

цями мергелистих осадків субліторальної зони моря; 3) піщаних осадків, місцями з органічним детритусом верхньої частини субліторалі; 4) оолітових і детритусово-черепашкових вапнякових осадків нижньої частини літоралі та верхньої частини субліторалі моря (Кудрин, 1966).

Оолітові вапняки світло-сірі і білі тонкоплитчасті або масивно-верстуваті, піщанисті. Розміри оолітів коливаються від часток мм до 1-1,5 мм. Ооліти зцементовані дрібнозернистим кальцитом. Такі вапняки складають, зокрема, вершини Кременецьких гір.

Органогенно-детритові вапняки складені уламками, скелетними рештками форамініфер, серпул тощо, зцементованих кальцитом.

Серпулові вапняки найчастіше утворюють щільні оливково-сірі афанітові породи, переповнені трубочками серпул (*p.Serpula gregalis Eichw.*). Серед хемогенних відмін поширені афанітові вапняки – щільні кремєво-сірі чи світло-сірі породи майже без фауни, або з окремими мушлями двостулоч, з пелітоморфною структурою. Уламковий матеріал у вапняках або відсутній, або представлений поодинокими зернами кварцу.

Описувані відміни вапняків волинського горизонту беруть участь в будові Подільських Товтр, перебиваючи баденські відклади головного пасма, часто поширені вздовж рифових споруд, утворюючи окремі грядки, поодинокі біогерми.

Л. Ткачук та ін. (Ткачук, Кудрин, Рипун, 1958) вказують на наявність у складі волинського горизонту тонких проєрстків (до 0,8 м) вулканічних туфів та бентонітів.

Загальна потужність неогенових відкладів досягає 100-120 м.

Море раннього сармату теж було мілководним, у західній прибережній його частині розташовувалась пізньобаденська рифова гряда, у якій поновились процеси рифоутворення. По обидва боки від гряди йшло нагромадження осадкових товщ – на заході буглівські верстви, на північному сході – волинські. В кінці раннього сармату біля підніжжя рифової гряди відкладались органігенні осадки – серпулові, моховаткові, гастроподові та ін. вапняки – більш глибоководні, ніж осадки пізнього баденію. Наприкінці волинського часу відклались оолітові вапняки, утворені в умовах перемиву теригенних відкладів у неглибоких насичених карбонатами водах (Лазаренко, Сребродольський, 1969). У другій половині сарматського віку море регресує з території Волино-Поділля в південно-східному напрямку і тут встановлюється континентальний режим з переважанням процесів денудації, який продовжується до наших днів.

Вапняки та піски сарматського ярусу можуть використовуватись як сировина для виробництва будівельних матеріалів.

2.1.3. Четвертинні відклади

Коротка історія досліджень. Дослідження четвертинних відкладів Тернопільської області започатковане у другій половині XIX століття: у 1867 році виходить робота М. Барбота-де-Марні “Отчет по поездке в Галицию, Вольнь и Подолию” (Барбот-де-Марни, 1867), де містяться перші відомості про тераси Дністра. Наступні дані про четвертинні відклади були отримані завдяки роботі вчених Фізикографічної Комісії Академії Наук (Komisja Fizjograficzna Akademii Umiejętności) та створенню Геологічного атласу Галичини (Atlas geologiczny Galicyi: 1844-1911), в якому поряд з іншими породами згадуються і четвертинні (алювіальні відклади,

травертини тощо). Більш детальні дослідження власне четвертинних відкладів провадили Е. Дуніковський (*Dunicowski, 1880*), Й. Баковський (*Bakowski, 1885*) та А. Ломницький (*Lomnicki, 1886*).

Велику роль у вивченні атропогену північної частини Тернопільської області відіграло створення в Росії у 1882 році Геологічного комітету, головним завданням якого було виконання геологічного картування і створення загальної геологічної карти Російської імперії дев'ятиверстового масштабу. Саме на цій хвилі проводив свої дослідження Волино-Поділля В. Ласкарев, який детально описав четвертинні відклади колишньої Подільської та Волинської губерній і розчленував лесову товщу цієї території на два яруси (*Ласкарев, 1912*). В класичній праці "Общая геологическая карта России" (*Ласкарев, 1914*) він характеризує основні генетичні типи четвертинних відкладів і розчленує їхню товщу на окремі стратиграфічні горизонти.

На початку ХХ століття вивченню четвертинних відкладів було присвячено небагато робіт, особливої уваги заслуговують публікації Ю. Токарського (*Tokarski, 1936*), який досліджував механічний, хімічний та мінералогічний склад лесів, та Ю. Полянського. Останній займався детальним вивченням терас Дністра та лесів Подільського Подністров'я: на підставі аналізу умов поширення та залягання цих відкладів, малакофауни, фауни хребетних, знярядь праці давніх людей, він виділив три горизонти: а) старший лес, б) молодший лес I, в) молодший лес II (*Полянський, 1929*).

Великим узагальненням була робота "Геологія та корисні копалини західних областей УРСР" (1941) за редакцією М. Биховера, в розділі "Геологічний опис Поділля і Волині" дана коротка характеристика четвертинних відкладів та терас деяких рік.

Загалом до початку II Світової війни, не дивлячись на певні зрушення у вивченні стратиграфії четвертинного покриву західних областей України, роботи погано співставлялися між собою та четвертинна товща залишалась практично не розчленованою. У повоєнний час відбувалося відновлення господарства і промисловості зокрема, тому більшість досліджень зосереджувались на розвідці корисних копалин. Так, у 1946 р. розвідані Тернопільське, Петриківське і Острівське родовища лесоподібних суглинків, придатних для виготовлення цегли.

У 50-х роках зростає зацікавлення дослідників четвертинними відкладами, особливу увагу до себе привернули леси та лесоподібні породи. Найдетальнішу на той час характеристику лесів Волино-Поділля дано в працях І. Соколовського (*Соколовський, 1957*), який у 1958 році виділив райони за поширенням цих відкладів. Певні відомості про четвертинні відклади Тернопільщини можна знайти в узагальнюючих роботах В. Бондарчука (*Бондарчук, 1958*), П. Заморія (*Заморій, 1961*). Вивченням лесів та викопних ґрунтів займався М. Веклич, ним же зроблений загальний огляд стратиграфії лесової формації України і опис опорних розрізів (*Веклич, 1968*).

В середині ХХ ст. з'являються перші карти, на яких було зроблено спробу показати поширення різних літологічних та генетичних типів і стратиграфічних комплексів порід. Сюди відносяться карта чертветтинних відкладів СРСР в масштабі 1:5000000 складена Госгеолтехіздатом у 1959 р. (головний редактор Г. Ганешин), карта четвертинних відкладів Української та Молдавської РСР у статті П. Заморія (*Заморій, 1958*), карта генетичних типів лесових порід західних областей, складена І. Соколовським (*Соколовський, 1957*) і палеогеографічні карти кінця ранньочетвертинної епохи, а також поліського та дніпровського віків середньочетвертинної

епохи, які ілюструють статтю В. Бондарчука (*Бондарчук та ін., 1958*). Цікавою також є карта потужностей плейстоценових відкладів західної частини України, яка дає уявлення про взаємозв'язок між потужністю відкладів і режимом новітніх рухів (*Христофорова, 1967*).

З 60-х років і до цього часу відбувається розширення спектру досліджень, виділяються такі основні напрямки: 1) характеристика генетичних типів четвертинних відкладів, 2) вивчення фауністичних і флористичних решток (особливо споропилковий аналіз) та реконструкція палеогеографічних умов, 3) вивчення палеоліту Поділля.

Найповнішу характеристику генетичних типів четвертинних відкладів західної частини України дано В. Лінецьким, М. Демедюком (*Демедюк, 1966*), А. Богуцьким (*Богуцький, 1966, 1986*). Ці дослідники охарактеризували алювіальні, делювіальні, льодовикові, водно-льодовикові, еолові відклади, з'ясували їхній вік, поширення, будову, мінералогічний склад, фізико-механічні властивості. Ними зроблено спробу описати такі маловивчені генетичні типи, як обвальні-обсипні, зсувні, пролювіальні.

Багато відомостей про алювіальні відклади міститься в роботах з неотектоніки, зокрема у працях І. Гофштейна (*Гофштейн, 1961, 1962*) та В. Палієнко (*Палієнко, 1974*), в яких детально описано тераси Дністра та його приток.

Останніми роками (з 2001) розпочалося детальне вивчення ще одного генетичного типу відкладів – травертинів, які залишались до цього без належної уваги. Ведуться дослідження їх поширення, морфогенетичних особливостей, викопної флори та малакофауни (*Свинко, Волік, 2003*), (*Волік, 2006, 2007*).

Описи фауністичних решток у четвертинних відкладах є у багатьох роботах, проте особливої уваги заслуговують праці К. Татарінова (*Татарінов, 1962, 1963*), який зробив значний внесок у вивчення фауни хребетних, та М. Куниці (*Куниця 1969, 1974, 1983*), який досліджував викопну малакофауну. Цими вченими виявлено й описано велику кількість нових місцезнаходжень фауністичних решток по всій території області.

З 70-х років велика увага приділяється споро-пилковому аналізу, за даними якого спершу зроблено реконструкцію рослинності лісостепу та степу України у четвертинному періоді (*Артюшенко, 1970; Сиренко, Турло, 1988*) а згодом – деталізацію для західних областей (*Артюшенко та ін., 1982; Безусько, Богуцький, 1986; Безусько, 1989*).

Характеристика четвертинних відкладів. На території Тернопільщини четвертинні відклади утворюють майже суцільний покрив потужністю 20-25 м і більше, відсутні вони лише у каньйоні Дністра, каньйоноподібних долинах його лівих приток (Збруча, Серету, Стрипи та ін.), а також на скельних вершинах Товтр. Тут поширені відклади алювіального, еолово-делювіального, елювіального, делювіального та інших генетичних типів, які сформувались впродовж раннього, середнього та пізнього плейстоцену і голоцену.

У **ранньому плейстоцені** формувались алювіальні відклади шостої та п'ятої терас Дністра.

Шоста тераса за походженням ерозійно-акумулятивна, її алювій інтенсивно розмитий. В межах Тернопільщини вона досягає висоти 110-130 м над Дністром, найбільш чітко простежується на випуклих частинах меандр і обривається до п'ятої тераси крутим уступом. У будові алювію виділяються руслові гравійно-

галечникові нагромадження, часто з валунами і прошарками різнозернистих, здебільшого косоверстуватих пісків, дуже озалізовані, ущільнені, місцями зцементовані гідроксидами заліза до стану пухких пісковиків. Загальна потужність руслового алювію шостої тераси 6-8 м. Палеонтологічні дані вказують на ранньоплейстоценовий вік алювію шостої тераси (тираспільська світа — Q^1).

П'ята тераса Дністра має відносну висоту 70-80 м. Вона також ерозійно-аккумулятивна, а характер алювію близький до алювію шостої тераси. Русловий алювій п'ятої тераси представлений галечно-гравійними утвореннями, переважно косоверстуватими, ущільненими, озалізованими, потужністю від 1-2 до 5-6 м, а заплавний алювій – суглинками та супісками сірими, голубувато-сірими, потужністю до 2-3 м, зрідка більше. Часто алювій п'ятої тераси покривається делювіальними лесоподібними породами великої потужності. Вік п'ятої тераси – ранній плейстоцен (середній та верхній горизонти тираспільської світи – Q^2_1 - Q^1_1).

Середній плейстоцен на Тернопільщині представлений алювіальними відкладами четвертої тераси Дністра, а також потужними лесами, які займають великі площі на вододілах і привододільних схилах.

Четверта тераса Дністра досягає відносної висоти 35-50 м, вона має вигляд нешироких смуг на обох схилах Дністра. За походженням тераса ерозійно-аккумулятивна, складена переважно русловим і заплавним алювієм, які іноді перекриті делювіальними лесоподібними породами. Русловий алювій тераси – гравійно-галечниково-піщаний, косоверстуватий, щільний, загальною потужністю до 7 м, рідко більше. В межах каньйону до карпатських порід крупнозернистих фракцій руслового алювію домішується значна кількість більш крупнозернистого та менше обкатаного місцевого (подільського) матеріалу (девонські пісковики тощо).

Середньоплейстоценові леси утворюють майже суцільний покрив на вододілах і привододільних схилах. Найбільш повні розрізи середньоантропогенових лесів відомі у Тернополі, Тереховлі, Гримайлові та ін. У Тереховлі середньоплейстоценові леси становлять більш-менш однорідну пачку потужністю близько 10 м, що складена пальовими супісками, інтенсивно карбонатними, місцями озалізованими, макропористими.

У лесах виявлено багату викопну малакофауну, здебільшого це наземні форми, чимало бореальних видів, що є переконливим свідченням холодних умов формування середньоплейстоценових лесів. Найбільш імовірно, що утворення охарактеризованих лесів відбувалося під час дніпровського зледеніння. Про це свідчить розвиток у середньоплейстоценових лесах Тернопільщини *коршівського викопного ґрунту*. Останній являє собою добре виражений ґрунт з чітким генетичним профілем (верх комплексу) та інтенсивно оструктурнений грудкуватий шар із сірим малопотужним гумусовим горизонтом – у його нижній частині. Загальна потужність становить 1,5-2,0 м, іноді більше. Відповідає він одному з додніпровських середньоантропогенових потеплінь.

Коршівський викопний ґрунтовий комплекс підстеляє у Тернополі майже десятиметрову товщу дніпровських лесів, які макроскопічно поділяються на дві рівні частини. У верхній частині розрізу леси однорідні, жовтувато-сірі, іноді з зеленуватим відтінком, макропористі, карбонатні, у нижній частині розрізу вони оглєсні, озалізовані, з великою кількістю залізисто-марганцевистих новоутворень, більш важкого гранулометричного складу, плитчасті, інтенсивно гумусовані, особливо у приконтактовій частині з коршівським викопним ґрунтовим комплексом (табл. 2.2).

Описаний профіль верхньої частини коршівського ґрунтового комплексу залягає у Тернополі на добре оструктуреній його нижній частині, де суглинки темно-жовті, не карбонатні, гумусовані, середньої щільності, з великою кількістю залізо-марганцевистих новоутворень. Потужність оструктурених суглинків досягає 1,0 м. Іноді у верхній частині цього горизонту добре виділяється гумусовий шар потужністю 0,1-0,3 м. Материнською породою коршівського ґрунтоутворення були середньоантропогенні леси, які залягають у районі Тернополя на корінних верхньобаденських породах.

Таблиця 2.2.

Структура лесових відкладів

Генетичний горизонт	Опис	Глибина, м
A ₁	Нерівномірно забарвлені, темно-сірі з коричневим (шоколадним) відтінком суглинки (найбільша інтенсивність темно-сірого кольору у центральній частині горизонту), у верхніх 0,3 м щільні, твердо-пластичні, безструктурні, іноді неясно-плитчасті, не карбонатні, нижче — суглинки твердої консистенції, грудкуваті, з дуже інтенсивною біогенною переробкою (маса ходів черв'яків, кротовин), слабо взаємодіють з соляною кислотою, містять значну кількість залізо-марганцевистих новоутворень, а також гнізд вугілля діаметром до 1,5 см. Перехід складний, язиковатий. Гумусові язички глибиною до 1 м і максимальною потужністю до 0,2 у верхній частині проникають у підстелюючі горизонти, на окремих ділянках вони соліфлюкційно деформовані, з чітким нахилом у бік зменшення висот палеорельєфу.	13,2-13,9
B	Суглинки темно-жовті, грудкуваті, щільні, макропористі, на окремих ділянках, з інтенсивною біогенною переробкою (ходи черв'яків, кротовини, заповнювачем у них служить переважно матеріал гор. A ₁), великою кількістю залізо-марганцевистих конкрецій діаметром 3-4 мм. Перехід за кольором неясний.	13,9-15,2

Верхній плейстоцен Західного Поділля представлений алювіальними відкладами третьої – першої терас Дністра, горохівським викопним ґрунтовим комплексом, дубнівським ґрунтом, кількома горизонтами лесу, травертинами тощо. У верхньому плейстоцені відбувалось інтенсивне формування делювіальних шлейфів схилів, по яких розселивались давні люди.

Третя тераса Дністра простягається неширокою смугою вздовж обох берегів, за походженням вона ерозійно-аккумулятивна і досягає відносної висоти до 30 м. У складі руслового алювію тераси переважає гравійно-галечниковий матеріал з піщаним заповнювачем. У петрографічному складі гравійно-галечникових фракцій — карпатський і подільський матеріал. Заплавний алювій представлений супіщано-суглинковими породами лесоподібного вигляду, перекритими найчастіше потужною (до 10-15 м) товщею делювіальних лесоподібних порід. Загальна потужність алювіальних відкладів третьої тераси у каньйоні Дністра не перевищує 10 м. Палеонтологічні дані свідчать про її формування протягом останнього, микулинського, міжльодовиков'я.

Друга тераса виявлена на всьому протязі долини Дністра в межах Тернопіль-

щини, а також в долинах лівобережних приток Дністра – Збруча, Серету, Стрипи, Золотої Липи та ін. За походженням тераса ерозійно-аккумулятивна, досягає висоти близько 20 м. Русловий алювій складений галечниково-гравійним матеріалом дещо підвищеної потужності (до 4 м і більше), який поступово переходить у піщано-супіщано-суглинний матеріал заплавної фації алювію загальною потужністю 4-6 м. У розрізах другої тераси іноді трапляються утворення старичних фацій, представлені озалізненими і в'язкими ясно-сірими, зеленувато-сірими, темно-сірими супісками або суглинками, які залягають у вигляді тонких лінз (1,5-2,0 м) безпосередньо над галечниками.

Перша тераса Дністра аккумулятивна за походженням, її висота 4-6 м, ширина тераси поза каньйоном іноді досягає декількох кілометрів, звужуючись у каньйоні до 150-200 м. Алювій, що її складає, представлений піщано-галечниковими утвореннями (русловий алювій) і супіщано-суглинним матеріалом (заплавний алювій) загальною потужністю до 10 м. На відміну від інших терас Дністра перша тераса позбавлена лесового покриву.

Верхньоплейстоценова лесова товща загальною потужністю 6-10 м і більше поширена на вододілах і пологих привододільних схилах. Розпочинається лесова товща *горохівським викопним ґрунтовим комплексом*, який має чіткі морфологічні ознаки і є надійним маркуючим горизонтом. Сформувався горохівський комплекс у дві фази. У першу фазу утворювався ґрунт лісового типу, у другу – степового (чорноземоподібний), з дуже потужним гумусовим горизонтом темно-сірого з коричневим відтінком кольору, який відповідає, очевидно, одному з ранніх інтерстадіалів верхнього плейстоцену (вюрму). Перша лісова фаза горохівського ґрунтоутворення відповідає останньому, микулинському міжльодовиків'ю.

У межах Тернопільщини будова горохівського викопного ґрунтового комплексу ще складніша, оскільки, ймовірно, по широті Тернополя проходила межа між лісостеповою і степовою зонами микулинського віку. Це означає, що південніше широти Тернополя горохівський комплекс складається з накладених один на одного двох чорноземоподібних ґрунтів і лише подекуди трапляється у нижній частині комплексу ґрунт лесового типу (їх формування проходило у мікрозападинах давнього рельєфу та ін.), а північніше Тернополя, навпаки, різко переважають комплекси з ґрунтами двох фаз — лісової та степової. Загальна потужність горохівського викопного ґрунтового комплексу часто перевищує 2 м, його гумусовий горизонт всюди інтенсивно порушений соліфлюкцією.

Потужність нижнього горизонту верхньоплейстоценових лесів в Тернопільській області 1-2 м, іноді більше. Морфологічно це жовтувато-сірий супісок, рідше – суглинок з червонуватим відтінком, озалізнений, гумусований, карбонатний, часто оглеєний.

Дубнівський викопний ґрунт, характеризується потужністю до 1 м. Він увесь соліфлюкційно порушений і здебільшого в ньому важко виділити генетичні горизонти. Найчастіше дубнівський ґрунт складений суглинками середніми, світло-коричневими, часто з голубуватим відтінком, інтенсивність бурого забарвлення, як правило, зростає до підшови горизонту. Суглинки щільні, але макропористі, інтенсивно тріщинуваті, з чудовими білими карбонатними кірками на стінках тріщин, з великою кількістю залізо-марганцевистих новоутворень діаметром до 2-3 мм. Нижній (а часто і верхній) контакт дубнівського ґрунту добре фіксується смугою орштейну потужністю до 1-2 см, переважно дуже щільного. У каньйоні Дністра

дубнівський ґрунт менш порушений і має добре виявлений генетичний профіль (наприклад, у с. Добровляни).

Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів завершує лесову товщу Поділля і є материнською породою сучасного ґрунтоутворення. Його потужність змінюється від 3-4 до 6-7 м. У багатьох розрізах, верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів виразно поділяється на два підгоризнти. Нижній підгоризонт, потужністю до 3,0 м, складений лесами карбонатними, пальовими, часто з голубуватим відтінком, прошарками та лінзами піску, інтенсивно гумусованими, озалізненими. Верхній підгоризонт верхнього горизонту верхньоплейстоценових лесів більш однорідний, менш гумусований, без ознак шаруватості тощо. Його потужність також біля 3,0 м. Охарактеризовані підгоризнти лесу розділені складнодеформованим піщаним прошарком потужністю 0,3 м, вохристо-жовтого кольору, який можна зіставити з горизонтом соліфлюкції, що характерний для тієї частини розрізів верхнього горизонту верхньоплейстоценових лесів у межах Волинської височини. Зауважимо, що не в усіх розрізах трапляються горизонти соліфлюкції, але постійно нижня частина верхнього горизонту верхньоплейстоценових лесів відрізняється від верхньої шаруватістю, більшою гумусованістю, оглеєністю, темнішим кольором тощо.

Верхньоплейстоценові травертини біля с. Язловець (в басейні р. Стрипа) вперше згадуються у роботах А. Ломницького: у 1886 році вийшла стаття, де описується так звана “язловецька малакофауна” (*Lomnicki 1886*). Згодом ці дослідження були продовжені М. Куницею (*Куница, 1974*), який описав понад 20 видів тепло- і вологолюбних видів молюсків лісової та лісостепової формацій микулинського (рис-вюрмського) віку, які свідчать про досить теплий і вологий клімат того часу та поширення великих масивів широколистяних лісів.

Голоценові відклади представлені відкладами заплав і русел річок, еоловими (перевіяними) пісками, автохтонними торфами, травертинами тощо.

Сучасні алювіальні відклади русел, заплав Дністра та нижніх течій його лівих подільських приток характеризуються незначними потужностями і крупнозернистим гранулометричним складом.

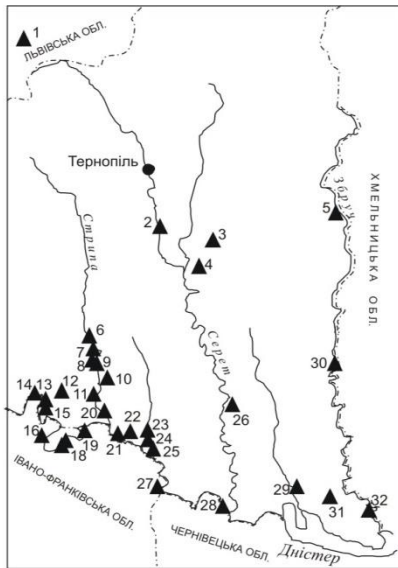
В алювії русла Дністра переважають валуни і галька з піщаним заповнювачем, його потужність рідко перевищує 5,0 м, а подекуди в руслі спостерігаються виходи корінних порід. Заплава Дністра всюди має два рівні (0,5-0,7 м, 1,5-2,0 м). Ці рівні складені гравійно-галечно-валунними нагромадженнями загальною потужністю 6-8 м (русловий алювій). Іноді вони покриті піщано-супіщано-суглинистими осадками заплавної фації алювію потужністю 2,0-2,5 м.

Окремі заторфовані масиви наявні у верхів'ях долин лівобережних приток Дністра – Стрипи, Серету, Збруча та ін. Максимальні потужності торфу рідко перевищують 2-3 м.

Травертини поширені у центральній та південній частині Тернопільської області, найбільші скупчення відомі в нижній частині басейну Стрипи в Бучацькому районі, в каньйоні Дністра між гирлами Коропця та Серету та в басейні Нічлави (Борщівський район) (див. рис. 2.3).

Найпоширенішою морфологічною формою є травертинові скелі, які мають прямовисні схили і висоту до 10-15 м. Розміщені вони у верхніх, середніх, нижніх частинах річкових долин, ярів та балок, біля виходів підземних вод переважно з-під неогенових вапняків. В долинах приток Дністра виділяються три висотні рівні

розміщення скель: до 10 м (на Стрипі – скелі біля Рукомиша, Скоморохів; на Джурині – Нирків); 10-20 м (басейн Стрипи – скелі біля Жизномира, Скоморохів (Рівна скеля)); приблизно 50 і більше (скелі біля Соکیلця – на Стрипі, Устечка – на Джурині, Улашківців – на Сереті).



- 1 - Підгірці; 2 - Ладичин; 3 - Плебанівка; 4 - Боричівка; 5 - Фащівка;
 6 - Переволока; 7 - Рукомиш; 8 - Жизномир; 9 - Трибухівці; 10 - Язловець;
 11 - Скоморохи; 12 - Порохова; 13 - Стінка; 14 - Делева; 15 - Космирин;
 16 - Ісаків; 17 - Незвисько; 18 - Раковець; 19 - Кунісівці; 20 - Соکیلць;
 21 - Литячі; 22 - Дорогичівка; 23 - Нагіряни; 24 - Нирків; 25 - Устечко;
 26 - Улашківці; 27 - Зелений Гай; 28 - Кулівці; 29 - Королівка; 30 - Шидлівці;
 31 - Нижнє Кривче; 32 - Шустівці

Рис. 2.3. Поширення травертинів у Тернопільській області

Для травертинів характерні зерниста, щільна, інкрустаційна структури. Текстури поділяються на первинні та вторинні (натічні). Первинні включають біогенні (трубчасті, листові, мохові, водоростеві, ремейдерна) та абіогенні (верстувата, масивна, брекчієва) текстури.

У травертинах виявлено багату викопну малакофауну, зокрема це представники видів *Helix pomatia*, *Bradybaena fruticum.*, *Cepea vindobonensis*, *Zenobiella vicina*, *Zonitoides nitida*, *Perforatella bidens*, *Euomphalia strigella*, *Isognomostoma personatum* та ін. Викопна флора травертинів представлена наступними видами: листовик сколопендровий, верба козяча, біла, ламка, попеляста, тритичинкова, тополі чорна та біла, граб звичайний, ліщина звичайна, вільха чорна, дуб звичайний та скельний, в'язи гладенький, шорсткий, клени гостролистий, польовий, несправжньо-платановий, липи серцелиста та великолиста, дерен справжній та ін. Аналіз складу виявлених викопних молюсків та рослин свідчить про існування теплого та волого клімату та різноманітних ландшафтів на Поділлі в час формування травертинів. На даній території панували теплолюбні вологі та мезофільні широколистяні й змішані ліси, лісостеги. Утворення найбільших травертинових скель почалось в аллереді (близько 11,8-11 тис. років тому); у ранньому голоцені (10,3-8,4 тис. років тому) відбулось похолодання, тому процес травертиноутворення міг сповільнитися або й частково припинитися. В середньому голоцені (8,0-2,6 тис. років тому) у

зв'язку з потеплінням, особливо в атлантичний період (8,0-4,6 тис. років тому) утворення травертинів знов посилилося. В пізньому голоцені утворення травертинів продовжувалося, хоча відбувалося поступове похолодання і встановлення теперішніх кліматичних умов. Сучасне утворення травертинів спостерігається в Подністров'ї приблизно до лінії с. Трибухівці (долина Стрипи) – с. Улашківці (долина Серету). Травертини тут відкладаються в межах скель та безпосередньо на схилах (в обох випадках кальцит осаджується на мохах, рідше на водоростях), осадження ж кальциту в невеликих потоках має обмежене поширення (в каньйоні Дністра вниз по течії від Іване-Золотого), а в ріках – не виявлено.

2.1.4. Основні риси тектонічної структури

Волино-Подільська плита має двочленну будову (два структурні поверхи) – архей-середньопротерозойський метаморфічний фундамент і верхньопротерозойсько-фанерозойський осадовий чохол, які відображають великі етапи її геотектонічного розвитку. Поверхня кристалічного фундаменту поступово занурюється у західному і південно-західному напрямках (Волино-Подільська монокліналь). Геофізичними методами встановлено, що загальне занурення поверхні фундаменту ускладнене уступами і щаблями, які відповідають припіднятим (Подільське і Збаразьке підняття) і опущеним блокам фундаменту. Структура фундаменту, зокрема, сполучення мегаблоків і шовних зон, які їх розділяють, суттєво впливала на формування накладених структур осадового чохла. Т. Знаменська (*Знаменская, 1990*) виділяє у фундаменті Волино-Поділля Подільський протоплатформний блок архейської консолідації та Поліський, Придністровський і Львівський протогоосинклінальні епікарельські блоки. Подільський блок на протязі тривалої геологічної історії характеризувався відносною стабільністю, тоді як інші три блоки були порівняно мобільні, зі схильністю до занурень. Межі між блоками визначаються протяжними розломними зонами діагонального плану: Пержансько-Кременецька зона простягається вздовж південного краю Поліського блоку і відмежовує його від Подільського; Товтрова (Теребовлянська) зона розмежовує Придністровський і Подільський блоки. Розточько-Опільська зона розділяє Придністровський та Львівський блоки від структур молодшої Західно-Європейської платформи і розглядається автором, відповідно, як крайовий шов давньої Східно-Європейської платформи. В сучасному рельєфі до зон глибинних розломів приурочені Голгоро-Кременецький хребет, Товтрове пасмо, Перемишлянсько-Чернелицький хребет (за *Teisseyre, 1894*) й Розточчя. Глибинні розломи Волино-Поділля формують дві системи: діагональну та ортогональну. Розломи діагональної системи органічно пов'язані з первинно-складчастою структурою фундаменту і виступають як найдавніша система порушень, спряжена із становленням гранітно-метаморфічного шару, яка зумовлює план розміщення найкрупніших конструктивних елементів земної кори раннього докембрію. Діагональні розломи відрізняються значною протяжністю, відсутністю єдиного змішувача, пористо-віялоподібним рисунком кулісоподібно розташованих розривних порушень, що характеризує їх як зони глибинних зсувів (*Павловский, 1962*). Ортогональні розломи по відношенню до діагональних виступають як пізніші порушення, пов'язані з дробленням уже консолідованого фундаменту. В структурі фундаменту вони виступають як виразні скидові чи підкидові вертикальні уступи, спряжені з грабенами й горстами. З наведеного витікає висно-

вок про глибинніший рівень закладання регіональних розломів діагональної системи, порівняно з ортогональною (*Знаменская, 1990*). Типовим прикладом діагональних розломних зон є Пержансько-Кременецька, яка характеризується ознаками наскрізних планетарних розломів, що простежуються далеко за межами Східно-Європейської платформи. У межах області до діагональних належать також Теревоблянський, Збаразький, Шумський північно-західного, Тетерівський – північно-східного простягання; до ортогональних – Бережанський, Повчано-Устечківський, Скалатський, Рівненський – субмеридіональні розломи, Андрушівський – субширотний (*Медведєв, 1990*).

У структурі платформного чохла Волино-Поділля виділяють (*Різун, Чиж, 1975*) чотири комплекси осадових формацій: байкальський, каледонський, герцинський та альпійський, які різняться будовою та історією розвитку. Кожен з комплексів відображає певний етап у розвитку Волино-Поділля.

Байкальський комплекс представлений континентальною червоноколірною глинисто-піщаною формацією рифею (поліська серія) і виповнює специфічну структуру – Волино-Поліський прогин (авлакоген), поперечний до краю давньої платформи, який контролювався розломами північно-східної орієнтації.

Доальпійський формаційний ряд (каледонський і герцинський комплекси) відповідає завершеному тектонічному циклу Галицької геосинкліналі, на місці якої до кінця палеозою був сформований фундамент епіпалеозойської Західно-Європейської платформи. Уже з волинського часу розвиток Волино-Поділля підпорядковувався північно-західній тектонічній зональності й контролювався розвитком суміжної геосинкліналі. Режим резонансних перикратонних опускань (формування Дністровського перикратонного прогину) встановився у пізньому венді і тривав до раннього девону. У цей час в межах цієї структури панували диференційовані опускання, інтенсивність яких була різною у межах окремих складників прогину – найменшими амплітудами відрізнялись Подільський і Збаразький виступи фундаменту, найбільшими – накладені прогини у його західній частині. В південній частині описуваної території в породах каледонського комплексу намічаються чотири смуги антиклінальних складок: Сороки-Новосілівська, Монастирисько-Хмельівська, Велеснів-Костельниківська та Коропець-Пишківська. Ці смуги складок у свій час виявив В. Зих (*Zych, 1927*), а у 50-х роках вони були підтвержені знімальними та буровими роботами.

Сороки-Новосілівська смуга складок довжиною біля 20 км простежується в силурійських та кембрійських відкладах в долинах Стрипи та Вільхівця і характеризується пологими крилами з кутами падіння 2-10°. Монастирисько-Хмельівська смуга протяжністю до 28 км знаходиться на захід від попередньої і простежується в нижньодевонських відкладах у долинах річок Бариш, Коропець та Дністер. Кути падіння крил – 2-7°. Далше на південний захід розміщена Велеснів-Костельниківська антиклінальна смуга, в межах якої знаходиться Велеснівське підняття. На Коропець-Пишківській смузі складок знаходиться Коропецьке підняття, яке представляє собою асиметричну брахіантиклінальну складку північно-західного простягання розміром 10x4 км. В ядрі складки залягають нижньодевонські відклади (*Глушко та ін., 1963*).

Окрім перерахованих смуг складок північно-західного простягання, виділяються окремі різноорієнтовані брахіантиклінальні складки: Денисівська, Настасівська, Соколівська, Дарахівська, Хмельівська, Вербівецька, Устечківська та ін. (*Різун, Чиж, 1980*).

Перехід до орогенної стадії розвитку Галицької геосинкліналі ознаменувався на описуваній території нагромадженням олд-реду нижнього девону, яким завершився розвиток Дністровського перикратонного прогину. В кінці раннього девону (зіген-емський час) прогин розпадався на відособлені структури, однією з яких був Боянецький крайовий прогин (розташований на Розточчі). Останній одночасно став зародком нового тектонічного режиму, який панував на Волино-Поділлі у середньому-пізньому девоні й карбоні і призвів до формування так званого Львівського палеозойського прогину. Прогин представляє собою субплатформну депресію, накладену на північну частину Дністровського перикратону. На заході межа прогину контролюється Рава-Руським розломом, східний борт розміщується у межах Волино-Подільської монокліналі, а східна межа визначається контуром поширення середньодевонських відкладів, північною межею є Володимир-Волинський розлом (*Круглов и др., 1988*). Прогин фактично складається з трьох структурних поверхів, які відповідають трьом стадіям (етапам) його розвитку: нижній (якщо включати до його складу Боянецький прогин) нижньодевонський представляє крайовий прогин вздовж фронту рава-руських каледонід; середній (середньоверньодевонський) – пологу западину північно-східного простягання, яка багато в чому наслідувала структури рифейського Волино-Поліського прогину (*Вишняков и др., 1990*) і верхній (кам'яновугільний) – шовний прогин північно-західного простягання, сформований в умовах інверсійних рухів у суміжній складчастій області (*Круглов, 1989*). У подільській частині Львівського прогину (в межах області), яка підстелюється найдавнішою основою, зменшені амплітуди розривних порушень, різко знижена (порівняно з її західною частиною) контрастність плікативних дислокацій, прояви яких зафіксовані поблизу с. Завадівка, м. Бучач і представлені тут так званими геміантикліналями та гемісинкліналями (незамкнутими формами) на фоні загального моноклінального занурення у західному напрямку (*Круглов, 1989*).

Ранньоальпійський підкомплекс (альб-верхня крейда) перекриває практично всю територію південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи, формуючи Волино-Подільську крейдову монокліналь, ускладнену в основному попереочними депресіями та виступами, наприклад, склепінчасте Чортківське підняття. Пізньоальпійський підкомплекс (палеоген-неоген) на Волино-Поділлі не сформував великих структур.

2.1.5. Гідрогеологічні умови

В гідрогеологічному відношенні територія Тернопільської області належить до Волино-Подільського артезіанського басейну, у межах якого тут виділяють два гідрогеологічні райони – Малополіський та Подільський.

Режим ґрунтових вод у значній мірі залежить від розташування району у тій чи іншій кліматичній і ландшафтній зоні. Показником можливого живлення перших від поверхні водоносних горизонтів є зволоженість території. В регіоні у напрямку з північного заходу на південь і південний схід зменшується кількість атмосферних опадів і збільшується величина випаровування, тобто міняються основні кліматичні складники, які визначають водний баланс території та умови формування режиму ґрунтових вод. На теренах Поділля виділяють дві зони зволоження: надмірного, яка охоплює Тернопільську і Хмельницьку області і нестійкого, у яку входить майже вся територія Вінниччини. Окрім цього, важливими чинниками, які визначають умови

формування та режим підземних вод території є: а) умови залягання й літологічні особливості водомістких порід; б) значне розчленування сучасного рельєфу; в) розвинута сітка розривних порушень й супутні їй тріщинуваті зони.

Два структурні поверхи регіону – кристалічний фундамент і осадовий чохол характеризуються різним ступенем водонасиченості порід. Складно дислоковані породи фундаменту, незважаючи на інтенсивну тріщинуватість у межах тектонічно ослаблених зон, практично безводні; обводненою є лише верхня тріщинувата зона, нижче якої тріщини заліковані продуктами звітрювання. Осадовий чохол характеризується значною, але нерівномірною водонасиченістю, різним якісним складом підземних вод. У складі осадової товщі виділяють три структурні комплекси, що вміщують води різного складу: 1) мезокайнозойський; 2) нижньопалеозойський та 3) верхньопротерозойський.

Мезокайнозойський (альпійський) структурний комплекс складають четвертинні, неогенові, туронські, сеноманські та юрські відклади, що вміщують переважно прісні підземні води.

Нижньопалеозойський (каледонський) структурний комплекс представлений водонасиченими девонськими і силурійськими та практично безводними нижньокембрійськими відкладами. З силурійськими водонасиченими породами пов'язані слабо мінералізовані води з підвищеним вмістом органічної речовини типу Збручанська Нафтуса.

Верхньопротерозойський структурний комплекс обводнений нерівномірно, за окремими зонами у середній та нижній частинах розрізу, до яких приурочені солоні води хлоридно-натрієвого складу.

За геологічною будовою та гідрогеологічними особливостями в межах області виділяють такі водоносні горизонти та комплекси: водоносний комплекс четвертинних відкладів; водоносний горизонт алювіальних відкладів пліоцену; водоносний комплекс міоценових відкладів; водоносний комплекс верхньокрейдових (сенон-туронських) відкладів; водоносний горизонт сеноманських відкладів; водоносний комплекс юрських відкладів; водоносний комплекс девонських відкладів; водоносний горизонт силурійських відкладів; водоносний комплекс кембрійських відкладів; водоносний комплекс верхньопротерозойських відкладів.

За хімічним складом підземні води зони надмірного зволоження в основному гідрокарбонатно-хлоридні натрієві чи кальцієво-натрієві з мінералізацією 8-1000 мг/дм³. Зрідка зустрічаються води сульфатно-гідрокарбонатні магнієві, натрієво-кальцієві з мінералізацією від 1600 до 2100 мг/дм³ (гіпсові відклади баденського ярусу).

Водоносний комплекс четвертинних відкладів. Четвертинні відклади на території області розповсюджені скрізь. Переважають алювіальні та алювіально-делювіальні генетичні типи осадків. Вони містять безнапірні водоносні горизонти.

Глибина залягання вод четвертинного водоносного комплексу знаходиться у прямій залежності від рельєфу місцевості, пори року і кількості атмосферних опадів, що випали, не перевищуючи у долинах річок 1,0-1,5 м і досягаючи на вододілах 3-5 м. Питомі дебіти свердловин та криниць коливаються від 0,02 до 0,1 л/с.

Води четвертинних відкладів прісні з мінералізацією 0,5-0,6 г/дм³ гідрокарбонатно-кальцієвого або кальцієво-магнієвого складу. Живлення їх відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. Розвантаження проходить на схилах ярів та балок.

Водоносний комплекс четвертинних відкладів використовується в основному сільським населенням для господарського та питного водопостачання.

За формаційною приналежністю водомістких порід і умовами залягання у межах комплексу виділяють низку водоносних горизонтів.

Водоносний горизонт в сучасних алювіальних відкладах поширений в долинах рік у вигляді вузьких смуг, витягнутих уздовж русел. Водомісткими породами є різнозернисті піски, суглинки, супіски, галечники і торфи. Потужність водомістких порід коливається від 0,2 до 10-20 м і становить в середньому 1-5 м. Живлення водоносного горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, підтоку води з нижчележачих горизонтів, періодично також за рахунок паводків. Розвантаження вод сучасних відкладів здійснюється у русла річок.

Рівень залягання води від 0 до 4 м, води безнапірні. Дебіти джерел коливаються від 0,05 до 0,8 л/с. Води гідрокарбонатні кальцієві або кальцієво-магнієві з мінералізацією до 0,5 г/дм³ та загальною жорсткістю до 5-10 мг-екв. Для горизонту характерна присутність компонентів-забрудників: NH₄, NO₃, NO₂, кількість яких може сягати 150-200 мг/л (с. Велика Березовиця).

Незначні водозабезпеченість та потужність водоносного горизонту, малі площі його розповсюдження, слабка гідрогеологічна захищеність, а також високий ступінь забруднення вод не дозволяють використовувати їх для водопостачання у значних обсягах.

Водоносний горизонт у верхньочетвертинних алювіальних відкладах перших і других надзаплавних терас рік представлений пісками з лінзами і проверстками супісків і суглинків. В основі залягають грубо- та середньозернисті піски з включеннями гальки, гравію та уламків корінних порід. Потужність водомістких порід міняється від кількох сантиметрів до 20 м.

Води переважно безнапірні. Глибина залягання рівня – до 4 м, інколи – до 6-14 м. Дебіти колодязів з горизонту коливаються від 0,01 до 0,5 л/с, дебіти свердловин – від 0,006 до 0,9 л/с. Живлення горизонту відбувається в основному за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, а також підтоку з нижчезалягаючих горизонтів. Розвантаження здійснюється в сучасній алювії. Води гідрокарбонатного кальцієвого чи кальцієво-магнієвого складу з мінералізацією 0,3-0,8 г/дм³. Загальна жорсткість становить 5,4-19,5 мг-екв.

Обмежене поширення горизонту, низька водомісткість та піддатливість забрудненню дозволяють використовувати його води лише для потреб окремих індивідуальних господарств.

Водоносний горизонт в середньочетвертинних алювіальних відкладах III і IV надзаплавних терас р. Дністер. Водомісткі породи представлені різнозернистими пісками з проверстками і лінзами галечників, суглинків та супісків. Потужність водомістких порід від 0,9 до 20 м. Глибина залягання горизонту від 2 до 5 м. Дебіти колодязів коливаються від 0,9 до 1,8 л/с, дебіти свердловин – від 1,3 до 3,7 л/с. Живлення горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і частково – підтоку з нижніх горизонтів.

Води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві і гідрокарбонатно-сульфатні натрієві з мінералізацією від 0,4 до 1,3 г/дм³. Загальна жорсткість – 6,7-12,6 мг-екв. Води горизонту використовуються шахтними колодязями для побутових потреб.

Водоносний горизонт в делювіальних і еолово-делювіальних четвертинних відкладах. Горизонт залягає на водотривких відкладах вододільних плато та пологих

схилах у вигляді невеликих ділянок. Водомісткими породами є сірі і пальново-жовті лесоподібні суглинки і супіски, іноді з проверстками піску. Поширення горизонту часто пов'язане з наявністю у його підшві водотривких сарматських глин.

Живлення горизонту відбувається виключно за рахунок атмосферних опадів, область живлення співпадає з областю його розповсюдження. Режим цілковито залежить від кліматичних чинників. Розвантаження проходить у придолинних ділянках вододільних схилів.

Води безнапірні. Глибина залягання коливається від 0,2 до 10-15 м. Середній дебіт колодязів становить 0,2-0,3 л/с. В суху пору року багато криниць пересихають. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві чи натрієві з мінералізацією 0,2-1,0 г/дм³. Продукти розпаду органічних речовин мають досить широке розповсюдження. У деяких пробах води фіксується підвищений вміст сульфатів. Загальна жорсткість 5-5 мг-екв. Використання – для місцевих побутових потреб.

Таким чином, як підсумок, слід зазначити, що хімічний і якісний склад підземних вод четвертинних відкладів формується під впливом навколишнього середовища і вод нижчезалягаючих горизонтів. Переважаючими компонентами вод є гідрокарбонати, кальцій, магній, натрій. Інколи присутні сульфати, хлориди. Загальна мінералізація переважно 0,4-0,8 л/с.

Води болотних відкладів мають жовте і бурувате забарвлення, зрідка – запах сірководню. Води решти відкладів – безбарвні і без запаху. Влітку температура води міняється у межах 9-15 °С і тісно пов'язана з температурою повітря.

Підземні води четвертинних відкладів для централізованого водопостачання використовуються рідко і, звичайно, каптуються населенням за допомогою криниць. Проте завдяки своїй незахищеності вони зазнають максимального забруднення нафтопродуктами, отрутохімікатами, органічними речовинами тощо. Якість їх практично всюди не відповідає санітарним нормам.

Водонесний горизонт алювіальних відкладів пліоцену поширений у південній частині області, де приурочений до 7 тераси Дністра. Алювіальні відклади пліоцену перекриваються четвертинними суглинками й підстелюються найчастіше сарматськими глинами, які служать водотривом. Водомісткі породи – різнозернисті, глинисті з галькою кременю та пісковиком піски, галечники, рідше – піщанисті суглинки. Потужність водовмісних порід змінюється від 1,2 до 15 м, в середньому становить 5 м. Глибина залягання горизонту коливається в межах 1,5-10 м.

Води безнапірні, горизонт має малу водостійкість. Дебіти колодязів змінюються від 0,1 до 0,4 л/с. Живлення горизонту здійснюється за рахунок атмосферних опадів, режим залежить від кліматичних умов. Води прісні або слабо солонуваті, гідрокарбонатні та гідрокарбонатно-хлоридні кальцієві. Сухий залишок становить 0,3-1,4 г/дм³. Загальна жорсткість 6-12 мг-екв. Спостерігається місцеве забруднення продуктами розпаду органічних сполук. Води використовуються для господарсько-побутових потреб, найчастіше в колодязях.

Водонесний комплекс міоценових відкладів має досить широке розповсюдження і відсутній лише в долинах річок Нараївка, Золота Липа, Коропець, Бариш, Джурин, Стрипа, Серет, Гнізна, Збруч, Горинь, Іква, а також на окремих вододільних ділянках в північній частині області. Водомісткими є відклади гелльветського, баденського й сарматського ярусів, для яких характерна часта зміна фацій. Проверстки глин зустрічаються серед відкладів усіх ярусів, але не утворюють суцільних

водотривів у покрівлі чи підшві відкладів. Водомісткі міоценові відклади повністю дренуються долинами річок і тому представляють низку відокремлених обводнених ділянок. Потужність водоносних міоценових відкладів коливається у межах 0-65 м, середня – 10-35 м. При цьому загальне збільшення потужностей спостерігається від долин, дренуючи водоносну товщу міоцену, до вододілів.

Водоносні відклади гелвету малопотужні, мають незначне розповсюдження й не представляють практичного зацікавлення.

Водомісткими породами у баденському горизонті є вапняки, піски та мергелі. Глибина залягання горизонту 5-50 м, потужність коливається від 1,4 до 50,4 м. Горизонт переважно безнапірний, інколи зі слабким напором (3-6 м), сильно дронується річковими долинами, ярами (особливо у Подністров'ї). Живлення відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. Води прозорі, без запаху й смаку, з температурою біля 8°C. Дебіти джерел міняються від 0,4 до 22,6 л/с, загальна жорсткість вод 6,8-7,2 мг-екв, зростаючи у Теребовлянському й Чортківському районах до 9-12 мг-екв.

Водомісткими породами сарматського водоносного горизонту служать піски, тріщинуваті пісковики. Глибина залягання підземних вод сармату змінюється від 0,5 до 40 м. Води напірні й безнапірні. Дебіт свердловин 0,5-1,0 л/с. За хімічним складом води прісні, гідрокарбонатні кальцієві з мінералізацією біля 0,5 г/дм³.

Широке розповсюдження, неглибоке залягання й задовільна якість зумовлюють використання міоценових вод для водопостачання дрібних споживачів, приватних сільських господарств тощо.

Водоносний комплекс у верхньокрейдових (сенон-туронських) відкладах поширений у північно-західній частині області. Водомісткі породи представлені крейдою, крейдоподібними вапняками і мергелями. Колекторські властивості крейдово-мергельних відкладів пов'язані передусім з їхньою тріщинуватістю й закарстованістю. Тріщинуватість цих порід у край нерівномірна – найінтенсивніша вона до 80 м, глибше поступово затухає. У верхній частині сенон-туронської товщі (перші 5-10 м) відома так звана зона кальматації тріщин глинистим і карбонатним матеріалом, яка є надійним верхнім водотривом, який проте має обмежене поширення. Потужність водомістких порід змінюється від декількох до 125 метрів. Глибина залягання комплексу міняється від нуля у долинах річок до 96 м на вододілах. Найчастіше глибина залягання вод коливається від 10 до 40-50 м.

Води безнапірні і слабо напірні з величиною напору 0,1-10 м, інколи (с. Зарубинці) – до 47 м. Водомісткість міняється у широких межах: дебіти джерел коливаються від 0,01 до 20 л/с, дебіти свердловин – від 0,1 до 20 л/с при переважаючих пониженнях рівнів 0,5 і 5 м. Живлення горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і підтоку води з міоценових відкладів.

Катіонний склад вод сенон-туронських відкладів створює досить строкату картину: кальцієві і кальцієво-натрієві води поширені у північній частині області, натрієві й натрієво-кальцієві – на її заході. За аніонним складом води в основному гідрокарбонатні. Деяке підвищення нітратів у водах зони кальматації мергельно-крейдових порід у північно-західній частині краю свідчить про проникнення зверху продуктів органічного розпаду ті їхнього накопичення. Мінералізація вод в основному 0,4-0,5 г/дм³. Води сенон-туронських відкладів тверді, нейтральні (рН-7). Висока жорсткість вод (5-7 мг-екв), низький вміст йоду й фтору з точки зору господарсько-питного водопостачання є головними недоліками. Залізо загалом не

перевищує норми (0,3 мг/л). Вміст селену у водах водозаборів м. Тернополя менше 1 мг/л, вміст стронцію-90 – менше допустимої норми ($4,0 \cdot 10^{-10}$ г/л).

Широке розповсюдження водоносного комплексу, порівняно неглибоке залягання, висока якість води та значна водозбагаченість дозволяють використовувати води для водопостачання населення, сільськогосподарських і промислових підприємств області. Експлуатація здійснюється за допомогою численних колодязів і свердловин. У с. Верхній Івачів Тернопільського району розташований центральний водозабір м. Тернополя.

Водоносний горизонт сеноманських відкладів поширений на всій території області. Водомісткими породами горизонту є вапняки, пісковики піски і піскуваті мергелі. Потужність горизонту становить 1-8 м, максимальна – 29,5 м зафіксована у с. Чагарі Збаразькі. Сеноманські відклади залягають на породах юри, девону чи силуру. Перекриваються переважно не витриманими по простягання сенон-туронськими мергелями. Тому стійких водотривів у його покрівлі й підшві немає. Глибина залягання водоносного горизонту коливається від 0 м в долинах рр. Серет і Гнізна, де сеноман виходить на поверхню, до 160-170 м у західній частині території і в середньому становить 60-100 м. Живлення сеноманського горизонту здійснюється за рахунок переливу підземних вод з сенон-туронських, місцями й міоценових відкладів, а також шляхом припливу з підстелюючих горизонтів. Режим горизонту порівняно сталий – коливання рівнів не перевищує 1,5 м протягом року.

Води напірні, з величиною напору від 6 до 78 м (біля с. Теофіпілка). Дебіти свердловин міняються від 0,9 до 22,1 л/с, дебіти джерел – від 0,06 до 14 л/с. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві, кальцієво-магнієві, місцями збільшується кількість сульфатів. Загальна мінералізація становить 0,3-0,6 г/дм³, загальна жорсткість – 5-10 мг-екв. Органічне забруднення для цього горизонту не властиве. Присутність в окремих місцях сірководню пояснюється переливом сірководневих вод з баденських сірконосних відкладів чи наявністю в сеноманських породах сульфідів. У найглибших частинах розрізу, а також в зонах тектонічних порушень води сеноману стають хлоридно-гідрокарбонатними натрієвими з мінералізацією до 3-4,8 г/дм³, що дозволяє розглядати їх як перспективні для бальнеологічних потреб. На півдні області зустрічаються води кальцієво-натрієво-магнієвого, рідше – кальцієво-натрієвого чи кальцієвого складу.

Коефіцієнти фільтрації водомістких порід змінюються від 0,35 до 3,65 м/добу. Найбільш водозбагачені кавернозні окременілі вапняки і кавернозні тріщинуваті пісковики (с. Цебрів). Найнижчими фільтраційними властивостями характеризуються глауконітові дрібнозернисті піски (с. Чагарі Збаразькі).

Води горизонту використовуються для централізованого водопостачання, зокрема Тернопільським водозабором. Загалом, порівняно мала потужність і водозбагаченість горизонту дозволяють використовувати його лише у комплексі з водоносними горизонтами, що залягають вище та нижче.

Водоносний горизонт юрських відкладів має обмежене поширення (Буцацький, Монастириський і Бережанський райони). Водомісткими породами є тріщинуваті вапняки, пісковики, доломіти, бітумінозні вапняки, місцями конгломерати і піски. Залягають вони у пониженнях палеозойських порід у вигляді лінз потужністю 2-13 м на глибині 80-160 м (до 285 м у с. Дубенки). Потужність та розвантаження водоносних горизонтів дуже непостійні. Водонасиченість юрських порід залежить від ступеня тріщинуватості вапняків та пористості пісковиків.

Води напірні. П'езометричні рівні встановлюються на глибинах 2-5,5 м, місцями спостерігається самовилив. Висота напору змінюється від 22,5 до 179 м. Горизонт не має чітко виражених водотривів, тому водонасиченість його визначається аналогічними показниками підстелюючих та покривних комплексів. Дебіти свердловин коливаються від 2,3 до 4,3 л/с. Горизонт живиться з вищезалігаючого комплексу верхньокрейдових відкладів, а також атмосферними опадами і річковими водами в долинах Золотої Липи і Коропця, де він відслонюється. У якісному відношенні води, пов'язані з пісками та конгломератами, відрізняються від вод, що насичують вапняки та доломіти. Перші – прісні, гідрокарбонатно-кальцієві, другі – мінералізовані, хлоридно-натрієві. Мінералізація прісних вод становить 0,3-0,5 г/л, жорсткість – 4,9-7,0 мг-екв.

У місцях, де водомісткими породами є піски та конгломерати, води горизонту разом з водоносними горизонтами крейдових відкладів можуть використовуватись для водопостачання.

Водонесний горизонт девонських відкладів має широке розповсюдження в області західніше лінії Кременець – Збараж – Терехівля – Буданів – Заліщики. Водомісткі породи – пісковики нижнього і, частково, середнього девону. Значна тріщинуватість девонських відкладів, відсутність витриманих верхніх водотривів та широкий гідралічний зв'язок з вищезалігаючими водоносними горизонтами, а також з річковими водами створюють сприятливі умови для накопичення підземних вод.

Води напірні. Висота напору коливається від 0 на ділянках виходу девонських порід на поверхню до 128 м (с. Гукалівці), місцями спостерігається самовилив. Рівні підземних вод встановлюються переважно на глибинах 20-40 м (до 70,7 м у с. Літятин). Водозбагаченість свердловин загалом невисока (дебіти – 0,17-6,9 л/с), за виключенням частини Зборівського та Бережанського районів. Дебіти джерел становлять зазвичай 0,2-0,3 л/с. Коефіцієнти фільтрації водомістких порід коливаються від 0,23 м/добу (с. Лопушне) до 31,2 м/добу (с. Гукалівці). Живлення горизонту здійснюється шляхом переливу з суміжних водоносних горизонтів, за рахунок руслових вод річок.

Води девонських відкладів прісні, без смаку і запаху, рН – 7,2-7,6, з температурою 8-10°C. За складом гідрокарбонатно-кальцієві та кальцієво-магнієві з мінералізацією 0-0,9 г/дм³. В зонах перетинання товщі розломами мінералізація вод підвищується до 1,0-3,0 г/дм³ (Терехівлянський, Заліщицький і Бучацький райони), що дає підстави розглядати їх як перспективні для подальшого вивчення. Загальна жорсткість вод – 2,8-5,6 мг-екв. Бактеріологічний стан вод задовільний. Колі-титр – понад 333, колі-індекс – менше 3.

Води девонського горизонту на більшій частині свого розповсюдження широко використовуються для водопостачання населення та підприємств.

Водонесний горизонт силурійських відкладів поширений у східній частині області. Водонасиченими породами є тріщинуваті вапняки, доломіти і мергелі. Глибина залягання горизонту коливається від нуля на ділянках глибоко врізаних річок до 140 м на вододілах. Статичні рівні встановлюються на глибинах від 16 до 120 і більше метрів.

Горизонт має напірний характер, величина напору становить 1,8-70 м. Дебіти свердловин змінюються від 0,03 до 25-30 і навіть 200 л/с (при самовиливі на ділянках неглибокого залягання). На вододілах води горизонту безнапірні. Дебіти дже-

рел коливаються в межах 0,1-4,0 л/с, колодязів – 0,2-1,4 л/с. У зонах глибинних розломів фіксуються аномальні дебіти свердловин. Так, дебіти свердловин на самовиливі тут досягають 5-10 л/с (свт. Гусятин) та 30-60 л/с (свт. Сатанів). Аномальні значення витоків, заміряні у св. 1657 Збручанського родовища мінеральних вод – 260 л/с при самовиливі на усті (пониження – 9,2 м). Живлення силурійського водоносного горизонту відбувається за рахунок перетоку напірних вод з верхньопротерозойських відкладів, а також з вищезалягаючих сеноманських чи міоценових товщ, частково при інфільтрації атмосферних опадів в місцях відслонень силуру в долинах річок.

Води горизонту гідрокарбонатні кальцієві й гідрокарбонатні хлоридні кальцієво-магнієві з мінералізацією до 1 г/дм³, часто з наявністю органічних сполук. Жорсткість – 3,3 мг-екв. Води типу Нафтуса або подібні до них поширені у басейні р. Збруч від свт. Підволочиськ на півночі до свт. Скала-Подільська на півдні. Тут відкриті та експлуатуються два родовища мінеральних вод типу Нафтуса (Збручанська Нафтуса) – Збручанське і Новозбручанське.

Значна за площею область живлення горизонту, глибоке залягання водонасичених зон сприяють накопиченню великих запасів підземних вод в силурійських відкладах, Режим водоносного горизонту за даними спостережень на Збручанському і Новозбручанському родовищах – стійкий. Амплітуда сезонних коливань рівнів не перевищує 1,0 м.

Води водоносного горизонту використовуються для централізованого водопостачання на окремих ділянках у східній та південно-східній частинах області, у бальнеології.

Водоносний горизонт кембрійських відкладів розвинутий у східній частині області, де він залягає на глибинах 150-300 м і занурюється зі сходу на захід. В цьому ж напрямку, відповідно, зростає і потужність горизонту. Водомісткі породи – пісковики, алевроліти, слабо тріщинуваті з низькою водовіддачею. Дебіти свердловин у межах 0,4-1,0 л/с при пониженнях на 30-50 м. На Збручанському родовищі мінеральних вод нижньокембрійські відклади практично безводні. У районі свт. Гусятин при опробуванні у свердловині нижньокембрійських відкладів разом з верхньопротерозойськими дебіт становив 0,4 л/с при пониженні рівня на 54 м (статичний рівень – 14 м).

Води горизонту прісні, гідрокарбонатно-сульфатно-натрієві з мінералізацією 0,7 г/дм³. Десь у цих межах знаходяться і кількісні параметри горизонту загалом. При зануренні відкладів на південний захід води кембрійського горизонту стають високомінералізованими. Так, поблизу с. Сороки Бучацького району і м. Бучач кембрійські відклади розкриті свердловинами на глибинах, відповідно, 1270-1295 м і 1314-1348 м. Води мають хлоридно-натрієвий склад з мінералізацією 14 та 70 г/дм³. Відмічена також значна кількість бромю: відповідно, 72 і 273 мг/дм³.

Водоносний комплекс верхньопротерозойських відкладів поширений у басейнах лівобережних допливів Дністра, занурюється у південно-західному напрямку, у цьому ж напрямі зростають і його потужності – до 450 м на південному заході. Водомісткі породи представлені аргілітами, алевролітами, пісковиками, брекчіями, конгломератами. Залягаючи на значних глибинах, водоносний комплекс має значні напори (260-290 м в долині р. Збруч біля Гусятини). Величина напору зростає у напрямку занурення комплексу. В районі м. Бучач параметричною свердловиною Бучач-1 розкриті розсоли верхнього протерозою, напір яких над покрівлею

становить 1500 м. П'єзометричні рівні залежно від рельєфу місцевості встановлюються на глибинах від нуля до 168 м, занурюючись у бік р. Дністер, і відповідають абсолютним на Збручанському родовищі – 235 м, на Новозбручанському – 150 м.

Водонасиченість комплексу визначається літологічним складом, ступенем тріщинуватості порід та умовами живлення. На ділянках неглибокого залягання, де відбувається інтенсивна інфільтрація атмосферних опадів і перетікання з вищезалягаючих горизонтів, дебіти свердловин досягають величин 1,0-7,4 л/с. Дебіти свердловин в долині р. Збруч становлять 0,5-2,0 л/с при пониженнях рівня на 50-180 м. Дебіти джерел коливаються у межах 0,4-2,5 л/с. При зануренні на захід водонасиченість порід знижується.

Живлення водоносного комплексу відбувається атмосферними опадами у місцях виходу протерозойських порід на поверхню (у Подністров'ї на схід від області), а також при підтоці з інших горизонтів. Режим комплексу досить стійкий, амплітуда коливання у річному розрізі за даними спостережень Подільської гідрогеологічної партії на Збручанському родовищі становить 2,0-2,5 м.

Хімічний склад вод верхньопротерозойського комплексу різний – від прісних гідрокарбонатно-кальцієво-натрієвих з мінералізацією 0,4-0,9 г/дм³ (зона вільного водообміну) до солоних розсолів хлоридно-натрієво-кальцієвого складу (20-60 г/дм³) – для умов сповільненого водообміну. Так, наприклад, хлоридно-натрієві розсоли з мінералізацією 38 г/дм³ і вмістом броду до 90 г/дм³ зустрічаються у верхньопротерозойських відкладах Збручанського родовища (сmt. Сатанів) на глибинах 439-621 м. Біля сmt. Гусятин мінералізація вод дещо нижча – 21-27 г/дм³, бром присутній у тих же концентраціях. У свердловині Бучач-1 на глибині 2015-2026 м зустрінуті хлоридно-натрієво-кальцієві розсоли з мінералізацією 104 г/дм³ і температурою +50°C.

Води водоносного комплексу є основним джерелом централізованого водопостачання в сусідній Хмельницькій області. Згадані солоні розсоли можуть становити предмет бальнеологічного зацікавлення.

Водоносний горизонт архейських відкладів має спорадичне розповсюдження, зокрема на окремих ділянках в долині р. Збруч, де породи фундаменту максимально наближені до денної поверхні. Водоносною є слабо тріщинувата кора вивітрювання граніто-гнейсів потужністю до 10 м в зонах глибоких активних розломів та тектонічних вузлів.

В цілому підземні води палеозойських і верхньопротерозойських відкладів характеризуються поступовим збільшенням загальної мінералізації зі сходу на захід у напрямку їхнього занурення. Центральний район, що охоплює основну частину території області, характеризується переважаючим поширенням прісних вод гідрокарбонатного складу. Майже всюди відмічається тісний гідравлічний зв'язок підземних вод палеозою з мезозойськими і кайнозойськими водоносними горизонтами, поверхневим живленням і розвантаженням вод. Поряд з цим по зонах гідравлічно розкритих тектонічних порушень відбувається підтік більш мінералізованих вод з глибоких горизонтів. Зазвичай гідрогеохімічні аномалії тяжіють до долин річок. При цьому кількість аномалій суттєво збільшується у глибоко врізаних долинах річок півдня області, порівняно зі слабо врізаними долинами річок північної частини області. В зонах аномалій переважають гідрокарбонатно-хлоридні й хлоридно-гідрокарбонатні води з мінералізацією до 3,0 г/л. Склад катіонів досить різноманітний – зустрічаються води кальцієві, кальцієво-натрієві, кальцієво-магнієві.

Характерно, що у процесі інтенсивної експлуатації вод в зонах аномалій спостерігається поступову їхнє опріснення. Це свідчить про сприятливі умови зв'язку з поверхневими джерелами живлення, що домінують у формуванні хімічного складу вод при значно порушеному режимі.

У північному напрямку мінералізація підземних вод поступово знижується (середні значення для південної частини області – 0,6-0,8 г/л, для центральної – 0,5-0,6 г/л, для північної – 0,3-0,4 г/л).

2.1.6. Геологічні пам'ятки як рекреаційний ресурс

Геологічні пам'ятки (геосайти) – це відслонення гірських порід і форми рельєфу земної поверхні, які найбільш виразно ілюструють геологічну будову земної кори і природні процеси, що відбувалися в ній протягом всієї історії її розвитку. Вони є свідками геологічних подій, які віддалені від нас на багато мільйонів і навіть мільярдів років. Ці пам'ятки природи мають особливу наукову, нерідко культурно-естетичну цінність і потребують охорони з метою збереження їх для майбутніх поколінь.

За своїм значенням вони поділяються на геологічні пам'ятки загальнодержавного і місцевого значення.

За змістом геологічні пам'ятки розділяють на шість основних типів: стратиграфічний і геохронологічний, мінералого-петрографічний, палеонтологічний, тектонічний, геоморфологічний і мальовничий.

Поділля виділяється серед регіонів України розмаїттям пам'яток природи, зокрема геолого-геоморфологічних. На даний час вони з достатньою детальністю описані і занесені у відповідні реєстри. При цьому багато з них є справді унікальними як для України, так і світу. Це загальновідомі сульфатні печери Тернопільського Подністров'я, Товтрова гряда та ін. Проблемними залишаються питання їх охорони та ефективного використання – багато цікавих відслонень, закинутих кар'єрів служать місцями стихійних сміттєзвалищ, заростають важко прохідними чагарниками, використовуються як місця гулянок з кострищами й купами побутового сміття, експлуатуються так званими “чорними палеонтологами” та іншими любителями збору кам'яного і палеонтологічного матеріалу. Тому актуальними питаннями залишаються створення атрактивних екскурсійних маршрутів, бажано – комплексних, в які варто б включати й геолого-геоморфологічні пам'ятки. При цьому вони можуть використовуватись в різних видах туризму – наукового, пізнавального, рекреаційного. Дуже добре сприймається ознайомлення з такими об'єктами зокрема учнівським та студентським контингентом. Звичайно, екскурсії, особливо на об'єкти світової геологічної спадщини, слід проводити з особливою обережністю: режим консервації таких цінних в науковому відношенні пам'яток слід дуже виважено й обережно суміщати з пізнавальними екскурсіями, тим більше з проведенням на них так званих “досліджень” нефахівцями. Більшість геологічних об'єктів, зосереджених у долині Дністра, дозволяють об'єднувати їх у геологічні стежки (геотрейли) та геологічні парки (*Гриценко, 2004; Сивий, Дем'янчук, 2011*).

Такі об'єкти ще не мають поширення в нашій країні, але є перспективними для розвитку природно-заповідного фонду та можуть бути використані як полігон для проведення геологічних екскурсій та студентських практик.

Вивченням геосайтів Поділля й Тернопільщини зокрема активно займалися такі науковці як Свинко Й.М., Гриценко В.П., Страшевська Л.В. та ін.

Завдяки значним (понад 400 м над рівнем моря) абсолютним висотам поверхні території Тернопільщини і глибокому (до 150-180 м) її розчленуванню, тут у багатьох місцях відслонюються верстви гірських порід різного віку, від нижньопалеозойських до кайнозойських включно.

Найцікавішими в науковому відношенні геологічними об'єктами в області є: відслонення силурійських і девонських відкладів в Подністров'ї, скупчення решток викопних рослин і тварин в неогенових відкладах північної частини області, найдовші у світі печери в гіпсах, неогеновий бар'єрний риф (Товтрова гряда), надзвичайно рідкісні мінеральні утворення – скупчення кристалів піщанистого кальциту в сарматських відкладах неогену Кременецьких гір та ін.

За кількістю виявлених цінних геологічних об'єктів і пам'яток природи (близько 100) Тернопільська область займає одне з перших місць в Україні (рис. 2.4).

До **стратиграфічних** пам'яток належать: 1) відслонення викопних ґрунтів на північній околиці м. Збаража; 2) відслонення викопних ґрунтів на південній околиці м. Тернополя; 3) плейстоценові відклади в кар'єрі цегельного заводу с. Ванжулів Лановецького району; 4) відслонення порід V тераси р. Дністра навпроти с. Бедриківці Заліщицького р-ну; 5) відслонення порід VI тераси р. Дністра поблизу с. Винятинці Заліщицького р-ну; 6) стратотип буглівських верств на північній околиці с. Огризківці Лановецького району; 7) стратотип бережанських верств біля с. Чехів Монастирського району; 8) стратотип нагірянських верств в м. Бучачі; 9) відслонення білої писальної крейди в м. Кременці; 10) відслонення нижньокрейдових відкладів в с. Більче-Золоте Борщівського району; 11) відслонення нижньокрейдових відкладів в с. Худиківці Борщівського району; 12) відслонення нижньокрейдових відкладів в с. Пилипче Борщівського району; 13) відслонення нижньокрейдових вапняків, складених з решток моховаток і голкошкірих біля с. Касперівці Заліщицького району; 14) відслонення юрських відкладів на південній околиці с. Луки Монастирського району; 15) відслонення середньодевонських відкладів біля с. Коржова Монастирського району; 16) відслонення нижньодевонських відкладів біля сіл Білоскірка і Грабовець Тернопільського району; 17) відслонення нижньодевонських відкладів в селі Іване-Золоте Заліщицького району; 18) відслонення нижньодевонських відкладів в с. Устечко Заліщицького району; 19) відслонення нижньодевонських відкладів біля м. Чорткова; 20) відслонення нижньодевонських відкладів в с. Кривче Борщівського району; 21) відслонення верхньосилурійських і нижньодевонських відкладів на східній околиці с. Дністрове Борщівського району; 22) відслонення верхньосилурійських відкладів в с. Дзвенигород Борщівського району; 23) стратотип трубчинської і верхньої частини варницької світ на східній околиці с. Трубочин Борщівського району; 24) відслонення силурійських відкладів в с. Трубочин Борщівського району; 25) відслонення силурійських відкладів в с. Окопи Борщівського району; 26) відслонення силурійських відкладів в смт. Скала-Подільська Борщівського району; 27) відслонення силурійських відкладів в смт. Гусятин Гусятинського району.

До **палеонтологічних** пам'яток належать: 28) місце знахідки решток мамонта поблизу смт. Вишнівець Збарзького району на схилі молодого яру; 29) місце знахідки скелета мамонта поблизу с. Антонівці Шумського району на крутому схилі молодого яру; 30) місце знахідки решток голоценових тварин на південно-східній

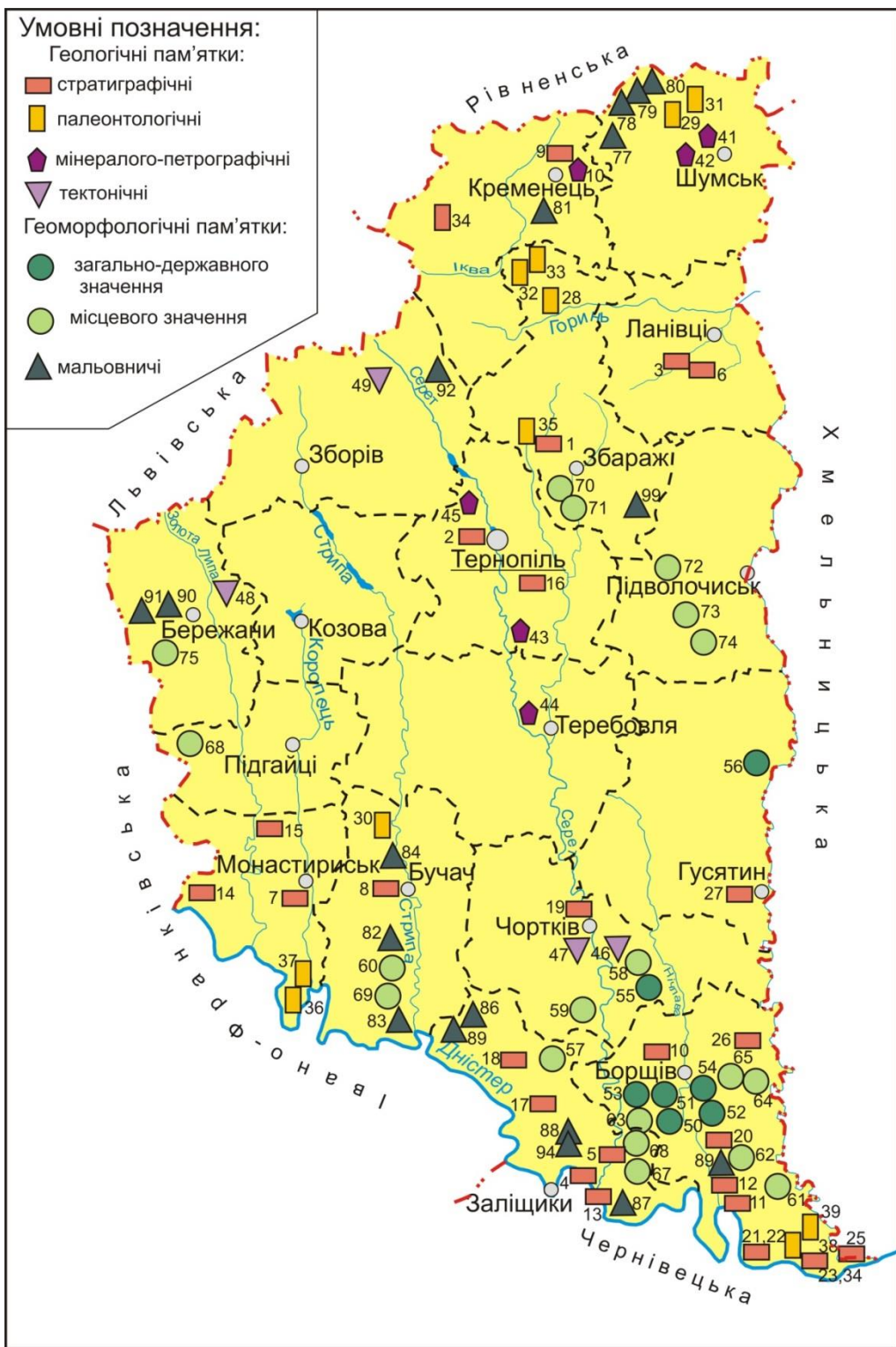


Рис. 2.4. Геологічні пам'ятки Тернопільської області

околиці с. Переволоки Бучацького району; 31) місце знахідки костей плейстоценових тварин на східній околиці с. Мала Іловиця Шумського району; 32) місцезнаходження міоценової фауни на північно-західній околиці с. Дзвиняча Збарзького району в яру Жаб'як; 33) місцезнаходження міоценової флори і фауни в с. Залісці Збарзького району; 34) місцезнаходження міоценової фауни в с. Старий Почаїв Кременецького району; 35) місцезнаходження решток міоценових риб в с. Доброводи Збарзького району на лівому березі р. Гніздична; 36) місцезнаходження девонської флори біля с. Вістря Монастирського району на лівому березі р. Дністер; 37) місцезнаходження ранньодевонської флори в 160 м вище за течією від с. Вістря Монастирського району на лівому березі р. Дністра; 38) місцезнаходження пізньосилурійської флори в 400 м нижче за течією р. Дністер від с. Трубчин Борщівського району; 39) місцезнаходження пізньосилурійської флори біля с. Кудринці Борщівського району на правому березі р. Збруч.

До **мінералого-петрографічних** пам'яток належать: 40) місце скупчення проблематичних крем'яних утворень у крейдових відкладах на східній околиці м. Кременець, біля підніжжя Дівочих скель; 41) скупчення кристалів піщанистого кальциту в нижньосарматських відкладах біля с. Залісці Шумського району; 42) відслонення нижньосарматських відкладів із скупченнями кристалів піщанистого кальциту на окраїні с. Залісці Шумського району; 43) скупчення дрібних прозорих кристалів кальциту біля с. Лучки Тернопільського району на лівому схилі долини р. Серет; 44) відслонення товстоверстуватих нижньодевонських червоних пісковиків в с. Застіноче Тербовлянського району; 45) відслонення щільних рифових вапняків нижнього сармату на північно-західній околиці с. Великий Глибочок Тернопільського району.

До **тектонічних** пам'яток належать: 46) складчастість нижньотортонських (нижньобаденських) пісковиків південніше м. Чорткова, між селами Синякове і Угринь (рис. 2.5); 47) складчастість нижньотортонських (нижньобаденських) пісковиків на правому схилі долини р. Серет південніше м. Чорткова, за селом Бердо; 48) антиклінальна складка в яру на східній околиці с. Надрічне Бережанського району; 49) складка облямування у рифових вапняках поблизу східної околиці с. Білокриниця Зборівського району.

До **геоморфологічних** пам'яток належать: 50) печера Оптимістична біля с. Королівка Борщівського району; 51) печера Озерна біля с. Стрілківці Борщівського району; 52) печера Кристалічна (Кривченська) на південній околиці с. Кривче Борщівського району; 53) печера Вертеба біля с. Більче-Золоте Борщівського району; 54) печера Ювілейна біля с. Сапогів Борщівського району; 55) печера Млиники біля с. Залісся Чортківського району; 56) печера Перлина біля с. Крутилів Гусятинського району; 57) печера Нагірянська біля с. Нагірянки Заліщицького району; 58) печера Угринь біля с. Угринь Чортківського району; 59) печера Улашківська біля с. Улашківці Чортківського району; 60) печера Жолоби біля с. Скоморохи Бучацького району; 61) печера Збручанська біля с. Збручанське Борщівського району; 62) печера На Хомах в с. Кривче Борщівського району; 63) печера Язичницька біля с. Міжгір'я Борщівського району; 64) печера Двох Озер біля с. Гермаківка Борщівського району; 65) печера Славка поблизу с. Кривче Борщівського району; 66) карстова лійка Язвінь на східній околиці с. Новосілка Заліщицького району; 67) карстова лійка Мархонівка на східній околиці с. Новосілка Заліщицького району; 68) карстова лійка в с. Шумляни Підгаєцького району; 69) скеля Семи джерел біля с.

Скоморохи Бучацького району; 70) гора Бабина на південній околиці с. Залужжя Збараського району; 71) гора Довбуша на окраїні с. Залужжя Збараського району; 72) ділянка Товтрової гряди на околиці с. Галушинці Підволочиського району; 73) ділянка Товтрової гряди на околиці с. Полупанівка Підволочиського району (Велике сідло); 74) ділянка Товтрової гряди біля с. Новосілка Підволочиського району; 75) карстові лійки поблизу с. Гутисько Бережанського району; 76) допалеогеновий карст на південній околиці с. Іванківці Лановецького району.



Рис. 2.5. Гравітаційні складки нижньотортонських (нижньобаденських) пісковиків на лівому схилі долини р. Серет біля м. Чорткова

До **мальовничих** пам'яток належать: 77) гора Стіжок біля с. Стіжок Шумського району; 78) Данилова гора (Трійця) біля с. Антонівці Шумського району; 79) гора Червоний камінь біля с. Велика Іловиця Шумського району; 80) гора Уніас на південному заході с. Антонівці Шумського району; 81) скелі Словацького поблизу північно-західної околиці м. Кременця; 82) Рівна скеля біля с. Скоморохи Бучацького району; 83) Монастирська скеля біля с. Сокілець Бучацького району; 84) Рукомишські скелі біля с. Рукомиш Бучацького району; 85) травертинові скелі біля с. Литяче Заліщицького району; 86) Дорогичівські скелі біля с. Дорогичівка Заліщицького району; 87) Дністровські феномени (скелі в урочищі Криве) східніше м. Заліщики; 88) скелі Сенманські Богатирі поблизу с. Лисичники Заліщицького району; 89) Бабинський менгір біля с. Бабинці Борщівського району; 90) Чортів Камінь біля с. Лісники Бережанського району; 91) Курянські феномени біля с. Куряни Бережанського району; 92) мальовничі скелі рифових вапняків (останці Подільських товтр) поблизу с. Мшанець Зборівського району; 93) Киданецькі скелі біля с. Киданці Збараського району; 94) Касперівські сфінкси між с. Лисичники і х. Вовчків Заліщицького району.

на для будівельної кераміки розвідана практично у кожному районі, хоча у незначних кількостях (1-5 млн т).

Окрім перерахованих видів сировини, область володіє незначними розвіданими запасами торфу, гіпсів та ангідритів, вапняків для меліорації, крейди будівельної, каменю облицювального й пиляного, сировини для керамзиту та аглопориту, скляної промисловості. Таким чином, *фактично* область має у своєму розпорядженні лише окремі види будівельної сировини, передусім карбонатну сировину (вапняки, мергелі, крейду, доломіти), в меншій мірі – глинисту (суглинки, глини), пісок, гіпси і певні запаси паливної (чи агрохімічної) сировини – торфу.

У загальнодержавному балансі область вирізняється досить високою часткою у структурі мінеральних ресурсів України трьох видів сировини: для цукрової промисловості, вапнування ґрунтів та випалювання вапна (відповідно 30, 25 і 24 %). Частки таких видів сировини як цементна, крейда будівельна, камінь облицювальний, гіпс та ангідрит, пісок будівельний, піщано-гравійні суміші, керамзитова сировина, сировина для будівельної кераміки, торф коливаються в межах 2-5 % від загальнодержавних запасів.

На цьому фоні виділяються такі райони як Підволочиський, у якому зосереджено майже 23 % від загальнодержавних запасів вапняків для меліоративних потреб, 23 % вапняків для цукроварень та 8 % вапняків для випалювання вапна (усі родовища в межах Товтрового пасма), Збараський район, який володіє 12 % запасів вапняків для вапна, Бережанський район – понад 7 % загальнодержавних запасів сировини для цукроварень, 2,5 % вапняків для вапна та Монастириський район, у якому зосереджено понад 3 % цементної сировини і понад 1% вапняків для вапна. Запаси інших районів області за окремими видами сировини у загальнодержавному балансі обчислюються десятими, сотими та тисячними частками відсотка.

Провідні ролі у забезпеченні області будівельною сировиною відіграють такі райони як Підволочиський, Збараський, Бережанський, Монастириський. Дуже бідні розвіданими мінерально-сировинними ресурсами Підгаєцький, Буцацький, Чортківський, Лановецький райони.

При аналізі не взято до уваги розвідані запаси прісних і мінеральних вод області. Перші становлять 295 тис. м³/добу, що наближається до 2 % від загальних запасів в Україні, другі – 2728 м³/добу, або 3,11 % від загальнодержавних. Розвідані запаси прісної води зосереджені в основному у Тернопільському, частково, у Бережанському, Козівському і Чортківському районах. Балансові запаси мінеральних вод розміщені на території лише двох районів – Гусятинського і Тербовлянського.

Література

1. *Артюшенко А.Т.* Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде (по данным споро-пыльцевого анализа). К.: Наукова думка, 1970. 178 с.
2. *Артюшенко А.Т., Арап Р.Я., Безусько Л.Г.* История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде. К.: Наукова думка, 1982. 136 с.
3. *Бабинец А.Е., Шестопалов В.М. и др.* Лечебные минеральные воды типа “Нафтуса”. К.: Наукова думка, 1986. 187 с.
4. *Барбот-де-Марни М.П.* Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию // Записки минералогического общества. 1867. С. 26-84.
5. *Безусько Л.Г.* Палинологические данные к стратиграфии позднего плейстоцена западных областей Украины // Палинологические таксоны в биостратиграфии. Саратов:СГУ. 1989. С.103-108.

6. *Безусько Л.Г., Богуцький А.Б.* Нові дані про рослинність західних областей України в верхньому плейстоцені // Укр. ботанічний журнал. К., 1986, т.43, № 1. С. 47-51.
7. *Бирюлева Л.В., Бирюлев А.Е., Качор Л.Д.* К минералогии нижнедевонских медистых песчаников Приднестровья // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1966. Кн.7. С. 33-37.
8. *Богуцький А.Б.* Генетичні типи четвертинних (антропогенових) відкладів Волино-Подільської височини // Матеріали наукової конференції по вивченню та використанню продуктивних сил Поділля. Вип. 1. Львів: Вид-во Львів. ун-ту., 1966. С.28-31.
9. *Богуцький А.Б.* Генетические типы четвертичных (антропогеновых) отложений юго-западной окраины Русской платформы и их инженерно-геологическая характеристика: Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук / Моск. гос. ун-т. М., 1967. 22 с.
10. *Богуцький А.Б.* Четвертинні відклади // Природа Тернопільської області / За ред. Геренчука К.І. Львів: Вища школа, 1979. С.28-36.
11. *Богуцький А.Б.* Антропогеновые покровные отложения Вольно-Подоллии // Антропогеновые отложения Украины. Киев: Наук. думка, 1986. С. 121-132.
12. *Бондарчук В.Г.* Генетичні типи і стратиграфія четвертинних відкладів Української РСР // Геол. журнал, т.18, в.1. К., 1958. С. 16-30.
13. *Бондарчук В.Г., Веклич М.Ф., Ромоданова А.П., Соколовський І.Л.* Основні риси палеогеографії та умови осадкоутворення на території Української РСР за четвертинного періоду // Геологічний журнал, т.19, в.2. 1959. С. 6-16.
14. *Буко А.* Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. 187 с.
15. *Блисковский В.З., Киперман Ю.А.* Агрономические руды. М.: Знание, 1987. 48 с.
16. *Веклич М.Ф.* Стратиграфия и палеогеография верхнего (позднего) кайнозоя юго-запада Русской платформы по палеопедологическим данным // Палеонтология, геология и полезные ископаемые. Кишинев: Изд-во АН МССР, 1967 С. 115-125.
17. *Веклич М.Ф.* Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран. К.: Наукова думка, 1968. 238с.
18. *Вишняков И.Б., Помяновская Г.М., Фильштинский Л.Е.* Днестровский перикратонный прогиб // Геотектоника Вольно-Подоллии, 1990. К.: Наукова думка. С. 159-177.
19. *Волік О.* До питання про поширення травертинів на Поділлі // Наукові записки ТНПУ. Серія: Географія. Тернопіль: Видавн. Відділ ТНПУ, 2006. №2. С.42-47.
20. *Волік О.* Морфологічні особливості та класифікація травертинових утворень Поділля // Наукові записки ТНПУ. Серія: Географія. Тернопіль: Видавн. відділ ТНПУ, 2007. №1. С.41-44.
21. *Гавриленко К.С., Штогрин О.Д., Щепак В.М.* Підземні води західних областей України. К.: Наукова думка, 1968. 220 с.
22. *Геологическая история территории Украины.* Докембрий. К.: Наукова думка, 1993. 185 с.
23. *Геологическая история территории Украины.* Палеозой. К.: Наукова думка, 1994. 205 с.
24. *Геология и нефтегазосность Вольно-Подольской плиты.* К.: Наукова думка, 1980. 105 с.
25. *Геология и полезные ископаемые Западных областей УССР.* М-Л.: Госгеолиздат, 1941. С. 642.
26. *Геотектоника Вольно-Подоллии* (по ред. И.И.Чебаненко). К.: Наукова думка, 1990. 243 с.
27. *Горецький В.О., Дідковський В.Я.* Волино-Подільська плита: міоцен // Стратиграфія УРСР. Неоген. Т. 10. К.: Наукова думка, 1975. С. 84-110.
28. *Гофштейн И.Д.* О террасах Днестра и новейших движениях в Приднестровье // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. – 1960. – № 25. – С. 20–24.
29. *Гофштейн И.Д.* О некоторых неотектонических явлениях в Приднестровье // Материалы Всес. совещ. по изучению четвертичного периода. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С.140-146.
30. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника і морфогенез Верхнього Придністров'я. К.: Вид-во АН УРСР, 1962. 132 с.
31. *Гриценко В.П.* Коралловые рифы силура Подоллии: Сб. научных работ Киев. ун-та. К.: Вища школа, 1977. Вип. 13. С. 5-11.
32. *Демедюк Н.С.* Новые находки фауны позвоночных в долине р. Днестра // Палеолит. Сб. Львовск. ун-та, Львів: Видавн. Львів. ун-та, 1966. С. 25-26.
33. *Демедюк М.С.* Алювіальні відклади ріки Дністер // Мат. наук. конф. по вивченню та використанню продуктивних сил Поділля. Львів, 1966. Вип.1. С. 36-42.
34. *Долинский Л.П.* Приднестровские фосфориты // Зап. Киев. отд. русс. техн. о-ва, 1883. Т. 13. С. 343-349.
35. *Дикенштейн Г.Х.* Палеозойские отложения юго-запада Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1957. 257 с.

36. *Дрыгант Д.М. и др.* Верхний докембрий – нижний палеозой Среднего Приднестровья. К.: Наукова думка, 1982.
37. *Елтышева Р.С., Предтеченский Н.Н., Сытова В.А.* Органогенные постройки в силурийских отложениях Подолии // Граница силура и девона и биостратиграфия силура. М.: Наука, 1971. С. 89-94.
38. *Заморій П.К.* Стратиграфія четвертинних відкладів УРСР // Вісник Київського ун-ту, серія геол. і географія. К., 1958, в.1. С.111-123.
39. *Заморій П.К.* Четвертинні відклади Української РСР. К.: В-во Київ. ун-ту, 1961. 546 с.
40. *Знаменська Т.О.* Товтровий кряж та його місце в структурі південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи // Геологічний журнал, 1976. Т. 36. Вип. 5. С. 12-16.
41. *Знаменская Т.А., Чебаненко И.И.* Блоковая тектоника Волыно-Подолии. К.: Наукова думка, 1985. 154 с.
42. *Иванова И.К.* Палеоландшафты Среднего Приднестровья в верхнем плейстоцене // Палеоландшафты, фауна и флора ледниковых и перигляциальных зон плейстоцена: Преп./Ин-та геологических наук; 80-15. К., 1970. С.16-17.
43. *Карта четвертичных отложений СССР* (масштаб 1:5000000, глав. ред. Г.С. Ганешин), 1959.
44. *Кітура В., Сивий М.* Мінеральні води Тернопільщини // Наук. записки Терноп. педуніверс. Серія: географія. 1999. №2. С. 23-29.
45. *Кітура В., Сивий М.* Про перспективи нафтогазоносності території Тернопільщини // Наукові записки Терноп. педун-ту. Серія: географія. 2002. № 2. С. 59-62.
46. *Ковальчук М.С., Квасниця В.М., Довгань Р.М., Павлюк В.М., Деревська К.І.* Морфогенетична класифікація розсипного золота з алювіальних відкладів р. Дністер // Геологічний журнал, 2001. № 3. С. 30-40.
47. *Королюк И.К.* Подольские толтры и условия их образования // Труды Ин-та геол. наук. Сер. геол. 1952. Вып. 110. № 56. С. 22-28.
48. *Круглов С.С., Цытко А.К., Арцирий Ю.А. и др.* Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 255 с.
49. *Крупський Ю.З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. К.: УкрДГРІ, 2001. 144 с.
50. *Кудрин Л.Н.* О верхнетортонской пересыпи (баре) между солеродным бассейном и открытым морем в пределах юго-западной окраины Русской платформы // ДАН СССР, 1960. Т. 131. № 4. С. 127-132.
51. *Кудрин Л.Н.* Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1966. 172 с.
52. *Куниця М.О.* *Helicigona banatica* (Rossm.) в плейстоцені Поділля // Доповіді АН УРСР. К., 1969. № 10. С. 877-879.
53. *Куниця Н.А.* Стратиграфия и малакофауна плейстоцена Украины. Черновцы, 1974. 82с.
54. *Куниця Н.А.* Палеогеографические реконструкции плейстоцена по малакофаунистическим данным (на примере Украины): Автореферат на соискание ученой степени доктора географических наук: 11.00.04 / Инст. геофизики им. С.И. Субботина АН УССР. К., 1983. 46 с.
55. *Лазаренко Є.К., Сребродольський Б.І.* Мінералогія Поділля. Л.: Вид-во Льв. ун-ту, 1969. 344 с.
56. *Ласкарев В.Д.* Два яруса лесса в Подольской и Волынской губерниях // Записки общества Подольских естествоиспытателей и любителей природы. – Кам.-Под., 1913. Т.2.
57. *Ласкарев В.Д.* Общая геологическая карта России. Лист 17 // Тр. Геолог. ком. Спб., 1914. Вып.77.
58. *Медведев А.П., Яськів С.П.* Про Тербовлянський розлом у межах Волино-Поділля // Геологія і геохімія горючих копалин, 1971. Вип. 25. С. 59-64.
59. *Михальский А.О.* К вопросу о геологической природе Подольских Толтр // Известия Геолкома, 1896. Т. 14. С. 115-193.
60. *Нестор Х.Е., Эйнасто Р.Э.* Фациально – седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна // Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1997. 127 с.
61. *Никифорова О.И., Предтеченский Н.Н., Абушик А.Ф. и др.* Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии. Л.: Наука, 1972. 262 с.
62. *Палеогеография* и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1980. 287 с.
63. *Пашенко В.П.* О типах голоценового аллювия долины Днестра // Материалы по четвертичному периоду Украины. К.: Наук. думка, 1974. С. 247-258.
64. *Пастернак С.І., Сеньковський Ю.М., Гаврилишин В.І.* Волино-Поділля в крейдовому періоді. К.: Наукова думка, 1987. 308 с.

65. *Пастернак С.І., Гаврилишин В.І., Гинда В.А. та ін.* Стратиграфія і фауна крейдових відкладів заходу України. К.: Наукова думка, 1968. 259 с.
66. *Пекун Ю.Ф.* Минералогия бентонитовых глин западных областей УССР. Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1956. 128 с.
67. *Перцович М.І.* Микулинецьке сірчане родовище та основні критерії пошуків самородної сірки на території західних областей УРСР / Матеріали до вивчення природних ресурсів Поділля. Тернопіль – Кременець, 1963. С. 53-55.
68. *Полянський Ю.* Подільські етюди. Тераси, ліси і морфологія Галицького Поділля над Дністром // Зб. Мат. Прир. Лік. Секції НТШ. 1929, т. XX. С. 1-165.
69. *Природа* Тернопільської області / За ред. К.І. Геренчука. Львів: Вища школа, 1979. 166 с.
70. *Ризун Б.П., Медведев А.П., Чижев Е.И.* Формации осадочного чехла Вольно-Подолья // Литология и полезные ископаемые, 1976. № 3. С. 85-92.
71. *Рудницький С.* Знадоби до морфології подільського сточища Дністра // Зб. матем.-природописно-лікарської секції НТШ. 1913. Т. 16. 310 с.
72. *Сандлер Я.М.* К характеристике среднеюрских отложений юго-западной окраины Русской платформы и примыкающей части Предкарпатского прогиба. – ДАН СССР, 1961. – Т. 141. - № 5. - С. 85-88.
73. *Свинко И.М., Хмелевский В.А.* О минералах марганца из сарматских известняков района г. Кременца // Минералогический сборн. Львов. ун-та, 1964. - № 18. – Вып. 2. С. 12-15.
74. *Свинко Й.М., Холява П.М., Запорожан Л.П.* Сторінки природи рідного краю. Тернопіль, 1994. 115 с.
75. *Свинко И.М.* Основные черты новейшей тектоники северной части Подолия // Материалы по четвертичному периоду Украины. К.: Наукова думка, 1974. С. 376-385.
76. *Свинко Й., Волік О.* Про генезис травертинових скель Середнього Придністров'я // Наук. зап. Вінницького ДПУ. ім. М. Коцюбинського. Серія: Географія. Вінниця, 2003. № 6. С.174-178.
77. *Свинко Й.М.* Нарис про природу Тернопільської області: геологічне минуле, сучасний стан. Тернопіль: Навчальна книга – Богдан, 2007. 192 с.
78. *Сеньковський Ю.М., Ризун Б.П.* Короткий нарис з історії геологічного розвитку Волино-Подільської плити // Геологія і геохімія гор. коп. К.: Наукова думка, 1971. С. 56-63.
79. *Сеньковський Ю.Н.* Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. К.: Наукова думка, 1977. 128 с.
80. *Сеньковский Ю.Н., Глушко В.В., Сеньковский А.Ю.* Фосфориты Запада Украины. К.: Наукова думка, 1989. 182 с.
81. *Сивий М.Я., Потокій М.В.* Мінеральні ресурси, проблеми їх використання та охорони в Тернопільській області: Посібник для вчителів. Тернопіль: Тайп, 1998. 89 с.
82. *Сивий М., Кітура В.* Мінерально-ресурсний потенціал Тернопільської області. Тернопіль: Тайп, 1999. 274 с.
83. *Сивий М.Я.* Кам'яний літопис Придністров'я // Вісник фонду Олександра Смакули. 2000. № 1. С. 46-51.
84. *Сивий М.Я., Кітура В.М.* Прісні підземні води Тернопільщини // Наукові записки ТДПУ. Серія: географія. 2003. № 1. С. 89-95.
85. *Сивий М.* Мінеральні ресурси Поділля: конструктивно-географічний аналіз та синтез. Тернопіль: Підручники і посібники, 2004. 656 с.
86. *Сивий М.Я.* Геологічна будова Тернопільщини // Тернопільський енциклопедичний словник. Тернопіль: Збруч, 2004. С. 343-345.
87. *Сивий М.Я.* Геологічні дослідження на Тернопільщині // Тернопільський енциклопедичний словник. Тернопіль: Збруч, 2004. С. 345-346.
88. *Сиренко Н.А., Турло С.И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и голоцене. К.: Наукова думка, 1986. 188 с.
89. *Ситник О. С., Богущький А. Б.* Палеоліт Поділля: Великий Глибочок І. Львів: Укртехнології, 1998. 144 с.
90. *Ситник О. С.* Середній палеоліт Поділля. Львів, 2000. 372 с.
91. *Соколовський І.Л.* Карта генетичних типів лесових порід західної частини УРСР // Геол. журн., 1957, т. 17, в.2. С.64-68.
92. *Соколовський І.Л.* Распространение, состав и свойства лессовых пород западной части УССР // Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, серия геоморфология и четвертичная геология, 1957. В.1. С.30-47.
93. *Татаринов К.А.* Экологические факторы, обусловившие вымирание некоторых млекопитающих Подолья в антропогене // Вопр. экологии. 1962, Т. 6. С.152-155.

94. *Татарінов К.А.* Стратиграфічне значення викопних антропогенових ссавців Поділля // Матеріали до вивчення природних ресурсів Поділля. Тернопіль-Кременець: Вид-во Кременецького пед. ін-ту, 1963. С.70-73.
95. *Ткачук Л.Г., Кудрин Л.Н, Ритун М.Б.* Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР // Вопросы минер. осад. образ. Кн. 5. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. С. 18-25.
96. *Цегельнюк П.Д.* Брахиоподы и стратиграфия нижнего палеозоя Вольно-Подольи. К.: Наукова думка, 1976. 148 с.
97. *Цегельнюк П.Д.* Дністровський опорний розріз силуру // Стратигр. УРСР, Т. 4., 1974. С. 63-109.
98. *Цегельнюк П.Д.* К вопросу об истории геологического развития Вольно-Подольи в ордовике и силуре // Тектоника и стратигр. 1989. Вып. 30. С. 38-47.
99. *Христфорова Т.Ф.* Про деякі закономірності розподілу потужностей четвертинних відкладів в західній частині УРСР // ДАН УРСР, сер. Б, № 10, 1967. С.886-889.
100. *Хруцзов Д.Н., Галицький Л.С.* Перспективи вивчення міденосності строкатоколірних формацій УРСР // Геологічний журнал, 1989. №4. С. 20-22.
101. *Чиж Е.И.* Изучение ископаемых органогенных построек силура Вольно-Подольи // Геологический журнал, 1977. № 4. С. 101-106.
102. *Шайнюк А.И.* Петрография миоценовых отложений северо-восточной части Вольно-Подольской возвышенности: Автореф. дисс... канд геол.-мин. наук. Львов, 1961. 20 с.
103. *Шестопалов В.М.* Новые данные о формировании сероводородных вод в районе с. Конопковка в связи с перспективами нефтегазоносности Тернопольской области // Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской окраины Русской платформы. Труды УкрНИГРИ. 1964. Вып. 2. С. 26-32.
104. *Шестопалов В.М., Ищенко А.П.* О Подольской области минеральных вод типа “Нафтуса” // Геол. журнал. 1985. Т. 45. № 1. С. 62-68.
105. *Штогрин О.Д., Щепак В.М., Колодій В.В.* Підземні води західних областей України та їх охорона // Охорона природи та раціональне використання природних ресурсів у західних областях УРСР. Львів, 1974. С. 55-86.
106. *Ярьш М.С., Заяц Х.Б., Бударкевич М.Д.* О направлении поисков нефтегазоносных структур в пределах Вольно-Подольи / Геофизические исследования на Украине. К.: Техніка, 1974. С. 68-72.
107. *Ясьоньовський М., Побережський А.В., Студеницька Б.* та ін. Сарматські серпулітово-мікробіалітові рифи пасма Медоборів (Волино-Подільська окраїна Східно-Європейської платформи) // Геологія і геохімія горючих копалин. 2003. № 2. С. 85-96.
108. *Vakowski J.* Utwor dyluwialny między Koropcem a dolnym biegiem Strypy na Podolu // Kosmos, T.X. Lwow. 1885.
109. *Bogucki A., Gruzman H., Woloszyn P.* Alpejska tektonika Roztocza i podkarpacki pas rafowy // Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. Lub.: wyd. UMCS, 1993. S. 50-55.
110. *Dunicowski E.* Przyczynek do znajomosci galicyjskiego dyluwium // Kosmos, T. V. Lwow. 1880.
111. *Golonka J.* Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps. Kraków: Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, 2000. 125 s.
112. *Hamerska M.* Old-red podolski. Szkic petrograficzny // Kosmos, 1923. R. 48. S. 59-83.
113. *Friedberg W.* Die Pectiniden des Miozans von Polen und ihre stratigraphische Bedeutung. I und II Teil. // Bull. intern. Acad. Pol., 1932. B. II. S. 47-66.
114. *Kozłowski R.* Uwagi wstępne o sylurze Podola // Posiedz. nauk. P. I. G., 1927. № 18. S. 39-41.
115. *Kozłowski R.* Les Brachiopodes Gothlandies de la Podolie Polonaise //Palaeont. pol., 1929. T. I. P. 1-254.
116. *Lomnicki A.* Mieczaki znane dotychczas z pleistocenu galicyjskiego // Kosmos. 1886. № 11. P. 276-299.
117. *Morawiecki A.* Warstwy fosforytonosne okolic Melnicy i Ujscia Biskupiego nad Dniestrem // Posiedz. Nauk. P. I. Geol. 1931. № 3. S. 85 – 86.
118. *Nowak I.* Dniestr a gipsy tortonskie // Roczn. Pol. Tow. Geol. 1938. T. XIV. S. 155 – 194.
119. *Czarnecki J.* Uwagi co do przewodnich rysów stratygrafii miocenu Podola w porownaniu ich ze stratygrafją miocenu gór Świętokrzyskich // Posiedz. nauk. P.I.G., 1936. № 95. S. 66-70.
120. *Sujkowski Z.* O bentonicie polskim z okolic Krzemienca // Arch. Miner. Tow. N. W. 1934. T. X. S. 98-116.
121. *Teisseyre W.* Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-galicyjskiej // Sprawozd. Komisji fiziogr. A.U. 1894. T. 29. S. 188-191.
122. *Tokaski J.* Studia nad lessem podolskim. II. Fizjografia lessu podolskiego oraz zagadnienie jego stratygrafji.- Spraw. P.A.U., 1936, N 41, 94 p.
123. *Zych W.* Old- red Podolski // Prz. P. Inst. Geol. 1927. T. 2. S. 1- 65.