яка відбулася на стику Азово-Подільської брили і Дніпровсько-Донецької западини. Це так звані дислокації крайової зони, за Мірчинком та ін.

Соболев (1926) висловив зовсім іншу точку зору. Він вважав, що складчастість Канівського правобережжя зумовлена тисненням дніпровського (риського) льодовика.

У вересні 1932 р. район Канівських дислокацій відвідують делегати II міжнародної конференції АВЧПЄ.

Учасники конференції не прийшли до єдиної думки про природу району Канівських дислокацій. Найбільш цінні висновки зробив Мірчинк. На думку цього дослідника, Канівські

гори є ендотектонічною структурою, ускладненою гляціодислокаціями. Пізніше (1946) він зазначив, що першопричиною гляціодислокацій є ендотектонічні рухи, тому вивчення гляціодислокацій може допомогти в справі виявлення тектонічно порушених районів.

На думку Мірчинка, Український щит не відзначається спокоем з самого моменту закладання Дніпровсько-Донецької западини. Про це свідчать в районі Канівських дислокацій явища інтенсивного розмиву і незгідність між келовеєм і сеноманом, між сеноманом і палеогеном. Саме в цей період сталося закладення Канівських дислокацій. Азово-Подільська брила за міндель-риського (оксько-дніпровського) часу зазнала дуже значних і нерівномірних піднят, що захопили район Канева. Тут до початку риського зледеніння виникло кілька піднят — горстів (Бучацько-Трахтемирівський, Канівський та ін.) і опущених ділянок — грабенів (Трощинський, Вільшанський та ін.).

Отже, горсти і грабени утворились перед наступом льодовика, а не після, як вважав Різниченко.

Риський льодовик натрапив на своєму шляху на ці перешкоди, що повинно було сприяти утворенню гляціодислокацій.

Мірчинк вважав, що найновіші тектонічні порушення часто є причиною розвитку гляціодислокацій; самий факт наявності гляціодислокацій повинен уже бути вказівкою на існування в даному районі і тектонічних порушень, часто добре замаскованих наступними процесами.

Нові погляди на природу Канівських дислокацій висловив у 1941 р. Бондарчук, допускаючи їх солянокупольне походження. На його думку (1949), соляні куполи можна розглядати як антиклінальні підняття типу некомпетентних складок, утворених радіальним тисненням.

У висновках колективної роботи Матвієнко, Заморія та ін. (1946) підтверджено погляди Мірчинка на природу району Канівських гір.

Балуховський, вивчаючи Канівські дислокації протягом багатьох років (1945—1958), прийшов до висновку, що на схід від району є пояс, в якому всі верхні нашарування, до самої юри, були зірвані з цоколю тангенційним тисненням льодовика. Цей складчастий пояс він розглядає (1955) як «гігантський алохтон передморенного напірного валу в зоні коренів гляціошар'яжу».

Слід також відмітити геофізичні дослідження Крживанека, Якерсон і Козачека, в ході яких встановлено глибину залягання докембрійського фундаменту і підтверджено припущення щодо його нерівностей і існування давніх антиклінальних та синклінальних складчастих структур.

Галака, Козловська, Матвієнко, провадячи геологічну з'йомку Канівського листа, прийшли до висновку, що першопричи-

ною Канівських дислокацій були ендогенні процеси, які зумовили формування цього району.

Галака, Матвієнко та Козловська підтвердили думку Різниченка щодо наявності в межах Канівського листа піднять Трахтемирово-Бучацького та Канівського, які, за їх даними, орієнтовані паралельно схилу кристалічного масиву, який на цій ділянці утворює виступ. Різниченко (1928) та Бондарчу (1949) вважали, що згаданий виступ був причиною виникнення крайових дислокацій.

З. А. Мішуніна, досліджуючи відслонення в районі Канева с. с. Пекарів, Костянця і інших місць на Середньому Дніпрі (1953), прийшла до висновку про зсувне походження Канівських дислокацій, відкидаючи зовсім думку про гляціальне або тектонічне утворення «цих дрібних дислокацій».

Г. Є. Рябухін (1957), вивчаючи відслонення на правому березі Дніпра між с. с. Трахтемировим та Пекарями, вказує, що Канівські дислокації зумовлені розколом кристалічного фундаменту, внаслідок чого утворились «горсти» і «грабени» (за Різниченком). На його думку, існуючі «горсти» були зрізані дією льодовика, внаслідок чого утворились насуви і перекинуті складки в напрямку Українського щита, а вертикальні рухи повторювались і після відступу льодовика, відбуваються і до цього часу.

В. К. Гавриш відмічає, що в утворенні Канівських дислокацій приймали участь як тектонічні фактори, так і тиснення льодовика. Значна роль належить розмиву корінних порід. Переміщення блоків у даному районі створило сприятливі умови для виникнення наприкінці крейдового віку валу, який простягнувся від м. Остра до м. Черкас; він вперше описаний Б. С. Ковальовим і А. А. Совинською. На думку Гавриша, льодовик відрізав вузьку, найбільш підняту частину валу і пересунув її на південний схід. Зірвана товща руйнувала на своєму шляху структури, «утворюючи при цьому велику кількість складок-підкидів, нормальні антиклінальні та синклінальні складки, підкиди і скиди» (1957).

Думку про гляціальне походження Канівських дислокацій підтримує і В. І. Славін (1957). Він вважає, що перед приходом льодовика в долині Дніпра рельєф був розчленований терасами та долинами бокових приток. Під тисненням льодовика товщі порід правого берега утворились сколи і лускоподібні насуви з підпорядкованими їм плікативними дислокаціями.

Бондарчук (1959) причиною походження Канівських дислокацій вважає тектонічні порушення, що були пізніше ускладнені діяльністю льодовика.

Матвієнко в статті «Тектонічні порушення третинного періоду Українського кристалічного масиву» (1961) торкається та

кож питання про вік порушень району Канівських дислокацій. Вона відносить Канівські дислокації до зони розломів північно-західного простягання, вважаючи, що по одній або двох лініях цих розломів відбувались неотектонічні рухи, внаслідок чого корінні породи були піднесені на висоту 80—100 м. Ці тектонічні рухи передували гляціодислокаціям.

Матвієнко вважає, що повторні рухи окремих блоків фундаменту відбувались за післяеоценового часу.

Згадані роботи, що характеризують розвиток уявлень про природу Канівських дислокацій, дозволяють зробити такі висновки: 1) більшість дослідників визнає в Канівському районі і ендогенну тектоніку, і гляціодислокації; 2) гляціодислокації пояснюються наявністю попередніх тектонічних піднять.

Для розуміння природи Канівських дислокацій велике значення має врахування тектонічних особливостей Канівського шельфу та суміжних геологічних структур Українського щита і Дніпровсько-Донецької западини.

Український щит є найпівденнішим виступом докембрійського фундаменту Російської платформи. Ласкареєв (1905) припускає, що масив обмежений з усіх боків скидами. Чирвінський вказує на наявність у середній частині Українського масиву основних вулканічних порід вздовж лінії розломів. Появу розломів Чирвінський (1931) пов'язує з опусканням території Донецького басейну. Згідно з його поглядами, ці лінії збігаються з північними і південними окраїнами Донецького басейну.

На думку Мазаровича (1938), в тілі Українського щита існують розломи, паралельні Донецькій геосинкліналі, і він зазнав ряд роздріблень під час тектонічних посувань.

М. П. Семененко (1951) вказує, що Український щит являє собою систему багат шарової найдавнішої складчастості, спаяної багаторазовими інтрузіями ще в докембрії. Різний рівень ерозійного зрізу відслонює в різних частинах кристалічного масиву різні складчасті системи. У сучасному ерозійному зрізі Українського щита значно поширені північно-західні складчасті структури, які відповідають загальному напрямку витягнутості кристалічного масиву. Крім того, Семененко зазначає, що поряд із структурами північно-західного простягання існує система структур субмеридіонального простягання (більш молода).

На думку Семененка, кристалічні породи Дніпровської зони, зберігаючи північно-західне простягання, утворюють систему блоків, роз'єднаних і деформованих більш молодими складчасто-інтрузивними утвореннями. Це чітко видно на петролого-тектонічній карті Українського щита, складеній Лучицьким, Семененком і Ткачуком. На цій карті показано, що в північно-східній області кристалічного масиву в Білоцерківському

районі виступають мігматити, аплітопегматоїдні граніти серед біотитових гнейсів, прорваних гранітними інтрузіями (Богуслав), між річками Росавою і Россю — біотитові катапарагнейси і південніше Росі — рапаківі. Таке поєднання генетичних типів метаморфічних і магматичних порід і їх поширення вздовж північно-східної окраїни щита дозволяє припустити наявність аналогічних співвідношень порід і в області Київського шельфу та, зокрема, в районі Канівських дислокацій. Справді, бурінням у с. Степанцях (за даними Галаки, Матвієнко і Козловської) виявлено в складі докембрійського фундаменту наявність гнейсів, у с. Беркозівці — мігматити, в Яблуневі і Мартинівці — граніти. Це означає, що поле метаморфічних порід, вкрите гнейсами, проривалось гранітними інтрузіями. Такі ж явища свідчать про те, що область Київського шельфу в районі Канівських дислокацій побудована, очевидно, тектонічно і літологічно таким же чином, як і суміжні ділянки Українського щита. Не виключена можливість значного розчленування Київського шельфу на окремі блоки, занурення яких могло відбуватися внаслідок диз'юнктивних порушень, про що буде сказано нижче. Тут же ми повинні підкреслити, що кристалічний фундамент району Канівських дислокацій тісно пов'язаний і тектонічно, і літологічно з головним кістяком кристалічного масиву.

Дніпровсько-Донецька западина розташована між Українським і Воронезьким кристалічними масивами. Докембрійський її фундамент і потужна товща осадків утворили ряд структур, ускладнених диз'юнктивними порушеннями різного віку.

На території Дніпровсько-Донецької западини загалом переважали низхідні рухи, тому вона залишилася опущеною в порівнянні з суміжними виступами докембрійського фундаменту.

В 40-х роках XIX ст. існувало уявлення, що мезо-кайнозой Дніпровсько-Донецької западини був слабо дислокований і що під ним є складчасті структури палеозою, які продовжуються в Донбасі. Цю точку зору підтримують геологи В. Б. Порфір'єв (1941), Г. Ф. Лунгерсгаузен (1941), О. Д. Сергєєв (1941), І. М. Ямниченко (1954), В. Г. Бондарчук (1959), В. А. Сельський (1959) і геофізики В. С. Завистєвський (1947), С. І. Суботін (1947).

Але поряд з цим Соболев вважає Дніпровсько-Донецьку западину недорозвиненою геосинкліналлю, не пов'язаною з Донецьким кряжем і відокремленою від шельфів флексурними перегинами, ускладненими скидами і підкидами. Соболев (1926) визнає, що у вузлах, де схрещуються поздовжні і поперечні розломи, в товщі осадочних порід виникли соляні інтрузії у вигляді соляних куполів. Аналогічні висловлювання знаходимо

в роботі І. А. Балабушевича (1949). На його думку, докембрійський фундамент центральної частини Дніпровсько-Донецької западини розбитий на блоки під дією радіальних сил. Про горстові блоки кристалічної основи западини згадує також І. С. Шарпов, а про поперечні порушення — Соболев і Комоцький (1950).

На думку К. І. Макова (1946), північне крило Дніпровсько-Донецької западини являє собою зону флексур, а південне крило на межі з Українським щитом — зону скидів, в якій розміщуються і Канівські дислокації. Крім того, у западині він виділяє субмеридіональні валоподібні підняття — Кременчуцько-Сумське і Задонецьке.

Останнього часу цікаві уявлення щодо тектоніки Дніпровсько-Донецької западини викладені в роботах В. Я. Клименка, І. Ю. Лапкіна, С. Є. Черпака, М. В. Чирвінської (1952), М. П. Балуховського (1954), В. Я. Клименка (1955) і А. А. Мартинова (1964). Клименко (1955) на підставі аналізу геофізичних і геологічних даних прийшов до висновку, що пологих підняття у западині нема, є тільки солянокупольні структури. Лапкін, Черпак і Чирвінська (1952) в западині виділяють центральний грабен, зони оточення його і бортові частини (північну і південну).

Наведені вище погляди на тектоніку Дніпровсько-Донецької западини стисло можна викласти так. Утворення западини зумовлене появою розломів у кристалічному фундаменті; в її будові помічаються відособлені частини — шельфові зони і центральне занурення. Між ними є смуги тектонічних порушень, по яких відбувались інтрузії. Основне простягання тектонічних елементів — північно-західне, але існують також субмеридіональні порушення. В цьому відношенні кристалічний фундамент Дніпровсько-Донецької западини багато чим нагадує Український щит. Спільність тектонічного плану будови цих головних геологічних структур полегшує з'ясування тектоніки району Канівських дислокацій.

Район Канівських дислокацій розташований, як зазначалось вище, в області Київського шельфу. Простягання шельфу збігається із складчастістю докембрійських порід фундаменту. Таке ж північно-західне простягання мають і мезо-кайнозойські дислоковані товщі Канівського району. Їх падіння північно-східне, тобто збігається з падінням шельфу. Київський шельф то опускався слідом за Дніпровсько-Донецькою западиною і покривався наступаючими морями, то піднімався слідом за Українським щитом і звільнявся від моря. Все це підтверджує уявлення про те, що шельф відзначається більшою рухомістю в порівнянні з основним тілом Українського щита.

Динаміка Київського шельфу впливала на будову, склад,

потужність, умови залягання осадових відкладів і характер розмивів.

Ковальов і Козловська (1957), розглядаючи тектоніку Дніпровсько-Донецької западини, згадують про тектоніку крайової зони кристалічного масиву, до якої належить і район Канівських дислокацій. Вони вказують на те, що в складчастості приймали участь відклади від тріасових і юрських до давньо-четвертинних включно, а гляціодислокаціям передували глибинні тектонічні рухи крейдового часу, внаслідок чого корінні породи було піднято на 80—100 м по лініях розломів північно-західного простягання. Підняття Канівського району вони пов'язують з альпійським орогенезом.

Мірчинк (1933) Канівські радіальні дислокації пов'язує з окремою орогенічною фазою міндель-риського часу.

Славін (1957) для Канівського району склав карти ізоліній поверхні кристалічних порід докембрію, підосви юри і підосви четвертинних відкладів. Аналізуючи дані цих карт, він приходить до таких висновків. Поверхня кристалічних порід досить плавно і закономірно знижується на північний схід; дислокації Канівського району зовсім не відбилися на будові поверхні кристалічних порід, а деяка різниця в кутах похилу пояснюється, можливо, абразією.

Карта ізоліній підосви юрських відкладів також свідчить про рівномірний похил їх на північний схід. Те ж саме можна сказати і щодо покрівлі юри. Посилаючись на характер залягання стратиграфічних горизонтів, Славін вказує на відсутність в них складчастих дислокацій, горстів і грабенів.

Вказівки на тектонічну рухомість в межах Київського шельфу і на території району Канівських дислокацій зустрічаємо у Різниченка, а також в роботах останнього часу.

Гавриш (1957) вказує на блокову будову північного схилу Українського щита, на те, що блоки зазнавали переміщень за ларамійської фази складчастості. Блокова будова підтверджується геолого-геофізичними даними: кристалічний фундамент лягає на різних глибинах на близькій віддалі. Гавриш звертає увагу на те, що в околицях Борисполя на Черкасько-Остерському валу кристалічний фундамент утворює більший похил на північно-східному крилі і менший — на південно-західному, і в той же час поверхня кристалічного фундаменту на першому вища, ніж на другому, на 100 м (на відстані 0,7 км). Такі різні висоти блоків зумовлені диз'юнктивними порушеннями. Вертикальні рухи блоків в місцях стиків сприяли виникненню підняття і занурень в осадових товщах. Утворення згаданого валу пов'язане з підняттями схилів Українського щита. На карті, вміщеній у роботі, Гавриш умовно позначає вздовж правого берега Дніпра в районі Канівських дислокацій лінію порушень в

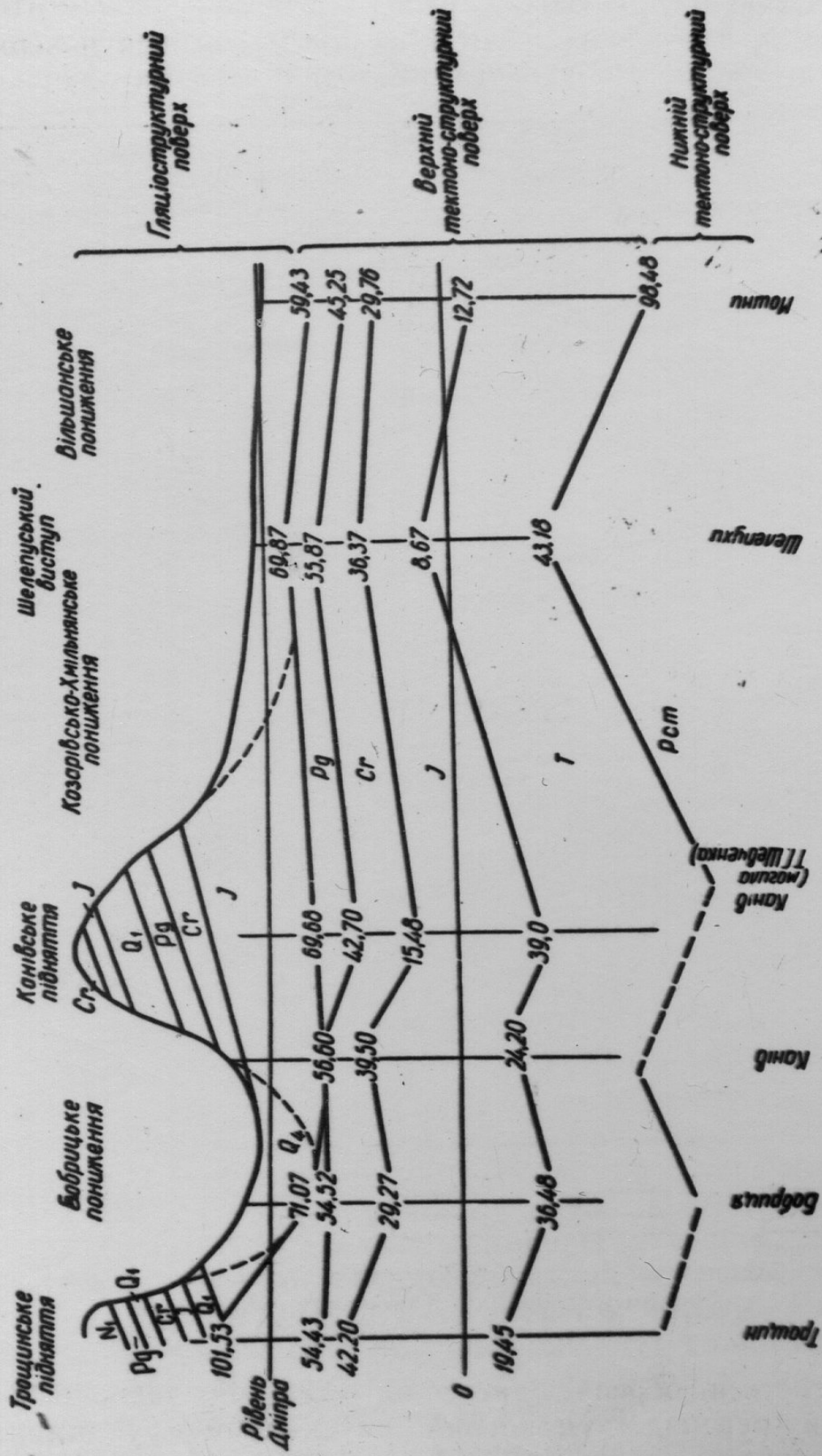


Рис. 7. Схематичний меридіональний розріз району Канівських дислокацій.

докембрії. З поглядами Гавриша погоджувались Ковальов, Козловська, Матвієнко.

Такі ж порушення помітні на карті ізогіпсів поверхні юрських відкладів. На загальному похилі юри на північний схід

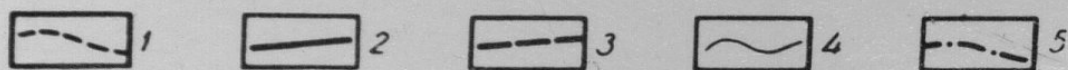
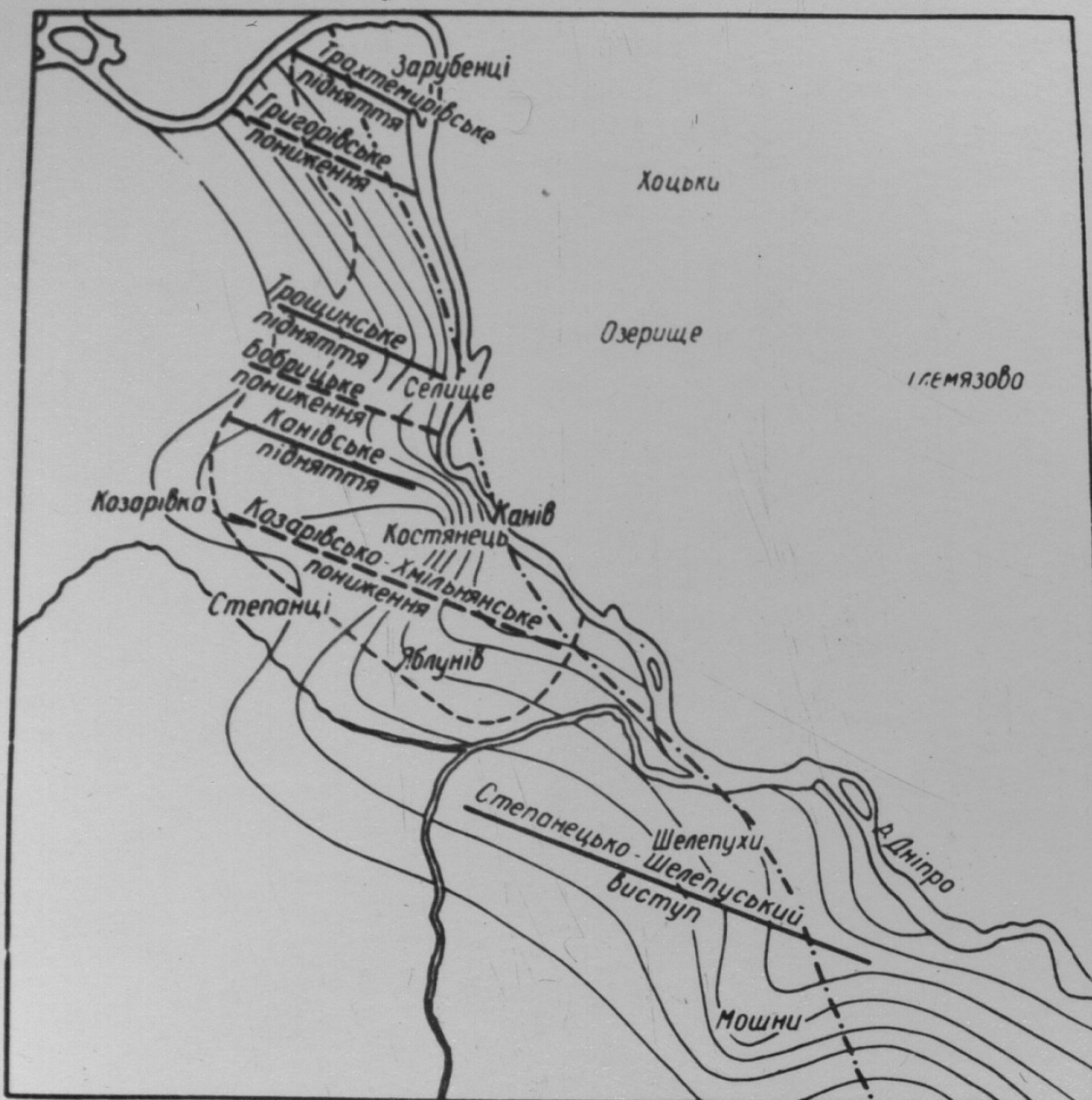


Рис. 8. Схематична карта структурних елементів докембрійського фундаменту району Канівських дислокацій.

спостерігається перепад висот на схід від зазначеної лінії. Раптовий перепад зумовлений опусканням фундаменту по диз'юнктивному порушенню в докембрії.

Матвієнко (1961), досліджуючи третинні порушення на території Українського щита, приходить до висновку, що ці порушення пов'язані із зонами глибинних розломів і переміщень

дрібних блоків кристалічного фундаменту, що глибинні розломи мають північно-західне, північно-східне і субширотне простягання. Північно-західний напрямок розломів спостерігається, як вважає Матвієнко, на північно-східній окраїні кристалічного масиву, де можливий розлом борту Дніпровсько-Донецької западини (рис. 7, 8). Матвієнко вказує також на розлом північно-східного напрямку по лінії Умань—Канів. Канівські дислокації розташовані на перетині крупних розломів, тобто в найбільш послабленій зоні, а це зумовило переміщення блоків і відбилося на літології мезо-кайнозою.

Дослідження останніх років свідчать про наявність в районі Канівських дислокацій молодих проявів глибинних тектонічних рухів; у кристалічному фундаменті тут існують розломи північно-західного — північно-східного напрямків, і вертикальні рухи блоків зумовлювали підняття й занурення осадової товщі. Нарешті, розташовані Канівські дислокації в найбільш тектонічно-послабленій зоні — в місці перетину великих розломів фундаменту. З таких позицій ми й будемо далі розглядати тектоніку району Канівських дислокацій.

В геологічній будові Канівських дислокацій можна виділити три структурних поверхи — нижній, верхній та гляціальний.

Під нижнім структурним поверхом ми розуміємо докембрійський комплекс, під верхнім — осадовий комплекс порід з характерною для них тектонікою; ці два поверхи будемо називати тектоно-структурними; третій має гляціальне походження, тому його будемо називати гляціо-структурним.

НИЖНІЙ ТЕКТОНО-СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ

До нижнього тектоно-структурного поверху належать породи докембрійського фундаменту. За даними глибокого буріння, на його поверхні існують нерівності. На загальній похилій поверхні кристалічного фундаменту трохи виступає Степанецько-Шелепутьська ділянка північно-західного простягання, яка обмежується з північного сходу лінією Степанці—Яблунів—Шелепуха.

За даними магнітометричної з'їмки (Крживанек, 1940), по лінії Козарівка—Ковалі—Литвинець встановлюється депресія, витягнута за простяганням кристалічного масиву. На нашу думку, вона продовжується на південний схід до могили Шевченка (південніше Канева), де свердловина фіксує пониження поверхні мезозойської строкатобарвної товщі.

Депресія між Ковалями і Степанцями позначається і за даними електророзвідки. Все це свідчить про існування в кристалічному фундаменті западини, що обмежує Степанецько-Шелепутьське підняття з північного сходу. Цю западину будемо називати

вати Козарівсько-Хмільнянською. Можливо, вона продовжується до пониззя р. Росі (район с. Хрещатика), де абсолютна відмітка поверхні кристалічного фундаменту (с. Хмільна) становить 109 м, тобто нижче, ніж у с. Шелепусі, на 66 м.

Далі на північ від Козарівсько-Хмільнянського пониження знову в районі Канева спостерігається підняття фундаменту, яке виявляється у піднятому заляганні юри, крейди і палеогену. Воно змінюється в північному напрямку пониженням в районі с. Бобриці.

За геофізичними даними, свердловина в с. Бобриці не дійшла на 20 м до поверхні кристалічного фундаменту. Якщо це так, то тут існує в порівнянні з с. Шелепухами пониження фундаменту на 15 м, а юра і крейда залягають нижче, ніж у Канєві. Нарешті, Бобринецьке пониження змінюється Трощинським підняттям, про що свідчить підвищене залягання цих же відкладів.

Рельєф фундаменту далі на північ від с. Трощина поки що не встановлений. Можна вважати, що Трощинське підняття змінюється пониженням, бо в с. Григорівці кристалічний фундамент залягає на абсолютній відмітці 160 м; на продовженні його розташована свердловина с. Озерища, де відмітка поверхні строкатобарвної товщі 74 м н. р. м. Також можна припустити, що останнє пониження (Григорівське) змінюється далі на північ підняттям, що підтверджується виходами відкладів буцацької світи в правому корінному березі Дніпра нижче с. Ходорова, де Дніпро робить несподіваний поворот з заходу на схід, обходячи Трахтемирівські висоти. Це відповідає підняттю юри в Переяславі.

Отже, в рельєфі докембрійського фундаменту можна намітити послідовну зміну ділянок піднятих і опущених, причому амплітуда цих нерівностей зростає з півночі на південь, що має істотне значення для пояснення накладання гляціоструктур.

Все сказане про рельєф докембрійського фундаменту можна ілюструвати профілем, проведеним вздовж Дніпра від с. Трощина на півночі до с. Мошнів на півдні (рис. 9). На цьому профілі положення поверхні докембрійського фундаменту за безпосередніми даними показано тільки на ділянці Шелепуха—Мошни—Хмільна. Північніше рельєф докембрію встановлюється умовно, по заляганню осадової товщі — триасу, юри, крейди, палеогену.

Одначе і такі дані не позбавлені інтересу.

Привертає увагу закономірне чергування піднятих і опущених ділянок. Причину цього явища, на наш погляд, треба шукати в первинних особливостях будови докембрійського фундаменту, саме в тому, що найдавніша метаморфічна товща зазнала складкоутворення, ускладненого диз'юнктивними порушеннями і інтрузіями. Ці найдавніші порушення стали спрямовую-

чими для наступних розломів фундаменту. Міркування про диз'юнктивну природу блоків докембрійського фундаменту підтверджується даними магніторозвідки (Якерсон, 1947).

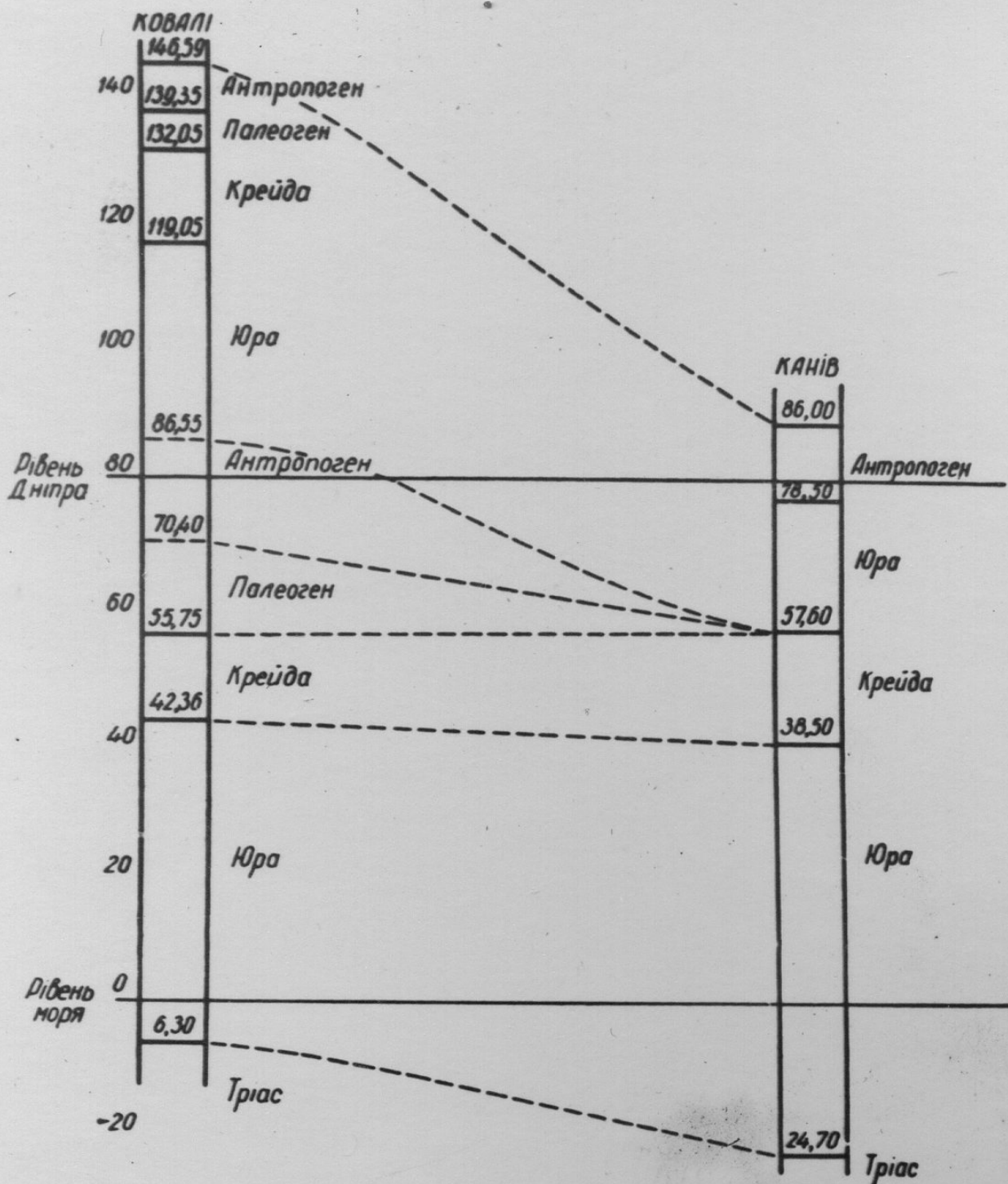


Рис. 9. Схематичний геологічний профіль по лінії Ковалі—Канів.

Якерсон між Трипіллям і Росавцем на відстані близько 40 км виявила меридіональну смугу магнітних аномалій шириною в 2—3 км. В межах цієї полоси відмічено близько шести магнітних максимумів. Якерсон пояснила ці максимуми заляганням в тілі фундаменту порід кіровоградського типу. Чергування максимумів підтверджує наш висновок про наявність у фундаменті блоків різного складу.

До середнього тектонічного поверху належать породи оса-
дочної товщі — строкатоколірні тріасові, а також юрські, крей-
дові і палеогенові в корінному заляганні.

Структури тріасу. Строкатоколірна тріасова товща
залягає вище рівня моря тільки в південній частині району Ка-
нівських дислокацій, а саме на Шелепуському виступі, на ді-
лянці між низзями річок Росі і Вільшанки (за межами до-
сліджуваного району) і західніше с. Мартинівки.

На північ від лінії Мартинівка—Шелепухи строкатоколірна
товща занурюється нижче рівня моря хвилеподібно, тобто на
окремих ділянках то опускається, то піднімається при можливо
різному загальному нахилі на окремих ділянках в бік Дніпров-
сько-Донецької западини.

Потужність строкатобарвної товщі зростає на схід в міру
наближення до Дніпра, що безумовно треба пов'язувати з по-
ниженням докембрійського фундаменту в тому ж напрямку.
Треба також відмітити, що потужність товщі зростає і в по-
ниженнях кристалічного фундаменту. Так, у Мошнах вона до-
сягає 86 м, Козарівці — 65, Шелепусі — 35, Яблуневі — 32, у
Степанцях — 27 м. Таким чином, встановлюється зв'язок між
потужністю тріасової товщі і рельєфом кристалічного фунда-
менту: на пониженнях фундаменту вона зростає, на підвищен-
нях — зменшується. Інакше кажучи, відбувалося нівелювання
нерівностей давнього рельєфу. Все ж впадає у вічі нерівна по-
верхня строкатобарвної товщі (абсолютна відмітка в Шелепусі
8 м, Мошнах — 12, Яблуневі — 16, Степанцях — 21, Козарівці —
6 м). Нерівномірний розподіл потужностей товщі і різні відміт-
ки поверхні наводять на думку, що тріасова товща утворює
структури у вигляді пологих складок. Необхідно звернути ува-
гу на схожість цих форм з аналогічними формами докембрію.
Збіжність між ними ми бачимо тільки на Шелепуському висту-
пі, де трохи підняті і докембрій, і строкатобарвна товща. За
межами цього виступу коливання поверхні тріасу повторюють,
очевидно, нерівності докембрійського фундаменту. Якщо ми
звернемо увагу на те, що на Шелепуському виступі тріасова
товща не розмита до рівня оточуючих понижень і, крім того,
узгоджена з піднятою структурою докембрію, то виникає дум-
ка про тектонічне підняття тріасу у вигляді пологої складки і
про те, що ця складка, мабуть, формувалася вже після відкла-
дення товщі.

Поверхня строкатобарвної товщі уявляється нам у такому
вигляді: підняття Шелепуського виступу, пониження Козарів-
сько-Хмільнянської депресії, підняття в Канівському районі,
і пониження в Бобринцях і знову підвищення в бік Трощина,
Григорівки. Ці складки, хоч і відповідають в загальних рисах

ВЕРХНІЯ ТЕКТОНО-СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ

До середнього тектонічного поверху належать породи осадочної товщі — строкатоколірні тріасові, а також юрські, крейдові і палеогенові в корінному заляганні.

Структури тріасу. Строкатоколірна тріасова товща залягає вище рівня моря тільки в південній частині району Канівських дислокацій, а саме на Шелепуському виступі, на ділянці між пониззями річок Росі і Вільшанки (за межами досліджуваного району) і західніше с. Мартинівки.

На північ від лінії Мартинівка—Шелепухи строкатоколірна товща занурюється нижче рівня моря хвилеподібно, тобто на окремих ділянках то опускається, то піднімається при можливо різному загальному нахилі на окремих ділянках в бік Дніпровсько-Донецької западини.

Потужність строкатобарвної товщі зростає на схід в міру наближення до Дніпра, що безумовно треба пов'язувати з пониженням докембрійського фундаменту в тому ж напрямку. Треба також відмітити, що потужність товщі зростає і в пониженнях кристалічного фундаменту. Так, у Мошнах вона досягає 86 м, Козарівці — 65, Шелепусі — 35, Яблуневі — 32, у Степанцях — 27 м. Таким чином, встановлюється зв'язок між потужністю тріасової товщі і рельєфом кристалічного фундаменту: на пониженнях фундаменту вона зростає, на підвищеннях — зменшується. Інакше кажучи, відбувалося нівелювання нерівностей давнього рельєфу. Все ж впадає у вічі нерівна поверхня строкатобарвної товщі (абсолютна відмітка в Шелепусі 8 м, Мошнах — 12, Яблуневі — 16, Степанцях — 21, Козарівці — 6 м). Нерівномірний розподіл потужностей товщі і різні відмітки поверхні наводять на думку, що тріасова товща утворює структури у вигляді пологих складок. Необхідно звернути увагу на схожість цих форм з аналогічними формами докембрію. Збіжність між ними ми бачимо тільки на Шелепуському виступі, де трохи підняті і докембрій, і строкатобарвна товща. За межами цього виступу коливання поверхні тріасу повторюють, очевидно, нерівності докембрійського фундаменту. Якщо ми звернемо увагу на те, що на Шелепуському виступі тріасова товща не розмита до рівня оточуючих понижень і, крім того, узгоджена з піднятою структурою докембрію, то виникає думка про тектонічне підняття тріасу у вигляді пологої складки і про те, що ця складка, мабуть, формувалася вже після відкладення товщі.

Поверхня строкатобарвної товщі уявляється нам у такому вигляді: підняття Шелепуського виступу, пониження Козарівсько-Хмільнянської депресії, підняття в Канівському районі, і пониження в Бобрицях і знову підвищення в бік Трощина, Григорівки. Ці складки, хоч і відповідають в загальних рисах

нерівностям докембрійського фундаменту, мають свої специфічні особливості, зафіксовані в літології відкладів. Так, на підняттях товща представлена глинами, пісками (Канів), пісками і глинами (Яблунів, Степанці); на пониженнях — переважно пісками (Мошни, Козарівка). Отже, літологія строкатобарвної товщі не узгоджується з рельєфом докембрійського

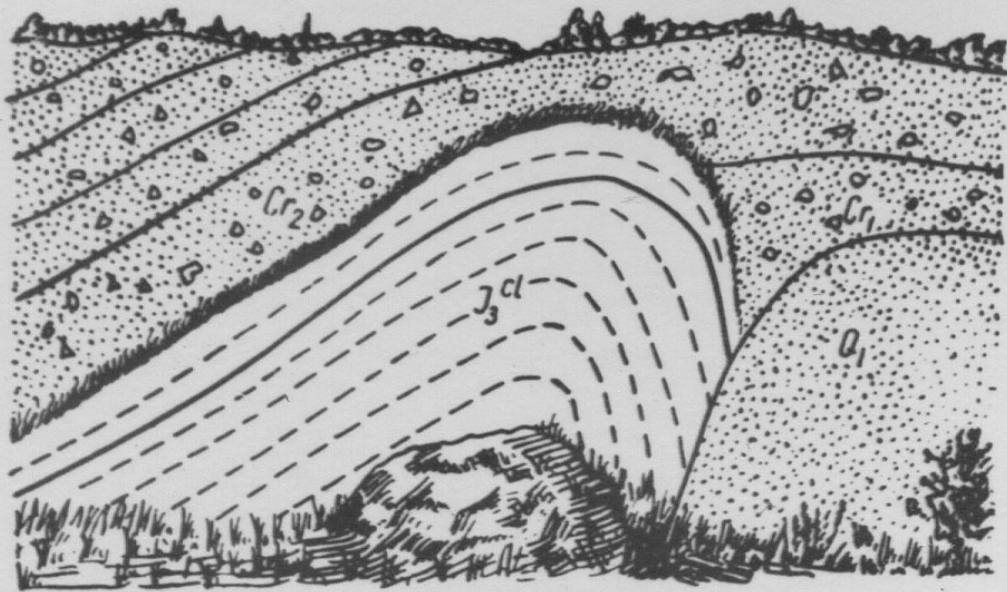


Рис. 10. Антиклінальне залягання юрських глин (с. Грищенці).

фундаменту. Це означає, що виникнення складок, очевидно, пов'язане з дією інших тектонічних сил, відмінних від тих, які утворили структури докембрію.

Механізм і причина утворення цих пологих складок докладно розглядатимуться далі, після ознайомлення з структурами всіх осадових формацій даного тектоно-структурного поверху.

Структури юри. Матеріали глибоких свердловин Канєва, Підстінок і Ковалів свідчать про необхідність виділення в районі Канівських дислокацій юри в корінному і некорінному заляганні.

Корінне залягання юри характеризується відмітками нижче рівня Дніпра приблизно на 40—65 м. У некорінному заляганні юра піднімається вище рівня Дніпра, беручи участь у гляціодислокаціях Канівських гір. Поверхня юри в корінному заляганні злегка хвиляста і в загальних рисах повторює нерівності поверхні строкатоколірної товщі (рис. 10).

Літологічні особливості порід певною мірою характеризують тектонічний режим часу нагромадження юрської товщі. У Степанцях юра представлена глинами (потужність юри 61,25 м), а в Яблуневі — знизу пісками (понад 10 м), вище глинами (загалом 60,2 м). Отже, прогинання в Степанцях розпочалося ра-

ніше, ніж у Яблуневі, тобто опускання земної кори на початку юри на суміжних ділянках мали неоднакову швидкість — повільніше в Яблуневі і швидше — в Степанцях.

У Козарівському зниженні фундаменту потужність юри становить 45,35 м і представлена вона глинами внизу і вгорі та пісками в середній частині. Отже, юрський рельєф також формувався незалежно від форми поверхні докембрійського фундаменту.

На Шелепуському піднятті малопотужна юра (28 м) представлена глиною, що, можливо, вказує на підняття земної кори після нагромадження товщі.

В Мошнівському пониженні фундаменту відмічено значну потужність строкатоколірної товщі і незначну, порівняно з Степанцями і Яблуневим, — юри (48,5 м). Юрські відклади в Мошнях представлені глинами. Отже, можна говорити про загальне опускання земної кори протягом юрського часу.

На всіх названих ділянках (Степанці, Яблунів, Козарівка, Шелепуха, Мошни) виявлена середня юра. Верхньої юри немає внаслідок розмивів, що вказує на загальне підняття південного району Канівських дислокацій в кінці юрського періоду.

Відклади верхньої юри, як і середньої, відомі в північному районі — на Канівському піднятті, Бобринському пониженні, Трощинському піднятті і, можливо, далі на північ. Юра тут досить потужна, що вказує на глибше занурення кристалічного фундаменту в північному напрямку.

Порівнюючи літологію юри Бобрицького пониження і Трощинського підняття, бачимо, що на Трощинському піднятті юра представлена глиною, що вказує на підймання земної кори після відкладання товщі. Бобрицьке пониження заповнене глиною, внизу піскуватою, а це свідчить про затримку опускання ділянки за середньої і повторне опускання за пізньої юри. Отже, суміжні структури різняться знаком тектонічних рухів. Незгідне залягання юри на породах тріасу деякою мірою підкреслює незалежність структур юри від давнішого рельєфу. Юрські відклади зазнали тектонічних впливів після свого сформування або ще в процесі осадконагромадження. Все це свідчить про диференційовані тектонічні рухи в області Київського шельфу і, можливо, про вплив рухів земної кори в межах Дніпровсько-Донецької западини.

Структури крейди. Крейдові відклади в районі Канівських дислокацій також відомі і в корінному заляганні, і в некорінному.

Рельєф поверхні крейдових відкладів почасти є успадкованим, тобто в загальних рисах повторює рельєф юри, строкатобарвної товщі і навіть докембрійського фундаменту. Особливо

привертає увагу підняття в районі Канева, на якому розмитий навіть палеоген. Воно виразно повторює підняття юри і строкатоколірної товщі.

Друга особливість залягання корінних відкладів крейди полягає в нерівномірному розподілі потужності: в знижених ділянках давнього рельєфу вона зростає, на піднятих ділянках зменшується. Так, на Степанецько-Шелепуському виступі потужність крейдових відкладів 11—20 м, на Канівському — 17 м і на Трощинському — 12 м, а на Козарівсько-Хмільнянському і Бобрицькому зниженнях — 20—25 м.

Такий розподіл потужностей та зміна фаціального складу крейдових порід свідчать про тектонічні коливання в епоху формування відкладів.

Та обставина, що у Вільшанському зниженні потужність крейдових відкладів невелика і приблизно така ж, як на виступах, схиляє нас до думки, що опускання тут розпочалось після відкладення крейди.

Не позбавлений інтересу і той факт, що на підняттях потужність крейдових відкладів зменшується в північному напрямку — від 20 м на Шелепуському виступі до 12 м на Трощинському. Зменшення потужності крейдових відкладів у північному напрямку, мабуть, пояснюється розмивами, які тут посилюються. Важливо відзначити також, що корінна товща крейдових відкладів залягає нижче рівня Дніпра майже на 35 м. Це може бути критерієм для розпізнавання корінного і некорінного залягання крейди.

Як вже згадувалось, верхній горизонт сеноману поширений лише в південній частині району Канівських дислокацій. Це пояснюється інтенсивнішим розвитком розмивів у північному районі, де амплітуди в крейдовому рельєфі збільшуються внаслідок епейрогенічних піднять в кінці сеноману.

Структури палеогену. Палеоген у корінному заляганні, як і давніші осадочні товщі, входить до складу пологих складок. Палеогенові відклади залягають більш полого, майже горизонтально, особливо в південній частині району Канівських дислокацій.

На деяких піднятих ділянках палеоген розмитий майже повністю, наприклад на Канівському піднятті. Розмив спостерігається також на Вільшанському зниженні, яке виникло, мабуть, після сформування крейдових структур. На Трощинському піднятті потужність палеогену зростає майже в чотири рази порівняно до південних районів. Очевидно, ця структура зазнала підняття після відкладення палеогенової товщі.

Внаслідок палеогенових або постпалеогенових піднять відклади бучацького віку на півночі району залягають вище базису ерозії.

Звернемо увагу на особливості суміжних структур. На Трощинському піднятті потужність палеогену становить майже 47 м, а на Бобрицькому пониженні — лише 16 м. Поверхня палеогену в Трощині вища, ніж у Бобриці, на 30 м. В Трощині вище залягає також і крейда. Отже, Трощинська структура піднята відносно структури Бобрицької, і підняття відбулося після відкладання товщі палеогену.

Аналогічна картина спостерігається й при порівнянні ділянок Козарівки (Козарівсько-Хмільнянське пониження) і Степанців (Степанецько-Шелепутьське підняття). У Козарівці потужність палеогену 17 м, а в Степанцях — майже 50 м.

Підсумки. М. П. Херасков (1952) вказує, що стратиграфічні розрізи будь-якої структури, представлені у вигляді формаційного ряду, можна порівнювати з аналогічним способом одержаними формаційними рядами інших структур, як сусідніх, так і більш віддалених.

Отже, формації, пов'язані з тектонічними структурами, утворюють закономірний ряд, який відображає розвиток структури, і вказує на тектонічні умови цього процесу. Тектонічний фактор є найбільш загальним і найбільш важливим фактором осадкоутворення і структуроутворення.

Геологічні структури у формі пологих складок досить рельєфно вимальовуються на складеному нами розрізі. Підняття й пониження з пологими схилами повторюються тут в осадочній товщі неодноразово. Але в просту, на перший погляд, схему потужностей відкладів на певних ділянках, де відбуваються рухи протилежного знаку, вносяться істотні корективи стратиграфічного і літологічного порядку.

Стратиграфія, потужність і літологічний склад відкладів дозволяють намалювати в загальних рисах картину коливних рухів у районі Канівських дислокацій.

На загальному фоні висхідного руху окремі ділянки інколи зазнавали опускань. Так, під час накопичення строкатобарвної товщі тріасу, коли увесь район втягується в підняття, Вільшанська структура, навпаки, опускається. Пізніше, за юрського часу, опускань зазнало Бобрицьке (47,7 м братських глин), а також Козарівсько-Хмільнянське пониження в епоху бату (20,85 м батських і 12,4 м келовейських глин). Але опускання останнього пониження дещо затрималось, про що свідчить наявність піщаної товщі потужністю 8,75 м.

За крейдового часу затримка висхідного руху відмічається для Шелепутьського виступу (час відкладання писальної крейди) і для Вільшанського пониження (час відкладання мергелю).

Таким чином, для деяких структур були характерні короткочасні низхідні рухи, що відбувалися за тріасу, середньої і пізньої юри і за пізньої крейди.

До особливостей тектогенезу описуваного району належить також різна інтенсивність тектонічних рухів на окремих ділянках. Так, у південній частині району Канівських дислокацій верхній сеноман, представлений крейдяними і мергельними породами, уцілів від розмиву, а північніше він розмитий внаслідок пізньокрейдових піднять більшої амплітуди. Висхідні рухи в найбільшій мірі виявились в палеогені, внаслідок чого на Канівському піднятті палеоген повністю розмитий.

Диз'юнктивний тип розвитку земної кори в районі Канівських дислокацій позначився на докембрійському фундаменті, в якому виникли окремі блоки. Ці блоки зазнавали піднять і опускань протягом палеозою, мезозою і кайнозою, що відбилося на формуванні геологічних структур верхнього тектоно-структурного поверху.

Пологі складки верхнього тектоно-структурного поверху формувалися безперервно в процесі нагромадження осадоної товщі, очевидно, під впливом тектонічних рухів на території Дніпровсько-Донецької западини.

В епоху каледонського горотворення, коли область, розташована між Українським і Воронежським кристалічними масивами, зазнала опускання, тобто коли почала формуватися Дніпровсько-Донецька западина, в районі Канівських дислокацій блоки докембрійського фундаменту одержали імпульс до висхідного (одні) і низхідного (інші) руху.

В зв'язку з нагромадженням осадочних товщ і внаслідок виникнення внутрішніх напруг підсилюється бокове тиснення, що захопило строкагобарвну товщу району Канівських дислокацій.

Отже, часом формування пологих складок цієї товщі може бути кінець палеозою, що відповідає герцинському орогенезу.

Пологі складки в товщі юри і крейди виникли під впливом тектонічних рухів, пов'язаних з альпійським орогенезом; особливо інтенсивні прояви відмічені для післябучацького віку.

Так поступово в районі Канівських дислокацій нашаровувались структурні елементи, відповідні етапам тектонічного розвитку земної кори.

У формуванні геологічних структур, звичайно, брали участь і екзогенні процеси. Підняття зазнавали розмивів, а продукти розмиву нагромаджувались в пониженнях; роль цього фактору зводилась головним чином до геоморфологічного препарування тектонічних структур.

В цілому треба підкреслити, що північна частина району Канівських дислокацій в порівнянні з південною зазнавала інтенсивніших піднять, завдяки чому закладалася основа для формування гляціоструктурного поверху.

ГЛЯЦІОСТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ І ЙОГО ПРИРОДА

Гляціоструктурний поверх був об'єктом вивчення для багатьох дослідників. Він вивчався у природних відслоненнях; за цими матеріалами встановлювалась стратиграфія і тектоніка району Канівських дислокацій. Окремі дослідники прирівнювали юрські відклади в алохтонному заляганні до корінних, роблячи при цьому висновки про тектоніку Канева. Деякі дослідники доходили висновку про гляціальну природу Канівських дислокацій, але робили це без урахування даних щодо їх кола.

Уявлення про те, що гляціоструктурний поверх є алохтоном, підтверджується фактичними буровими даними (див. рис. 10).

У нижній частині розрізу в Ковалях тріас, юра, крейда та палеоген виявлені в корінному заляганні, у верхній вони є алохтонними. У Каневі алохтоном є юрські породи. Алохтон в Ковалях насунутий на палеоген, а в Каневі — на крейду. Підшва алохтону залягає нижче рівня Дніпра на 10 м в Ковалях і на 23 м в Каневі.

Розрізи цих свердловин переконливо розкривають природу гляціоструктурного поверху, тобто Канівських гір. Він утворений насувами, що складають цілу систему повторюваного і накладуваного лускування північно-західного простягання. Маси льодовика, що насувалися, зустрічаючи на своєму шляху перешкоди у вигляді підвищень, утворених глибинними структурами, зривали верхні їх частини і переносили в інші місця або виводили пласти підшви з горизонтального положення, ут-

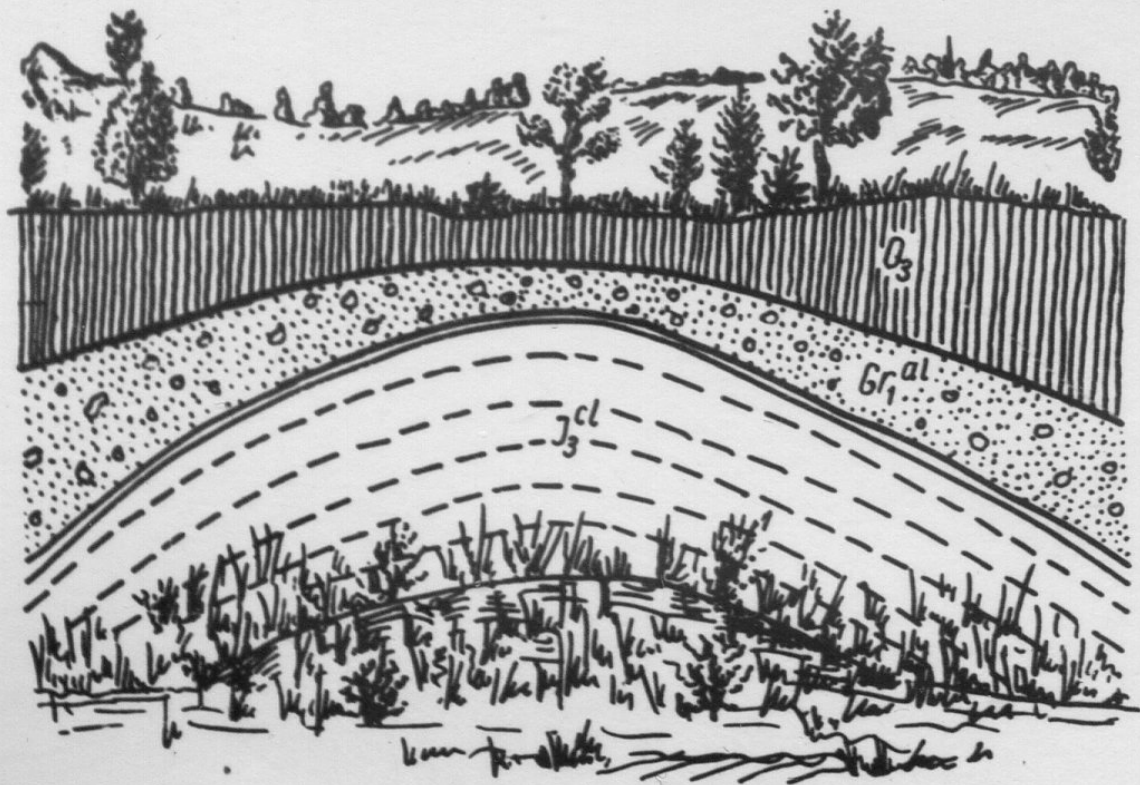


Рис. 11. Ядро антиклінальної складки. Пекарівський яр.



Рис. 12. Лежача складка в яру с. Тростянця.

ворюючи різні форми складок, розривів, волочінь. Так виникла лускувата структура, що являє собою основний каркас гляціо-структурного поверху.

В районі Канівських дислокацій ми спостерігаємо такі форми гляціодислокацій: антиклінальні і синклінальні складки — прямі, косі, лежачі; насуви, луски, скиди.

Складки. У природних відслоненнях дуже часто доводиться спостерігати складки, в яких одночасно беруть участь різні відклади — юра, сеноман, альб, канівська світа і четвертинні відклади.

В яру с. Тростянця добре видно крила антиклінальної складки. Замкова частина зрізана поверхнею денудації. На крилах чергуються верстви сеноману і канівської світи. В ядрі складки залягають келовейські глини. У головній вітці яру с. Гришенців є антиклінальна складка північно-західного простягання. Підняття це помітне в рельєфі (див. рис. 10). В будові складки беруть участь юрські глини і крейдові відклади; потужність останніх у склепінні антикліналі дещо менша, ніж на крилах. У середній частині яру с. Хмільної в лівому його борту юрські глини (бат і келовей), на яких залягають крейдові піски з пісковиками, утворюють антиклінальну складку висотою 3,5 м, ліве крило якої видовжене, а праве, що прилягає

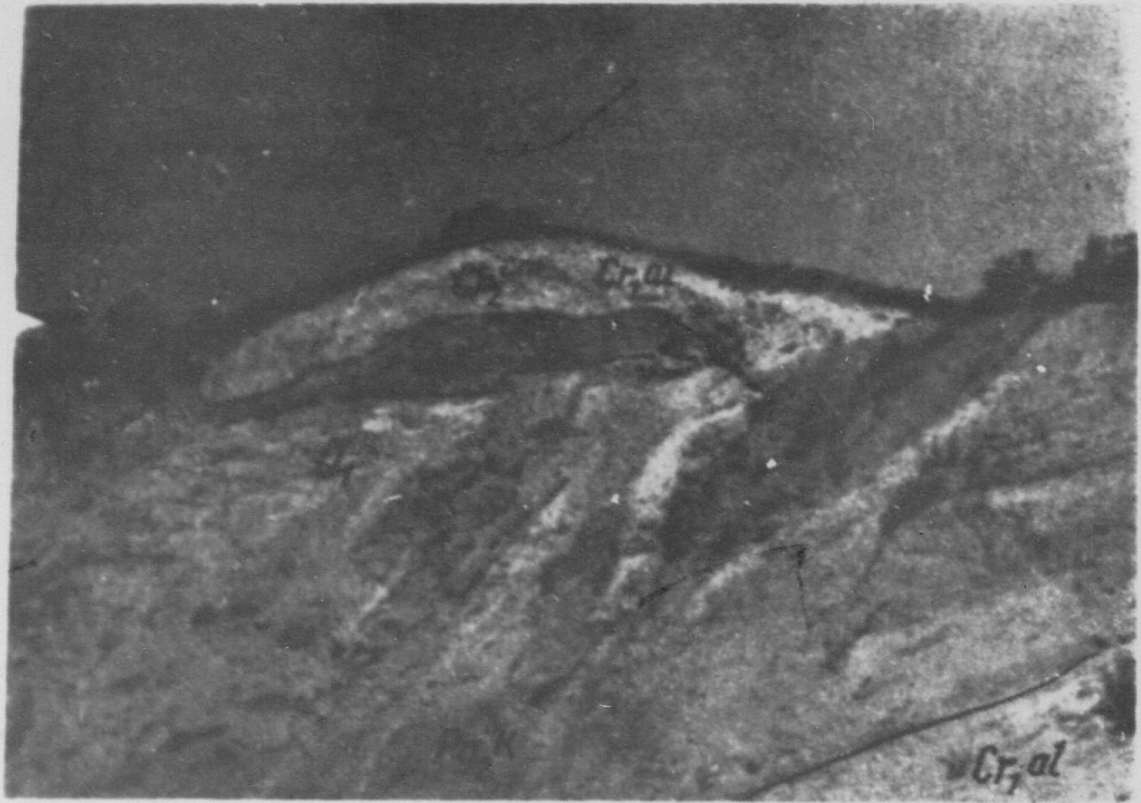


Рис. 13. Крейдові і кватерніарні відклади надвинуті на давньочетвертинні піски, нижче — суглинкові піски канівської світи та відклади верхньодніпропетровської вугільної системи. Мартин яр.



Рис. 14. Крейдові відклади надвинуті на піски канівської світи і разом з останніми — на давньочетвертинні відклади. Комашиний яр.



Рис. 15. Лускувата структура. Давньочетвертинні піски у вигляді «дайки» втиснені у відклади канівської світи. Сухий яр (Канів).

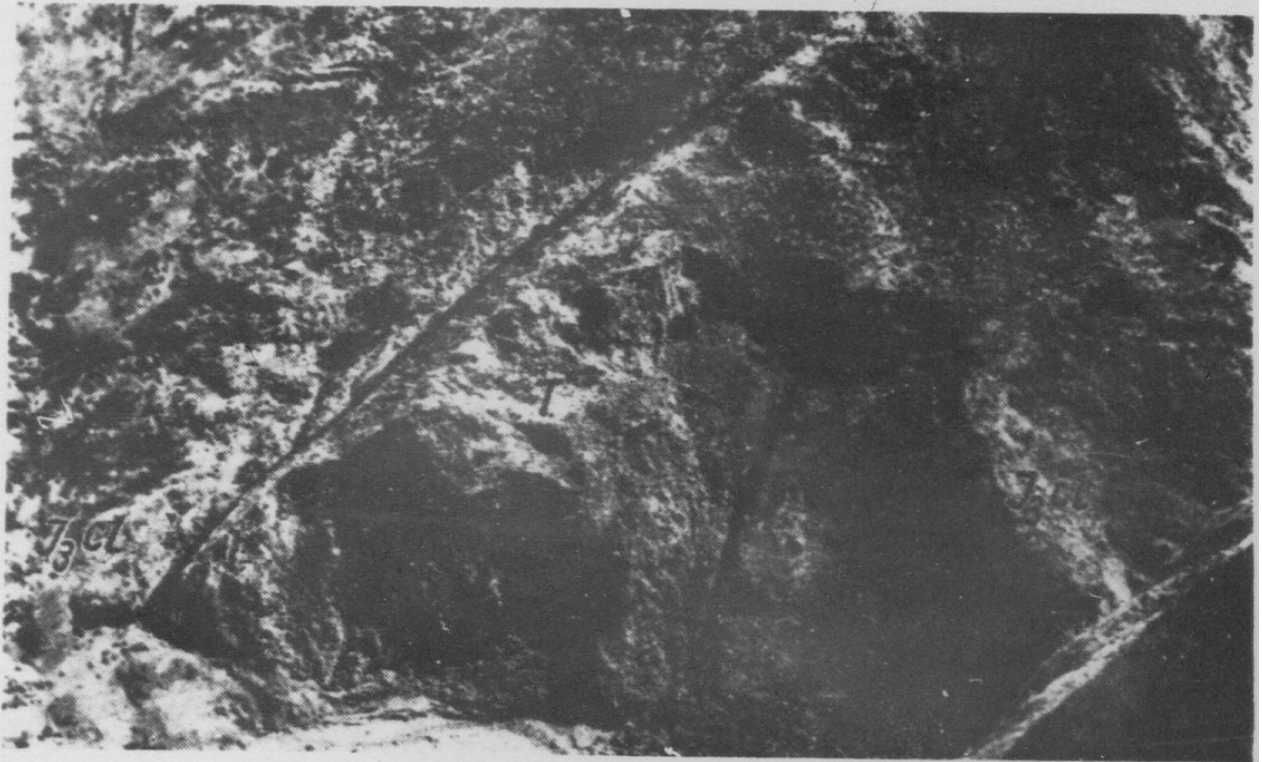


Рис. 16. Строкатобарвна товща тріасу, замкнена в юрських глинах (с. Тростянець).

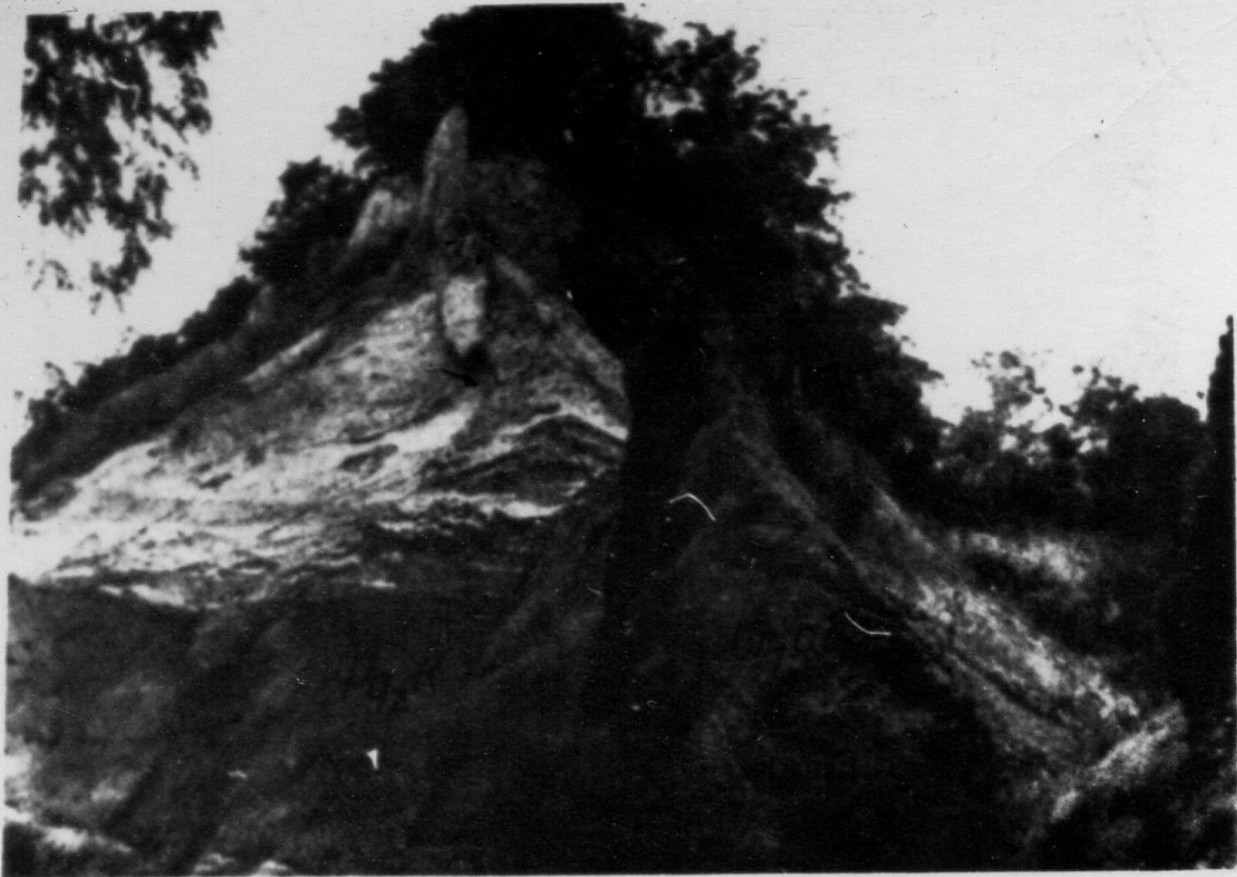


Рис. 17. Відклади альбського ярусу і канівська світа, поставлені на голову.
Тростянецький яр.



Рис. 18. Відклади крейди і канівської світи, поставлені на голову.
Борсів потік.

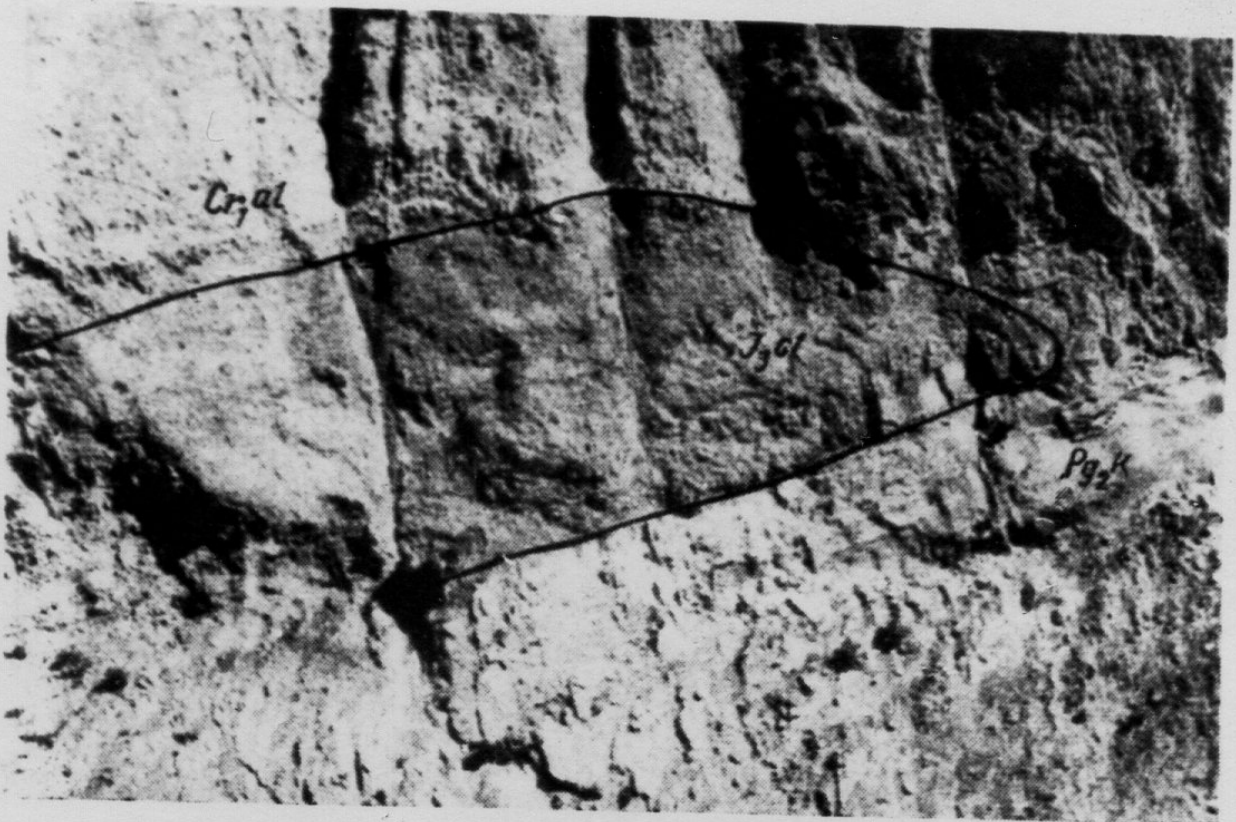


Рис. 19. Юрські глини, вдавнені в крейдові відклади (с. Хмільна).



Рис. 20. Відклади альбського віку зім'яті і упираються в піски канівської світи. Костянецький яр.



Рис. 21. Юрські глини, вдавнені у відклади альбського ярусу.
Пекарівський яр.

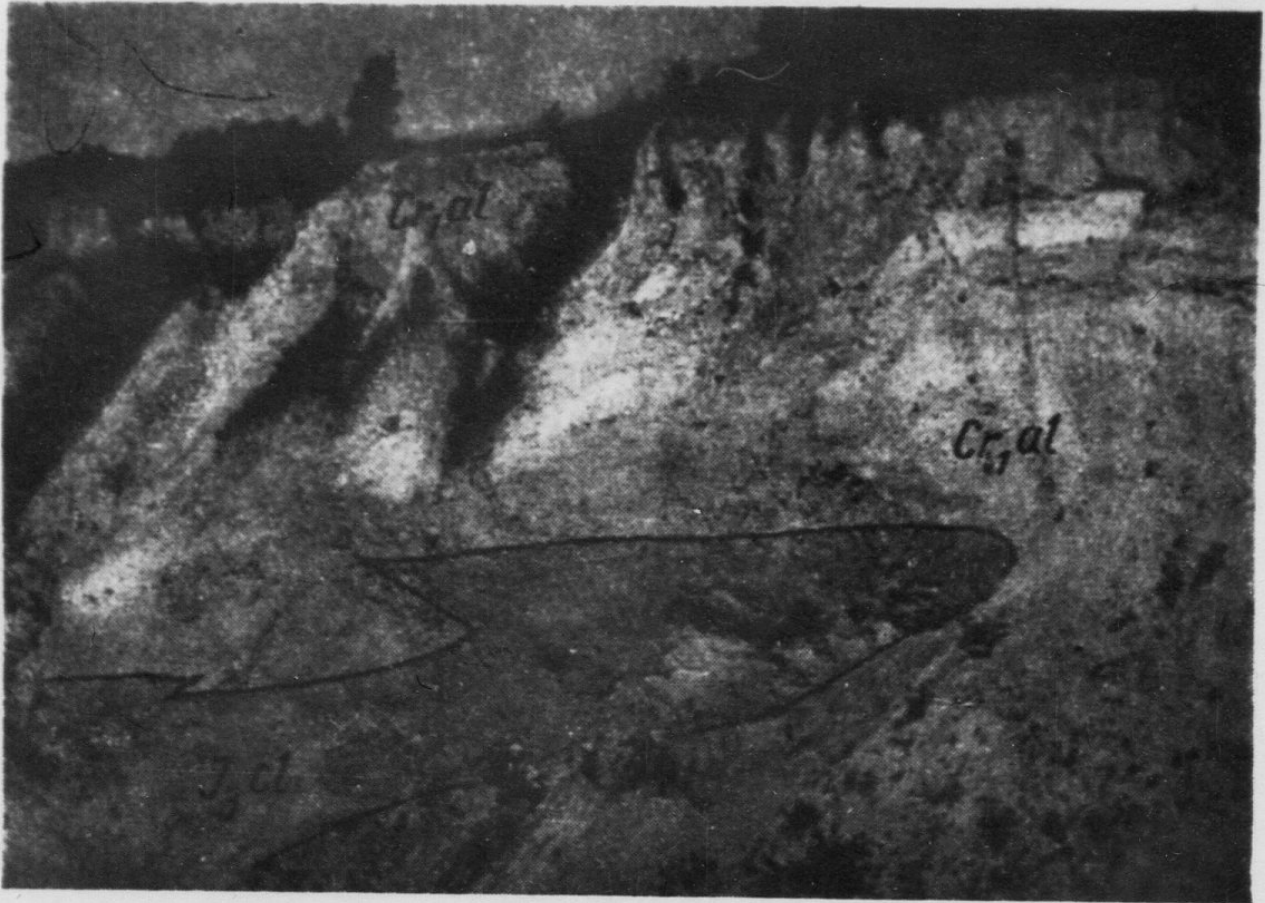


Рис. 22. Своєрідна складка в юрських глинах. Відслонення «Ластівка» в Пекарівському яру.

до давньочетвертинних лісків, більш круте. Простягання складки північно-західне (290°), а падіння північно-східне під кутом 20° . Аналогічна картина спостерігається і в середній частині Пекарівського яру, де цей яр прорізує ядро антиклінальної складки юрських келовейських глин потужністю 15 м. Довжина склепіння і крил складки становить 150 м (рис. 11).

У верхній частині правого борту яру с. Тростянця під делювіальним плащем крейдові відклади утворюють лежачу складку (рис. 12), що падає на південний захід, а в середній частині яру с. Студенця можна спостерігати віялоподібну складку у крейдових породах; падіння північно-східне.

Насуви. Насуви простежуються вздовж усього правого берегового уступу Дніпра від Канева і далі на південь до с. Пекарів. Тут часто юрські (келовей) і крейдові відклади насунуті на давньочетвертинні піски, які залягають на відкладах канівської світи.

Насуви зустрічаються на різних субстратах. Так, можна бачити, як юра і сеноман (Мар'їн яр) насунуті на четвертинні піски (рис. 13) або як крейда насунута на канівську світу (с. Хмільна), а разом з останньою — на давньочетвертинні піски, що нижче залягають на відкладах канівської світи (рис.

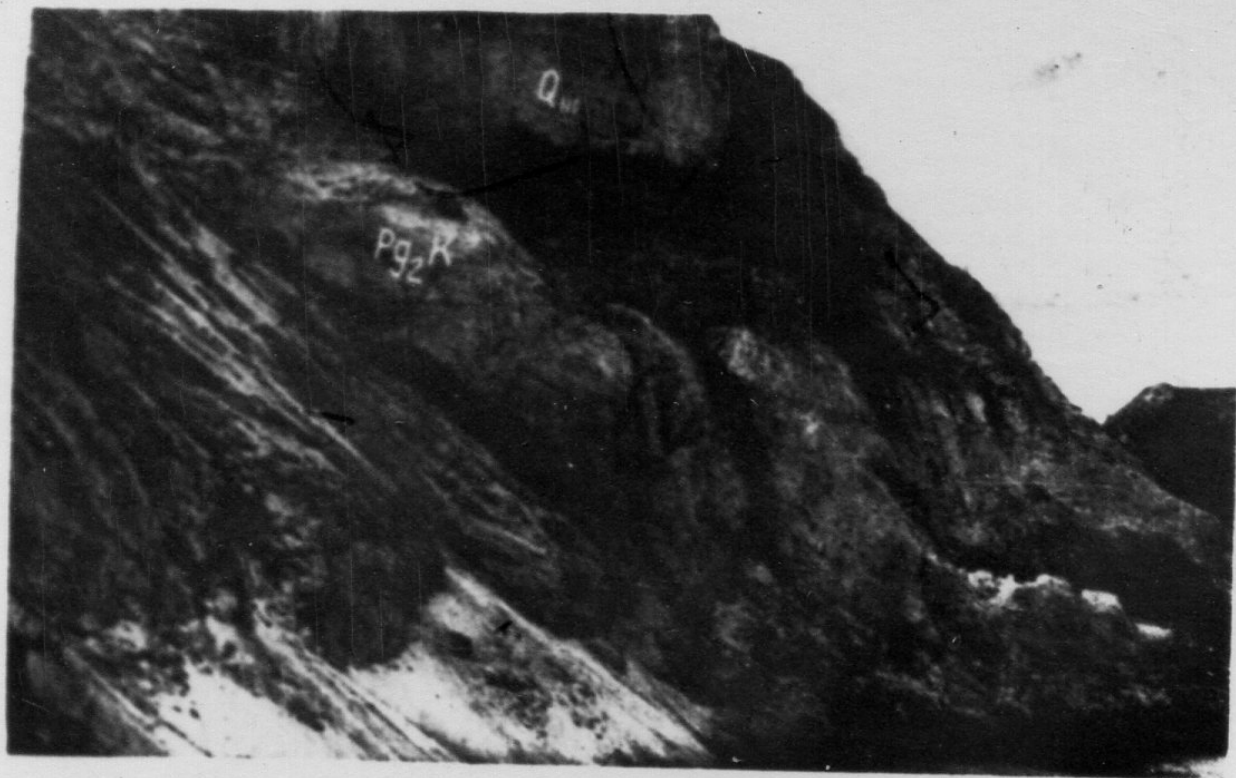


Рис. 23. Лускувата структура у пісках канівської світи.
Тростянецький яр.

14), або як крейдові відклади насунуті на давньочетвертинні піски.

У північній частині району Канівських дислокацій в яру околиць с. Григорівки, який прорізує правий береговий уступ Дніпра, юрські (батські) глини потужністю 3,5 м насунуті на давньочетвертинні піски потужністю 2 м, що залягають на пісках канівської світи; нижче йдуть келовейські глини. Протягання північно-західне — 296° , падіння північно-західне — 26° . В іншому випадку, можна спостерігати, що давньочетвертинні піски втиснуті у відклади канівської світи (рис. 15).

Можна спостерігати й те, як деякі пласти поставлені на голову і втиснуті в інші товщі. Так, в головній вітці яру с. Ситників відклади канівської світи замкнені між сеноманськими породами або в юрських відкладах яру с. Тростянця замкнена вертикально поставлена тріасова строкатоколірна товща (рис. 16). В інших випадках (с. Тростянець, Пекарівський яр, Борисів потік) породи канівської світи і крейди поставлені на голову (рис. 17, 18). У південній частині дислокованого району в головній вітці Пекарівського яру канівські відклади залягають на крейді (сеноман); вони дещо порушені, і з правого боку до них прилягає товща крейдових відкладів, поставлених на голову.

Але часто можна спостерігати і те, як келовейські глини вдавнені в крейдові відклади, а останні налягають на відклади канівської світи (рис. 19), або як крейдові відклади, упираю-



Рис. 24. Лускувата складка у пісках бучацької і канівської світ та відкладах верхньоальбського під'яру. Костянецький яр.

чись у канівські піски, утворюють дугоподібну складку (рис. 20). В іншому випадку (Пекарівський яр) можна спостерігати, як юрські келовейські глини втиснуті у відклади верхньоальбського під'яру (рис. 21, 22). На рис. 23 показано, що крейдюві і юрські відклади утворюють складку з падінням на північ. Яр проходить навхрест простягання порід. Вся ця потужна товща мезозою насунута на давньочетвертинні піски; насув має довжину 60 м.

Луски. Канівські гори нерідко складені цілою серією насувів, що утворюють лускуваті структури. Насуви — це пачки верств, присунуті щільно до другої пачки таким чином, що утворюється моноклінальна система пластів. Такі структури можна спостерігати в ярах х. Хмільнянського в південній частині Канівських дислокацій (рис. 23, 24). Тут перша пачка складена палеогеном і крейдою (Pg_2^k , Cg), друга насунута і повторює першу, третя пачка представлена тільки юрою J_2^{bt} і насунута на другу, четверта аналогічна першій і насунута на третю, п'ята пачка складена палеогеном (Pg_2^k), шоста — юрою і крейдою (J_2^{bt} , Cg_1); останні дві пачки насунуті на попередні, точніше, підсунуті під них. Вся структура має простягання північно-західне, падіння північно-східне під кутом 72° .

Геологічні підсуви пачок ми спостерігаємо в Костянецькому яру. Лускувата будова моноклінальної структури тут пред-



Рис. 25. Скид у пісках канівської світи. Мар'їн яр.

ставлена такими верствами: I — Pg_2^k ; II — J_3, C_{r1}, Pg_2 ; III — Q, T_1 ; IV — C_{r1}, Pg_2^k ; V — J_3, C_{r1} ; VI — Q_1 ; VII — C_{r1} ; VIII — Q_1 ; IX — J_3, C_{r1}, Pg_2^k ; X — Q_1 .

Під першу пачку підсунуті всі останні дев'ять, які складені серіями пластів різного віку; довжина структури 750 м. Подібні структури описані нами і в інших ярах х. Хмільнянського, с.с. Пекарів і Костянця.

В північній частині району розвитку Канівських дислокацій лускуваті структури мають простішу будову. Так, в околицях Трахтемирова і в яру Малих Валків луску утворюють канівські піски і келовейські глини таким чином, що остання пачка підсунута під канівські піски і поставлена майже на голову. Елементи залягання даної структури такі: простягання північно-західне (350°), падіння північно-східне (60°), кут падіння 65° .

Скиди. В описуваному районі порушення типу скидів зустрічаються значно рідше, ніж інші форми, і бувають звичайно невеликої амплітуди. Ми відзначали їх у відкладах канівської світи (рис. 25), крейдових і юрських. Так, в середній частині Холодного яру, на його лівому борті, в крейдових відкладах є три чітко виявлені скиди, а в яру Орлово (система с. Трахтемирова) — скид у батських пісковиках, де пласти зміщені на 15 см. Простягання пластів в обох випадках північно-західне.

Такі скиди нічого спільного не мають з тектонічними скидами ендегенного походження. Скиди гляціоструктурного поверху — це по суті тріщини з деяким зміщенням пласта, що виникли в процесі утворення насувів, складок, лусок та інших форм гляціодислокацій. Скидами помилково називали зміщення, викликані зсувами; особливо показовим є таке зміщення в Мар'їному яру, що буде докладніше розглянуто в наступному розділі.

Як уже згадувалось, підшва гляціоструктурного поверху опускається нижче рівня Дніпра на 23 м (Канів). Всі описані форми порушень характеризують відкриту верхню частину гляціоструктур.

Гляціопорушення в загальних рисах являють собою повторювані форми, представлені переважно пачками різновікових пластів, які залягають на різному субстраті — юра, крейда, палеоген і четвертинні відклади. Пласти зім'яті в складки, насунуті один на другий або тільки підсунуті і т. д., і усі ці різноманітні форми повторюються як в горизонтальному, так і у вертикальному напрямку, утворюючи накладені структури.

Однак в цій на першій погляд хаотичній побудові помітна загальна закономірність: гляціоструктури мають північно-західне простягання і північно-східне падіння. Важливим є також і те, що гляціоструктури найбільш розвинені і найбільш ускладнені в південній частині району Канівських дислокацій; у північній частині вони розвинені меншою мірою.

Все це дає підставу вважати єдиною причиною виникнення гляціоструктур тиснення льодовика, що насувався. Воно було спрямоване на південний захід, навхрест північно-західному простягання ендеотектонічних структур. Та обставина, що гляціоструктури сильніше виявлені в південному районі і менше — в північному, свідчить про те, що північний район був переважно областю захоплення матеріалу, а південний — областю накладання структур.

Отже, до приходу льодовика північна частина району являла собою виступ, з якого і почалося захоплення матеріалу льодовиком. Відкладені маси матеріалу, в свою чергу, стали новим упором для зростаючих сил тиснення з боку льодовика. Захоплювались не тільки вже перенесені маси, але сколювались і пласти підшви; все це накладалося на новий субстрат. Так виникли нашаровані структури. Максимум перенесеного матеріалу та різноманітність форм гляціопорушень зростають на південь (до Хмільної), в міру просування льодовика.

Підсумовуючи все сказане, можна вважати, що гляціальна природа гляціоструктурного поверху не викликає сумнівів.

ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА СУЧАСНІ ФІЗИКО-ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ В РАЙОНІ КАНІВСЬКИХ ДИСЛОКАЦІЙ

Хід розвитку сучасного рельєфу нерідко визначається тим рельєфом, який існував в геологічному минулому. Відновити картину давнього рельєфу хоч би в головних рисах дуже важливо. Це допоможе висвітлити генезис і особливості обрису сучасної поверхні району Канівських дислокацій. Зупинимося на рельєфотворних факторах.

Перш за все слід відмітити роль тектонічного фактору, який проявився у формуванні геологічних структур, помітних у сучасному рельєфі у формі підвищених і знижених ділянок. Перерви в нагромадженні осадової товщі, коли діяли денудаційні процеси — це етапи дочетвертинного геоморфогенезу. Четвертинний геоморфогенез, внаслідок якого виник сучасний рельєф, розпочався з середнього відділу четвертинного періоду і продовжується понині. На формування сучасного рельєфу велике значення мав вплив льодовика, що утворював лускуваті структури, розмивав і нагромаджував продукти розмиву. Чимала роль належить також клімату, який зумовлював хід процесів звітрювання. Певне значення має і господарська діяльність людини.

Названі фактори зумовили безперервний розвиток рельєфу, тим-то сучасний його обрис і позначається великою складністю. Складність геоморфологічного обрису описуваного району пояснюється багатоповерховістю геологічних структур. Гляціоструктурний поверх накладений на тектоно-структурні; побудований він з матеріалу верхнього тектоно-структурного поверху. Іншими словами, тут відбувалася перебудова геологічних структур, що зумовило своєрідність сучасного рельєфу.

Тектонічні структури на початку четвертинного періоду зазнавали епейрогенічного підняття і глибоких розмивів. На трохі піднесених ділянках розмивались червоно-бурі, рябі глини і навіть верхня частина палеогену. Так утворились ділянки розмитого плато. З наступними опусканнями земної кори пов'язаний початок розвитку тераси, на якій нагромаджувалася оксько-дніпровська алювіальна товща. Так в першій половині четвертинного періоду вже формувались плато і окська тераса.



Рис. 26. Загальний вид рельєфу на південний захід від м. Канева.

Пізніше рельєф розвивається під впливом дніпровського льодовика в іншому напрямку. Тепер виникають нові геологічні структури — гляціоструктури, а розвинуті раніше елементи рельєфу — окська тераса, розмите плато — перестають існувати як такі, бо їх відклади входять до складу гляціоструктур. Таким чином, з моменту виникнення гляціоструктурного поверху починається новий етап розвитку рельєфу, який і привів до виникнення сучасних його форм.

У районі Канівських дислокацій виділяються такі геоморфологічні елементи: 1) плато; 2) тераси акумулятивні: а) моренова, б) однолесова, в) заплава Дніпра; 3) тераси зсувні і яружно-балочна система.

Плато розташоване на північному заході описуваного району і характеризується значною розчленованістю рельєфу. Як правило, стратиграфічний розріз тут повний, збереглися навіть відклади верхнього пліоцену.

Плато в околицях с.с. Букрина, Іванькова, Пшеничників, Трощина, Студенця, Селища є дислокованим; в його будові беруть участь третинні і мезозойські породи (не в корінному заляганні). На деяких ділянках цього плато четвертинні відклади представлені надморенними лесуватими суглинками, мореною та підморенними суглинками (озерними), що залягають на бурих глинах (північна частина с. Грищенців). В інших місцях четвертинна товща дислокованого плато значно редукована в зв'язку з розмивами.



Рис. 27. Каньйоноподібна форма Комашиного яру.

Моренова тераса. Територія району Канівських дислокацій в геоморфологічному відношенні є давньою мореновою терасою, яка там існувала до приходу льодовика. В районі Канівських дислокацій — це друга надзаплавна тераса. Формування її відбулося за четвертинного часу; воно тісно пов'язане з діяльністю вод окського (міндельського) зледеніння і алювіальних вод оксько-дніпровської епохи, а також діяльністю дніпровського льодовика. В цьому відношенні утворення її аналогічне утворенню такої ж тераси на лівобережжі Дніпра, але в нашому районі вона під дією льодовика дислокована.

Ця тераса тягнеться неширокою смугою вздовж правого берега Дніпра, починаючи від Трахтемирова до Конончі. Вона обмежена з південного заходу Росавською терасою, з півдня — долиною Росі (рис. 26), із сходу, північного сходу і півночі — заплавою Дніпра. Названа тераса несе на собі гляціоалохтон. Характеризується вона дуже еродованим рельєфом, вздовж і впоперек порізана давніми балками і сучасними глибокими ярами. Цей дислокований район відзначається юним рельєфом, з ярами, що мають вигляд ущелин і каньйонів (рис. 27) з конусами виносу і селевими потоками.

У будові тераси беруть участь четвертинні відклади верхнього і середнього відділів, окські (міндельські) піски, зрідка суглинки, які залягають на породах різного віку. У складі дислокацій виявлені оксько-дніпровські піски разом з відкладами бучацькими, канівськими, сеноманськими, альбськими і юрськими. В районі дислокованої моренової тераси починаються сухі долини тимчасових потоків, по яких в період злив виноситься велика кількість алювіального матеріалу на заплаву рр. Росави і Дніпра. Моренова тераса як така існувала до приходу дніпровського льодовика. Її алювіальні відклади залягають на ерозійному ложі поверхні верхнього тектоно-структурного поверху. Під впливом льодовикового тиснення алювіальна оксько-дніпровська товща виведена з горизонтального положення і бере участь у насувних структурах, які вкриті мореновими відкладами дніпровського льодовика і молодшими осадками. Тому у мореновій терасі терасова природа начебто завуальована явищами структурної перебудови. Деякі дослідники через це не визнавали існування тут моренової тераси, нерідко приймаючи її за плато або зливаючи її просто дислокованою ділянкою.

Вік тераси ми схильні визначити часом утворення ерозійного ложа, на якому залягає алювіальна товща. Оскільки алювіальна товща — оксько-дніпровського віку, утворення ерозійного ложа слід пов'язувати з окським (міндельським) зледенінням; отже, моренова тераса виникла за окського (міндельського) часу.

Однолесова тераса Дніпра поширена в межах району Канівських дислокацій в околицях (східніше і південно-східніше) с.с. Селища, Бобриці, Литвинця, Ситників, біля Канева. Вона досить чітко виявлена в рельєфі. Верхній уступ її поступово переходить в схил моренової тераси, а нижній місцями ледве помітним переходом зливається з широкою заплавою високого рівня Дніпра. Остання має в околицях згаданих сіл дуговидну форму (вигляд амфітеатру), що пояснюється вигином Дніпра на даній ділянці. В інших місцях, наприклад біля Ситників і Бобриці, лесова тераса має виражений нижній уступ, висота якого 0,5—1,5 м; максимальна ширина тераси 1,8 км.

Поверхня однолесової тераси загалом рівнинна; на ній розвинуті яри, балки, долини тимчасових потоків (між Литвинцем і Яблуневим).

У будові однолесової тераси беруть участь (зверху вниз):

Лесовидний суглинок пальново-жовтий, пористий, карбонатний	м
Алювіальні піски сіро-жовті, середньо- і нерівномірнзерністі, кварцові, добре обкатані	4—4,5 3

Алювіальні ліски однолесової тераси залягають на ерозійному ложі, утвореному водами в епоху валдайського (вюрмського) зледеніння. Це є палеовалдайська тераса.

Заплава простежується на всій течії Дніпра в межах описуваного району і досить чітко виявлена в рельєфі. Вона має два рівні: низький і високий. Низький регулярно затоплюється в період повені, високий — лише іноді. Два чітко визначені терасові рівні свідчать про епейрогенічне підняття земної кори в сучасну епоху.

Зсувні тераси. Основні геоморфологічні елементи району Канівських дислокацій — плато, тераси, — прорізуються розгалуженою сіткою ярів і балок. Ці накладені форми найтісніше пов'язані з гляціоструктурами.

Сучасний рельєф ускладнюється, крім того, зсувами, що мають вигляд своєрідних зсувних терас.

В найбільшій мірі яри, балки і зсувні тераси розвинуті в південній частині району Канівських дислокацій, на південь від Канева, що пояснюється геоструктурними особливостями ділянки. Справа в тому, що південна ділянка району Канівських дислокацій являє собою область максимального розвитку гляціоструктурного поверху, нагромадження пересунутих льодовикових верств з північної ділянки.

Серед зсувів слід розрізняти діючі і недіючі. Недіючі зсуви відомі на березі Дніпра в південній частині району Канівських дислокацій; вони частково поширені і в північній частині району (с.с. Бучак, Григорівка та ін.).

Зсуви розвивалися і в минулому. Про це свідчать зсувні тераси правого берега Дніпра на ділянці від північної околиці с. Пекарів до міської смуги Канева. Зсувного походження також найбільш високі, звернені до Дніпра уступи на трохи піднятих ділянках вододілів.

На правобережжі Дніпра на південь від Канева, в районі пристані і нижче за течією в рельєфі виділяється терасовидний уступ, який тягнеться вздовж берега (рис. 28). Цей уступ зсувного походження, що видно з піднесеного в бік Дніпра залягання шарів сеноману. Подібне залягання порід сеноману і юри спостерігається у яру між горами Княжою і Мар'їною.

Візьмемо інший приклад: Княжа гора досить високо підноситься в рельєфі (її абсолютна відмітка 225 м). Вона круто обривається до Дніпра, але від берега відчленовується сідловидним зниженням. Безсумнівно, це явище також зсувного характеру. Аналогічні виступи над Дніпром, відчленовані сідловидними зниженнями, спостерігаються вздовж берега Дніпра аж до с. Конончі.

Розглянемо процеси, що зумовили утворення Мар'їної гори. Мар'їн яр розташований у досить вузькій і пологій балці, що має круті і закриті схили. Ближче до гирла схили відсло-



Рис. 28. Правий берег Дніпра між Мар'іною і Княжою горами.

нюються і балка розширюється внаслідок розвитку зсувних явищ. Зсувні маси сповзають в бік Дніпра по поверхні юрських глин.

На правому стрімкому схилі цієї балки відслонюється крейдова товща (потужність близько 10 м). Зсувні маси коло Дніпра створюють нерівності, але взагалі їх поверхня відповідає рівню згаданої вище зсувної тераси правого берега Дніпра. У дні балки є діючий яр, нижня частина якого прорізує ту ж зсувну терасу.

Цей яр у нижній частині прилягає до лівого схилу балки, відслонюючи його. На ньому спостерігаються такі верстви (зверху вниз):

	м
Крейда	4,1
Юра	4,0
Давньочетвертинні піски	20,0
Чотири горизонти канівської світи	20,0
Альбські піски з пісковиком	19,0
Юрські глини	1,5

Ширина відслонення вздовж яру близько 120 м.

Крім того, в найбільш опущеній частині спостерігаються дрібні зміщення пластів (до 15), і від площин зміщень пласти

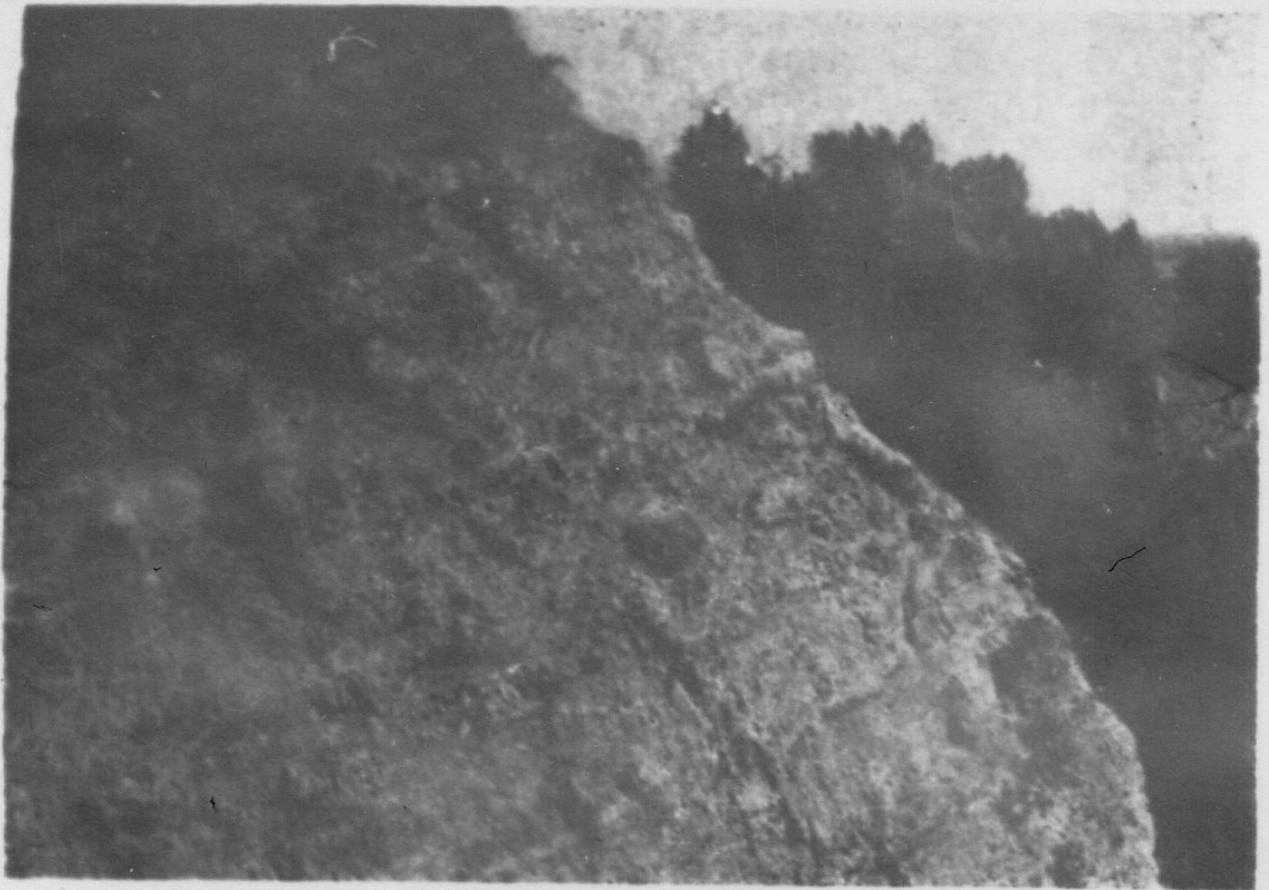


Рис. 29. Порушене залягання верхньоальбських відкладів у Мар'їному яру.

також трохи піднімаються в бік Дніпра (рис. 29). Такі «тектонічні» порушення мають звичайно зсувний характер.

Аналогічний зсув у крейдових відкладах спостерігається й ближче до Дніпра на терасовому уступі. Тут сеноманські відклади також трохи підняті в напрямку до Дніпра, але загалом залягають нижче, ніж у Мар'їному яру.

Таким чином, на схилах Дніпра відомі два зсуви: далі від Дніпра, на схилах Мар'їної гори (сідловина), і ближче до Дніпра (терасовидний уступ). Сідловидні зниження ще вище на кручах правого берега Дніпра також мають, очевидно, зсувну природу. Вони виникають внаслідок зміщення юрських відкладів.

Такі ж терасовидні уступи правого берега Дніпра є і в районі Холодного яру (поблизу Канівської пристані). Тут нижній уступ відповідає рівню відкладів канівської світи, а верхній — відкладам альбського віку. Вище рельєф вододілу хвилястий, причому підвищені ділянки із згладженими контурами відповідають насувним структурам. Нерівності на уступах вододілів також пов'язані з насувами-лускою (Гора з берізками).

В районі Канівських дислокацій дуже розвинуті сучасні зсуви. Вони тісно пов'язані з умовами залягання підземних вод, які через дислокованість району не утворюють постійних

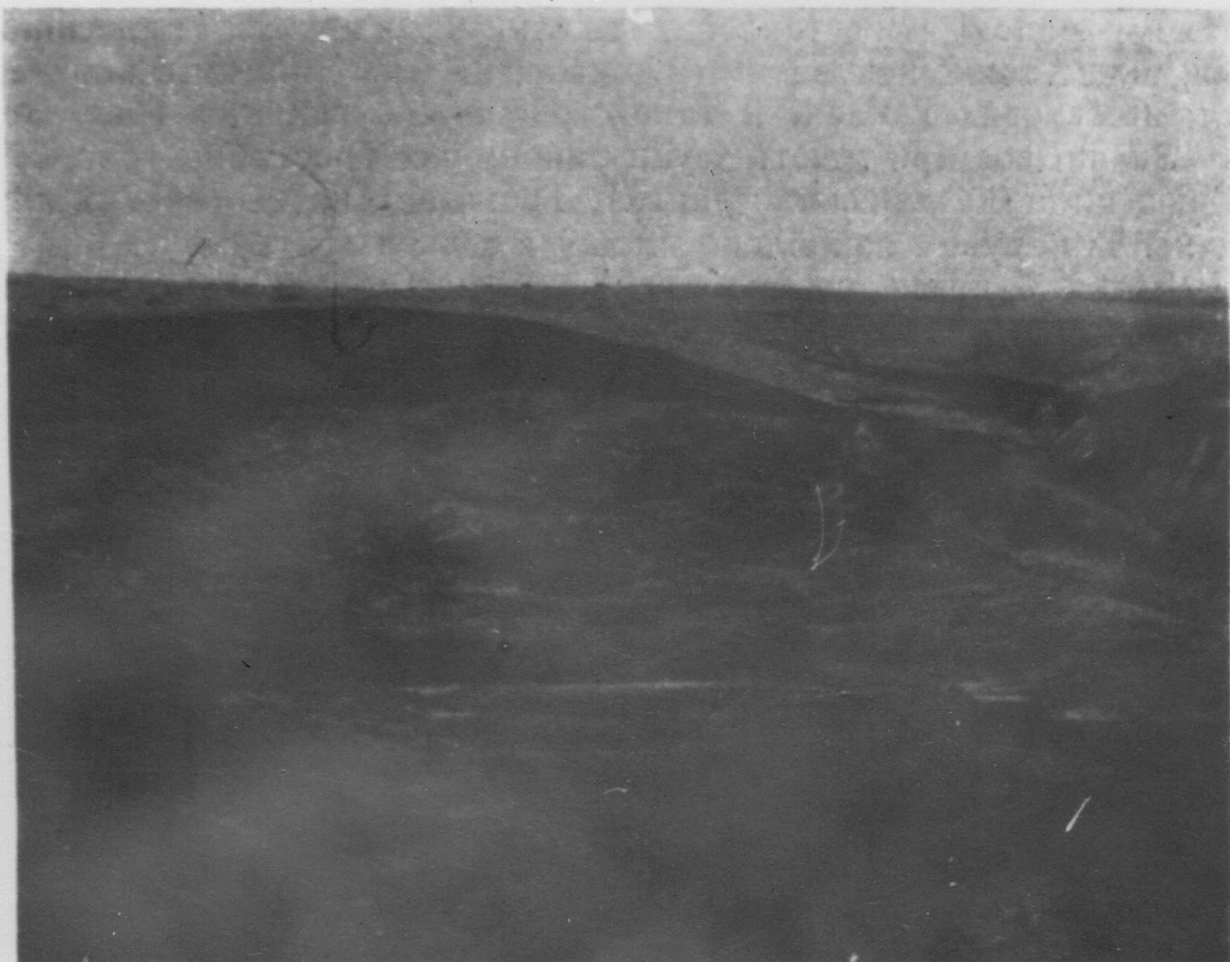


Рис. 30. Зсув біля с. В. Букрина.



Рис. 31. Зсув біля с. Тростянця.

водотоків. Зсуви розвиваються на відкладах юрського віку, в даному районі представлених щільними, в'язкими, пластичними, рідше тонкопіскуватими глинами на мергелях київської світи, неогенових глинах, а також озерних суглинках (рис. 30).

Значні розміри мають зсуви району с.с. Тростянця (рис. 31), Грищенців (на юрських глинах), Трощина (на неогенових глинах). Тут зсувом захоплено площу в кілька гектарів.

Великий розвиток зсувів спостерігається також і в ярах системи с. Трахтемирова, де ці зсуви виникають на юрських глинах. Наприклад, в середній частині одного з ярів цієї системи є великий зсув площею 200×150 м; в нижній частині його спостерігаються терасовидні уступи.

Особливий інтерес становить ділянка у південно-східній частині с. В. Букрина. Тут розвинута ціла система зсувів. У правій вітці головної букринської балки є грандіозний зсув з чітко виявленими стінками зриву і зсувних гілок, шириною 130—180 і довжиною 200—220 м. Нижче стінки зриву зсувне тіло розсікає яр. Поверхнею зміщення були червоно-бурі глини.

Із сучасних зсувів найбільшим є зсув с. Селища (див. рис. 5), який переміщувався по київському мергелю; він виник у травні 1953 р. на площі близько 30 га. Тіло зсуву розсічене багатьма поперечними і поздовжніми тріщинами: поблизу стінки зриву видно, як земляні маси накладені одна на другу, утворюючи своєрідні лускати нагромадження. Таке залягання свідчить про кількаразове сповзання земляних мас.

Сприяють розвиткові зсувів такі фактори. Дислоковані товщі району Канівських дислокацій утворюють в рельєфі підняття, залягають вище сучасного базису ерозії і мають загальний нахил на північний схід. Такий нахил пластів визначає напрямок зсуву і полегшує зміщення земляних мас. Виникнення зсувів полегшується, крім того, коливанням рівня води в Дніпрі. При піднятті рівня води відбувається зволоження і розмив порід прибережної зони. Порушується стійкість берегових мас, що сприяє активності зсуву в нижній частині. Таке явище спостерігається на ділянці Трахтемирів — Селище і в околицях с. Макарова. Не слід забувати і про вплив атмосферних опадів. Вони легко всмоктуються в піщано-суглинисті породи, затримуючись на червоно-бурих і юрських глинах, а також на київських мергелях. Полегшують проникнення атмосферних опадів в ґрунт поверхневі тріщини висихання.

Ярн. Територія Канівських дислокацій являє собою район класичного розвитку ярів (рис. 32).

Яружно-балочна система в районі Канівських дислокацій займає подекуди 10—14% всієї території, а в самому Канівському районі на площі 97 647 га придатних земель є 12 288 га



Рис. 32. Загальний вигляд Пекарівського яру.

(близько 14%) під ярами. Швидкість зростання ярів досягає 4, а місцями 6 м за рік.

У зв'язку з геологічною будовою в районі Канівських дислокацій можна виділити дві категорії ярів, залежних: 1) виключно від ерозійної діяльності наземних вод і 2) від спільного впливу наземних і підземних вод.

Яри крайньої північної і східної частин північного району Канівських дислокацій в околицях Трахтемирова, Луковиці, Григорівки досить глибокі, висота бортів іноді досягає 60 м. Яри відслонюють рябі глини, бучацьку, канівську світи і юрські глини.

У місцях, де яр проходить по простяганню порід (яр Раків Став поблизу гори Ракової, с. Григорівка), він глибокий, відвершки короткі, днища вузькі, місцями з водотоками. У правих і лівих бортах, на виходах юрських глин, утворюються грандіозні зсуви. Зсунуті маси прикривають днища, від чого яри стають труднопрохідними.

Яри західної частини північного району мають інший вигляд. Вони довгі і рівні, а днища їхні сухі і широкі. Борти ярів до гирла виположуються, поступово зливаються з гирлами давніх балок, як в с.с. Іванкові, Пшеничниках тощо. В 1949 р. внаслі-



Рис. 33. Характер схилів Тростянецького яру.

док великої зливи присхильні ділянки цих сіл були занесені піщано-глинистим матеріалом потужністю 0,8 м. У східній частині с. Луковиці з метою охорони городів від весняних вод була викопана канава 0,5 м глибиною, яка за 30 років перетворилась в яр глибиною до 25 м.

Усі яри північної ділянки порівняно більш розгалужені, вузькі, лише місцями широкі, із зсувами, які вражають своєю грандіозністю, з величезними цирками до 0,5 км в діаметрі.

Яри південної частини району Канівських дислокацій (с.с. Пекарі, Хмільна, Костянець) глибокі, висота бортів досягає 75 м; закладені вони в товщі крейдових відкладів. Своєю формою нагадують ущелини, каньйони з прямовисними стінками, на дні буває по кілька перепадів.

У деяких випадках яри мають асиметричні форми: один із схилів крутий, прямовисний, другий — пологий (рис. 33). Це пояснюється різним літологічним складом порід схилів. Частина ярів (Пекарський; Холодний та ін.) має постійний водотік, на дні їх є катуні суглинків юрських глин і четвертинних суглинків. Іноді на дні ярів є лесові останці.

Розвиваючись, яр на своєму шляху зустрічає різні структури і відклади різної щільності. В силу цього він часто збочує від прямого напрямку, загинаючись то в один, то в другий бік, залежно від літології порід. В більшості він викривлений в той бік, де наявні виходи четвертинних пісків, що легко розмиваються.

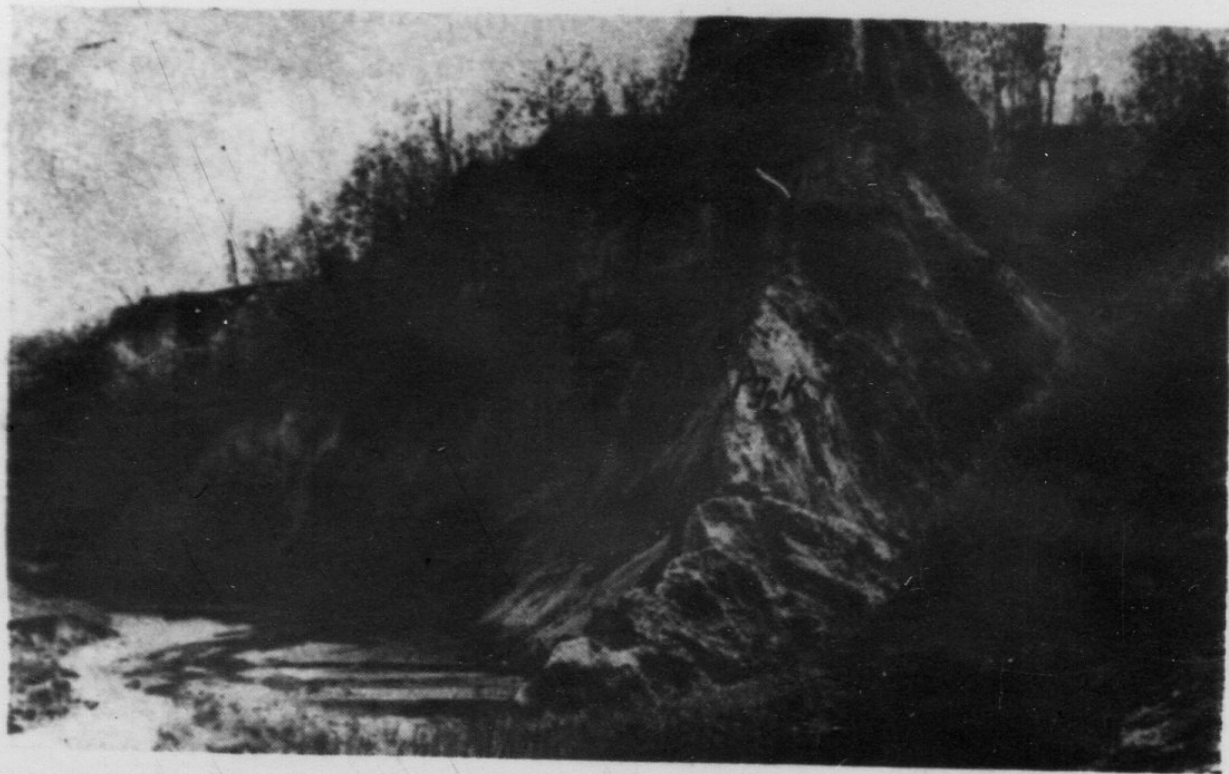


Рис. 34. Нижня частина Костянецького яру.

Виключно цікавою і досить своєрідною ділянкою є район Костянецьких ярів, які прорізують дно балок між с. Костянцем і шляхом Канів—Степанці (рис. 34).

Рельєф даної ділянки злегка пагористий, згладжений; поверхневі відклади представлені трьох'ярусною товщею лесовидних суглинків, нижче яких залягає морена.

Костянецька балка неглибока, а її схили у верхів'ях пологі. На всьому протязі вона прорізується діючими ярами, що розгалужуються по бокових балках. Яри розвиваються по лускуватих структурах, відступаючи по їх нахилу і піднімаючись все вище й вище. Коли яр натрапляє на щільніші породи, наприклад келовейські глини, тоді від його головного русла відходять по простяганню цього щільнішого пласта бокові відгалуження; яр у такому випадку може своїм верхів'ям відступати навіть на найвищі вододіли (рис. 35). Головне русло яру розвивається звичайно навхрест простягання лускуватої структури.

В районі Канівських дислокацій яри виникають, утворюючи різні форми, в таких відкладах:

1) у четвертинній надморенній товщі (Хмільна, Ситники, Бовани) — яри V-подібні, з прямовисними стінками;

2) у четвертинній надморенній товщі, морені і підморенних пісках (Іваньків, Трощин) — яри V-подібні, з уступами на схилах; уступи відповідають рівню морени;

3) у підморенних озерних суглинках (Глинча, Пшеничники) — яри V-подібні;

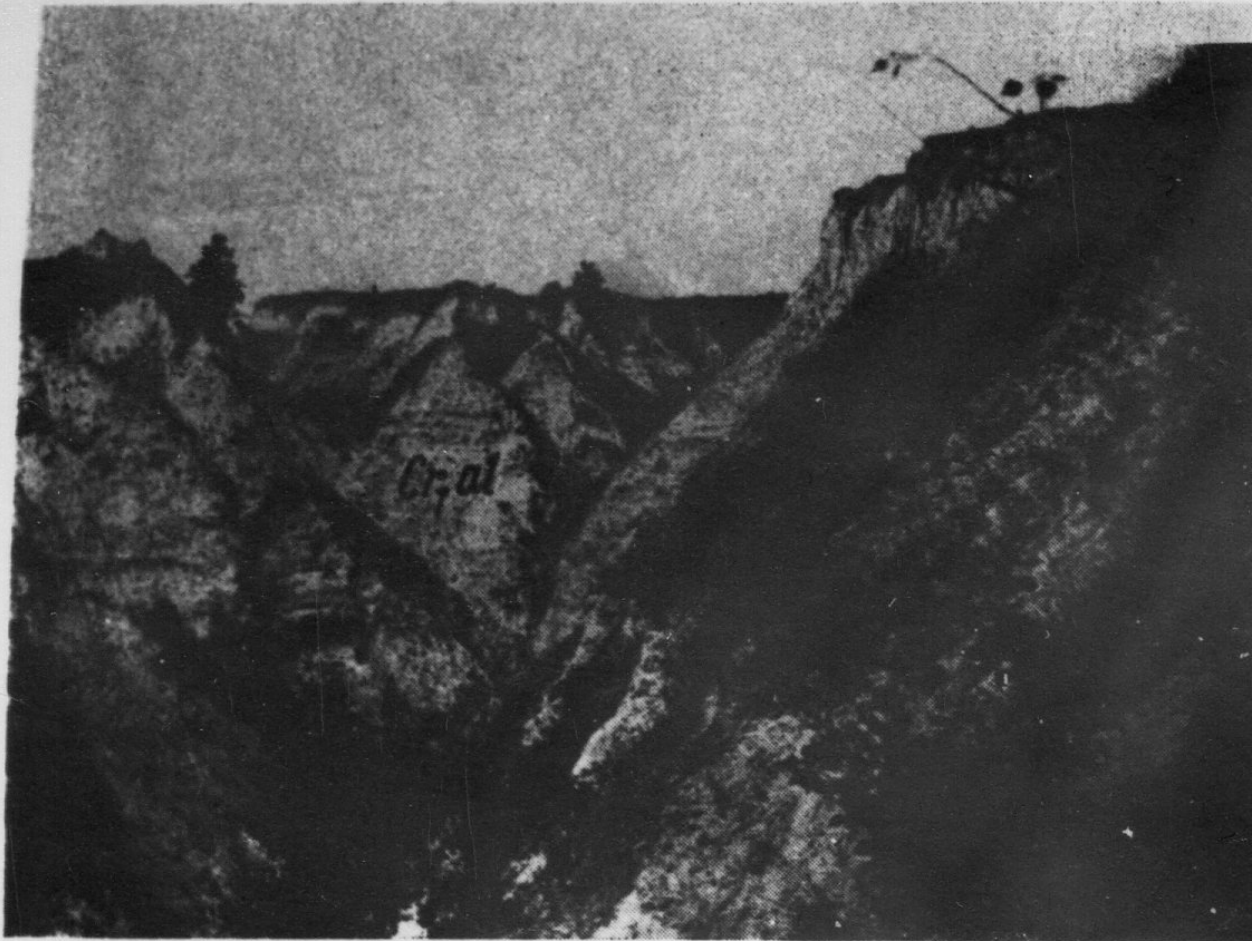


Рис. 35. Боротьба за вододіл. Сухий яр.

4) у четвертинній товщі, червоно-бурих і рябих глинах пісках полтавської і мергелі київської світи (Трощин, Ситники, Букрин, Колесище) — яри V-подібні, з терасами і уступами відповідними рівню глин і мергелю;

5) у бучацьких і канівських пісках (Григорівка, Бучак) — яри V-подібні, з пологими схилами;

6) у крейдових пісках з пісковиком (Трахтемирів, Луковича, Хмільна, Пекарі, Грищенці) — яри каньйоновидні;

7) в юрських глинах (Костянець, Литвинець, Тростянець) — яри каньйоновидні з уступами на схилах.

Внаслідок ерозії сільськогосподарські угіддя заносяться продуктами розмиву, змиваються родючі ґрунти, руйнуються шляхи, замулюється Дніпро, утворюються осипи, опливинні обвали і зсуви. Колись від канівської пристані до Києва проходила шосейна дорога. Тепер вона похована, вкрита двома метрами шаром алювіально-делювіального матеріалу.

Зсувні процеси, процеси «опливання» і тим більше обвалювання схилів бувають найбільш інтенсивними при підмиванні схилів і виносі матеріалу з днища. Якщо він припиняється або уповільнюється, створюються умови для формування осипних схилів. В міру затухання ерозії схили набувають природного укосу і поступово задерновуються. Ерозійна форма вступає

нову фазу сповільненого розвитку, в якій на схилах переважають делювіальні процеси, а на днищах — акумуляція матеріалу.

Яри на різних своїх відрізках можуть проходити через різні фази розвитку. Так, верхів'я яру може бути в фазі виносу матеріалу та обвалювання схилів; у середній частині, де вже вироблений поздовжній профіль, відбуватиметься перенос ерозійного матеріалу і осипання схилів; у нижній — превалюватиме акумуляція і схили набудуть природного укосу. Розвиток будь-якої форми можна припинити шляхом затримання поверхневого стоку.

Ерозія сприяє активному змиву ґрунтів, призводячи до майже повної їх непридатності. Тому при оранці степів необхідно в першу чергу брати до уваги геоморфологічні умови району. Обробку схилів слід здійснювати не вздовж, а впоперек для уникнення лінійного розмиву, утворення водоріїв і ярів. Необхідно проводити термінові агро-лісомеліоративні заходи боротьби з ярами, бо ліс добре затримує проточні води і тим самим захищає ґрунт від площинного змиву і глибинної ерозії. У тих місцях, де борти ярів прямовисні, слід застосовувати земляні роботи для виположування бортів до природного укосу.

У початковий період боротьби з ерозією для затримання талих і дощових вод необхідне будівництво системи валів з каналами за методом В. М. Борткевича. Вали також слід закріпити густою чагарниковою рослинністю. Спорудження бетонних лотків, плотових загородок у верхів'ях і по яру, бетонних перепадів, водовідних, водозатримуючих валів і водозбірних канав — все це сприятиме припиненню глибинної ерозії. Терасування схилів забезпечує припинення їх руйнування чи послаблення поверхневого стоку, поліпшує зволоження ґрунтів і підвищує родючість. Планування і правильне ведення сівозміни в районах ерозії повинні забезпечити збереження ґрунтів.

Ми вважаємо, що в основу всіх інженерно-меліоративних заходів боротьби з ярами необхідно покласти докладні відомості про геологічну будову району.

Ерозійні процеси в наш час не затухають. Про це свідчать молоді яри, сучасні зсуви, розвиток дво- і трифазних ярів (с.с. Хмільна, Бовани, Пекарі), зростання потужності делювіальних відкладів в основі схилів, розвиток у ярах акумулятивних терас і т. ін.

Підводячи підсумки, слід відмітити, що в районі Канівських дислокацій історично склались своєрідні структурно-геологічні умови, що сприяють розвитку ерозійних процесів. Це: 1) гірський тип рельєфу; 2) часта зміна літологічного складу порід, що беруть участь у будові гляціоструктур; 3) нерівномірний розподіл ґрунтових вод. Неабияке значення мають вплив клімату і діяльність людини.

ЛІТЕРАТУРА

- Армашевский И. Я. О некоторых буровых скважинах в окрестностях г. Киева. Зап. Киевск. об-ва естествоисп., отд. оттиск, 1896, 4.
- Армашевский И. Я. К вопросу о послетретичных образованиях Киева. Отд. оттиск из протокола IV очередного собрания Киевск. об-ва естествоисп. 23 марта, К., 1898.
- Армашевский И. Я. О Трошинской буровой скважине. Зап. Киевск. об-ва естествоисп., 1900, 16, 2.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть, в. 2. ОНТИ НКТП, М.—Л., 1934.
- Балуховский Н. Ф. Триасовые отложения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Геология СССР, т. V, 1958.
- Балуховский Н. Ф. Краевые дислокации Днепровско-Донецкой впадины. Геология СССР, т. V, 1958.
- Балуховский Н. Ф. Путеводитель экскурсии съезда по Каневу. II Международн. геолог. конгресс Карпато-Балк. ассоц., Изд-во АН УССР, К., 1958.
- Балуховский Н. Ф. Палеогеновые отложения окрестностей г. Канева.— В кн.: Палеоген. отложения Юга Европ. части СССР, Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Балабушевич И. А. Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований.— Тр. научн. геол. совещ. по нефти и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, К., 1948, 219—225.
- Баранова Н. М. Про мінералогічний склад пісків канівського ярусу.— Геол. журнал, 1950, 10, 2, 54—62.
- Баранова Н. М., Зелінська В. О., Ключніков М. М. Стратиграфія палеогенових відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Середній еоцен.— В кн.: Стратиграфія УРСР, Палеоген, т. IX. «Наукова думка», К., 1963.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеоліздат, М.—Л., 1948.
- Біленко Д. К. Матеріали до геологічної історії долини Верхнього та Середнього Дніпра. Вид-во АН УРСР, К., 1939.
- Біленко Д. К. К проблеме лесса УССР. Праці Укр. с.-г. ін-ту, К., 1948, 5.
- Бондарчук В. Г. Тектоника Каневских «гор».— Сов. геология, 1941, 1, 138, 139.
- Бондарчук В. Г. Геоморфологія УРСР. Учпедвидав, К., 1949.
- Бондарчук В. Г. Геологія України. Вид-во АН УРСР, К., 1959.
- Бондачук В. Г. Гляциодислокации Среднего Приднепровья.— В кн.: Четвертичный период. Изд-во АН УССР, К., 1961, 13, 14, 15, 69—86.
- Бражнікова Н. Є. Деякі представники форамініфер київського мергелю на Канівщині.— В кн.: Матеріали до палеонт. та стратигр. УРСР, Вид-во АН УРСР, К., 1936.

Бушинський Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН СССР, М., 1954.

Веклич М. Ф. Четвертинні відклади правобережжя Середнього Дніпра.—Труди Ін-ту геол. наук АН УРСР. Вид-во АН УРСР, К., 1958, 3, 185—198.

Выржиковский Р. Р. К геологии южной части Каневского уезда. Зап. Киевск. об-ва естествоисп. 1936, 77—88.

Гавриш В. К. О природе Каневских «гор».—ДАН СССР, 1957, 113, 2.

Горецкий Г. И. Шевченковская гляциоаллювиальная свита на Среднем Днепре.—ДАН СССР, 1961, 136, 6.

Заморій П. К. Четвертинні відклади УРСР. Вид-во КДУ, К., 1961.

Іванніков О. В. Нові дані про нижньокрейдові відклади району Канівських дислокацій.—Наук. зап. КДУ, К., 1956, 15, 2, 59—64.

Іванніков О. В. Про геологічний розвиток рельєфу Канівських дислокацій.—Вісник КДУ, К., 2, 1.

Іванніков О. В., Ткачук Л. Г., Сеньковський Ю. М. Нові дані з літології крейдових відкладів району Канівських дислокацій.—Геол. журн. АН УРСР, 24, 5, 41—49.

Каптаренко-Черноусова О. К. Меловые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса.—В кн.: Геологическое строение и газонефтеносность северо-западных окраин Донецкого бассейна, Изд-во АН УССР, К., 1954.

Каптаренко-Черноусова О. К. Про мікрофауну альбських відкладів Середнього Придніпров'я.—ДАН УРСР, 1957, 5, 508—511.

Карицкий А. Д. Следы юрского периода по правому берегу р. Днепра в Каневском уезде Киевской губернии. Материалы для геологии России. 1890, 14.

Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1947.

Клименко В. Я. Структура Днепровско-Донецкой впадины и условия ее формирования. Изв. АН СССР, М., 1955, 6, 46—58.

Клюшніков М. М. Стратиграфія нижньотретинних відкладів платформеної частини Української РСР. Геол. журн. АН УРСР, 1952, 12, 3, 43—70.

Ковалев Б. С. и Козловская А. Н. Государственная геологическая карта СССР, М 1:1 000 000. Лист М—36 (Киев). Изд-во АН УССР, К., 1957.

Коваленко Д. Н., Семенов В. Г. Фосфориты Украины. «Наукова думка», К., 1964.

Конопліна О. Р. Деякі дані про мікрофауну сеноманських відкладів Канівського району.—Геол. журн. АН УРСР, 1951, 11, 2, 38—45.

Костяной М. Г. Инженерно-геологические особенности глинистых пород района Каневских дислокаций. Изд-во АН УССР, К., 1963.

Краева Е. Я. Про верхньоальбські відклади району Канівських дислокацій.—ДАН УРСР, 1959, 11, 1238—1241.

Крживанек Г. А. Структурні особливості правобережної частини Дніпровсько-Донецької западини в районі Київ—Канів.—Геол. журнал АН УРСР, 1951, 11, 2, 80—85.

Кришталь О. П. Канівський біогеографічний заповідник.—Зб. праць КДУ, К., 1947, 1, 1.

Крокос В. І. Експерсії II Міжнародної конференції АВЧПЄ на Україні.—В жн.: Четверт. період. Вид-во АН УРСР, К., 1933, 5, 77—85.

Лапкин Ю. И. О преддонецком прогибе.—ДАН СССР, 1951, 78, 2, 343—346.

Лапчик Т. Е. Триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Геология СССР, т. V, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Ласкарев В. Д. Заметки по вопросу о тектонике южно-кристаллической полосы. Изв. Геол. ком., 1905, 24, 5.

- Личков Б. Л. До геології г. Пивихи.— Вісник УВГК 1926, 9, 1—32.
- Луиґерсгаузен Л. К вопросу о тектонике Украины.— В кн.: Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, К., 1941, 1, 59—87.
- Макридин В. П., Стерлин Б. П. Следы верхнеальбской трансгрессии на северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения.— Уч. зап. Харьк. ун-та, 93, геол. ф-т, 1957, 14, 159—164.
- Матвиенко Е. М. Лессовый покров внеледниковой и приледниковой зон Среднего Приднепровья.— Тр. Ин-та геол. наук. АН УССР. Серия геологии и четверт. геол. Изд-во АН УССР, К., 1957, 1, 59—67.
- Матвиенко Е. М. Про методику комплексного геологічного здійснення слабівідслонених та закритих районів платформеної частини Української РСР.— Геол. журн. АН УРСР, 1958, 28, 2, 93—96.
- Матвиенко Е. М. Тектонические нарушения третичного периода на территории Украинского кристаллического массива. Сов. геология, 1961, 1, 127—133.
- Мельник М. О. Про наслідки попередніх дослідів четвертинних підморенових пісків з району Канівських дислокацій. Вісник УВГК, 1928, 11, 114—125.
- Мірчинк Г. Ф. Дискусія в питанні Канівських дислокацій. Труды II Міжнар. конф. АВЧПЄ, 12 вересня.— В кн.: Четверт. період, 1933, 5.
- Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенений Русской равнины. Природа, 1928, 7—8.
- Мирчинк Г. Ф. Гляциодислокации и их значение для понимания структуры территории Европейской части СССР. БМОИП, Новая серия, 51, отд. геол. 1946, 4, 5—12.
- Мишунина З. А. О природе дислокаций Среднего Приднепровья.— Геол. сб. ВНИГРИ, М., 1953, 2, 253—283.
- Нікітін І. І. До питання про стратиграфічне розчленування юрських відкладів північної частини району Канівських дислокацій.— ДАН УРСР, 1964, 4.
- Новик К. О. Девонські відклади Дніпровсько-Донецької западини та її геологічна історія в девонський період.— Геол. журн. АН УРСР, 1952, 12, 2, 10—25.
- Обручев В. А. Проблема лесса.— Природа, 1929, 2, 107—136.
- Підоплічко І. Г. Палеонтологічний нарис району Канівських дислокацій.— Зб. праць Кан. біогеогр. зап., 1. Вид-во АН УРСР, К., 1947, 1, 1.
- Підоплічко І. Г. До вивчення викопної фауни району Канівського заповідника.— Зб. праць Кан. біогеогр. зап., II. Вид-во АН УРСР, К., 1946, 11, 1, 25—26.
- Підоплічко І. Г. Экскурсия в Канев. Путеводитель экскурсий со-вещания по лессовым породам УССР. К., Изд-во АН УССР, 1955.
- Піменова Н. В. Ценоманська флора околиць м. Канева.— Геол. журн. АН УРСР, 1939, 6, 12, 229—243.
- Попов В. С. и др. Тектоника Украины. Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Порфирьев В. Б. К вопросу о нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, К., Изд-во АН УССР, 1941.
- Радкевич Г. А. О фауне меловых отложений Каневского и Черкасского уездов Киевской губернии, К., 1894.
- Радкевич Г. А. О результатах геологических исследований в окрестностях Канева летом 1896 г. Зап. Киевск. об-ва естествоисп., 1896.
- Різниченко В. В. Природа Канівських дислокацій. Вісник УВГК, 1924, 4, 13—24.
- Різниченко В. В. В горах и кручах района Каневских дислокаций. К., Изд. II Всес. съезда геологов, 1926.
- Різниченко В. В. На окраїнах Канівської дислокації. Вісник УВГК, 1927, 10, 57—75.

- Різниченко В. В. З приводу Канівської «морени натиску» та її аналогів в Північній Польщі. Вісник УВГК, 1928, 11.
- Рогович А. С. Об ископаемых рыбах Киевского учебного округа. К., 1860.
- Рябухин Г. Е. Каневские дислокации Среднего Приднепровья. БМОИП. Отд. геол., 1947, 22, 6, 33—40.
- Сайдаковский Л. Я. Харофиты из триасовых пестроцветов Большого Донбасса.— ДАН СССР, 1962, 145, 5.
- Семененко Н. П. Структура Українського кристалічного масиву.— Геол. журн. АН УРСР, 1948, 9, 3, 10—24.
- Семененко Н. П. Строение Украинского кристаллического массива и история его формирования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, 1, 54—59.
- Сергеев А. Д., Ямниченко И. М. Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным бурения и геофизических исследований.— В кн.: Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, К., 1941, 41—57.
- Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Славин В. И. Каневские ледниковые дислокации.— Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода. Изд-во АН СССР, М., 1957, 13, 228—242.
- Слензак І. Є. Замітки про тектоніку північно-східного схилу Українського кристалічного масиву.— Наукові записки КДУ, 1946, 6, 1, 171—188.
- Соболев Д. Н. Природа Каневских дислокаций. БМОИП, 1926, 4, 3—4, 195—313.
- Соколов Н. А. О нижнетретичных отложениях Южной России. Тр. СПб. об-ва естествоисп. 1895, 23.
- Соколовский И. Л. Лессовые породы западных областей Украины. Изд-во АН УССР, К., 1958.
- Соллогуб В. Б. К вопросу о юго-западной границе Русской платформы.— ДАН СССР, 1957, 115, 3, 605—608.
- Субботин С. И., Завистовский В. С. Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Материалы по нефтегазонасности Днепровско-Донецкой впадины, 1947, 1.
- Ткачук Л. Г. Північно-західна частина Українського кристалічного масиву та її геолого-петрографічні особливості.— Геол. журн. АН УРСР, 1954, 14, 3, 16—26.
- Тутковский П. А. Новое глубокое бурение в Киевской губернии.— Зап. Киевск. об-ва естествоисп. 1900, 16, 2.
- Феофилактов К. М. О юрских и меловых осадках Киевской губернии. Тр. Комиссии при ун-те св. Владимира для описания Киевск. учебного округа, 1851.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). БМОИП, Отдел геол., 1952, 27, (5).
- Цитович К. А. Новые данные к стратиграфии келловая в районе Каневских дислокаций.— Вісник УВГК, 1928, 11.
- Чирвинская М. В., Черпак Е. Е., Лапки И. Ю. Тектоническая схема восточной части Украинской ССР. БМОИП, Отд. геол., 1952, 27 (2).
- Чирвинский В. Н. Глиняные катуны и сферосидериты из окрестностей Канева и Трактомирова Киевской губернии.— Вісн. УВГК, 1924, 4, 24—30.
- Чирвинский В. Н. К истории Днепровской долины.— Вісн. Укр. ГРУ, 1931, 16, 21—31.
- Ямниченко И. М. Юрские отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса.— В кн.: Геолог. строение и газонефте-носность Днепровско-Донецкой впадины и сев.-зап. окраин Донбасса. Изд-во АН УССР, К., 1954.

ЗМІСТ

Вступ	3
З історії геологічних досліджень району Канівських дислокацій	5
Орогідрографія	9
Стратиграфія	
Загальна характеристика	16
Докембрії	17
Тріас	18
Юра	21
Крейда	25
Палеоген	32
Неоген	38
Антропоген	40
Тектоніка	
Положення району Канівських дислокацій у системі суміжних регіонів і загальна характеристика його тектоніки	48
Нижній тектоно-структурний поверх	57
Верхній тектоно-структурний поверх	60
Гляціоструктурний поверх і його природа	65
Геоморфологія та сучасні фізико-геологічні процеси в районі Канівських дислокацій	78
Література	92

Иванников Алексей Васильевич

Геология района Каневских дислокаций

Друкується за постановою вченої ради Інституту геологічних наук АН УРСР

Редактор *Т. З. Лукашенко*. Художній редактор *С. П. Квітка*.
Оформлення художника *В. М. Флакса*. Технічний редактор
Г. О. Машуренко. Коректор *Л. А. Кулінська*.

БФ 01532. Зам. № 370. Вид. № 80. Тираж 500. Формат паперу
60 × 90^{1/16}. Друк. фіз. арк. 6. Умовн. друк. арк. 6. Обліково-видавн. арк. 6,66. Підписано до друку 22/І 1966 р. Ціна 46 коп.

Видавництво «Наукова думка», Київ, вул. Репіна, 3.
Київська книжкова друкарня № 5 Державного комітету по пресі
при Раді Міністрів УРСР — Київ, Репіна, 4.