

Міністерство утворення і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
Факультет геології, географії, рекреації і туризму
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

До захисту перед ЕК допущено
В.о. зав. кафедри _____ доц. Сухов В.В.
« _____ » _____ 2025 року

**«Геологічна будова та нафтогазоносність передгірського
прогину Румунських Східних та Південних Карпат»
Українських Східних Карпат
КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА**

Виконав:
студент 4 курсу, група ГН-41,
спеціальність 103 Науки про Землю,
освітньо-професійна програма
«Геологія нафти і газу»
Хорошун Олександр Юрійович
Керівник:
к. геол. н., доц.
Сухов Валерій Васильович

*Кваліфікаційна робота захищена
з оцінкою « _____ »*

Голова ЕК Безрук К.О.

Секретар ЕК Тищенко І.І.
« _____ » _____ 2025 року

Харків – 2025

Зміст

ВСТУП	3
Розділ 1. Загальні відомості про район дослідження	6
Розділ 2. Стратиграфія.....	9
2.1 Юрські утворення.	9
2.2 Крейдяні утворення.	10
2.3 Палеогенові утворення.....	11
Розділ 3. Тектоніка	28
Розділ 4. Історія геологічного розвитку.....	53
ВИСНОВКИ.....	66
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	69

ВСТУП

Передгірський прогин Румунських Східних і Південних Карпат – один із ключових сегментів величезної Карпатсько-Балканської передової депресії, що протягується дугою від Австрії до Чорного моря. Він охоплює північні та центральні райони Румунії (повіти Сучава, Нямц, Бакеу, Вранча, Брашов, Димбовіца, Арджеш та ін.) і простягається у меридіональному напрямку більш ніж на 400 км із середньою шириною 30–50 км. На північному сході прогин обмежується докембрійським та палеозойським кристалічним фундаментом Молдовської платформи, тоді як на південному заході безпосередньо прилягає до Скибової й Напідтової зон Карпатської складчастої системи, що зумовлює різкий контраст між платформними і орогенними структурними стилями.

У геоморфологічному відношенні територія характеризується хвилястим передгірним рельєфом із поступовим підвищенням у бік гірського масиву. Густа мережа водотоків Сірету, Пруту, Бистриці та їх приток глибоко врізається в осадовий чохол, створюючи природні виходи, які дозволяють безпосередньо спостерігати розрізи порід юрського, крейдяного та неогенового віку. Водночас наявність розвиненої транспортної інфраструктури (автомагістралі А7, залізничний коридор «Via Carpatia») та високий ступінь господарського освоєння території роблять регіон доступним для геологічних досліджень та подальших пошуково-розвідувальних робіт.

Тектонічно прогин поділяється на дві контрастні зони. Внутрішня (західна) зона сформована на мезозойсько-кайнозойській геосинклінальній основі й виконана потужним (до 6 км) комплексом нижньо-та середньоміоценових моласових відкладів. Зовнішня (східна) зона спирається на докембрійський фундамент платформи і характеризується тонким (до 2 км) покривом палеогенових і неогенових осадів. Міжзональний тектонічний контакт проявляється системою регіональних насувів і глибинних розломів, що визначають як структурний рисунок, так і нафтогазоносність басейну.

З геоенергетичного погляду передгірський прогин Східних і Південних

Карпат входить до Східноєвропейської нафтогазоносною провінції та є другим за запасами вуглеводнів регіоном Румунії після Закарпатського басейну. У межах прогину зосереджені значні поклади нафти (полі Бакеу, Мойнешти, Джуджет), газового конденсату (Фелчеу, Вержешти) та сухого газу (Фряташти, Вранча). Відкриття нових глибоких зон насичення, зокрема у нижньому сарматі і бадені, засвідчило актуальність переоцінки ресурсного потенціалу басейну з урахуванням сучасних сейсморозвідувальних і петрофізичних даних.

Мета роботи – комплексний аналіз геологічної будови та умов нафтогазоносності передгірського прогину Румунських Східних і Південних Карпат із висвітленням стратиграфічних, тектонічних і палеогеографічних чинників, що контролюють нафтогазоносні системи регіону.

Для досягнення поставленої мети необхідно вирішити такі завдання:

узагальнити географічні та геолого-економічні характеристики району дослідження;

встановити стратиграфічну послідовність осадових товщ та проаналізувати їх фаціальну диференціацію;

охарактеризувати головні тектонічні елементи прогину та їх еволюцію;

реконструювати історію геодинамічного розвитку території у мезозої та кайнозої;

проаналізувати типи пасток і морфологічні особливості покладів нафти й газу;

оцінити перспективні глибини та літолого-стратиграфічні рівні для подальших пошуково-розвідувальних робіт.

Об'єктом дослідження є геологічні структури та товщі осадового чохла передгірського прогину, **предметом** – їх роль у формуванні та локалізації нафтогазових скупчень.

Методи дослідження включають аналіз даних буріння та сейсморозвідки, петрографічні й петрофізичні дослідження керну, геохімічний аналіз органічної речовини, а також ГІС-моделювання просторового поширення

колекторів і пасток.

Наукова новизна роботи полягає у комплексному порівнянні внутрішньої й зовнішньої зон прогину та виділенні нових потенційних об'єктів глибинної нафтогазоносності, пов'язаних із регіональною системою насувів і перекинутих складок.

Практичне значення отриманих результатів полягає у вдосконаленні регіональної геологічної моделі, що стане основою для оптимізації стратегії буріння, підвищення коефіцієнта видобутку вуглеводнів і раціонального використання ресурсів Карпатського регіону.

Таким чином, дослідження геологічної будови та нафтогазоносності передгірського прогину Румунських Східних і Південних Карпат має не лише академічну, а й важливу прикладну цінність, оскільки сприяє розвитку енергетичного сектору, економічному зростанню та енергетичній безпеці не лише Румунії, а й усього Карпатського макрорегіону.

Розділ 1. Загальні відомості про район дослідження

Передгірський прогин Українських Східних Карпат у геотектонічному відношенні є сучасним передовим прогином Карпатської гірської споруди. У його межах, так само, як і в інших передгірських прогинах, виділяються дві структурно-тектонічні зони: внутрішня (південно-західна) та зовнішня (північно-східна). Перша розвинулася на мезозойській та палеогеновій складчастій геосинклінальній основі, друга – на палеозойській та мезозойській платформному фундаменті.

В історії геологічного розвитку внутрішня зона виникла в передміоценовий період часу, внаслідок чого вона виконана потужним комплексом нижньо- та середньоміоценових молас. Зовнішня зона почала формуватися пізніше - тільки в нижньому тортоні, через що в ній нижньоміоценовий комплекс молас відсутня. Контакт між цими зонами тектонічний. На поверхні він виражений у формі насуву (Стебникського) порід внутрішньої зони на зовнішню, а на глибині – у вигляді регіонального глибинного розриву.

Внутрішня зона з південного заходу обмежується передовими складками Скибової зони Карпат; контакт на поверхні виражений насувом Скибової зони на Передкарпатський прогин, на глибині – регіональним тектонічним порушенням типу збросу. Осьова частина внутрішньої зони простягається безпосередньо на північ від смуги передової складчастості Карпат.

Зовнішня зона на північному сході межує із Волино-Подільською плитою. Кордон між ними проходить лінією регіонального глибинного розриву. У багатьох місцях ця межа фіксується у формі флексуроподібного вигину пластів верхньоміоценових утворень.

У межах внутрішньої зони, у флішевих породах фундаменту, встановлюється лінійна складчастість, яка об'єднується в три структурні підзони (з південного заходу на північний схід): Бориславську, Долинську та Дрогобицьку (за О. С. Вяловим). Кожна з них у своєрідній формі відбивається

на поверхні.

Бориславська підзона на значній відстані прихована під насунутими на неї складками флішевих Карпат. Проте в тих місцях, де породи Скибової зони, що її перекривають, розмиті, на поверхні можна спостерігати безпосередньо породи, що беруть участь у будові даної підзони (Покутські Карпати, міжріччя Бистрини Солотвинської та Ломниці). На цих ділянках на поверхні оголюються часто не тільки моласові відкладення прогину, а й породи його фундаменту – палеогеновий та крейдяний фліш. Ці ж породи, разом з нижніми горизонтами молас (нижньоворищенська світа нижнього міоцену), повсюдно виявляються бурінням під насувом Карпат.

Долинська підзона на поверхні виражена переважно утвореннями воротищенської серії, що складають склепіння піднятий, і відкладеннями стебнікської серії, що виконують ділянки синклінальних прогинів.

Про будову найпівнічнішої, Дрогобицької, підзони відомостей поки що порівняно мало. Це тим, що у межах дуже слабка оголеність корінних порід лежить на поверхні і до того ж тут досі не проводилося глибоке буріння. Загалом, у межах цієї підзони поширюються головним чином відкладення стебнікської серії та молодші, моласові утворення. В окремих випадках, на думку деяких дослідників, у склепінних частинах піднять оголюються наймолодші осади воротищенської серії.

У поздовжньому напрямку у внутрішній зоні, за нашими дослідженнями, виділяються три дещо відмінні за своєю геологічною будовою та умовами нафтоносності району. Один із них, Бориславський, розташований на північному заході прогину, другий, Долинський, знаходиться в центрі прогину між перетинами Орів – Розділ та Майдан – Станіслав, третій, Надвірнянський, розташований на південному сході між перетинами Майдан – Станіслав та Покутські Карпати. У тектонічному відношенні всі три райони розташовуються в межах великих депресій, розділених поперечними підняттями. Бориславський район пов'язаний із Підбузькою депресією, Долинський – з Долинською, Битківський – з Надвірнянською. Старовинні

поперечні підняття, що їх розділяють, виділяються на ділянках Стара Сіль – Ходновичі, Орів – Розділ, Майдан – Станіслав та Покутських Карпат.

Зовнішня зона в тектонічному відношенні різко відрізняється від внутрішньої. У ній відсутня скільки-небудь виражена лінійна складчастість. Існуючі структури носять переривчастий характер і розташовуються без певних закономірностей. Північно-західна частина зони (на північний захід від Угерсько та Більче-Волиці) сильно опущена в порівнянні з південно-східною. При цьому її фундамент складений породами юрського віку, на відміну від південно-східного району, де в основі міоценових порід залягають переважно утворення верхньої крейди. Потужність міоценових відкладень північно-західної частини у 2,5–3 рази більша, ніж у південно-східній.

Після загальних зауважень перейдемо до детальної характеристики питань стратиграфії, тектоніки та історії геологічного розвитку. Судження з усіх цих питань складаються на підставі даних польової геології, геофізичних досліджень та матеріалів опорного та розвідувального буріння.

Розділ 2. Стратиграфія

У будові передгірного прогину Українських Східних Карпат беруть участь породи юрського та крейдяного віку, що складають фундамент зовнішньої зони, породи флішевого, крейдяного та палеогенового комплексу, що утворюють основу внутрішньої зони, та моласові неогенові утворення, що належать до осадів власне прогину.

На підставі наведеного матеріалу можна говорити про наявність у основі мезозойських порід утворень нижнього палеозою.

2.1 Юрські утворення.

Породи юрського віку в межах зовнішньої зони Предкарпатського прогину залягають в одних випадках (на північному заході) безпосередньо під утворенням міоцену, в інших (на південному сході) – під відкладами верхньої крейди. У північно-західній частині зони вони розкривалися на структурах Рудки, Добряни, Коханівка, Судова Вишня та в опорній свердловині Стрий; на південному сході встановлені на площах Угерсько, Більче-Волиця, Кадобно та Слобідка Лісова. Найбільш детально породи цього віку вивчені на площі Рудки, оскільки до них присвячені промислові поклади газу. У віковому відношенні у товщі цих порід виділяються утворення середньої та верхньої юри.

Середня юра представлена в основі піщаниками сірими та темно-сірими, дрібно- та середньозернистими, вапняними, кварцовими, слюдистими, з прошарками темно-сірих сланцюватих глин. Іноді зустрічаються прошарки гравелітів. У вигляді включень часто зустрічаються рослинні залишки, що обвуглилися, іноді - гіпс і ангідрит. Кути падіння порід по одиничних вимірах вимірюються від 20-30 ° до 45 ° (свердловина 140). Потужність їх у більшості свердловин коливається від 30 до 60 л і тільки в свердловині 85 досягає 125 м. Над пісковиками залягає товща вапняків сірих і темно-сірих, щільних, тріщинуватих, із включенням кальциту; нерідко зустрічається органогенно-уламковий вапняк. Цементуюча маса вапняків представлена

крупнокристалічним та дрібнозернистим кальцитом. Потужність товщини 100–120 м.

Верхня юра відповідно залягає на нижній юре і складається з двох світ: строкатого, нижнього, і вапнякового, верхнього. Строкатокольорова світа представлена перешаровуванням строкатих глин, аргілітів, алевролітів, пісковиків і вапняків. Потужність її змінюється від 21 до 39 м. Вапнякова світа, що отримала у геологів «Львівнафтогаз-розвідки» назву нижневської світи, представлена сірими, зеленувато-сірими, глинистими, щільними, тріщинуватими, доломітизованими вапняками та доломітами. У верхній частині її нерідко зустрічаються прошарки пісковиків зеленого та зеленувато-сірого кольору, слабо-сцементованих, некарбонатних, прошарки мергелів та сірих глин. Загальна потужність світи коливається у великих межах: на піднятих ділянках внаслідок ерозійного змиву ці породи відсутні, на ділянках занурення їх потужність досягає 450 м і більше.

Загальна потужність юрських відкладень відчуває закономірне збільшення з північного сходу на південний захід, тобто. е. від платформи у напрямку до внутрішньої зони прогину. Так, на площі Більче-Волиця їх потужність дорівнює 444 м (свердловина 110), на площі Угерсько – 800 м, а на ділянці Стрий опорна свердловина при вибої 3003 м з них не вийшла, розкривши потужність 845 м (покрівля відбита на глибині 2158 м).

2.2 Крейдяні утворення.

Породи крейдяного віку в Предкарпатському прогині відомі у двох фаціях: платформної та геосинклінальної. Платформенна фація повсюдно поширена у південно-східній частині зовнішньої зони прогину. Тут породи крейди, подібно до того як юрські утворення на північному заході, утворюють основу міоценового комплексу відкладень. У межах внутрішньої зони прогину утворення крейди у фації флішу залягають на основі палеогенового комплексу порід. Нижньомелові утворення як у зовнішній зоні, так і у внутрішній не відомі. Вважають, що в цей період була перерва в осади.

Верхньокремові осади зовнішньої зони в загальному своєму комплексі

представлені пісковиками (журавненська фація), мергелями та вапняками.

Пісковики зеленувато-сірі та світло-сірі, кварцові, тонкі, дрібно- та середньозернисті, вапняні, середньої фортеці, іноді пухкі. Зазвичай у них міститься незначна кількість глауконіту, фосфату та піриту; нерідко трапляються вуглисті включення. Цемент представлений переважно карбонатом кальцію. Часто пісковики: містять кілька органічно-детритусових піщанистих вапняків. Пісковики зціментовані зазвичай або глинистими мінералами (групи монтморилоніту), або глауконітом. До теперішнього часу вони є основною газоносною товщею порід зовнішньої зони прогину. Потужність їх в окремих випадках (родовище Угерсько) досягає понад 500 м.

Мергелі складають другий основний компонент розрізу верхньої крейди. Вони в основному сірі та темно-сірі, сильно піщані, містять значну домішку уламкових зерен кварцу, а також органічних та органічно-детритусових залишків.

Вапняки світло-сірі та сірі, піщано-алевритові та глинисті. У більшості випадків вони, як і мергелі, зустрічаються в нижній частині розрізу відкладень.

Весь комплекс порід верхньої крейди зовнішньої зони охоплюється сеноманським, туронським, коньякським, сантонським та кампанським ярусами. Сеноманський ярус характеризується в основному вапняками, мергелями та пісковиками, туронський – вапняками з конкреціями, кремніями, коньяцький – вапняками та мергелями, сантонський – пісковиками з прошарками мергелів, рідше вапняків, і кампанський – головним чином пісковиками.

2.3 Палеогенові утворення.

У зовнішній зоні Передкарпатського прогину палеогенові утворення відсутні і міоценові осади залягають безпосередньо на юрських та крейдяних породах мезозою. У період палеогену та в нижньому міоцені ця зона зазнавала підняття та стала областю зносу.

Внутрішня зона прогину в палеогеновий час була областю накопичення

осадів. У ній присутні породи палеоцену, еоцену та олігоцену.

Палеоцен. У районі палеоцен представлений ямненської світи. Утворення її починаються строкатим горизонтом, який у дослідників отримав різне найменування: О. З. В'ялов називає його під'ямненським строкатокольоровим горизонтом; С. Р. Корнеєва вживає назву «нижній строкаті горизонт», маючи на увазі наявність верхнього строкатого горизонту над ямненськими шарами; Я. О. Кульчицький називає його яремчанським обрієм.

Літологічно горизонт представлений тонким чергуванням пісковиків, алевролітів та аргілітів. Пісковики та алевроліти кварцові та глауконіто-кварцові, дрібнозернисті, невапняні, сіро-зеленого та зеленого кольору. Аргіліти вишнево-червоні та зелені, невапняні. Іноді у розрізі спостерігаються прошарки гравійника, що складається з екзотичного матеріалу, головним чином із зелених філітів (розріз по р. Черемошу).

Вище ряснокольорового горизонту залягає товща власне ямненського пісковика. Найчастіше це однакова товща пісковиків з рідкісними пропластками аргілітів, лінзами гравелітів і конгломератів.

Пісковики масивні, рідше товстошарові, кварцові, слабовапняні або невапняні, сірі і світло-сірі, дрібно-і середньозернисті. Мінералогічно вони складаються з незграбних, рідко окатаних зерен кварцу розміром від 0,1 до 0,8 мм, глауконіту, рідше – польових шпатів, мусковіту, біотиту, хлориту та одиничних зерен циркону, рутила та дистену. З непрозорих мінералів зустрічаються зерна лейкоксену та піриту. Кремнистий цемент і за своїм типом є цементом дотику і роз'їдання; структура псаммітова, нерівномірнотзерниста; текстура масивна.

Еоцен. Еоценові відкладення, згідно зі схемою О. З. В'ялова (1951), поділяються на витвицьку та попільську серії. У межах першої серії виділяються манявська та вигідна світи, в межах другої – пасічнянська та бистрицька світи з шешорським горизонтом вгорі.

Дослідження останніх років вносять зміни до цієї схеми. Більшість геологів вважає, що вигодська і пасічнянська світи, з одного боку, і попільська

і бистрицька світи, з іншого, є фаціальними різновидами порід одного і того ж віку. У північно-західній частині Передкарпатського прогину та в Скибовій зоні Карпат поширені в основному манявська світа нижнього еоцену та попельські шари верхнього еоцену, у південно-східній частині прогину – вигодсько-пасічнянський свиток нижнього еоцену та бистрицькі шари. Між ними, в центральній частині прогину, знаходяться манявська та вигодсько-пасічнянська світи нижнього еоцену, а також попельські та бистрицькі верстви верхнього еоцену.

Останнім часом Міжвідомча стратиграфічна комісія прийняла схему поділу еоценових відкладень на два відділи: нижній та верхній. До нижнього відділу включаються манявська та вигідно-пасічнянська світи, у верхній – попельські та бистрицькі верстви.

Нижній еоцен представлений манявською та вигідно-пасічнянською світаами.

Манявська світа. Відкладення цієї світи розвинуті повсюдно. На північний захід від перетину по р.

За своїми літологічними особливостями відкладення манявської світи виражені чергуванням пісковиків, алевролітів та аргілітів. Пісковики зеленувато-сірі, сірі та зелені, тонко- та дрібнозернисті, кварцові, глауконітові. Потужність їх здебільшого вимірюється 0,2–0,7 м, рідше сягає 2 м.

Алевроліти зеленувато-сірі, сірі і зелені, часто окварцовані. зерна глауконіту, рідше – польових шпатів, мусковита та біотиту.

Аргіліти зеленувато-сірі та зелені, щільні, невапняві. Мінералогічно складаються з дрібних пелітових глинистих, серицитових і меншою мірою хлоритових частинок розміром менше 0,01 мм. У загальній масі глинистого матеріалу в розсіяному вигляді містяться дрібні зерна глауконіту, лейкоксену, піриту та поодинокі зерна циркону, рутила, ставроліту, дистену, турмаліну та ін. Текстура дрібношарова, обумовлена нерівномірним розподілом алевритового матеріалу.

Загалом манявська світа мінералогічно характеризується великим вмістом

серед непрозорих мінералів піриту (від 9,4 до 36,2%), лейкоксену (від 11,4 до 43,8%), оксидів заліза (від 3,7 до 22,5%) та ільменіту (від 0,09). У важкій фракції мінералів порід цієї світи міститься від 15,3% до 23,6% циркону, від 3,7% до 20,3% турмаліну, від 3,5% до 7,5% рутила і лише 1,0–3,5% гранату. Інші мінерали – мусковіт, біотит, хлорит та інші – знаходяться у дуже підпорядкованій кількості. Легка фракція характеризується різким переважанням кварцу (від 169 до 908%).

Вигодсько-пасічнянський світа. Відкладення цієї світи зазнають значних фаціальних змін від потужних пісковиків через піщано-вапнякову товщу до потужних горизонтів вапняків. Піщаники (вигідські) поширені переважно у центральному фаціальному районі між перетинами по р. Стрію та нар. Ломниці. На північний захід від перетину нар. Стрім їх немає. На південний схід від перетину нар. Ломниці відбувається поступове заміщення їх пасічнянськими вапняками. У Покутських Карпатах у розрізі присутні вигідні пісковики та пасічнянські вапняки.

Вигідські шари представлені товщею масивних товстошарових, нерідко глибових пісковиків, дуже схожих на ямненські. За своєю зовнішньою характеристикою вони світло-сірі, зеленувато-сірі, рідше сірі, середньо- та крупнозернисті, кварцові, нерідко глауконітові, невапняні або слабовапняні. Мінералогічно виражені переважно зернами кварцу розміром від 0,04 до 0,3 мм, іноді 0,6-0,7 мм, і в незначній кількості - зернами глауконіту. У вигляді одиничних зерен зустрічаються циркон, рутил, мікроклин та уламки кварцитів. Цемент складається з хлорито-кремнистого матеріалу та становить 10–12% породи. За своїм типом він є цементом розростання та регенерації. Структура алевро-псаммітова, різнозерниста. Серед пісковиків нерідко спостерігаються невеликі потужності прошарки зелених і зеленувато-сірих невапняних аргілітів. Кількість аргілітових прошарків зазвичай збільшується у напрямку від Предкарпатського прогину до південних скибів Скибової зони Карпат.

Пасічнянські шари представлені товщею масивних, сильно вапняних пісковиків, мергелів та вапняків.

Вапняні пісковики зазвичай темно- і світло-сірі, у вивіреному стані – сірувато-жовті або бурі; по гранулометричному складу - різнозернисті з переважанням дрібнозернистих різниць. Класичний матеріал представлений переважно кварцом; трапляється і глауконіт (до 5-7%).

Мергелі світло-сірі, рідше коричневі, щільні, міцні. Основна маса їх представлена глинисто-вапняним матеріалом. мармуроподібні.

Верхній еоцен. Порооди верхнього еоцену залягають згідно з нижчими відкладеннями манявської світи в північно-західному районі та вигідно-пасічнянської світи в центральному та південно-східному районах. У розрізі порід верхнього еоцену виділяються попільські та бистрицькі верстви. Попільські верстви розвинені у північно-західній та частково центральній частині району (до Майданського перетину). Бистрицькі верстви здебільшого поширені у південно-східному седиментаційному та частково у центральному районі.

Попільські верстви. У літологічному відношенні попільські верстви представлені піщано-глинистим комплексом порід, для якого характерна відсутність ритмічності та підвищена вапняність усіх літологічних різниць. До складу цих порід входять пісковики, алевроліти, піщані і мергелисті аргіліти, іноді лінзи мармуроподібних мергелів. Крім того, у розрізі порід найчастіше відзначається присутність галек, валунів і навіть брил вапняків штрамберзького типу, різного кольору філітів, кварцових пісковиків та іншого екзотичного матеріалу.

Встановлюється значна літологічна мінливість попільських верств. Так, у районі Добромиля у Береговому скибі вони виражені невеликою товщею сіро-зелених глинистих сланців та сірими слюдистими та піщанистими мергелями, що включають значну кількість екзотичного матеріалу із штрамберзьких вапняків, що мають іноді розміри до 2 м у діаметрі, та зелених філітів. У районі Волі-Блажевської попільські шари представлені глинистими та мергелистими аргілітами з підлеглою кількістю тонких прошарків світлих пісковиків. У підшві зустрічається груба галька штрамберзьких вапняків (Н. Р.

Ладиженський, 1956). На Урізькій площі (свердловини 2 і 4) у розрізі переважають алевроліти, сірі та темно-сірі, сильно вапняні. Підлегле значення мають аргіліти, сірі, зеленувато-сірі, рідше зелені, слюдисті, шкаралупуваті, сильно вапняні.

Бистрицькі верстви. На південний схід від перетину по р. Свіче, вже в межах Долинської структури, поряд з попельськими верствами виділяються також відкладення швидкісного світи потужністю 25–40 м. Вони представлені в основному сіро-зеленими слюдистими, невапняними аргілітами з пропластками потужністю від 2 до 5 л пісковиків кварцових, сірих і зеленувато-сірих, дрібно-і середньозернистих, слабовапняних.

У покрівлі розрізу виділяється чисто сланцевий горизонт потужністю 20–40 м, виражений сіро-зеленими слюдистими невапняними сланцями з рідкими прошарками (до 15 см) щільних сіро-зелених мергелів.

Загальна потужність попельських та бистрицьких шарів змінюється у досить великих межах – від 50 до 450 м. На площі Урож (глибинна складка) потужність попельських верств становить 200 м, у Береговому скибу цього ж району вона не перевищує 150 м. У районі Борислава потужність попельських верств і в прогині та в Береговому скибі однакова і дорівнює 100–150 м. У центральному районі, на структурі Долина (у прогині), потужність попельських та бистрицьких верств дорівнює 95–170 м, а у Береговому скибу – 200–250 м.

Олігоцен. Олігоцінові відкладення представлені двома комплексами порід. Нижній з них об'єднується в менілітову серію, верхній – у поляницьку та нижньоворищенську світи.

Менілітова серія за своїм літологічним характером поділяється на три світи: нижньоменілітову, середньоменілітову, або лоп'янецьку, і верхньоменілітову.

Нижньоменілітова світа. Більшість радянських дослідників нижню межу нижньоменілітової світи, а отже, і нижню межу олігоцену, проводить по підшві крем'яного (роговикового) горизонту. Так званий шешорський

горизонт, що лежить нижче рогівників, і його аналог – горизонт бориславського пісковика – включаються в швидкісне світа і ставляться до покрівлі еоценових відкладень.

За умовами поширення шешорський горизонт повсюдно розвинений у центральному та південно-східному седиментаційних районах, бориславський пісковик – у північно-західному, Борислав-Самбірському районі (С. П. Вітрик, Г. Н. Доленко, М. Б. Ріпун, 1958). темно-сірими, чорними та коричнево-чорними, слюдистими, невапняними, схожими на аргіліти менілітової серії, пісковиками сірими, середньо- та дрібнозернистими алевролітами, сірими та темно-сірими слюдистими, невапняними, та мергелями. жовтувато-сірим кольором, слабкою вапняковістю. пропластком сланців попельського типу. У місцях, де сланцевий пропласток відсутній, піщані горизонти об'єднуються, і потужність бориславського пісковика у зв'язку з цим збільшується.

Вище шешорського та бориславського горизонтів залягає рогівковий горизонт (нижній) потужністю від 5 до 25 м, іноді 35-40 м. Він представлений перешаровуванням кремнистих мергелів, силицилітів, чорних аргілітів і вапняних пісковиків.

Силіліліти, або роговики, чорні та темно-коричневі, смугасті. Мергелі щільні, тонкошарчасті. Більшість місць вони мають дуже підлегле значення. У Покутських Карпатах їхня потужність збільшується до 3 л і вони за складом стають близькими до вапняків.

Вище рогівкового горизонту залягає товща аргіліто-піщаних та піщано-аргілітових порід, які загалом поділяються на кілька самостійних горизонтів. Безпосередньо над рогівками залягає сланцевий горизонт, виражений бітумінозними, листуватими та плитчастими, темно-коричневими до чорних, невапняними аргілітами з рідкісними прошарками світло-сірих дрібнозернистих пісковиків.

Далі слідує горизонт клівських пісковиків. Він складається в основному з пісковиків сірих, дрібно-і середньозернистих, слюдистих, масивних, невапняних. Мінералогічно вони на 85–95% складаються із зерен кварцу та у

незначній кількості (у вигляді домішок) із глауконіту (1–3%), халцедону (0,15%) та польових шпатів (0–1%). Структура псаммітова та алевропсаммітова. Серед пісковиків зустрічаються малопотужні прошарки (10-15 см) темно-коричневих та чорних аргілітів.

Над клівськими пісковиками йде горизонт зеленувато-сірих сланців потужністю близько 50 л (II горизонт зеленувато-сірих сланців, за С. П. Вітрик, Г. Н. Доленко, М. С. Ріпун, 1959). Здебільшого він поширений у центральному седиментаційному районі. В інших місцях його потужність значно скорочується. Літологічно горизонт представлений зеленувато-сірими, шкаралупуватими, слюдистими, невапняними аргілітами з малопотужними (5-20 см) прошарками зеленувато-сірих, рідше сірих, дрібнозернистих, невапняних алевролітів.

Аргіліти мінералогічно складаються з дрібних глинисто-серицитових частинок з домішкою невеликої кількості кварцових зерен розміром менше 0,001 мм. Тяжка фракція майже повністю складається з піриту, одиничних зерен ільменіту та акцесорних – циркону та гранату.

Алевроліти складаються з незграбних, рідше окатаних, корродованих зерен кварцу та незначної кількості глауконіту. Зустрічаються також поодинокі зерна циркону, рутила, польових шпатів та лусочки слюди; у незначній кількості – зерна піриту та ільменіту. Цемент на кшталт контактний і становить 3–5% породи. Структура алевролітова.

Вище горизонту зеленувато-сірих сланців по розрізу нижньоменілітової світи слідує піщано-сланцевий горизонт, представлений чергуванням пісковиків і аргілітів. Пісковики темно-сірі, дрібно-і середньозернисті, слюдисті, невапняві, часто з включенням уламків розміром 2-6 мм екзотичного матеріалу. Аргіліти темно-коричневі та чорні, бітумінозні, слюдисті, невапняві.

Лоп'янецька світа. Розріз цієї світи починається горизонтом чорних пісковиків дрібно-і середньозернистих, слабовапняних, іноді з включенням екзотичного матеріалу. У підшві горизонту виділяється пропласток

потужністю 10-15 см пісковика, що містить у достатку биті раковини викопної фауни.

Вище горизонту чорних пісковиків розріз світи представлений сірими і темно-сірими, з підвищеною слюдистістю аргілітами, що чергуються з прошарками дрібнозернистих, міцних, тріщинуватих темно-сірих, іноді чорних алевролітів, рідше пісковиків.

Потужність світи змінюється у великих межах: від кількох метрів у районі Борислава та басейну річки. Стрия до 100-150 м на площі Долина та 300 м у басейні річки. Чечви. Загалом лоп'янецька світа поширюється в основному в центральному районі; у північно-західному та південно-східному районах її здебільшого немає.

Верхньоменілітова світа. Ця світа багато в чому нагадує нижньоменілітову. Вона також представлена чергуванням чорних, темно-коричневих невапняних бітумінозних аргілітів з сірими слизовими некарбонатними алевролітами та пісковиками. У Долинському районі у розрізі цієї світи виділяються три горизонти.

Найнижчий горизонт виражений жовтувато-коричневими, листуватими, бітумінозними аргілітами, з рідкісними пропластками темно-сірих і світло-сірих тонкосмугових пісковиків. В основі горизонту виділяється прошарок чорних смугчастих роговиків, що складаються з шарів силицилітів, що чергуються, аргілітів, сланців і іноді - туфітів. Потужність його різна, але загалом менше, ніж рогівкового горизонту нижньоменілітової світи.

Вище сланцевого горизонту виділяється горизонт туфів (переважно у розрізі по р. Чечве). На вигляд туфи світло-сірі, до білого кольору, іноді зеленувато-сірі, слабосарові.

Завершується розріз верхньоменілітової світи горизонтом листястих, бітумінозних аргілітів, аналогічних підтуфовим. Серед аргілітів відносно часто зустрічаються прошарки сірих, рідше зеленувато-сірих, міцних, невапняних, дрібнозернистих пісковиків і алевролітів. Потужність верхньоменілітової світи в Долинському районі досягає максимального

значення – близько 1200 м (басейн р. Чечви).

В інших районах її потужність значно скорочується і зазначеної послідовності в заляганні окремих її шарів не спостерігається. У більшості випадків відсутній туфовий горизонт, внаслідок чого нижній та верхній сланцеві горизонти об'єднуються в одну аргіліто-піщану товщу. Водночас значно зменшується і загальна потужність світи до 100 м (район Болехова) та ще більше – у південно-східному Битківському районі та у Покутських Карпатах. У Бориславсько-Самбірському районі ця світа зовсім відсутня.

Поляницька світа. Відкладення цієї світи на різних ділянках прогину по-різному контактують з породами, що підстилають їх, менілітової серії. У центральному седиментаційному районі утворення цієї світи залягають згідно з відкладеннями верхньоменілітової світи. Між ними виділяється перехідна пачка шарів, представлена головним чином пісковиками середньо-і дрібнозернистими, вапняними, що перешаровуються з темно-сірими, іноді чорними, бітумінозними аргілітами мінілітового вигляду. Для пачки цих перехідних шарів характерна підвищена радіоактивність по відношенню до товщі порід поляницької серії, що лежить вище, і дещо знижена по відношенню до осадів менілітової серії.

Отже, поляницьку світу відкладень за умовами її залягання необхідно розглядати як подальше нормальне продовження. Ження седиментації осадів олігоценного віку, без складчастих тектонічних рухів після менілітового часу.

Літологічно утворення поляницької світи представлені світло-сірими, жовтувато-сірими, дуже слюдистими, карбонатними аргілітами, що рідко чергуються з сірими, дрібно-, середньо- та крупнозернистими вапняними пісковиками та алевролітами.

Аргіліти у мінералогічному відношенні характеризуються підвищеним вмістом у важкій фракції гранату (до 17%) порівняно з цирконом (6,5%) та рутилом (6,2%). Інші мінерали важкої фракції – ставроліт, дистен, турмалін, андалузит – містяться у вигляді окремих зерен. Крім того, для аргілітів

поляницької серії характерна наявність значної кількості целестину (до 13,3%) та карбонатів (до 16%).

У легкій фракції мінералів переважають глинисто-серицитові агрегати (57-88%), зустрічаються зерна кварцу, польових шпатів, глауконіту та лусочки мусковита, а серед непрозорих мінералів – зерна піриту та лейкоксену.

Пісковики мінералогічно складаються з напівокатаних і незграбних, часто корродованих зерен кварцу розміром 0,03–0,3 мм, у більшості випадків вони поліміктового складу та зерна їх представлені кремністо-серицитовими та кварцово-слюдистими сланцями, пелітоморфними вапнами. У важкій фракції їх міститься: 8–9% гранату, 2,5% циркону, 1,6% рутила та у незначній кількості – інших мінералів. Структура псаммітова.

Алевроліти мінералогічно виражені незграбними, іноді корродованими зернами кварцу розміром 0,02–0,04 мм. Рідше зустрічаються зерна глауконіту, польових шпатів, халцедону, ангідриту, карбонатів та ін. У важкій фракції гранат (до 22%) значно переважає над цирконом та рутилом. Карбонатний цемент, найчастіше зустрічається домішка глинистої та серицитової речовини, становить 25–30% породи. Структура алевролітова, рідше – псаміто-алевритова.

Нижньовирищенський світа. Відкладення цього світи залягають згідно з утвореннями поляницького світи. Більшість їх перекрита породами Берегової скиби і розкривається переважно глибокими свердловинами.

Кордон між поляницькими та нижньоворотищенськими породами проводиться досить умовно. У польовій практиці вона найчастіше визначається за появою в нижньоворотищенських шарах кристаликів гіпсу та кальциту (Н. Р. Ладиженський, 1955). Однак глибоке буріння, яке проводиться в районі Долини, вказує на те, що поляницькі відкладення також містять кристалічний гіпс та кальцит. Так що говорити про кордон цих двох серій неможливо.

Літологічно породи нижньовирищенської світи представлені темно-сірими та сірими вапняними глинами, що перешаровуються з тонкими

прошарками поліміктових різнозернистих пісковиків. Рідко зустрічаються у вигляді лінз екзотичні конгломерати, що складаються з гальки зелених філітів, слюдистих сланців та вапняків, частково штрамберзького типу. Зауважимо, що галька з карпатських порід у цих конгломератах не виявляється; вона, як буде показано нижче, зустрічається в молодших утвореннях воротиської серії. Глини в основній своїй масі засолонені, іноді містять пласти або лінзи кам'яної солі (площа Болехів, Долина та ін.). Часто міститься гіпс у вигляді окремих дрібних кристалів, прожилків і придбань.

Мінералогічно породи нижньоворитиської світи (як глини, і пісковики) характеризуються присутністю у значній кількості рудних мінералів: піриту, лейкоксена і оксидів заліза. Серед мінералів важкої фракції, як і у породах поляницької світи, гранат переважає над цирконом, дистеном, рутилом, турмаліном та інших. З аутигенних мінералів у яких зустрічаються магнезит, ангідрит, глауконіт і доломіт. Легка фракція глин на 99% складається з глинистих агрегатів, а пісковиків – на 52% із кварцу.

Міоценові утворення. На підставі викладеного в попередньому розділі, розріз міоценових утворень передгірного прогину Українських Східних Карпат починається породами бурдигалу – середньоворитиським (загірським) та верхньоворитиським світаом. Вище, згідно з сучасною схемою поділу міоцену, впливають відкладення гелвету – стебницька та балицька світи, породи нижнього тортону – шари з *Amussium denudatum* (Reuss), верхнього тортону – гіпсоангідритова та косовська світи та нижнього сармату – да.

Відкладення бурдигалу, гелвету та тортону широко поширені у внутрішній зоні Передкарпатського прогину. У зовнішній зоні міоценовий розріз майже завжди починається тортоном.

Бурдигал. Утворення цього віку представлені Загірською та верхньоворитиською світаами.

Загірська світа. Породи цієї світи за своїм літологічним складом характеризуються переважно грубокластичні теригенними утвореннями як

карпатського, так і некарпатського походження. Основну масу порід утворюють різнозернисті пісковики з прошарками брекчованих глин та мікроконгломератів. Пісковики головним чином поліміктового складу, невапняні або слабовапняні. Деякі їх різновиди, що складаються здебільшого з екзотичного матеріалу, називають жупними пісковиками. Окремі піщані прошарки мають іноді ієрогліфи механічного походження. Мікроконгломерати складаються з уламків філітів зеленого, рідше червоного, коричневого, малинового та помаранчевого кольору, чорних невапняних мінілітових видів сланців та інших порід; кількість конгломератів то збільшується, то зменшується. При цьому в різних місцях переважають або екзотичні конгломерати (південний схід Битківського району) або конгломерати, що складаються з Карпатських порід (північний захід Бориславського району).

Серед екзотичних конгломератів найбільш характерні слобідські. Вони складаються в основному з порід некарпатського походження - зелених філітів, сірих кварцитів, світло-сірих вапняків типу штрамберзьких, білого кварцу та ін, зціментованих піщано-глинистим цементом. За гранулометричним складом ці конгломерати складаються з дрібногалечникових різниць і гравелітів розміром до брил, що досягають 3 л в діаметрі і навіть більше. Потужність їх у районі Слободи-Рунгурської сягає кількох сотень метрів.

Верхньоворотищенська почта. Відкладення цієї світи представлені двома фаціями: глинисто-солоносною (власне воротищенською) та піщано-глинистою (добротівською). Перша розвинена у північно-західній частині прогину, друга – у південно-східній. У центральному районі відбувається поступовий перехід однієї фації до іншої. Глинисто-солоносна фація тут поширюється на північний захід від р. Чечви, глинисто-солоносна та добротівська – між Чечвою та Бистрицею Солотвинською, добротівська – на південний схід від Бистриці Солотвинської.

Глинисто-солоносна фація виражена чергуванням сірих і темно-сірих невапняних глин та аргілітів з тонкими прошарками сірих слюдистих пісковиків і алевролітів. Всі літологічні різниці порід сильно насичені сіллю та

гіпсом, що грають роль, по суті, цементуючої речовини. Сіль головним чином кам'яна, але трапляється і калійна. У багатьох випадках сіль та гіпс залягають у вигляді пропластків та лінзовидних скупчень.

Значна загіпсованість та засолоненість порід призводить до їх плинності та утворення діапірових явищ та брекчування відкладень. Піщано-глиниста, або добротівська, фація характеризується тонкошаруватим чергуванням сірих і темно-сірих, слабовапняних аргілітів або глин з пісковиками та алевролітами. У нижній частині світи переважають пісковики та алевроліти, а у верхній – глини та аргіліти. Для добротівської світи характерна велика кількість хвилеприбійних знаків, тріщин усихання, знаків морської брижі, дощових крапель і слідів тварин. Потужність верхньоворотищенського світи досягає близько 900 м.

Гельвет. Відкладення гельвету представлені стебницькою та балицькою світаами.

Стебницька світа. Утворення цієї світи на більшій частині території залягають згідно з відкладеннями верхньоворотищенської світи. На кордоні між ними виділяється перехідна пачка шарів, що включає в себе елементи верхньоворотищенської та стебнікської світ.

Літологічно стебницька світа представлена строкатими глинами та аргілітами з невеликими прошарками пісковиків та алевролітів. Глини та аргіліти рожеві, червоні, фіолетові з гамою відтінків, сильно вапняні, подекуди загіпсовані. Пісковики та алевроліти сіро-зелені, різнозернисті, кварцові, рідше поліміктові.

У розрізі на одних ділянках переважають глини та аргіліти, на інших – пісковики та алевроліти, тобто відбуваються значні фаціальні зміни. У північно-західній частині прогину (на північний захід від перетину по р. Тисмениці) підвищується вміст пісковиків та алевролітів, з'являються гравеліти та конгломерати, які особливо розвинені в районі Хирова та Добромиля. У розрізі по нар. Ясенці виділяються потужні пісковики, які разом із алевролітами становлять близько 60% усіх порід. Тут виділяються пачки

конгломератів, які, проте, мають дуже підлегле значення.

Для стебнікських відкладень загалом характерна наявність у глинистих різницях гнізд солі та гіпсу, які в окремих випадках є об'єктом розробки (Стебник, Калуш). Потужність світи змінюється у великих межах. У районі Добромиля вона дорівнює 500 м, біля Дрогобича – близько 1000 лів у розрізі Прута – 600 м.

Балицька світа. Відкладення цієї світи літологічно дуже близькі до осадів стебницької світи. Вони виражені товщею зеленувато-сірих, оливково-сірих і червонувато-бурих, піщанистих, сильно вапняних глин з прошарками сірих і зеленувато-сірих пісковиків і алевролітів. Зазвичай нижня частина світи більш піщаниста, ніж верхня.

По простяганню спостерігається збільшення піщанистості в розрізі на північний захід від перетину нар. Стрім. У цьому районі серед пісковиків зустрічаються прошарки та пачки верств дрібногалечникових конгломератів та гравелітів з карпатських порід. У районі Добромиля потужність конгломератів сягає 150–300 м (добромільські та радичні конгломерати).

На південний схід від нар. Стрия, в міру просування до Покутських Карпат, у розрізі балицької світи починає переважати глинистий матеріал. У районі Покутських Карпат ця світа представлена переважно глинами з дуже рідкісними прошарками пісковиків. Характерно, що глини тут сильно загіпсовані (особливо у верхній частині розрізу).

Потужність відкладень балицької світи змінюється від 90 до 1500 м. Максимальна потужність (близько 1500 м) відзначається в північно-західній частині прогину, в центральній частині вона зменшується до 500-800 живих південно-східної (район Яблонова, околиці Пистинки) - до 90.

Нижній тортон. До відкладень нижнього тортону належать так звані шари з *Amussium denudatum* Reuss (баранівські шари, за В. М. Утробіном, або богородчанська світа, за Л. С. Пішвановою та Н. Н. Суботіною). Це найдавніші міоценові відкладення у зовнішній зоні Передкарпатського прогину. Вони залягають різко незгодно на юрських геосинклінальних відкладах у північно-

західній частині зони та на крейдових утвореннях платформного типу у південно-східній частині. Це свідчить про те, що з нижньотортонським часом пов'язане утворення зовнішньої зони прогину. У внутрішній зоні прогину відкладення цього віку, за визнанням більшості геологів, лежать згідно з утвореннями балицької світи.

Літологічно породи нижнього тортону представлені глинами, мергелями, пісковиками та туфами. Останнім часом дослідники, зокрема Л.М. З. Пішванова (1960), розріз цих порід поділяють на дві товщі: мергельно-туфову (нижню), або горизонт з *Candor-bulina Universa*, і глинисто-піщану (верхню), або горизонт з *Uvegerina asperula*.

Мергельно-туфова товща поширена переважно у південно-східній частині зовнішньої зони Предкарпатського прогину. Типові розрізи її виділяються на околицях Грабовки, Калуша, Богородчан та ін; виражена вона перешаровуванням біло-сірих і сірих туфів із зеленувато-сірими мергелями, рідше – аргілітами та пісковиками.

Глинисто-піщана товща зустрічається переважно в північно-західній частині прогину, в районах Угерсько, Більче-Волиці, Рудок та ін. Виражена вона піщанистими глинами сірого кольору та дрібно- та середньозернистими пісковиками. Загальна потужність відкладень нижнього тортону не перевищує 100 м.

Верхній тортон. Відкладення верхнього тортону поділяються на гіпсоангідритову та косовську світи.

Гіпсоангідритова світа. Ця світа довгий час багатьма геологами ставилася до нижнього тортону і розглядалася як продукт морської регресії. Ці відкладення належать до верхнього тортону і є продуктом морської трансгресії. Як основний доказ цього служить те, що це відкладення залягають різних за віком утвореннях. У районах Заліщиків, Підгайців, Глинського, Поморян, Бучача, Любена Великого, Городка, Немирова та інших місцях вони залягають на литотамниевих вапняках нижнього тортону. У Рогатинському, Бурштинському, Тлумацькому районах, в пониззі річок Золотої Липи та

Нараївки, на околицях Щирця та інших пунктах ратинські вапняки цієї світи лежать на розмитій поверхні піщано-мергельних відкладень з *Amussium denudatum* Reuss (нижній). Біля Глусте відкладення цієї світи залягають на розмитій поверхні вапняків з *Ervilia pusilia* (верхній горизонт нижнього тортону). У районі Галича, Хотина, Ходорова, Журавно, Жидачова та ін. вони залягають на мергелях верхньої крейди. Біля Теробовлі та в нижній течії нар. Стрипи встановлюється трансгресивне їхнє залягання на породах нижнього девону.

Косівська світа. У складі цієї світи виділяються вербовецькі, прутські та коломийські шари. Повний розріз косовської світи, що включає всі зазначені верстви, зустрічається найчастіше у південно-східній частині зовнішньої зони Передкарпатського прогину (Косів, Коршів, Грабівка та ін.). У північно-західній частині поширені здебільшого прутські верстви (Коханівка та ін.).

Нижній сармат. Утворення нижнього сармату виділяються у дашавську світу. Остання, своєю чергою, поділяється на дві підсвіти: нижнедашавську – конско-бугловський горизонт і верхнедашавську – волинський горизонт.

Нижній горизонт літологічно представлений пісковиками і сірими глинами, вапняними, іноді з пропластками або лінзами конгломератів.

Середній та верхній горизонти характеризуються в принципі однаковим літологічним складом порід. Це в основному сірі та зеленувато-сірі, піщанисті, дещо слюдисті глини з прошарками сірих та темно-сірих, дрібно- та середньозернистих пісковиків та алевролітів. Іноді зустрічаються прошарки сірих та світло-сірих туфів та туфітів.

Розділ 3. Тектоніка

Як відомо, багато дослідників вважають, що Східно-Карпатська геосинкліналь в історії свого розвитку обмежувалася на північному сході, з боку Волино-Подільської плити, герцинською гірською спорудою, що простягалася від Келецько-Сандомирських гір на північному заході до гір Добруджі на південному сході. Розташування цієї гірничої споруди окремими дослідниками встановлювалося по-різному. А. А. Богданов (1949, 1950), М. А. Ст. Муратов (1949, 1952), О. З. В'ялов (1953, 1954, 1956) та Ст. І. Славін (1956) відводять місце йому між сучасними внутрішніми та зовнішніми зонами Предкарпатського прогину, де воно, на їхню думку, відокремлювало морський геосинклінальний режим седиментації від режиму платформного осадконакопичення. П. До. Іванчук (1953), С. І. Суботін (1955), Ст. Ст. Глушко та інші проводять його під Скибовою зоною Карпат у напрямку від Келецько-Сандомирських гір через Перемишль, Самбір, на північ від Сколе, між Ясинею та Ворохтою на Добруджу. Такої думки дотримувався і автор (1959). Однак отриманий останнім часом новий геологічний матеріал глибокого буріння в Раві-Руській, Угерсько, Рудках, Коханівці і в межах Келецько-Сандомирського кряжа і Добруджі дає підставу внести значні зміни в судження про місце розташування цієї складчастої гірської споруди і про її вік.

У Раві-Руській опорна свердловина безпосередньо під мезозойськими відкладеннями на глибині 1227 м розкрила верхньосилурійські метаморфізовані темно-сірі сланці з кутами падіння від 50 до 80 ° (Я. М. Сандлер, В. В. Глушко, 1955).

На площі Угерсько свого часу глибокою свердловиною 9 під верхньоюрськими карбонатними утвореннями на глибині 2220 м були розкриті верхньосилурійські темно-сірі сланці з кутами падіння 45–50°. Вони Я. М. Сандлер при ретельному перегляді знайшов уламок граптоліта. Ці дані дозволили В. В. Глушку та Я. М. Сандлеру (1955, 1956) висловити вперше думку про наявність у межах розглянутих ділянок каледонідів. Згодом, після

встановлення дислокованих силурійських порід у Молдавії – у районах Плахтіївки та Вишневки, В. В. Глушко (1958, 1959) почав розвивати погляди про каледонське обрамлення Російської платформи на території Волині, Поділля та Молдови.

Силурійські метаморфізовані породи, виражені темно-сірими сланцями з кутами падіння 20–30°, іноді й більше, зустрінуті на новій розвідувальній площі Рудки, на глибині близько 1880 м (свердловина 20). На розвідувальній площі Коханівка, розкриті свердловинами 1 і 2 метаморфізовані породи сірого, темно-сірого та чорного кольору з кутами падіння 40–45° нижче від юрських відкладень, ймовірно, відносяться до кембрію або навіть докембрію.

На північний захід від Коханівки та Рави-Руської, вже на території Польщі, дислоковані силурійські та метаморфізовані кембрійські породи ще більш поширені. Згідно з даними З. Олевича (1959), утворення цього віку поширені на півночі та на півдні Келецько-Сандомирських гір. На півночі вони виходять безпосередньо на денну поверхню, на півдні, між Келецько-Сандомирськими горами та Краковом, їх наявність підтверджена бурінням у Меджихові біля Таркова, Дембю та в Ланчище – біля Бохні. З. Обухович, А. Токарський та Ст. Вдов'яж (1958) кембрійські чи докембрійські породи встановили у районі Любашова, який є продовженням нашого району Коханівки. На думку М. Ксенжкевича та Я. Самсоновича (1956), наприкінці силуру в межах сучасних Келецько-Сандомирських гір були досить сильні тектонічні рухи, що супроводжувалися інтенсивною вулканічною діяльністю. В результаті цих рухів ця територія зазнала підняття та була виведена з-під рівня моря.

Усе це дає підстави говорити, що маємо справу з силурійськими і кембрійськими породами, дислокованість яких пов'язані з каледонським циклом тектогенезу. Цим підтверджуються висловлювання У. Ст. Глушко та Я. М. Сандлера про наявність каледонідів на території, що розглядається.

Що стосується напряму поширення каледонідів, то ми не поділяємо думку В. В. Глушка про те, що вони обрамляють Російську платформу на території Волині, Поділля та Молдови. Ми вважаємо, що дана похована гірська система

каледонід поширюється від північної частини Келецько-Сандомирських гір (зона Лисогірського кряжа) через райони Рави-Руської, Коханівки, Рудок, Угерсько, в напрямку яких вона занурюється, і далі - на схід від Стрия, між Синімодом Биткова, між Ясинею та Ворохтою до південної, давнішої, частини Добруджинських гір.

Підтвердженням цьому служать передусім дані геофізики, зокрема гравіметрії, які показують, що у цьому напрямі простягається смуга відносного максимуму сили тяжіння, що відбиває підняття палеозойського фундаменту.

У межах Добруджі, як нам вдалося з'ясувати під час наукового відрядження до Румунської Народної Республіки, дислоковані силурійські відкладення широко поширені у південній її частині, яка, на думку І.І. Думітреску, є спорудою каледонського тектогенезу. У значно меншій кількості ці породи зустрічаються в Північній Добруджі і відсутні в центральній її частині. При цьому силурійські утворення північної частини Добруджі слабо метаморфізовані та менш дислоковані. Вважають, що каледонська гірська споруда Південної Добруджі «припаялася» до Російської платформи за допомогою герцинського тектогенезу, що інтенсивно виявився в Центральній Добруджі. Остання, як свідчить глибоке буріння, у північно-західному напрямку замикається і не продовжується у межі Карпат. У зазначеному напрямку відбувається значне збільшення потужності міоценових та пліоценових утворень.

Південна Добруджа (каледоніди), на відміну від Центральної, відчуває закономірне продовження у межі Східних Карпат. Це підтверджується наявністю у значній кількості силурійських зелених сланців у вигляді екзотичного матеріалу, що зустрічається у флішевих крейдяних та палеогенових відкладах Карпатської геосинклінальної зони. Зокрема, силурійські сильно метаморфізовані сланці є основним компонентом конгломератів пієтричіка та плешу, що беруть участь у будові антиклінальних складок Пієтричіка, П'ятра-Нямц та Плешу-Нямц.

Таким чином, передгірський прогин Українських Східних Карпат

розвинувся на різному у структурному та віковому відношенні фундаменті. Північно-західна частина його виникла на герцинському складчастому підставі, що є продовженням структурних зон Келецько-Сандомирських гір; центральна, укладена між перетином похованих каледонід та Покутсько-Буковинським підняттям частина розвивалася на південно-західному схилі Волино-Подільської плити, зокрема Львівського палеозойського прогину, та південно-східна – на герцинській основі, що є продовженням структурних зон Добрудж.

Розглядаючи фундамент Предкарпатського прогину в загальному тектонічному плані, необхідно відзначити наявність у його межах поперечних піднять і депресій. Вперше увагу на це звернув В. Свидерський (1930). Однак через обмеженість на той час геологічних даних, судження його були слабо аргументовані і носили суто схематичний характер. Нам вдалося значно розширити та обґрунтувати їх на великому фактичному матеріалі.

Так, за даними геофізичних досліджень, зокрема гравіметрії, у межах внутрішньої зони Предкарпатського прогину, що відбивається загальним мінімумом сили тяжіння, виділяється кілька окремих подовжених овальних мінімумів, що змінюються локальними аномаліями вищих порядків. Така поведінка гравіметричного поля. І. Суботін (1955) розглядає як наслідок блокової будови мезопалеозойського фундаменту прогину. Мінімуми сили тяжіння, на його думку, відповідають ділянкам прогинів (опущеним блокам), а відносні максимуми – підняттям (піднятим блокам) фундаменту. На підставі гравіметричної карти прогини або опущені блоки виділяються на ділянках міжріччя Черхви – Бистриці Підбузької, Турянки – Чечви та Бистриці Надвірнянської – Прута; підняття, або підняті блоки, встановлюються в районах Майдану (міжріччя Ломниці та Бистриці Солотвинської) та Покутських Карпат (міжріччя Лючки та Черемоша).

Привертає увагу те, що сейсмічні виміри збігаються з гравіметричними даними. Ділянки занурення умовного сейсмічного горизонту відповідають мінімуму вертикальної складової гравітаційного поля; ділянки ж піднятий

відповідають підвищеним значенням сили тяжіння. Це особливо наочно, якщо результати сейсмічних вимірювань прив'язувати безпосередньо до окремих структурних підзон глибинних складок – Бориславської, Долинської та Дрогобицької, що простягається вздовж прогину.

Простежуючи, наприклад, Бориславську підзону глибинних складок, занурення умовного сейсмічного горизонту спостерігається на ділянках міжріччя Бистриці Підбузької та Черхова, Турянки та Чечви, а також Бистриці Надвірнянської та Прута. Ділянки піднятий, згідно з цими даними, розташовуються в районах міжріччя Стрів'єнжа – Дністра, Воротищі – Сукеля, Ломниці – Бистриці Солотвинської та Лючки – Черемоша.

У Долинській підзоні глибинних складок занурення умовного сейсмічного горизонту спостерігається на тих же ділянках, що й у Борисовській підзоні, можливо, з деяким усуненням у бік депресій. Те саме відбувається і в Дрогобицькій підзоні, розташованій на північ від Долинської.

Таким чином, для всіх трьох підзон глибинних складок внутрішньої зони передкарпатського прогину можна виділити загальні ділянки піднять та депресій. Вони узгоджуються з ділянками піднять та депресій зовнішньої зони прогину. Отже, можна говорити про наявність у Передкарпатському прогину регіональних стародавніх піднятий і депресій, що поширюються з області платформи в межі Карпатської геосинкліналі. Ломниці), Орів-Роздольське (у міжріччі Клодниці та Воротищі), Старосольсько-Ходновічське (у міжріччі Дністра та Стрів'єнжа). До депресій у внутрішній зоні відносяться: Надвірнянська (у межиріччі Прута та Бистриці Надвірнянської), Долинська (у міжріччі Чечви та Турянки) та Подбузька (у міжріччі Бистриці Підбузької та Черхова) (рис. 1).

Характерно, що зазначені поперечні підняття і депресії Передкарпатського прогину знаходять своє досить чітке відображення також у Скибовій зоні Карпат. Скибовий зони: ширина виходу на поверхню більш древніх порід, що беруть участь в будові структур Скибової зони, то збільшується, то зменшується; в межах межі внутрішньої та зовнішньої зон Передкарпатського

прогину згинається то на північний схід, то на південний захід.

Всі ці явища носять, звісно, не випадковий характер, а відбивають собою особливості геологічної будови фундаменту.: Розглянемо кожне їх докладніше. Опис розпочнемо з найбільш вивченого району Карпат – Борислава. У цьому районі, в межах Орівської скиби (ділянка Орова), на поверхні оголюються широкою (близько 8 км) смугою породи стрійської серії верхньої крейди. Ця смуга на північний захід від Орова різко звужується і поділяється на чотири другорядні луски (перша, друга, третя і четверта луски Орівської скиби). Те саме простежується і на південний захід від Орова. Тут у результаті загального занурення утворюється широка синкліналь, у ядрі якої спочатку з'являються породи ямненської серії палеоцену, потім – відкладення еоцену, та ще й далі – породи менлітової серії олигоцену. Ця синкліналь простягається від Орова до р. Стрия, звідки знову спостерігається підняття верств Орівської скиби у південно-східному напрямку.

Характерні особливості відзначаються також у Береговому скибу цього району. У ядрах антикліналей цієї скиби на поверхню виходять породи ямненської серії, які в міру занурення на північний захід і південний схід заміщуються спочатку відкладеннями еоцену, а потім олигоцену.

Фронтальна лінія Берегового насуву на Бориславській частині різко згинається на південний захід. Глибоке буріння дозволило встановити тут наявність глибинної складки (Бориславської), що належить до внутрішньої зони Передкарпатського прогину. У межах цієї складки глибина залягання порід олигоцену та еоцену, що беруть участь у її будові, значно менша, ніж на прилеглих ділянках Попелів на північному заході та на західному березі р. Стрия на південному сході. Геологічне картування на поверхні та дані глибокого буріння показують, що Бориславська складка на північному заході різко обривається поперечним порушенням – Раточинським скиданням, яке відокремлює підняту бориславську частину від опущеної попільської. На південному сході складка поступово занурюється під породу Берегової скиби.

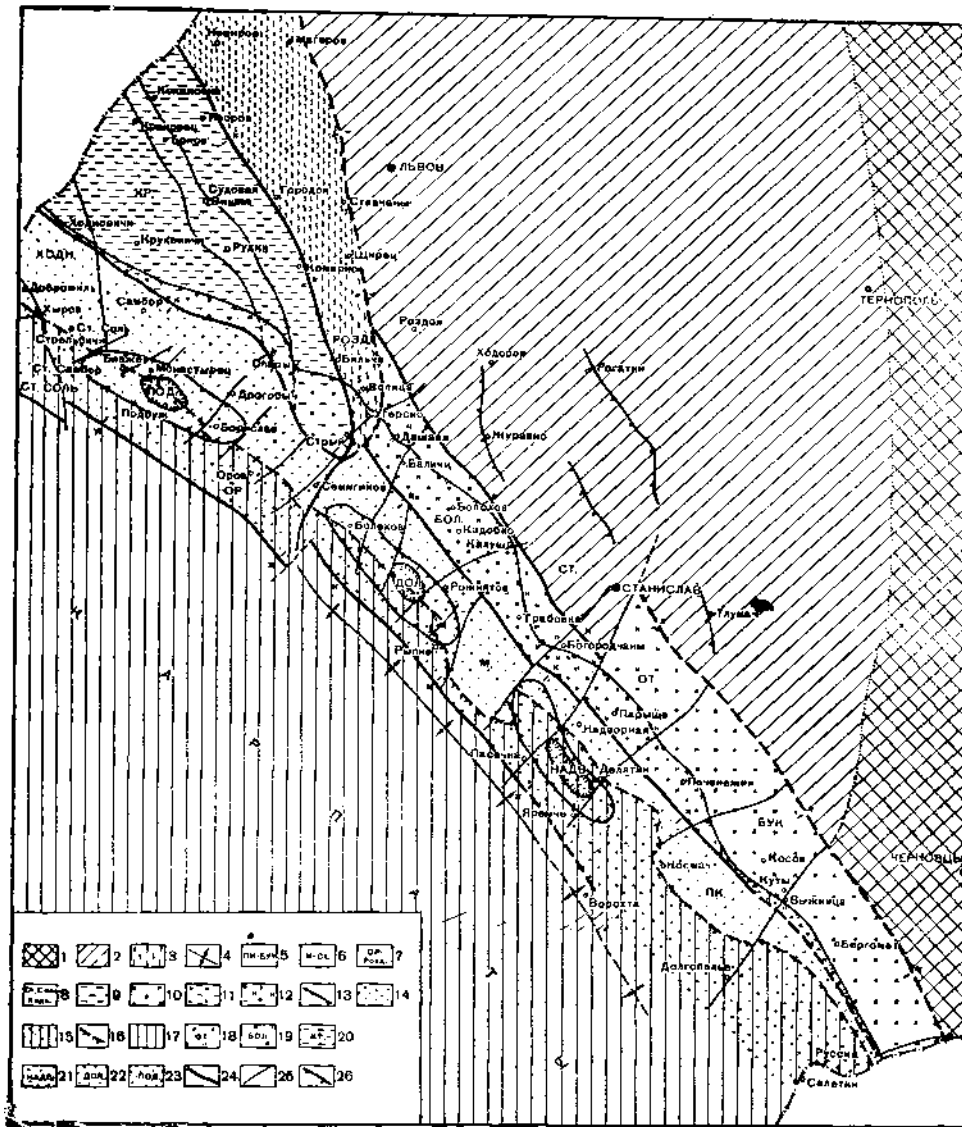


Рис. 1. Тектонічна схема Українського Передкарпаття.

1 – схил Українського кристалічного масиву; 2 – Львівський палеозойський прогин; 3 – каледонська гірська споруда, покрита породами мезозою та кайнозою; 4 – продовження освової лінії похованих каледонідів. Стародавні поперечні до Карпат підняття; 5 – Покутсько-Буковинське (ПК-БУК); 6 – Майдан-Станіславське (М-СТ.); 7 - Орів-Роздільське (ОР-РОЗД.); 8 – Старосільсько-Ходновицьке (СТ. СОЛЬ-ХОДІ.). Передгірський прогин Карпат; 9 – Крукенічська підзона зовнішньої зони; 10 - Угерсько-Косовська підзона зовнішньої зони; 11 – частина Крукенічської підзони, перекрита породами внутрішньої зони; 12 – частина Угерсько-Косівської підзони, перекрита породами внутрішньої зони; 13 – північно-східний кордон Стебниківського насуву; 14 - внутрішня зона прогину; 15 – частина внутрішньої зони, перекрита породами Сябевої зони Карпат; 16 – північно-східний кордон Берегового насуву; 17 – Карпати. Впадина зовнішньої зони: 18 – Отинська (ОТ.); 19 - Болоховська (БОЛ.); 20 - Крукенічська (КР.). Впадини внутрішньої зони: 21 – Надвірнянська (НАДВ.); 22 - Долинська (ДОЛ.); 23 - Подбузька (ПОД.). Розломи: 24 - поздовжні; 25 – поперечні; 26 – флексури

У межах внутрішньої зони розглянутого району значно розширюється смуга міоценових утворень воротищенської серії, для якої характерні трускавецькі конгломерати, складені екзотичним матеріалом карпатського походження.

Всі зазначені явища поряд з геофізичними даними свідчать про те, що в районі Орова розташовується глибинне, поперечне до Карпат, давнє підняття, що вплинуло на характер будови поверхневих зон даного району.

На північний захід від Борислава відбувається занурення осьової лінії Передкарпатського прогину, що є причиною низки геологічних явищ. Породи стрійської серії Орівської скиби, що занурюються в цьому напрямку, як вказувалося, утворюють чотири луски, що роз'єднуються вузькими синклінальними прогинами; з еоценовими та олігоценовими породами в осьових частинах. Найпівнічніша луска в районі Подбужа сильно висувається до передгір'я. Берегова скиба на цій ділянці зазнає різкого звуження і лініями поперечних порушень пересувається на північний схід у напрямку внутрішньої зони Предкарпатського прогину. Бориславська глибинна складка, згідно з даними буріння, значно занурюється вглиб і пересувається на північ. Смуга комірчинських відкладень прогину стає вужчою і зміщується на південь. Це ділянка Підбузької депресії, що знаходиться в міжріччі Бистриці Підбузької та Черхові.

Далі, на північний захід від Підбузької депресії у напрямку Старої Солі відбувається нове поступове піднесення порід. Берегова скиба зазнає поступового розширення, у її межах виділяються три самостійні антиклінальні складки: Воля-Кобиляїська, Звір та Воля-Блажевська, складені у склепіннях верхньокремовими та палеоценовими породами та в синклінальних прогинах – утвореннями еоцену та олігоцену. Орівська скиба, насунута на Берегову, відсувається на південний захід. Смуга комірчинських відкладень дещо розширюється і досягає в Черхавському перетині ширини близько 5 км. Глибоке буріння, що проводилося на площах Воля-Блажевська, Стрільбиці, Стара Сіль та ін., показує, що Бориславська підзона глибинних складок на цій

ділянці займає відносно підвищене становище.

У напрямку на північний захід від Старої Солі (після перетину по р. Стрів'єнжу) всі елементи Берегової Скиби і внутрішньої зони Передкарпатського прогину зазнають нового занурення. У цьому ж напрямку різко звужується і смуга воротищенських відкладів передового прогину.

Перемишлянської депресії, після якої відбувається різке здіймання основи Предкарпатського прогину у напрямку Келецько-Сандомирських гір. Таке різке піднімання основи прогину на північний захід від Перемишлянської депресії обумовлено, ймовірно, наявністю великого глибинного поперечного розлому. Таким чином, на підставі наведених даних можна говорити про те, що на північний захід від Борислава існує поперечне підняття – Старосольське та дві депресії – Підбузька та Перемишлянська.

Розглянемо геологічні явища, які спостерігаються на південний схід від Борислава. Згідно з геологічними картами, на південний схід від Орова (Орівського поперечного підняття) у напрямку басейну р. Стрия відбувається поступове занурення всіх структурних елементів. У Орівській скибі у цьому напрямі утворюються дві широкі синклінали, в Береговій скибі відбувається занурення антиклінальних складок, розвинених на Орівському ділянці. Бориславська глибинна складка занурюється під Береговий насув і сягає вглиб.

На південний схід від перетину нар. Стрімко тектонічна ситуація ще більше ускладнюється. Тут в Орівській скибі виділяється складка Побука, яка, подібно до Східницької складки в Бориславському перетині, розташовується перед фронтальною лінією насуву південнішої Сколівської скиби. У Береговому скибі поширені Вітвицька антикліналь із породами стрійської серії в ядрі та Гошівське підняття з лоп'янецькими шарами у склепі та верхньоменілітовими утвореннями на крилах. За даними креліусного та глибокого буріння, проведеного на Долинській, Болехівській та Семигінівській площах, у внутрішній зоні Передкарпатського прогину виділяються Долинська, Якубов-Лісовичська, Болехівська та Семигінівська глибинні складки. Смуга комірчинських відкладень відчуває відносне звуження, т.е. е. вона вузла, ніж

на перетині Оровського підняття.

У напрямку до басейну річки Чечви від перетину Вигода – Долина відбувається різкіше занурення. Берегова скиба на поверхні тут складена переважно породами верхньоменілітової світи олігоцену та частково утвореннями поляницької серії. Ширина смуги менілітових утворень у розрізі через Долину становить близько 5 км.

В Орівській скибі також здебільшого поширені породи олігоцену та еоцену. Стрийські відкладення верхньої крейди вузькою смугою виходять на поверхню лише в межах фронтальної лінії, яка на цій ділянці різко згинається на північний схід.

Від цієї ділянки до Майдану відбувається загальне піднесення більш старих за віком шарів. У Береговому скибу, починаючи від с. Лоп'янки (лівий берег р. Чечви), з-під утворень верхньоменілітової світи на поверхні з'являються лоп'янецькі шари (середньоменілітова почта), а потім в районі Спаса - і відкладення нижньоменілітової світи. У межах Рипнянської ділянки оголюються вже утворення еоцену, а в міжріччі Ломниці та Бистриці Солотвинської у тектонічному піввікні на поверхню виходять навіть породи Бориславської підзони глибинних складок, причому у склепінних частинах структур Майдан та Сливки, що належать до цієї підзони, оголюються відкладення еоцену. Поруч із відсуненням на південь берегового насуву у тому напрямі відбувається різке згинання фронтальної лінії Оровської скиби. У межах останньої виділяються ще дві структури: Верхньосехлінська та Полецька, розташовані кулісообразно між собою. Верхньосехлінська, розташована в районі нар. Ломниця, складена в ядрі Вигодськими пісковиками еоцену. Полецька, що знаходиться в районі нар. Бистриці Солотвинської – утвореннями стрійської серії.

В області Передкарпатського прогину відбувається розширення смуги утворень воротищенської серії; крім того, Стебникський насув, яким відбувається насунання порід внутрішньої зони прогину на зовнішню, відчуває надзвичайно різке згинання на південний захід. Все це підтверджує наявність

на ділянці міжріччя Ломниці та Бистриці Солотвинської Майданського поперечного глибинного підняття. Воно, як зазначалося, є зануреною під Карпатську геосинкліналь стародавньою палеозойською грядою, що простягається з області платформи через Станіслав у напрямку Майдану і далі – до Карпат. Це підняття різкіше виражено, ніж Оровське. Його наявність чітко встановлюється також глибоким бурінням, яке проводиться у зовнішній зоні Передкарпатського прогину та показує різке збільшення потужності верхньоміоценових порід на північний захід та на південний схід від Станіслава.

Між Майданським та Орівським поперечними підняттями, згідно з розглянутими геологічними даними, укладено велику Долинську депресію, яка зазнає найбільш різкого занурення у міжріччі Чечви та Турянки. Від цієї депресії у напрямку Оровського та Майданського піднять походить загальне закономірне підняття осьової лінії Передкарпатського прогину.

На південний схід від Майданського підняття у напрямку Надвірної та Делятина відбувається знову занурення порід більш давнього віку. У Береговому скибі на поверхні набувають широкого майданного поширення породи менілітової серії; Орівська скиба зазнає деякого зсуву на північний схід; у Предкарпатському прогині звужується смуга порід воротищенської серії; Стебникський насув згинається на північний схід. За даними глибокого буріння, глибинна Ново-Битківська антикліналь, що належить до Бориславської підзони глибинних складок внутрішньої зони прогину, на південний схід від перетину нар. Бистрині Надвірнянської лінією поперечного скидного порушення занурюється у бік Делятин.

Далі на південний схід від Делятина, точніше, від перетину нар. Пруту у бік Покутських Карпат відзначається різке піднесення структурних елементів Скибової зони Карпат та Передкарпатського прогину. У Покутських Карпатах на поверхню виходять глибинні складки Бориславської підзони: Кам'янистого, Карматури, Брусного, Розена, Плоського та Максимця, складені у склепіннях породами стрійської серії. У межах Орівської скиби також широким

майданним поширенням користуються утворення стрійської серії. Внутрішня зона Предкарпатського прогину тут сильно звужується і відкладення воротищенської серії поширюються у вигляді вузької смуги.

На південний схід від Покутських Карпат (південніше на схід від перетину по р. Черемошу) починається нове загальне занурення всіх структурних елементів Карпат. Отже, розглянута територія Покутських Карпат характеризує наявність великого поперечного підняття. Від Майданського поперечного підняття воно відокремлюється надвірнянською депресією.

Отже, на всьому просторі Передкарпатського прогину – від Перемишля на північному заході до Кут та Вижниці на південному сході – виділяються чотири поперечні підняття: Покутсько-Буковинське, Майдан-Станіславське, Орів-Роздольське та Старосольсько-Ходновичське, що роз'єднуються поперечними депресіями.]На схилах поперечних піднятий до депресій виділяються проміжні ділянки, чи блоки. Вони певною мірою згладжують різкий перехід від піднять до депресій. Такі проміжні ділянки розташовуються в міжріччях Лючки і Прута, Бистриці Надвірнянської та Бистриці Солотвинської, Ломниці та Чечви, Турянки та Стрия, Воротищі та Бистриці Підбузької, Черхова і Дністра, Стрів'єнжа та Вирви.

Зазначені поперечні регіональні тектонічні елементи передкарпатського прогину роз'єднуються між собою глибинними розривами. Останні в одних випадках встановлені достовірно, в інших – їх наявність допускається на підставі логічних суджень. В даний час можна стверджувати і припускати існування наступних розривів (з південного сходу на північний захід): Черемоського, Люцького, Прутського, Бистрицько-Надвірнянського, Бистрицько-Солотвинського, Ломницького, Дубського, Чечвінського, Турянського, Свічського, Сукельського, Померкінського, Раточинського, Бистрицько-Підбузького, Черхавського, Дністровського, Стрів'єнзького та Вирвського. Всі ці розриви розмежовують поперечні підняття, депресії та проміжні ділянки (рис. 3, табл. 1).

Такий загалом план будови фундаменту Передкарпатського прогину. Його

характер поведінки значною мірою відбився на особливостях тектоніки осадового комплексу флішевих та моласових утворень як Предкарпаття) так і суміжної з ним Скибової зони.

Розглядаючи тектонічний план будови власне Предкарпатського прогину, насамперед необхідно відзначити наявність у його межах двох принципово відмінних між собою структурних зон – внутрішньої (південно-західної) та зовнішньої (північно-східної).

Внутрішня зона сформувалася на складчастій геосинклінальній основі, складеній мезозойськими та палеогеновими породами, зовнішня – на палеозойсько-мезозойському платформному фундаменті (рис. 54). В історії геологічного розвитку внутрішня зона зародилася в передміоценовий період часу, внаслідок чого вона виконана потужним комплексом нижньо- та середньоміоценових молас, зовнішня почала формуватися пізніше – тільки в нижньому тортоні, через що в ній нижньоміоценовий комплекс молас відсутня.

Контакт між зонами тектонічний. На поверхні він виражений у формі насуву (Стебникського) порід внутрішньої зони на зовнішню, на глибині - у вигляді регіонального глибинного розриву. Амплітуда насуву максимального свого значення (до 15 км) досягає в центральному районі між Орів-Роздольським та Майдан-Станіславським поперечними стародавніми підняттями. У цьому районі відзначається і максимальне значення амплітуди глибинного розриву. На північний захід від перетину нар. Стрім і на південний схід від перетину по нар. Бистриці Надвірнянській він поступово згасає.

Внутрішня зона із південного заходу обмежується передовими складками Скибової зони Карпат. Контакт між цими зонами також тектонічний та виражений на поверхні Береговим насувом до 10–12 км. Скибової зони на Предкарпатський прогин, а на глибині – регіональним тектонічним порушенням збросового типу. Осьова частина внутрішньої зони простягається безпосередньо на північ від смуги передової складчастості Карпат. Кордон ця виражена системою регіональних скидів, що розташовуються кулісообразно між собою. Найбільшою амплітудою (до 2000 м) має північно-західний

Городоцький скидання; меншу амплітуду має Калуське скидання, поширене на просторі між Оров-Роздольським і Майдан-Станіславським поперечними підняттями. На південний схід від останнього амплітуда порушення значно скорочується і в більшості випадків межа між зовнішньою зоною прогину та Волино-Подільською плитою виражена флексуною.

У межах внутрішньої зони у флішевих породах фундаменту виділяються три структурні підзони (з південного заходу на північний схід): Бориславська, Долинська та Дрогобицька (за термінологією О. С. Вялова, 1953). Кожна з них у тому чи іншому вигляді відбивається на поверхні.

Бориславська підзона значною мірою прихована під насунутими на неї породами флішевих Карпат. Однак у тих місцях, де перекриваючі її утворення Скибової зони розмиті, на поверхні можна спостерігати безпосередньо породи, що беруть участь у будові цієї підзони (Покутські Карпати, міжріччя Бистрини Солотвинської та Ломниці). На цих ділянках на поверхні оголюються найчастіше не тільки моласові відкладення прогину, а й породи його фундаменту – палеогеновий і, частково, крейдяний фліш. Ці ж породи, разом з нижніми горизонтами молас (нижньоворищенська світа нижнього міоцену), повсюдно виявляються бурінням під насувом Карпат. На підставі цього визнається, що у смузі поширення Бориславської підзони в окремих місцях оголюються на поверхні, в інших – розкриваються бурінням під насувом породи головним чином палеогенового флішу та нижніх горизонтів молас.

Долинська підзона на поверхні виражена переважно утвореннями воротищенської серії, що складають склепіння піднятий, і відкладеннями стебнікської серії, що виконують ділянки синклінальних прогинів.

Про будову північної Дрогобицької підзони порівняно мало відомостей, оскільки тут досі майже не проводилося глибоке буріння, а оголеність корінних порід дуже слабка. Загалом, у межах цієї підзони поширюються головним чином відкладення стебнікської серії та молодші моласові утворення. В окремих випадках у склепінних частинах піднять оголюються осади верхньоворотищенської світи.

Всі ці підзони на глибині складені флішевими породами палеогену та верхньої крейди. У літературі вони часто описуються під назвою глибинних складок Предкарпатського прогину з огляду на те, що структури, приурочені до них, зазвичай ховаються під потужною товщею моласових утворень міоцену або під насувом Скибової зони Карпат (Бориславська підзона). Лише у кількох місцях, там, де насунуті породи Берегової скиби глибоко розмиті, з-під них у вигляді тектонічних піввікон з'являються на поверхні глибинні складки Бориславської підзони. Це такі ділянки, як міжріччя Ломниці – Бистриці Солотвинської та Лючки – Черемоша (про це згадувалося вище). В основному палеогенові структури цих підзон виявляються за допомогою глибокого буріння. До теперішнього часу встановлені складки: Монастирецька, Бориславська, Рипнянська, Майданська, Битківська та складки Покутських Карпат – Бориславської підзони; Урож–Івано-Франківська (Нагуєвичська), Долинська, Слобода-Небилівська та Слобода-Рунгурська – Долинської підзони; Якубов-Лісовичська, Нижньострутинська і Дзвіняч-Старунська - Дрогобицької підзони. Про наявність інших локальних структур, присвячених кожній окремо підзоні, можна судити поки що тільки на підставі матеріалів польових геологічних та геофізичних досліджень та даних креліусного буріння, які, однак, через складність будови цих структур не завжди підтверджуються. Згідно з цими даними, у внутрішній зоні Предкарпатського прогину можна виділити більш менш впевнено такі структури: Старосольську, Болехівську і Делятинську - в Бориславській підзоні; Блажевську, Волянецьку (Трускавецьку), Семигінівську, Верхньострутинську та Надвірнянську – у Долинській підзоні; Черхавську, ДЕРЕЖИЦЬКУ,

Долинська підзона, у свою чергу, контактує за тектонічним розривом із Дрогобицькою підзоною. В окремих випадках відбувається як би закидання осьових ліній структур Дрогобицької підзони на південний захід. Таке закидання до певної міри спостерігається в районі Старуні біля Надвірної, де, як показують дані креліусного і глибокого буріння, породи Дзвіняч-

Старунського підняття, що відноситься до Дрогобицької підзони, за тектонічним порушенням насуваються, вірніше, закидаються на породи, озокериту Старуні).

Окремі локальні структури самої північної, Дрогобицької підзони поки що не вивчені, тому що в її межах породи дуже слабо оголені та виділення тектонічних елементів пов'язане з великими труднощами. Глибоке буріння, крім профілю свердловин, на Дзвінячській складці також не проводилося. Можна лише на основі аналізу умов складкоутворення припускати, що тут мають місце ще більші за своїми розмірами структури, ніж у Долинській підзоні. До того ж вони мають бути менш порушеними та значною мірою симетричними.

Дрогобицька підзона на північному сході контактує із зовнішньою зоною Передкарпатського прогину. Породи її лінією пологого Стебникського насуву насуваються більш молоді породи зовнішньої зони. Амплітуда переміщення, за даними буріння, подекуди сягає понад 15 км.

По простяганню Дрогобицька підзона відчуває значну зміну своєї ширини. Характерно, що в будові обох підзон, на відміну від інших ділянок прогину, значну участь беруть тортонські відкладення.

На південний схід від Стрия підзона зазнає звуження, головним чином за рахунок південної частини, яку Н.Н. Р. Ладиженський (1955) називає Рожнятівською. У її межах зникають тортонські утворення і зберігаються лише у північній частині підзони, що зветься Калуською.

На південний схід від Майданського перетину тортонські осади зникають і в Калуській підзоні. Натомість тут у багатьох місцях з-під стебниківських порід на поверхню виходять утворення воротищенської серії. На Покутті, внаслідок наближення до Карпат Українського кристалічного масиву, Дрогобицька підзона поширюється лише у вигляді вузької смуги (близько 500 м), в якій зовсім зникають стебницькі відкладення та присутні лише породи воротищенської серії.

Звертає на себе увагу те, що на ділянках поперечних депресій (Долинської

та Надвірнянської) Калуська підзона відчуває відносне розширення внаслідок того, що Стебникський насув переміщається на північний схід, а на ділянках поперечних піднятих (Майданське і Покутське Карпат), навпаки, Стебникський підсув переміщується до.

Загалом поведінка Дрогобицької підзони ще раз свідчить про наявність у прогині стародавніх поперечних піднятих і депресій, які, ймовірно, розповсюджуються з області Волино-Подільської плити через Предкарпатський прогин до Карпат. Ці підняття і депресії вплинули не лише на особливості тектонічного плану будови Передкарпатського прогину, а й на умови опадонакопичення в ньому. Як зазначалося, у внутрішній зоні Предкарпатського прогину виділяються три кілька відмінних між собою району седиментації: північно-західний, або Бориславський, розташований на північний захід від поперечного підняття Орів-Розділ, центральний, або Долинський, що знаходиться між Орів-Роздольським і Майдан-Стани, Майдан-Станіславським та Покутсько-Буковинським підняттями.

Для Бориславського району основні особливості в осадконакопиченні характеризуються значним збільшенням у потужності відкладень яманенської світи палеоцену та повною відсутністю вигідно-пасічнянської світи нижнього еоцену, широким розвитком попільської світи верхнього еоцену, значним скороченням і навіть відсутністю на окремих ділянках. олігоцену, скороченням у потужності поляницького та нижньоворищенського світу авітана, загірського, верхньоворотищенського та стебницького світу – нижнього міоцену, збільшенням потужності балицької світи нижнього міоцену та тортону – середнього міоцену. У всіх відкладах зустрічається багато грубоуламкового екзотичного матеріалу, представленого галькою вапняків юрського часу, чорних і зелених глинистих сланців силуру, різноманітних вапняків і пісковиків девону та карбону, вишнево-червоних та коричнево-червоних філітів, вапняків типу веррукано та галькою верхнього. Найчастіше екзотичний матеріал є головною складовою конгломератових товщ даного району (трускавецькі, радичські та добромільські конгломерати).

Долинський (центральний) район седиментації, на відміну від Бориславського, характеризується: скороченням потужності відкладень ямненської світи, широким поширенням вигідних пісковиків, вигідно-пасічнянської світи, найбільш значною потужністю в Передкарпатті менілітової серії (особливо лоп'янецької і верхньоменілітової) поляницької, нижньоворищенської, загірської, верхньоворотищенської та стебницької світ, скороченням у потужності балицької світи та майже повною відсутністю осадів тортону. Екзотичний матеріал, що зустрічається, в товщі флішевих і міоценових порід має незначні розміри і складається в основному з зелених і темно-сірих філітів, сірих і білих кварцитів, рідше - вапняків і пісковиків. Вишнево-червоні та коричнево-червоні філіти та вапняки типу веррукано тут не зустрічаються. У породах міоцену відсутні конгломератові товщі.

Надвірнянський район має найбільш піднесене положення фундаменту. Для нього характерно: скорочення потужності ямненської світи, широке поширення пасічнянських глинистих вапняків, повсюдне поширення бистрицької світи, скорочення потужності менілітової серії (в основному за рахунок верхньоменілітової та лоп'янецької світ), скорочення потужності поляницької і нижньоворотищенської світ, великогалечникових слобідських конгломератів, а у верхньоворотищенській світі - добротівських верств. Екзотичний матеріал в основному такий самий, як і в Долинському районі, але більший за своїми розмірами. Моласові відкладення міоцену різко незгодно залягають на флішових утвореннях палеогену.

Отже, сукупність зібраних до теперішнього часу фактів та їх аналіз дають можливість говорити про те, що структурно-тектонічний план внутрішньої зони Предкарпатського прогину обумовлений особливостями будови фундаменту і, особливо, наявністю древніх поперечних піднять і депресій. Для даної зони характерна лінійна складчастість, яка зазнала міграцію як у поперечному, так і в поздовжньому напрямку. У першому випадку міграція викликана рухом мас та загасанням складчастості у напрямку від геосинкліналі до платформи, у другому – наявністю глибинних, поперечних

до Карпат піднятий та депресій. При цьому міграція та розростання складок у поздовжньому напрямку виражені менш інтенсивно, ніж поперечна міграція складчастості.

Усі тектонічні елементи прогину – структури, розриви, насуви – найтіснішим чином пов'язані з регіональним планом основних структурних елементів, які розвинені на кордоні Карпатської геосинклінали та південно-західного закінчення Російської платформи.

Зовнішня зона Передкарпатського прогину складена породами тортону та нижнього сармату; Стародавніші осади міоцену в ній відсутні. Утворення тортону залягають безпосередньо на породах верхньої юри в північно-західній та південно-східній частинах зони та на опадах верхньої крейди в центральній частині (рис. 55). Відмінності в фундаменті (переважно у віковому відношенні) позначилися на особливостях будови окремих ділянок зони.

Північно-західна частина зони, що розвинулася на герцинській складчастій основі; відрізняється максимальною потужністю (понад 4500 м) тортонських та верхньосарматських відкладень; південно-східна, що розвинулася на платформному фундаменті, характеризується значно меншими потужностями цих порід (не більше 1500 м). Поруч із розбіжністю у потужностях міоценового комплексу порід, відзначається також певна відмінність й у загальному тектонічному плані їх будови. Враховуючи це, дослідники, за В. Ст. Глушко (1956), північно-західну частину зони виділяють у самостійну Крукеницьку підзону, а південно-східну – в Угерсько-Косовську.

Кордон між Крукеницькою підзоною і Волино-Подільською плитою виражена Городоцьким скиданням амплітудою до 2000 м. Він простягається на південний захід від Немирова, через Старий Язов, Залужжя, на північний схід від Яворова, на південний захід від Городка і Любень Великого до Рудків, де Волино-Подільською плитою та Угерсько-Косовою підзоною. На південному заході, з боку внутрішньої зони Предкарпатського прогину, Крукеницька підзона обмежується Стебницьким насувом на поверхні та регіональним порушенням скидання на глибині.

У межах самої підзони, за даними сейсмічних досліджень та глибокого буріння, виділяється кілька блоків, обмежених регіональними скиданнями північно-західного простягання. Серед останніх основними є Судово-Вишнянський та Краковецький скидання. Перший поширюється від Коханівки на північному заході через Судову Вишню, Рудки (на схід), Литиню і далі – на південний схід, мабуть у межі внутрішньої зони прогину, де з'єднується з Воротищенським скиданням. Другий проходить від Краківця на північний захід, на південний захід від Рудок, через Добровлю і далі – на південний схід у межі внутрішньої зони (на Дрогобич), де він, ймовірно, з'єднується з Раточинським скиданням. Ці наші уявлення загалом узгоджуються з поглядами В. В. Соллогуба (1956), який перший висловив думку про продовження Судово-Вишнянського скидання у межі ранкової зони прогину у напрямку до Борислава.

Зазначені Судово-Вишнянський та Краковецький скиди поділяють, за загальним визнанням дослідників, північно-західну частину зовнішньої зони на три блоки: Судово-Вишнянський, Краковецький (Бонівський) та Крукеніцький.

Судово-Вишнянський блок розташовується між Городоцьким I та Судово-Вишнянським скиданнями. У його межах глибина залягання гіпсоангідритового горизонту верхнього тортону, що є одним із основних опорних горизонтів при сейсмічних дослідженнях, знаходиться на позначках 1000-1500 м. Загальна потужність відкладень міоцену від 1200 до 1750 м. Зміна потужності у бік збільшення відбувається у напрямку Судової Вишні з одного боку від Рудок, з іншого – від Коханівки.

Краковецький блок розташовується між Судово-Вишнянським та Краковецьким розривами. Його ширина складає всього 4-5 км. Глибина залягання гіпсоангідритового горизонту в ньому дорівнює 200–2200 м. Потужність міоценового комплексу порід збільшується до 2500 м. Зміна потужності у бік збільшення відбувається з північного заходу на південний схід.

Крукеніцький блок обмежується Краковецьким розломом на північному сході та розривом, що проходить на межі зовнішньої та внутрішньої зон Предкарпатського прогину. У південно-західній частині цього блоку (схід Гусакова), за даними сейсмічних досліджень, виділяється, у свою чергу, глибинний розрив, що йде на територію Польщі. По лінії цього розриву, мабуть, проходить межа між юрськими і палеозойськими відкладами, що розповсюджуються в межі прогину Келецько-Сандомирських гір. Глибина залягання фундаменту Крукеницької зони, складеного юрськими утвореннями, сягає 4000–4500 м, а фундаменту, вираженого палеозойськими породами, значно менше – близько 2600–3000 м. (у районі Ходновичів). Збільшення глибини залягання юрського фундаменту цього блоку спостерігається від Ходновичів до Крукеничів. Далі, на північний схід від Крукеничів, відбувається поступове підняття його у напрямку Краковецького скидання. Відповідно до поведінки фундаменту змінюється і потужність міоценового комплексу осадів. Максимального значення близько 4500 м вони досягають в районі Крукеничів, а потім, на північний схід і південний захід, скорочуються.

Якщо розглядати юрські утворення, що беруть участь у будові фундаменту Предкарпатського прогину, як утворення північно-східного юрського прогину Келецько-Сандомирських гір, то можна, на наш погляд, зробити деяке логічне припущення про те, що Крукеницький найбільш опущений блок є в структурному відношенні внутрішню зону цього прогину, а Судно - Судну - Судну - Судну - а Судна - а Судна - а Судна - а Судно - Суднунський - про Суду; Крукеніцький блок знаходиться на межі переходу внутрішньої зони до зовнішньої. Всі ці структурні елементи юрського прогину розвинені головним чином північному заходу – біля Польщі. У межах же Предкарпатського прогину Українських Східних Карпат, у місці перетину його давнім каледонським похованим підняттям, відбувається основне замикання юрського Келецько-Сандомирського прогину.

Структурні особливості міоценового осадового комплексу Крукеницької

підзони зумовлювалися характером поведінки фундаменту. Основна кількість локальних структур цієї підзони знаходиться в межах Судово-Вишнянського блоку. Це такі структури, як Рудки, Добряни, Судова Вишня, Коханівка та Свидниця. Для всіх цих структур характерно те, що вони відображаються не тільки в міоценовому комплексі порід, зокрема по гіпсоангідритовому горизонту, а й у фундаменті з покрівлі юрських відкладень. У межах Краковецького блоку сейсмічними дослідженнями виявлено вузьку Бонівську структуру, яка розташована на ділянці розширення цього блоку. У Крукеницькому блоці також досі встановлено лише структуру – Ходновичську, що примикає до Стрийського розриву на межі внутрішньої та зовнішньої зон Предкарпатського прогину.

Угерсько-Косовська підзона, що сформувалася, на відміну від Крукеницької, на платформній основі, характеризується значно меншою загальною потужністю міоценових (тортон та сармат) утворень. Кордон її з платформою проходить Калуським скиданням, а з внутрішньою зоною прогину, як і в Крукеницькій підзоні, – по Стрийському розриву. Основний розвиток цих скидів відбувався на ділянці між Орів-Роздольським та Майдан-Станіславським поперечними підняттями. На південний схід від останнього спостерігається згасання їхньої амплітуди. Наприклад, Калуське скидання максимальну амплітуду (близько 1200-1500 м) має в районі Сулятичів (на північ від Болохова); на південний схід вона зменшується і вже в районах Калуща та Лисиця дорівнює 900–1000 м, а ще далі, у напрямку Печеніжина та Косова, скидання переходить у флексуру з амплітудою 600–800 м. Стрийське скидання на південний схід від Майдан-Станіславського Поперечного підняття також поступово згасає, і не виключена можливість, що на Покутті він змінюється флексурою.

Привертає увагу те, що після Станіславського підняття зовнішня зона розширюється. Тут до Угерсько-Косівської підзони приєднується з північного сходу структурний ступінь, який має особливості перехідної зони між прогином і платформою. Уздовж північно-східного кордону її, за даними Ст. Б.

Соллогуба (1956), проходить тектонічне порушення у напрямку від Станіслава до Чернівців. За уявленнями Ст. н. Утробіна (1958), ця межа виражена в основному флексурами як в молодих міоценових, так і в крейдяних відкладеннях, що їх підстилають. За даними сейсмічних досліджень (В. І. Антипов, 1959), ця частина зовнішньої зони в районі Отині виражена у вигляді грабену, в якому різко збільшується потужність міоценових утворень. На південному сході грабен обмежується Коломийським горстом (В.Б. Соллогуб, 1956).

Видається, що розширення зовнішньої зони Предкарпатського прогину на ділянці на південний схід від Станіслава пов'язане із зміною характеру поведінки фундаменту. На цій ділянці, на всьому просторі від Станіслав-Майданського до Покутсько-Буковинського підняття, фундамент залягає на відносно менших глибинах у порівнянні з ділянкою, розташованою між Майдан-Станіславським та Орів-Роздольським підняттями. Мезозойські відкладення, що беруть участь у його будові (крейдові та юрські), значно скорочуються в потужності, до поверхні наближаються більш щільні палеозойські утворення нижнього девону, силуру і кембрію. Зміна характеру поведінки фундаменту, мабуть, відбувалася після глибинного розлому, що простягається від Тлумача на півночі, через Отиню, на Ланчин на півдні.

Враховуючи наявність регіонального Майдан-Станіславського стародавнього підняття, Угерсько-Косовську підзону, на нашу думку, можна поділити на кілька окремих тектонічних елементів, зокрема на Болохівську та Отинську депресії, а також Станіславське підняття.

Болохівська депресія розташовується у межиріччі Свічі та Ломниці. Максимальне її прогинання відбувається на ділянці Баличі Підгірські – Болохів. У цьому напрямі з одного боку від Угерсько – Більче-Волиці, з іншого – від Калуша – Грабовки відбувається, за даними буріння, занурення фундаменту та збільшення потужності міоценового комплексу порід. Так, якщо в районі Угерсько - Більче-Волиці глибина залягання фундаменту щодо рівня моря дорівнює 600-650 м, то в Дашаві - 900 м (свердловина 205), у

Баличах Підгірських - 920 м (свердловина 25) і далі, на південний схід, вона дещо ще збільшується. Ломниці. З зануренням фундаменту зростає і потужність міоценових відкладень. Якщо в Угерсько та Більче-Волиці потужність їх дорівнює 850-900 м, то в Дашаві та Баличах Підгірських вона становить 1100-1300 м. У Болохівському перетині з огляду на наявність Стебницького насуву потужність цих відкладень не встановлена, але за положенням фундаменту вона повинна була бути максимальною. Потужність міоценових відкладень, на площі Кадобно дорівнює 800-1170 м, у цьому відношенні не може бути показовою, оскільки дана структура розташовується в північній відносно піднесеній частині цієї депресії. На ділянці Калуша, Грабівки та Гринівки, що знаходиться вже в межах Станіславського підняття, потужність міоценових відкладень скорочується до 780-850 м.

Для Болохівської депресії характерно також значне переміщення на північний схід лінії Стебникського насуву і водночас збільшення глибини зрізу верхньотортонських і нижньосарматських відкладень.

Отинська депресія, розташована на південний схід від Станіславського підняття, у свою чергу характеризується зануренням фундаменту на глибини понад 1500 м (район Парище – Ланчин). На північно-східному структурному щаблі, що примикає до Калуського скидання, у межах цієї депресії встановлюється Отинський грабен. Потужність міоценових відкладень у районі Парищі – Ланчин відповідно до занурення фундаменту збільшується до 1500–2000 м. У Отинському гребені потужність цих відкладень становить 600–800 м.

Станіславське підняття характеризується скороченням загальної потужності міоценових відкладень і випаданням з їхнього розрізу нижньосарматських утворень, а в ряді ділянок (Грабівка та ін.) – і гіпсоангідритового горизонту. Стебникський насув тут різко окреслює дугу на південний захід, а площа його зрізу набуває майже горизонтального положення.

Покутсько-Буковинське поперечне підняття, що обмежує Отинську депресію з південного сходу, так само, як і Станіславське на північному заході,

згідно з даними буріння на Косівській площі, характеризується наближенням до поверхні фундаменту та скороченням у зв'язку з цим потужності міоценових відкладень. У районі Косова потужність міоценового комплексу порід дорівнює 1000-1100 м, а на ділянці Коршів - Іспас вона становить 450-700 м.

Виділені за зовнішньою зоною в межах Угерсько-Косівської підзони Болоховська та Отинська депресії відповідають, на нашу думку, Долинській та Надвірнянській депресіям внутрішньої зони Передкарпатського прогину. Станіславське підняття відповідає Майданському підняттю. У цьому знаходять своє підтвердження уявлення Н. С. Шатського (1948) та В. Є. Хайна (1954) про те, що поперечні депресії та прогини охоплюють одночасно і області платформ, і область геосинкліналей.

Болохівська та Отинська депресії зовнішньої зони, так само, як і Долинська та Надвірнянська – внутрішні зони прогину, обмежуються глибинними розривами. Вони проходять у межах Болохівської депресії, швидше за все по річках Свічі та Ломниці, а на ділянці Отинської депресії – по річках Бистриці Надвірнянській та Пруту.

Локальні структури, поширені біля Угерско-Косовской підзони, приурочуються як до депресіям, і до підняттям. Це такі структури, як Мала Горожанка, Більче-Волиця, Держев, Угерсько, Дашава, Балічі, Болехів, Кадобно, Берлоги, Калуш-Грабівка, Богородчани, Парищі та ін. Оскільки розвиток їх відбувався в опадах малої потужності, до того ж залягають на жорсткому платформному ґрунті вони склепінням. Характерним є й те, що ці структури відображають характер поведінки доміоценового рельєфу.

На закінчення відзначимо, що існуючі поперечні підняття та депресії в Предкарпатському прогині істотно позначилися на закономірностях у розподілі потужностей та фацій палеогенових та міоценових порід, на розподілі складчастості та глибинних розломів та, загалом, на формуванні та розподілі нафтових та газових родовищ.

Розділ 4. Історія геологічного розвитку

Історія геологічного розвитку передкарпатського прогину є частиною загальної історії розвитку Карпат. Вона починається з того періоду часу, коли внаслідок прояву однієї з основних фаз альпійського тектонічного циклу, що мала місце на межі палеогену та неогену, відбулося піднесення внутрішніх зон Карпатської флішевої геосинклінали та занурення її крайової частини. Це і є період зародження передгірного прогину Карпат, зокрема, його внутрішньої зони.

Всі дослідники дотримуються тієї точки зору, що до початку занурення ця зона входила до складу великої геосинклінали флішевої і становила її північно-східний схил. У її межах накопичувався той самий стратиграфічний комплекс верхньокремових і палеогенових утворень, що і в внутрішніх зонах, що примикають до неї, геосинклінали Верхньокремовий період характеризувався накопиченням осадів у двох фаціях: флішевої і платформної.

Флішеві піщано-глинисті утворення, що поєднуються в стрійську серію, накопичувалися у внутрішній зоні; платформні, виражені переважно мергелями і частково пісковиками (журавненськими), – у зовнішній зоні. Це дозволяє говорити про те, що верхньокремовий седиментаційний басейн поділявся на дві частини, що різко відрізнялися між собою. В одній з них – геосинклінальної флішевої, яка зазнала коливальних рухів на тлі загального різкого занурення морського дна, відбувалося накопичення потужних товщ ритмічного чергування флішевих порід різного гранулометричного складу, в іншій – платформній – здійснювалося плавне занурення та спокійне накопичення монотонних. Така різка зміна фацій зумовлювалася, швидше за все, утворенням у цей час глибинного розриву, який фіксується нині межі внутрішньої і до зовнішньої зон Предкарпатського прогину.

Області зносу теригенного матеріалу в цей час служили, з одного боку, Волино-Подільська плита, з іншого – Келецько-Сандомирська та Добруджинська гірські споруди. Каледонська гряда, внаслідок впливу

герцинського тектогенезу, на території, що розглядається, вже була занурена під рівень моря. Знесення матеріалу з неї якщо і відбувалося, то в обмеженій кількості найбільш піднятих ділянок. Відсутність верхньокремових осадів у північно-західній частині зовнішньої зони Предкарпатського прогину (Крукеничській підзоні) вказує на те, що ця частина території у верхній крейді була виведена з-під рівня моря і не була областю седиментації відкладень.

Наприкінці верхньої крейди здійснюється підняття Волино-Подільської плити та разом із нею всієї сучасної території зовнішньої зони прогину. З цього періоду розвиток внутрішньої та зовнішньої зон передкарпатського прогину проходить по-різному. Зовнішня зона залишалася сушею до середнього міоцену (тортону). У ній палеогенові та нижньоміоценові відкладення відсутні і відкладення тортону лягають безпосередньо на крейдяні утворення. У палеогені та нижньому міоцені вона зазнавала поступового підняття і була областю розмиву. Внутрішня зона продовжувала занурюватися, внаслідок чого в ній відбувалася безперервна седиментація палеогенових, а згодом і неогенових осадів. Для наочнішої характеристики умов накопичення цього віку порід нами складено схеми зміни потужностей і літофацій осадів окремих світів і серій.

Початок накопичення палеогенових утворень характеризується ямненським світи. На території Передкарпатського прогину та Скибової зони Карпат ці відкладення зазнають досить значних змін у потужності та в літології як у поздовжньому, так і у поперечному напрямку. Зменшення потужності їх відбувається в межах поперечних піднятий Орова, Майдану та Покутських Карпат і до певної міри – на Болехівській та Старосольській ділянках. На Орівській ділянці потужність цих відкладень дорівнює 70 м, у Покутських Карпатах (біля Космача) – 20–50 м, а в Майданському перетині, на межиріччі Ломниці та Бистриці Солотвинської, вони зовсім відсутні. На противагу цьому, у межах стародавніх поперечних депресій відбувалося збільшення потужностей цих відкладень. У Підбузькій депресії, біля Старого Самбору, у перетині по р. Дністру потужність їх встановлена близько 200 м, у Долинській

депресії (біля Вигоди) – 140 м та у Надвірнянській – 100 м.

У поперечному напрямі потужність порід ямненської серії зменшується у напрямку від сучасної Скибової зони до Передкарпатського прогину. У цьому напрямі відбувається і збільшення грубокластичного матеріалу. Це свідчить у тому, що берегова лінія ямненського морського басейну розташовувалася північному сході. Зважаючи на те, що на Долинській структурі відкладення цього віку відсутні, можна вважати, що північно-східний кордон ямненського моря проходив десь між сучасними Бориславською та Долинською підзонами внутрішньої зони прогину. Втім, цей кордон не обов'язково повинен був перебувати в тому самому структурному положенні вздовж усього прогину. У місцях, щодо більш занурених, зокрема на північному заході Передкарпатського прогину, у Бориславському районі, вона, мабуть, проходила значно на північний схід від Бориславської підзони і, можливо, досягала північно-східного кордону внутрішньої зони; на південному сході, у Битківському районі, навпаки, відсувалася, у зв'язку із загальним піднесенням становищем території, на південний захід від північно-східного кордону внутрішньої зони. Тут осади ямнекої світи, мабуть, вклинюються вже в Бориславську підзону.

У поздовжньому напрямку передкарпатського прогину також відбувалися значні зміни фацій відкладень ямнекої світи. Основні компоненти цієї світи - под'ямненський строкатобарвний горизонт, ямненський пісковик і над'ямненський строкатобарвний горизонт - мали різні межі поширення. Під'ямненський строкатий горизонт поширювався в основному в південно-східній частині прогину, в межах Надвірнянського району; над'ямненський строкатий горизонт основний розвиток отримав у північно-західній частині прогину, в Бориславському районі, і ямненський пісковик – переважно у північно-західній та центральній частині Передкарпатського прогину. У Покутських Карпатах відбувалося перешаровування пісковиків та строкатих аргілітів. У районі Вижниці пісковики повністю зайнялися строкатими аргілітами. На Орівському піднятті, так само як і на Покутському, відбувалося

почергове накопичення ямненського пісковика та строкатих мергелистих сланців. Усе це свідчить про те, що відкладення осадів ямненської світи відбувалося досить різко розчленованому рельєфі морського дна.

На початку еоцену структурна диференційованість флішевої геосинклінали дещо згладжується. У цей час накопичується відносно однакова флішева товща тонкого чергування аргілітів, алевролітів та пісковиків манявської світи. Зміна потужності цих відкладень як і поперечному, і у поздовжньому напрямі прогину проходило дуже різко.

У поперечному напрямку закономірне збільшення потужності цих отложений¹ походило від сучасних внутрішніх скиб до зовнішніх і потім до внутрішньої зони Предкарпатського прогину. У поздовжньому напрямі відносно збільшення потужності їх відбувалося на ділянках Долинської та Підбузької депресій. У напрямку до сучасної межі внутрішньої та зовнішньої зон осади цього віку виклинюються.

Незначні зміни відбуваються й у літологічному складі цього віку порід. Вони зводяться в основному до того, що у північно-західному Бориславському районі накопичувалися переважно ар.гіліти і меншою мірою – пісковики та алевроліти, а й центральному Долинському та південно-східному Надвірнянському районах, навпаки, відкладалося більше пісковиків та алевролітів та менше аргілітів.

Наприкінці накопичення осадів манявської світи відбулися незначні вертикальні тектонічні зрушення, що спричинили зміну умов седиментації наступного комплексу осадів вигідно-пасічнянської світи. На південний схід від Орівського підняття в цей час накопичувалася потужна товща вигідних пісковиків, які в південно-східному напрямку (на південний схід від перетину по нар. Ломниці) частково заміщалися пасічнянськими вапняками. На північному заході, у Бориславському районі, нагромадження ні вигодських пісковиків, ласечнянських вапняків не відбувалося. Найбільша товща вигідних пісковиків – понад 300 м – накопичилася в межах Долинської депресії, а пасічнянських вапняків – на проміжній ділянці між Надвірнянською

депресією та Покутсько-Буковинським підняттям.

Установлені умови осадконакопіння в нижньому еоцені в загальних рисах зберігалися і при накопиченні відкладів верхньоєоценового віку. Седиментація останніх відбувалася у двох фаціях: попільської та бистрицької. Попільська фація, виражена піщано-глинистим комплексом порід, переважно поширена у північно-західному Бориславському районі. Бистрицька, представлена ритмічним чергуванням аргілітів, алевролітів та пісковиків, накопичилася головним чином у південно-східному Надвірнянському районі. У центральному Долинському районі відбувалося поступове заміщення осадів попільської фації бистрицької. Збільшувалася потужність відкладень цього часу, як і в нижньому еоцені, у напрямку від внутрішніх зон Скибових Карпат до зовнішніх та до Передкарпатського прогину. У поздовжньому напрямку максимальне накопичення їх здійснювалось у межах Надвірнянської, Долинської та Підбузької поперечних депресій.

На кордоні еоцену та олігоцену відбулося значне поглиблення седиментаційного флішевого басейну, у зв'язку з чим змінилися й умови накопичення осадів. У менілітовий час олігоцену формуються осади, значною мірою відмінні від еоценових. Вони характеризуються наявністю у великій кількості кремнезему та органічних залишків. При цьому спостерігається глибокий зв'язок між органічною та мінеральною масою, що вказує на одночасне випадання в осад і кремнезему та органічної речовини. Джерелом надходження до басейну менілітового моря колосальних кількостей водного кремнезему служили, мабуть, підводні вулканічні виливи. Постачальником органічного матеріалу був, мабуть, фіто- та зоопланктон. На початку менілітового часу, коли почалося поглиблення басейну, накопичувалися пісковики бориславського горизонту, потім відклався досить великої потужності (до 20 м і більше) рогівковий горизонт. Надалі накопичувалися чорні бітумінозні аргіліти з малопотужними пропластками пісковиків. Весь цей комплекс порід об'єднується в нижньоменілітову світа.

У середньоменілітовий час (лоп'янецька світа) відбулося деяке обмілення

басейну. Нагромадилася товща вапняних пісковиків, аргілітів і мергелів з мілководною фауною молюсків і дрібних форамініфер.

У період накопичення відкладів верхньоменілітової світи знову відбулося поглиблення морського басейну. У ньому накопичилися осади, аналогічні відкладенням нижньоменілітової світи, тобто чорні бітумінозні аргіліти з рідкісними прошарками алевролітів. У верхній частині верхньоменілітової світи відбувалася седиментація також туфів (чечвінський туфовий горизонт) та роговиків (верхній рогівковий горизонт). Максимальне занурення у цей час спостерігалось в центральному Долинському районі, де потужність порід верхньоменілітової світи досягла близько 1200 м. У північно-західному Бориславському та південно-східному Надвірнянському районах прогинання було незначним, через що верхньоменілітові відкладення тут накопичилися дуже незначною потужністю.

Загальна потужність відкладень менілітової серії змінюється, як і раніше розглянуті утворення еоцену, і вздовж поширення Предкарпатського прогину, й у поперечному його перерізі. На ділянках поперечних піднятий – Старосольському, Орівському, Майдавському та Покутсько-Буковинському – вона не більше 400 м. На ділянках поперечних депресій – Підбузької, Долинської та Надвірнянської потужність цих відкладень збільшується і досягає від 450 м у Підбузькій депресії до 1750 м у Долин.

Наприкінці менілітового часу знову відбулося деяке обмілення флішевого басейну. Почали накопичуватися поляницькі сірі, темно-сірі вапняні аргіліти, пісковики та алевроліти та мергелі с. мілководною фауною молюсків та дрібних форамініфер. Розподіл їх на різних ділянках передкарпатського прогину відбувався неоднаково. Найбільшою (понад 500 м) потужності ці відкладення накопичувалися в межах Долинської депресії, щодо менша товща їх відкладалася у Бориславському та Надвірнянському седиментаційних районах. Окремі дослідники (В. В. Глушко, 1956 та ін) вважають, що в Бориславському районі на північний захід від Волі-Блажевської відкладення цього віку зовсім не відклалися.

У Покутських Карпатах, одночасно зі зменшенням потужності, у товщі поляницьких відкладень накопичувалися доломітизовані вапняки, мергелі та конгломерати.

У Долинському районі у великій кількості відкладалися глинисті літологічні різниці порід і меншою мірою – піщані. У північно-західній частині прогину, навпаки, переважали піщані компоненти над глинистими (особливо на початку осадокопичення).

Седиментаційний матеріал зносився, мабуть, як з північного сходу, з області Волино-Подільської плити, так і з південного заходу, де руйнували вже флішеві відкладення на відносно піднятих північно-західній і південно-східній ділянках. У першому випадку доказом є те, що в поляницьких відкладах у регіональному плані збільшується піщанистість розрізу з південного заходу на північний схід, у другому – збільшення в поляницьких відкладах знизу вгору перевідкладених форм форамініфер.

Після накопичення осадів поляницької серії мало місце подальше обмілення та скорочення басейну. Вищележачий комплекс порід нижньоворищенської серії почав відкладатися без будь-яких перерв безпосередньо на поляницьких утвореннях. Особливі кліматичні умови, що викликали посилене випаровування вод вороти-щенського басейну, зумовили осадження в товщі порід цього часу значної кількості хомогенних утворень (гіпсів та різного складу солей), що перемежувалися з глинами та пісками.

Матеріал, з якого утворилися нижньоворотищенські осади, надходив уже значною мірою з флішевих зон Карпат, що зруйнувалися, у тому числі й поляницьких відкладень, виведених на поверхню на окремих ділянках з-під рівня моря. Цьому свідчить наявність у воротищенських відкладах значної кількості перевідкладеної фауни та включення уламків, а в окремих випадках і цілих брил, палеогенових карпатських порід (район Ясениці Сольної та Трускавця).

На межі палеогену та неогену (після нижньоворищенського часу) проходить дуже важливий етап у геологічній історії розвитку Карпат. У цей час

здійснюється процес загального підйому Карпат та утворення передового передкарпатського прогину. Відносно єдина флішева поверхня, що існувала перед початком формування прогину, розділяється грубо на дві нерівні частини. Одна з них (велика) – Карпатська – піднялася на кілька кілометрів, друга – сучасна передгірна – опустилася на сотні метрів. Таке різке рух у протилежних напрямках супроводжувалося, як і вважає О. З. В'ялов (1953), утворенням великого глибинного розриву, що служив надалі кордоном між Скибов-Кіми Карпатами та Передкарпатським прогином. Те саме відбувалося і на іншій, північно-східній стороні прогину. Тут також по лінії глибинного розриву, що зародився ще перед початком накопичення флішевих порід, сталося різке занурення території, що увійшла до складу внутрішньої зони Предкарпатського прогину, в той час як територія, на якій розвинулася в подальше зовнішня зона, залишалася сушею.

У процесі загального підняття в області Карпат та опускання у внутрішній зоні передового прогину відбувалося складкоутворення. Складки, що виникли, носили в основному лінійний характер і розташовувалися, згідно з законами розвитку складок в геосинклінальних областях (В. В. Білоусов, 1954), паралельно ізогіпсам потужностей порід, що зазнали складчастості.

Предкарпатський прогин, що виник таким чином, є типовим передгірним передовим прогином як за своїм структурним становищем, так і за характером формацій, що його виконують. Складки, що утворилися в ньому, в палеогенових відкладах поринули на глибину і перекрилися молодим міоценовим комплексом порід моласової формації, які формувалися вже за рахунок руйнування флішевих порід піднятих гірських Карпат.

Нагромадження моласових відкладень почалося грубокластичні теригенними утвореннями загірської світи. Це різнозернисті пісковики з прошарками брекчованих глин та конгломератів. Пісковики в основному поліміктового складу, невапняні або слабовапняні. Окремі різновиди їх склалися майже з екзотичного матеріалу (жупні пісковики). Конгломерати формувалися двох типів: слобідські та трускавецькі.

Слобідські конгломерати поширювалися головним чином на південному сході Предкарпатського прогину, в районах Слободи-Рунгурської та Старуні біля Віткова. Вони утворилися в основному з порід некарпатського походження – зелених, рідше червоних філітів, сірих кварцитів, світло-сірих вапняків типу штрамберзьких, білого кварцу та ін.

Трускавецькі конгломерати складаються в основному з уламків карпатського походження і лише незначною мірою – з екзотичного матеріалу. У районі Ясениці Сольної вони повністю складені з флішевих порід (переважно перевідкладених менілітових сланців); у районі Добромиля – брекчією порід палеогенового флішу Карпат, де незгідно залягають безпосередньо на палеогенових складках.

У центральному Долинському районі Передкарпатського прогину утворення екзотичних конгломератів поступаються місцем фації жупних пісковиків з підлеглою кількістю конгломератів з карпатського матеріалу.

Нагромадження грубокластичних седиментів загірської світи відбувалося, мабуть, одночасно зі складкоутворенням. Початок їхнього утворення збігається з початком підняття Карпат як гірської країни.

Наприкінці воротищенського часу (верхневоротищенська світа) інтенсивна ерозійна діяльність, яка здійснювалася в період накопичення порід загірської світи, значно послабшала. У цей час почали накопичуватися переважно засолонені, некарбонатні глинисті осади у північно-західній частині басейну та піщано-глинисті (добротівські шари) – у південно-східній. Нарешті, у зв'язку з подальшим підняттям Карпат морські води Передкарпатського прогину пересуваються дещо на північний схід. Накопичуються породи стебнікської серії, представлені в своєрідному типі червонуватими і рожевими, сильно вапняними глинами з великою або меншою кількістю прошарків того ж кольору пісковиків і алевролітів. Значна потужність стебнікських відкладень (в окремих випадках більше 1000 м) свідчить про поступове, але постійне опускання прогину. Літологічні особливості стебнікських відкладень вказують на те, що освіта останніх

відбувалася у вузькому мілководному замкнутому басейні, що не мав вільного зв'язку з відкритим морем.

Південно-західний кордон стебницького басейну проходив приблизно там, де тепер починаються площі поширення відкладів стебника, північно-східний – відповідав сучасній зоні зчленування внутрішньої та зовнішньої зон Предкарпатського прогину. У поздовжньому напрямку стебницький басейн поділявся на північно-західну, відносно опущену частину та південно-східну – з меншим прогинанням. У північно-західній частині (на північний захід від лінії перетину Орів – Розділ) відбувалося накопичення потужних, переважно піщано-глинистих осадів, гравелітів і навіть конгломератів, позбавлених гіпсів та солей; у південно-східній, навпаки, відкладалися великої потужності глинисто-піщанисті, засолонені та загіпсовані осади (Стебник, Вулично, Калуш та ін.). Відмінність полягає й у тому, що у стебнікських опадах північно-західної частини прогину міститься велика кількість уламків палеозойських порід, тоді як на південному сході вміст екзотичного палеозойського матеріалу різко скорочується. Це пов'язано, мабуть, з тим, що на північному заході надходження седиментаційного матеріалу відбувалося не лише з Карпат, а й Келецько-Сандомирських гір.

Характерною для стебницького часу є поява нового комплексу морської мікрофауни; зв'язок стебницького морського напівзамкнутого, мілководного басейну, що зрідка осолонявся, з відкритим морем міг здійснюватися, з одного боку, з Чорноморською областю через Передгірний прогин Румунських Східних Карпат, де в цей час відкладалися червоні мергелі пояна, гіпси перку, піщаники та алевролити. передгірський прогин Західних Карпат. У межах, останнього на території Польщі в цей час накопичувалися в основному глини, рідше – пісковики та конгломерати; на території Чехословаччини та Австрії поширення набули утворення оттанського та воцкля-шліру та онкофорові шари.

За відкладенням стебнікських верств послідувало накопичення осадів балицької світи. Умови накопичення відкладень цієї світи, по суті, нічим не

відрізнялися від стебницького часу. З огляду на це спостерігається велика схожість їх літологічного складу та мікрофауни.

У загальному своєму комплексі утворення балицької світи виражені зеленувато-сірими та червонувато-бурими піщанистими, сильно вапняними глинами з прошарками сірих, зеленувато-сірих пісковиків та алевролітів. У північно-західній частині Предкарпатського прогину в Балицькі час, так само, як і в стебнікське, відбувалося відносно більше накопичення піщаних різниць порід, дрібногалечникових конгломератів і гравелітів. Поруч із тут відзначається значне збільшення потужності цих відкладень, що свідчить про інтенсивне занурення цієї території. Наявність великої кількості у цих відкладах перевідкладеної мікрофауни та грубокластичного матеріалу вказує на те, що утворення їх було пов'язане із руйнуванням палеогенових та крейдяних порід Карпат. Відкладеннями балицької світи закінчується нижній моласовий комплекс порід і водночас завершується перший етап розвитку передкарпатського прогину.

На початку тортону внаслідок прояву однієї з фаз альпійського циклу тектогенезу передгірний прогин розширюється за рахунок занурення південно-західної, окраїнної частини Волино-Подільської плити та проникнення на її територію морської трансгресії. Утворюється зовнішня зона Передкарпатського прогину.

Нижній тортон починається шарами з *Amusium denudatum* (Reuss.), або богородчанською світою (за Л. С. Пішвановою та Н. Н. Суботіною). Літологічно ці відкладення виражені глинами, мергелями та пісковиками з прошарками туфів. Мергельно-туфова товща накопичувалася в основному у південно-східній частині зони, глинисто-піщаниста – переважно у північно-західній її частині. Масове скупчення типово морських планктонних форамініфер у цих відкладеннях свідчить про велику морську трансгресію цього часу.

До кінця нижнього тортону відбувається деяке обмілення басейну. У цей час накопичуються осади малопотужного ервілієвого горизонту, виражені

літотамнієвими вапняками та пісковиками.

На початку верхнього тортону знову почалося прогинання та відновлення великої трансгресії. Найбільш інтенсивне занурення мало місце на ділянках Болохівської та Отинської стародавніх поперечних депресій. Північно-західна частина Угерсько-Косівської підзони, Станіславське поперечне підняття та Крукеничська підзона в цей час зазнавали відносно незначного прогинання.

Осади верхнього тортону накопичувалися в різних фаціях: гіпсоангідритової, ратинських вапняків (іноді доломітів) та піщано-глинистої. Треба сказати, що гіпсоангідритову фацію довгий час багато дослідників розглядали як продукт морської регресії нижнього тортону. Проте останні дослідження Д. П. Найдіна, В. П. Козакової (1952), Л. н. Кудріна (1958, 1959) та інших переконливо показують, що ці відкладення належать до верхнього тортону і характеризують початок морської трансгресії.

Басейн, у якому відкладалися породи гіпсоангідритової світи, був мілководним та напівзамкненим. Гіпси та ангідрити, що відкладалися у цьому басейні у напрямку до платформи, поступово заміщалися ратинськими вапняками. У бік Карпат гіпсоангідритовий горизонт збагачується теригенним матеріалом.

У верхній частині верхнього тортону в Предкарпатському прогині накопичувалися переважно піщано-глинисті осади косовської світи. Початковий період накопичення порід цієї світи характеризувався відкладенням туфів. Основне прогинання у цей час відзначалося на південному сході зовнішньої зони прогину в районах Косова та Коршева. Відносно менша товща порід косовської світи відкладалася у центральному районі та ще менша – у північно-західній частині, у межах Крукеничської підзони. Разом з тим, зменшувалися потужності цих відкладень, з одного боку, у напрямку платформи, з іншого – у напрямку до південно-західного кордону зовнішньої зони.

Наприкінці верхнього тортону територія зовнішньої зони Предкарпатського прогину зазнала підняття, після якого була трансгресія

нижньосарматського часу. Одночасно з цим відбувається також перерозподіл зон прогинання. Найбільше занурення відчуває північно-західна частина зовнішньої зони, менша – центральна і ще менша – південно-східна. У межах північно-західної Крукеничської підзони накопичення нижньосарматських відкладень сягало кількох тисяч метрів. У процесі її занурення виникла низка глибинних розривів, які роз'єднували територію на ряд окремих блоків: Судово-Вишнянський, Краковецький (Бонівський) Крукеницький та ін. Переміщення по них досягало в окремих випадках 2000–2500 м (Краковецький скидання).

Відносно менше занурення зазнала Угерсько-Косовська підзона. На південний схід від Угерсько потужність відкладень нижнього сармату коливається від 300 ж (Калуш) до 800-1000 м (Дашава, Валічі). На південному сході прогину (після Станіславського поперечного підняття) нижньосарматські відкладення відкладалися лише у південно-західній частині внутрішньої зони. На північному сході, в районі Слобідки Лісової, Коршева та ін, вони відсутні.

У товщі відкладів нижнього сармату виділяються два горизонти: конкско-буглівський (нижній) і волинський (верхній). Перший основне своє поширення знаходить у Угерсько-Косівській підзоні, другий – у Крукеничській підзоні. Збільшення піщанистості розрізу порід цих горизонтів відбувалося, з одного боку, до платформи, з іншого – до південно-західної межі зовнішньої зони. По простяганню прогину основна концентрація піщанистих різниць мала місце в межах Крукеничської підзони (Опари, Рудки, Свидниця, Ходновичі) та у північно-західній частині Угерсько-Косівської підзони (Угерсько, Дашава). На південному сході Угерсько-Косовської підзони накопичуються переважно глинисті різниці порід.

Наприкінці нижньосарматського часу припиняється прогинання території передкарпатського прогину. Починають проявлятися тектонічні рухи заключної фази альпійського тектогенічного нікла (2-ї карпатської фази складчастості, О. С. Вялову). Складчастими процесами охоплюється весь

комплекс порід флішу та молас. Формуються всі основні тектонічні елементи сучасної Карпатської області: луската структура флішевих Карпат, насув Скибової зони Карпат на передгірський Предкарпатський прогин (Береговий надвиг), насув порід внутрішньої зони прогину на зовнішню (Стебницький насув) та інші структурні елементи. З цією ж фазою складчастості, за своєю інтенсивністю перевершує всі попередні фази альпійського тектонічного циклу, були пов'язані разом з тим основні тектонічні перетворення на підставі прогину Предкарпатського. Вони зводилися до утворення різноманітних напрямків диз'юнктивних порушень, зокрема поперечних розривів. Нею зумовлено також освіту біля Предкарпатського прогину різного типу тектонічних структур, яких приурочені нафтові і газові родовища.

ВИСНОВКИ

У результаті виконаного дослідження геологічної будови та нафтогазоносності передгірського прогину Румунських Східних і Південних Карпат отримано такі основні висновки:

Передгірський прогин є складним тектонічним утворенням, що виник як передовий прогин унаслідок формування Карпатської складчастої системи. Він простягається вздовж східного й південного підніжжя Карпат і охоплює значну частину Румунії, розділяючись на внутрішню (геосинклінальну) та зовнішню (платформну) зони.

Стратиграфічна будова прогину представлена широким віковим діапазоном осадових товщ – від юрських до пліоцен-четвертинних. У межах зовнішньої зони переважають породи крейди та неогену, а у внутрішній – потужна товща моласових відкладів нижнього і середнього міоцену, які мають велике значення для нафтогазоносності.

Тектонічна структура прогину є результатом складного етапного розвитку. Встановлено, що внутрішня зона характеризується добре вираженою лінійною складчастістю, тоді як зовнішня зона має блокову будову з порівняно менш деформованими товщами. Міжзональний контакт є тектонічним, представлений системою насувів і розломів.

Історія геологічного розвитку регіону демонструє закономірну зміну геодинамічного режиму – від пасивного прогину до активної зони передового прогину з інтенсивними моласонакопиченнями. Основні етапи осадконакопичення припадають на нижній та середній міоцен, що відповідає активній фазі Карпатського орогенезу.

Нафтогазоносні об'єкти пов'язані переважно з пористими колекторами міоценових молас (воротищенська та стебнікська серії), що утворюють лінзовидні тіла, схильні до структурного та літологічного екранування. Основні типи пасток – антиклінальні, флексурні та стратиграфічні.

Найперспективнішими зонами для подальших геологорозвідувальних

робіт є Долинська, Надвірнянська та Битківська ділянки внутрішньої зони, де виявлено як традиційні, так і глибші горизонти нафтогазонакопичення.

Практичне значення дослідження полягає у вдосконаленні геологічної моделі передгірського прогину, визначенні нових перспективних об'єктів для буріння, а також уточненні зон активної нафтогазоносності в умовах складної тектоніки. Отримані результати можуть бути використані для оновлення програм геолого-економічної оцінки ресурсів Карпатського регіону.

Загалом, передгірський прогин Румунських Карпат залишається одним із ключових елементів Східноєвропейської нафтогазонасної провінції, який потребує подальшого комплексного дослідження з використанням сучасних методів геофізики, геохімії та цифрового моделювання.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Вітрик С. П., Доленко Г. Н., Ріпун М. Б. Стратиграфія та тектоніка Передкарпатського прогину. – Київ : Наукова думка, 1980. – 312 с.
2. Кульчицький Я. О. Нафтогазоносність Передкарпатського прогину. – Львів : Видавництво ЛНУ ім. І. Франка, 1996. – 248 с.
3. Лозинський О. Є., Стефанишин О. Б. Тектоніка Українських Карпат і прилеглих територій. – Івано-Франківськ : Літера, 2010. – 292 с.
4. Буртовий О. І. Нафтогазоносні басейни України. – Київ : ІНКАР, 2015. – 370 с.
5. Глушко В. В. Геологія і нафтогазоносність Східних Карпат. – Львів : Сполом, 2008. – 276 с.
6. Глушко В. В., Шендрик Ю. М. Геологічна карта України масштабу 1:200 000. Пояснювальна записка до аркуша М-34-XXXII (Могилів-Подільський). – Київ : ДНВП «Геоінформ України», 2005. – 122 с.
7. Popov P., Sliapura S. (Eds.). Atlas of the Carpathian Petroleum Province. – Uppsala : Geological Survey of Sweden, 2006. – 142 p.
8. GeoMol Project. Final Report. – European Transnational Cooperation Programme “Alpine Space”, 2015. – 198 p.
9. Golonka J., Oszczypko N., Ślaczka A. Geological structure and evolution of the Polish Carpathians. // Geological Quarterly. – 2006. – Vol. 50, № 1. – С. 3–24.
10. Andreyeva-Grigorovich A. S. та ін. Stratigraphy of Neogene deposits of the Outer Ukrainian Carpathians. // Geologica Carpathica. – 1996. – Vol. 47, № 4. – С. 211–226.
11. Андрієць В. О., Бродський І. М. Літологія моласових товщ міоцену Передкарпатського прогину. – Львів : ЛНУ ім. І. Франка, 2002. – 192 с.
12. Андрусишин Б. П. Геохімія нафти і газу Західного нафтогазового регіону України. – Київ : Наукова думка, 2007. – 220 с.
13. Săndulescu M. Geotectonica României. – București : Editura Tehnică, 1984. – 336 p.

14. Oszczytko N., Poprawa P. Neogene geodynamic evolution of the Polish Carpathian Foredeep. // *Geological Quarterly*. – 2007. – 51 (3). – C. 123–146.
15. Golonka J., Picha F. (Eds.). *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*. – AAPG Memoir 84. Tulsa : AAPG, 2006. – 855 p.
16. Matenco L., Andriessen P. Quantifying exhumation of the Carpathians using thermochronology. // *Tectonophysics*. – 2013. – 595–596. – C. 1–25.
17. Poprawa P., Nemčok M. Cenozoic evolution of the Carpathian–Pannonian region: insights from basin analysis. // *Global and Planetary Change*. – 2016. – 140. – C. 9–27.
18. Malata T., Waškowska A. Biofacies and depositional environments of Miocene sediments, Carpathian Foredeep (SE Poland). // *Acta Geologica Polonica*. – 2018. – 68 (3). – C. 347–366.
19. Botor D. Hydrocarbon generation in the Outer Carpathians: thermal maturity modelling of source rocks. // *Marine and Petroleum Geology*. – 2019. – 107. – C. 205–222.
20. Habryn R., Krzywiec P. Structural inheritance in the Polish Carpathian foreland: results of seismic interpretation. // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2018. – 469. – C. 303–321.
21. Kováč M., Plašienka D., Bleahu M. Miocene palaeogeographic evolution of the Carpathian–Pannonian region. // *Earth-Science Reviews*. – 2017. – 174. – C. 19–52.
22. Bercea Ș. Stratigraphy and petroleum systems of the Moldavian Platform and Carpathian Foredeep (Romania). // *Geologica Carpathica*. – 2011. – 62 (2). – C. 133–150.
23. Kłusek M., Krukowska M. Geochemical characterization of Miocene oils from the Carpathian Foredeep. // *Journal of Petroleum Geology*. – 2020. – 43 (1). – C. 59–78.
24. Stolarczyk E. History of oil production in the Polish Carpathians. // *Oil-Industry History*. – 2021. – 22 (1). – C. 1–16.
25. Vass D., Elečko M. Morphotectonic segmentation of the Slovak Outer

- Carpathians. // *Swiss Journal of Geosciences*. – 2020. – 113. – C. 21–40.
26. Iliescu V., Tanase S. Hydrocarbon prospectivity of the Vrancea zone, Eastern Carpathians. // *Romanian Journal of Earth Sciences*. – 2019. – 63 (2). – C. 145–166.
27. Jamroz B., Wójcik U. Reservoir quality of Miocene sandstones, Carpathian Foredeep (SE Poland). // *Geological Quarterly*. – 2022. – 66 (3). – C. 487–502.
28. Gozhik P., Stoica M., Salem R. Middle Miocene ostracod assemblages of the Carpathian Foredeep. // *Revue de Micropaléontologie*. – 2018. – 61 (2). – C. 99–115.
29. Sliupa S., Popov P., Lazauskiene J. Subsidence analysis of the Baltic and Carpathian basins. // *Tectonophysics*. – 2019. – 760. – C. 1–23.
30. Schulmann K., Lexa O., Hroch T. Diapirism and inverted basins in the External Carpathians: new structural insights. // *Journal of Structural Geology*. – 2024. – 167. – 104982.
31. Radoane M., Micu M. Landslide hazard in the Carpathian Flysch Belt of Romania. // *Natural Hazards*. – 2017. – 88. – C. 103–126.
32. Mikuš T., Prokešová R., Kováčik M. 3D seismic imaging of thin-skinned tectonics in the Central Western Carpathians. // *Interpretation*. – 2023. – 11 (2). – P. 207–228.
33. European Geosciences Union. EGU General Assembly 2023: Abstracts – Geology of the Carpathian Foredeep. – Vienna : EGU, 2023. – 412 p.