

Міністерство освіти 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 Українських Південних Карпат»**

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА

Виконав:

студент 4 курсу, група ГН-41,
спеціальність 103 Науки про Землю,
освітньо-професійна програма
«Геологія нафти і газу»

Баженов Арсеній Антонович

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

Зміст

ВСТУП.....	3
Розділ 1. Географо-економічна характеристика району.....	4
Розділ 2. Стратиграфія.....	7
Розділ 3. Тектоніка.....	22
Розділ 4. Історія геологічного розвитку.....	31
Розділ 5. Розподіл нафтогазоносності в розрізі стратиграфічного комплексу порід	37
Розділ 6. Типи структур та форми нафтових та газових покладів	53
ВИСНОВКИ.....	67
Список використаної літератури.....	69

ВСТУП

Передгірський прогин Українських Південних Карпат є важливою нафтогазоносною зоною, розташованою у межах зовнішньої зони Альпійської складчастої області. Географічно він простягається вздовж східного краю Карпатської дуги — від північних меж Румунії до південно-західних районів Львівської області, через Чернівецьку та Івано-Франківську області України. Прогин має дугоподібну форму і простягається із південного заходу на північний схід, утворюючи структурний бар'єр між Складчастими Карпатами і платформним передкарпатським краєм.

У геоморфологічному плані дана територія лежить між середньогір'ям Українських Карпат і рівнинною зоною Передкарпаття. Вона охоплює значну частину Передкарпатської западини, яка характеризується поступовим пониженням рельєфу у напрямку до Дністра та подальшим переходом у рівнинний ландшафт Поділля. Вододіл між басейнами річок Прут, Дністер і Тиса зумовлює важливу гідрографічну роль цього району, а наявність густої річкової мережі сприяє розчленуванню рельєфу.

Клімат регіону помірно-континентальний, з відносно великою кількістю осадів, що відіграє роль у процесах вивітрювання й осадонакопичення. Рослинність змінюється від лісостепової на північному сході до гірсько-лісової на південному заході.

Географічне положення прогину є надзвичайно вигідним у контексті транспортної доступності та господарського освоєння: через нього проходять важливі магістралі, що з'єднують Україну з країнами Центральної та Південно-Східної Європи. Крім того, цей регіон здавна є важливим об'єктом геологічних досліджень, завдяки поєднанню складної тектоніки, потужного осадового розрізу та підтверджених покладів вуглеводнів.

Метою цієї кваліфікаційної роботи є аналіз геологічної будови та оцінка нафтогазоносного потенціалу передгірського прогину Південних Карпат на території України з урахуванням стратиграфічного розрізу, історії геологічного розвитку, морфології структур та типів пасток.

Для досягнення мети у роботі були поставлені такі завдання:

охарактеризувати географо-економічні особливості досліджуваного району;

здійснити стратиграфічний і тектонічний аналіз території;

визначити етапи геологічного розвитку прогину;

дослідити історію геологорозвідувальних робіт і нафтогазовидобутку;

проаналізувати просторовий розподіл нафтогазоносності у межах стратиграфічних комплексів;

з'ясувати зміни властивостей нафт у межах розрізу та площі;

узагальнити типи структур і форм нафтових та газових покладів у регіоні.

Актуальність теми обумовлена стратегічною важливістю Карпатського регіону для енергетичної безпеки України, а також потребою у поглибленому вивченні закономірностей формування й локалізації покладів вуглеводнів у складних геологічних умовах передгірських прогинів.

Розділ 1. Географо-економічна характеристика району

Нафтові родовища Румунії розташовуються в межах передгірського прогину, що оперізує зі сходу і півдня складчасті системи Східних і Південних Карпат. У північному напрямку цей прогин продовжується на території України, а на повороті у бік Балкан замикається. На всьому його протязі, що дорівнює близько 550 км, виділяються три великі, різні за своєю будовою та умовами нафтоносності району. Один з них, район Мійнешти, знаходиться в передгірному прогину Східних Карпат, в області, відомої під назвою Молдови; другий, Плоєштинський, розташовується в області Мунтенії, де меридіональні східні Карпати змінюють свій напрямок на південно-західний, переходячи потім до Південних Карпат, і третій, район Тиргу-Жіу, знаходиться в передгірному прогину Південних Карпат, в області Олтенії.

У тектонічному відношенні всі три райони розташовуються в межах великих западин, розділених підняттями. Мойнештинський район пов'язаний з западиною Бухушською, Плоєштинський – з Плоєштинсько-Фок-шанкою, район Тиргу-Жіу – з Карпато-Балканською (Гетською).

Бухуська западина являє собою вузьку, з крутим західним і відносно пологим східним крилами синкліналь, складену на поверхні переважно гелльветськими відкладеннями, а на глибині, в так званому автохтоні, - в основному породами палеогенового і еоценового флішу вздовж західної її межі на повітрі на Карпатах. біля 30 км на міоценові утворення передгірного прогину.

Плоєштинсько-Фокшанська западина, розташована між нижньою течією р. Тротуш на півночі і р. борт Балканської платформи. Характерною особливістю западини є широке явище діпіризму грязьового вулканізму.

Карпато-Балканська, або Гетська, западина також виконана потужною товщею міоценових утворень. асиметрична будова: крутий, ускладнений насувами північний схил і пологий - нафтоносність в її межах пов'язана переважно з гелльветськими і сарматськими відкладами. поховано продовження

палеогенових складок Карпат.

Уявлення про геологічну будову території складаються на підставі досліджень видатних румунських геологів: Л. Мразека (1932, 1935), І. Атанасіу (1920, 1943, 1952), Д.А. Преда (1925, 1937), Г. Мурджан (1927, 1934, 1937), Г. Маковея (1935, 1954) та ін. В останні роки отримані нові геологічні матеріали, які уточнюють і розширюють погляди, що склалися раніше. Ці дані отримані в результаті досліджень. М. Філіпеску (1940, 1955), Н. Онческу (1943, 1951, 1958, 1959), В. Бенчіле (1944, 1948, 1952, 1955, 1958); Н. Григораш (1949, 1955), І. Петруц (1955, 1958), Ф. Олтеану (1952, 1953, 1954), Т.А. Жожа (1952, 1957, 1958), В. Моташ (1958, 1959), І.І. Висоцького (1957, 1959), С. С. Глушко (1959) та ін.

Розділ 2. Стратиграфія

У будові передгірного прогину Румунських Східних та Південних Карпат беруть участь породи флішевого палеогенового комплексу, що складають його фундамент, та моласові неогенові утворення, що належать до осадів власне прогину.

Палеогенові утворення. Породи палеогенового комплексу вивчені найбільше на території Молдови, де вони, з одного боку, широко поширені на поверхні у флішевій зоні Карпат, з іншого – розкривалися багатьма свердловинами під міоценовими опадами прогину. У Мунтенії та Олтенії уявлення про їх характер складалися головним чином на підставі даних флішевих зон Карпат.

Протягом усієї Карпатської гірської дуги та передгірського прогину ці відкладення зазнають різких фаціальних змін як у поперечному, так і в поздовжньому напрямку. Це стало причиною виділення в їх розрізі виключно великої кількості фацій, які об'єднуються у шари та світи. У стратиграфічному комплексі палеогенових порід виділяються утворення палеоцену, еоцену та олігоцену.

Палеоцен. Відкладення палеоцену досі вивчені недостатньо. Одні дослідники виділяють їх, інші вважають, що на румунській території Східних Карпат вони не відкладалися. Більшість все ж таки дотримується першої точки зору. Однак припускають, що на окремих ділянках ці відкладення або не відкладалися, або були розмиті. Наприклад, наводиться розріз у долині річки. Шляхи, де на верхньокрейдових шарах тисару незгодно залягають еоценові шари кашін. Таке припущення дуже можливе, якщо врахувати, що накопичення осадів цього віку відбувалося в досить мілководному басейні за наявності значних нерівностей морського дна. Потужність цих відкладень вимірюється першими десятками метрів. Літологічно вони виражені переважно вапняками, червоними мергелями, пісковиками і конгломератами. У літературі ці утворення відомі під назвою верств вартового. Зауважимо, деякі

дослідники, зокрема І. Бенчіле, схильні розглядати верстви стража як перехідні від верхнього крейди до нижнього еоцену. У такому разі цим верствам приписується нижньоєоценовий вік.

Еоцен. Утворення еоцену, згідно з даними І. Бенчіле (1958), характеризуються в регіональному плані трьома фаціями (із заходу на схід): внутрішньою (медіан), проміжною, або перехідною (інтер-медіарою), зовнішньою (екстерн) (рис. 34). Внутрішня фація поширена в межах структурної одиниці Карпат-медіана, що є західною частиною великої структурної одиниці, званої медіо-марджинале. Виражена вона переважно масивними, щільними, вапняними, кварцовими пісковиками таркеу з рідкісними тонкими пропластками аргілітів.

Потужність пісковиків таркеу в межах цієї структурної одиниці змінюється від 500 до 2000 м. Вище піщаників залягають невеликі потужності (10–12 м) конгломерати, складені переважно з гальки кристалічних порід Карпат. Потужність їх 100–150 м. Завершується розріз еоцену горизонтом пісковиків та конгломератів потужністю 35–40 м. Зазвичай цей горизонт називають базальним горизонтом олігоценових пісковиків фусару.

У межах зовнішньої структурної одиниці (екстерн) еоцен представлений переважно глинистими і карбонатними утвореннями, іменованими шарами кашін і бісерикань. Шари кашін, що складають нижню частину розрізу (нижній еоцен), представлені вапняками сірими та темно-сірими, з рідкісними пропластками алевролітів та аргілітів. В основі їх залягають конгломерати, складені галькою зеленоцвітих порід. У деяких місцях (розріз р. Путна) вапняки кашін значно збільшуються у своїй потужності та стають більш глинистими. І тут їх називають вапняками доамна. Загальна потужність шарів кашін досягає 600-700 м.

Шари бісерикань, що складають верхню частину розрізу (верхній еоцен), виражені переважно сірими пропластками пісковиків з прожилками кальциту. У нижній частині шарів виділяється малопотужний горизонт, складений червоними та коричневими сланцями. Загальна потужність цих шарів складає

200 м.

На території передгірного прогину Карпат, або так званої структурної одиниці перикарпатської, відомі лише шари бісерикань. Нижні шари еоцену тут поки що ніде не розкривалися.

Таким чином, у поперечному розрізі Румунських Східних Карпат та їх передгірному прогину в еоцені виділяються такі фації (з заходу на схід): піщаник таркеу, піщаник тазлеу (ієрогліфові шари), шари кашін у нижній частині розрізу (нижній еоцен) та шари секуль, шари секуль, розрізу (верхній еоцен). Порівнюючи ці фації з розрізом еоцену Українських Східних Карпат, можна зробити таке зіставлення: пісковик таркеу, піщаник тазлеу (ієрогліфові шари) відповідають манявській свиті; шари кашін – пасічнянським вапнякам. Верхня частина розрізу – шари секуль, плопу, бісерикань – є, ймовірно, аналогом попільської та швидкицької світ. Шари варти, що залягають на основі порід еоцену, мабуть, можуть зіставлятися зі свитою ямненського пісковика.

Олігоцен. Порооди олігоценового віку, на відміну від еоценових утворень, характеризуються більш витриманим фаціальним комплексом порід майже на всій території, що розглядається. Розріз їх починається пісковиками лукачешть, потім йдуть нижні менілітові сланці, нижні дизодилові сланці, пісковики клива, верхні дизодилові сланці, верхні менілітові сланці і перехідні шари.

Пісковики лукачешть перебувають у підшві олігоценових утворень. Потужність їх змінюється від 20 до 40 м. За своїм зовнішнім петрографічним виглядом вони темно-і світло-сірі, дрібно-і середньозернисті, слабо вапняні, рідше невапняві; при вивітрюванні покриваються залізистими нальотами. Мінералогічно вони представлені переважно кварцом, у незначній кількості присутні слюди, польові шпати, рутил, циркон та деякі інші мінерали. Іноді серед пісковиків трапляються прошарки чорних дизодилових сланців. Це використовується дослідниками для доказу олігоценового віку цього пісковика.

Нижні меніліти залягають над пісковиками лукачешть. Вони представлені

в нижній своїй частині чорними листуватими бітумінозними сланцями з риб'ячою лускою, у верхній - чергуванням малопотужних пропластків чорних сланців бітумінозних і крем'янистих порід - роговиків. Загальна потужність 20-40 м.

Нижні дизодилові сланці приходять на зміну нижнім менілітовим. Літологічно вони представлені глинистими бітумінозними мергелями від сірого до коричневого та чорного кольорів. У подошві в деяких місцях простежується горизонт діатомітових кремнів. Потужність пачки – близько 40 м.

Пісковики клива повсюдно залягають на дизодилових сланцях. На відміну від пісковиків лукачешть, вони більш дрібнозернисті, за кольором сірі, при вивітрюванні покриваються залізистими нальотами, невапняві, кварцові з глинистим, рідше крем'янистим цементом, масивні. Іноді серед них зустрічаються тонкі прошарки дизодилових сланців, через що раніше вони поділялися на три пачки або світи: нижню, середню та верхню кливу. Нині такий підрозділ не використовується, оскільки встановлено, що сланцеві пропластки не витримуються по простяганню. Загальна потужність пісковиків клива в районі Мойнешти коливається в межах від 200 до 300 м. На південь і північ від району Мойнешти відбуваються значні фаціальні зміни пісковиків клива. На північ їхня потужність збільшується і водночас збільшується вміст у них дизодилових прошарків. У серединній частині з'являється пачка потужністю 150-200 м темно- і світло-сірих аргілітів і пісковиків, що часто чергуються між собою, відомих під назвою шарів подуль-морі, або кросно (Н. Онческу, 1959). Ця пачка шарів підрозділяє пісковики клива у цьому районі на дві частини: нижню, що містить часті прошарки дизодилових сланців, та верхню без цих шарів. Потужність нижньої кливи досягає 500 м, верхньої – близько 300 м. У західному напрямку, в межах структурної одиниці медіана, нижні пісковики клива заміщуються шарами фусару – пісковиками та глинистими мергелями потужністю близько 700 м, а верхні переходять у шари, що представляють часте. зливаються з проміжними шарами у загальну товщу

порід кросненської фації.

На південь від Мойнешти (у басейнах річок Бузеу і Теляжен) верхня клива разом із дизодиловими сланцями заміщається шарами пучосу, вираженими сірими, рідше чорними глинистими мергелями, містять лінзи доломітизованих вапняків.

У районах П'ятра-Нямц і Утуре в розрізі олігоцену з'являється велика кількість конгломератів, які далі на схід, на думку румунських геологів, складають весь розріз олігоцену, замінюючи собою раніше описані фації цього віку.

Верхні дизодилові сланці залягають над пісковиками клива. Вони представлені тими ж глинистими, бітумінозними мергелями, що й нижні дизодилові сланці, але містять також прошарки кварцових пісковиків типу клива. Потужність цієї пачки порід 120-180 м.

Верхні меніліти представлені чергуванням менілітових та дизодилових сланців з кварцовими пісковиками. В окремих місцях (долина р. Бузеу) зустрічаються діатоміти - крем'янисті, жовтувато-білуватий колір породи. Найчастіше вони зустрічаються поблизу контакту менілітів з породами міоцену. Потужність верхніх менілітів досягає близько 100 м.

Перехідні надменілітові шари характеризуються наявністю порід олігоценового та аквітанського обличчя. Олігоценові компоненти виражені дизодиловими сланцями, пісковиками типу клива, іноді менілітовими сланцями. Аквітанський матеріал представлений пісковиками із включеннями солі, гіпсу та кальциту. Вище слідує пачка брекчий і конгломератів, що складаються з уламків і гальки, головним чином зелених сланців силурійських і титонських вапняків, зцементованих матеріалом дизодилового типу. Потужність перехідних шарів змінюється від 60 до 180 м. У літературі ці перехідні шари іноді називають шарами гурашоймулуй.

Порівнюючи між собою розріз олігоценових порід Румунських та Українських Східних Карпат, можна дійти такого висновку: 1) пісковики лукачешть є аналогом бориславського пісковика; 2) нижні менілітові та нижні

дизодилові сланці та нижня частина пісковика клива відповідають нижньоменілітовому світі Українських Східних Карпат; 3) шари по-ль-морі, або кросно, і верхня частина кливи можуть зіставлятися з лоп'янецької світою; 4) верхні дизодилові та верхні менілітові сланці відповідають верхньоменілітовому світі.

Аквітана. Вище перехідних шарів залягають озерно-лагунні утворення, представлені вапняними аргілітами із сіллю та гіпсом, гіпсоносними пісковиками та конгломератами. Аргіліти темно-сірі, іноді чорні з тонкими прошарками кристалічного гіпсу. Пісковики темно-сірі, вапняні, дрібнозернисті. Конгломерати складені з гальки палеозойських зелених порід. Це як би загальний комплекс літологічних різниць порід, який на різних ділянках зазнає значних змін у поздовжньому та поперечному напрямках. Так, в області Молдови, головним чином у західній її частині, у комплексі порід цього віку виділяються (внизу) вапняні сірі аргіліти, гіпсоносні пісковики та зелені конгломерати потужністю до 100 м. Вище слід горизонт гіпсу потужністю 20 м, що називається горизонтом фесхи. Над гіпсом залягає солоносна брекчія потужністю від 0 до 500 м. Вона складається з уламків кам'яної солі, аргілітів та аркозових пісковиків. У покрівлі розрізу виділяється 2-й обрій гіпсу потужністю 20 м, названий горизонтом варниця.

У Східній Молдові спостерігається поступове скорочення потужності цих відкладень. Тут поширені переважно солоносна брекчія та гіпсовий горизонт варниця. На окремих ділянках відсутні й ці утвори. У таких випадках відкладення міоцену (бурдигал) лягають безпосередньо на менілітові або дизодилові сланці олігоцену.

У межах Мунтенії знаходять поширення звані шари корну. Вони виражені в нижній своїй частині тонкошаруватим чергуванням кристалічного, рідше волокнистого гіпсу і темно-сірих, нерідко чорного кольору пісковиків, що зціментували гіпс і бітумінозний аргіліт. На площинах нашарування найчастіше зустрічається кухонна сіль. У перешаруванні переважають гіпси над пісковиками та аргілітами.

У верхній частині розрізу, в тому ж тонкошаровому чергуванні гіпсів, гіпсоносних пісковиків і аргілітів, переважають теригенні компоненти над гіпсом. Іноді зустрічаються малопотужні пропластки конгломератів, бітумінозних вапняків та дизодилових сланців. Потужність шарів кору змінюється від 5 до 40 м. Залягають вони в одних випадках на шарах пучосу, в інших – на дизодилових сланцях та пісковиках клива.

Фауністично ці відкладення охарактеризовано дуже слабо. Однак в окремих літологічних їх різницях виявляється досить багата мікрофауна: *Bolivina danvilensis* H we et W a l l a - c e, *St punctata* Про b b, *St spathulata* (Williamson), *Cibicides mexicanus* N utra 1, *Rhabdammina abizekum. pygmaea* Про p b. та ін.

В області Олтенії породи цього віку представлені сірими глинами, темно-сірими аргілітами, пісками, пісковиками та конгломератами. На окремих ділянках зустрічаються прошарки дизодилових сланців. Потужність всього комплексу цих утворень тут дорівнює 400 м.

Що стосується питання, куди відносити ці породи – до палеогену чи міоцену, то з цього приводу серед румунських геологів існують різні точки зору. Частина дослідників (Г. Маковей, Н. Онческу, І. Думітреску) відносить аквітан до міоцену та розглядає його як складову частину 1-го середземноморського ярусу. Інша група дослідників (І. Бенчіле, Г. Попеску, І. Петруц) зараховує його до палеогенового комплексу порід. Ми вважаємо, що друга думка більш правильна. Розглянуті фації аквітану, швидше за все, є утворенням останнього періоду розвитку флішевого басейну. Виникнення лагуно-озерного режиму седиментації осадів зумовлено тектонічними рухами, що розпочалися в нижньому олігоцені і тривали до кінця аквітану (савська фаза альпійського тектонічного циклу). Рухи ці були різкими, складчастими, унаслідок чого спостерігається згодне залягання порід аквітану на підстилаючих їх утвореннях нижнього олігоцена. Про це свідчить наявність перехідних шарів від олігоцену до аквітану. Складчасті рухи відбувалися вже після аквітану, в період завершення савської фази тектогенезу. Внаслідок цих

рухів весь комплекс порід палеогену, у тому числі і аквітану, був значно дислокований. Наступні осади нового циклу седиментації залягають на породах палеогену з великою кутовою незгодою, причому залягання відбувається на різних горизонтах аквітану та олігоцену.

Новий комплекс трансгресивних морських утворень бурдигалу знаменується появою у великій кількості макро- та мікрофауни, яка приходить на зміну пригніченої фауни порід аквітану.

Неогенові утворення. Утворення неогенового віку беруть участь у будові власне передгірного прогину Східних та Південних Карпат. Ширина зони поширення цих відкладень на різних ділянках прогину неоднакова. Поряд із цим на поверхні оголюються різні за віком утворення. Так, на ділянці передгірного прогину Східних Карпат між річками Сучавою та Молдовою, де палеозойська Подільська платформа найближче підходить до Карпат, смуга неогенових порід має ширину лише 2–3 км. На поверхні тут поширені переважно відкладення тортону і сармата. Південніше нар. Молдови, до перетину по нар. Тротуш, смуга неогенових утворень розширюється до 30 км. На поверхні широко відомі відкладення бурдигалу, гельвету, тортону та сармату. Далі, на південь від р. Тротуш до перетину нар. Бузеу, неогенові відкладення ще більше розширюються. З огляду на це тут надається можливість виділити в межах передгірного прогину дві підзони: внутрішню, складену на поверхні породами аквітану, бурдигалу, гельвету та тортону, і зовнішню, утворену з осадів сармату та пліоцену. Породи внутрішньої зони інтенсивно дислоковані та виведені під крутими кутами на поверхню. Осади зовнішньої зони перебувають у досить спокійному моноклінальному заляганні.

Між річками Бузеу та Димбовицею внаслідок прояву діапірової тектоніки поділити прогин на дві підзони дуже важко. Тут переважно поширені пліоценові осади. Відкладення міоцену оголюються вузькою смугою лише поблизу флішевої зони Карпат.

Західніше нар. Димбовиці в межах Карпато-Балканської депресії ширина

неогенових відкладень також досить велика. На поверхні трапляються виключно пліоценові відкладення. Вони далеко заходять у глиб Карпат і у багатьох місцях перекривають флішові утворення, а іноді навіть кристалічні породи.

Отже, на території передгірного прогину Східних і Південних Карпат, що розглядається нами, неогенові утворення представлені міоценовим і пліоценовим комплексами порід.

Міоцен. На кордоні між палеогеном та міоценом проходить важливий рубіж у геологічній історії розвитку Карпат: завершується цикл седиментації флішевих утворень та розпочинається новий цикл осадів моласової формації. Така різка зміна умов осадконакопичення обумовлювалося проявом у передміоценовий час досить інтенсивних тектонічних рухів. Зародження цих рухів, як зазначалося, відбувалося ще олігоцені. Свідченням цього є певною мірою конгломератовий горизонт потужністю 50-60 м у товщі відкладів верхніх менілітів. З цього моменту, на думку румунських геологів, починаються вже висхідні рухи внутрішніх флішевих зон Карпат, внаслідок чого море поступово переміщалося до периферії.

В аквітані тектонічні рухи, що тривали, також зумовили утворення конгломератового горизонту. Але на відміну від менілітового, він уже містить пропластки як типово флішевих порід, зокрема дизодилових сланців, так і нефлішевих утворень. Над конгломератовим горизонтом залягає солоносна брекчія, яка, у свою чергу, свідчить про тектонічні рухи, що тривали в цей час, що зумовлювали подальше обмілення морського басейну і утворення лагунно-континентального режиму седиментації.

Після аквітану тектонічні рухи значно посилилися і виразилися в складчастості порід, що накопичилися до цього часу. Широка морська трансгресія, що послідувала за цим, зумовила накопичення потужних товщ в кілька сотень метрів когломератів, що трансгресивно залягають на різних за віком породах палеогену. З цього періоду розпочинається новий етап в історії розвитку Карпат, що характеризується накопиченням осадів моласового типу.

У комплексі останніх на розглянутій території виділяються утворення бурдигалу, гелвету, тортону та сармату.

Бурдигал. Розріз утворень бурдигалу починається в більшості випадків грубокластичні седименти - конгломератами або грубозернистими пісками. У межах області Молдови широко поширені так звані конгломерати пієтричіка та плешу. Перші беруть участь у будові антикліналі Пієтричіка, де вони мають величезну потужність (понад 1000 м) та залягають трансгресивно на мінілітових шарах олігоцену. Другі беруть участь у будові структури Плешу-Нямц, мають потужність близько 200 м-код і залягають на пісковиках еоцену. Обидва типи конгломератів складені в основному з гальки зелених філітів добруджинського походження до 20-30 см в діаметрі.

В області Мунтенії аналогом конгломератів пієтричіка і плешу є конгломерати бребу. Вони залягають безпосередньо на породах аквітану та складені з гальки кристалічних, палеозойських, мезозойських та еоценових порід карпатського походження. Розміри гальки їх вимірюються від кількох міліметрів до десяти сантиметрів у діаметрі. Іноді зустрічаються брили з хлоритових сланців у діаметрі до 1 м. Цементуючим матеріалом є світлозабарвлена піщаниста глина. Потужність конгломератів бребу досягає 200 м.

Конгломерати пієтричіка, плешу і бребу містять досить багату макро-і мікрофауну.

Вище конгломератів залягають піщано-глинисті утворення, іменовані верствами тескань у Молдові та червоним горизонтом у Мунтенії.

У межах східної Молдови ці шари виражені грубозернистими, ліловато-сірими, вапняними пісковиками та гравелітами з прошарками червоного мергелю та екзотичного зеленого матеріалу. У західній Молдові вони представлені пісковиками із прошарками червоного мергелю, але без екзотичного зеленого матеріалу. Потужність шарів тескань у західній Молдові, порівняно зі східною, значно збільшується і досягає 600 м. Місцями вони повністю заміщають конгломерати пієтричіка і лягають безпосередньо на

аквітанський гіпсовий горизонт варниця. Червоний горизонт Мунтенії представлений перешаровуванням пістряків і пісків з червоними мергелями. В окремих випадках у горизонті трапляються пропластки або включення кам'яної солі.

У Олтенії розріз бурдигалу складний повністю конгломератами з прошарками пісків та глин. Галька їх складається з кристалічних порід та юрських вапняків карпатського походження. Загальна потужність відкладень не перевищує 170 м.

Наприкінці бурдигалу знову повсюдно виявляються тектонічні рухи штирійської фази, що зумовили незгодне залягання осадів гельвету, що лежать вище.

Гельвет. Утворення гельветського віку представлені товщею порід, складених глинистими мергелями, пісками та слабо-сцементованими пісковиками, потужністю понад 1000 м. У цій товщі часто зустрічаються білий волокнистий гіпс та горизонти білих або зелених дацитових туфів. Нижня частина розрізу характеризується переважно рожевим кольором порід, верхня – сіро-попелястим.

Уздовж передгірного прогину відбувається досить значна зміна літофацій цього віку відкладень. У Молдові розріз їх починається червоними глинистими мергелями пояна потужністю до 100 м. Вище залягають пісковики перку потужністю всього близько 10 м. Над пісковиками слід горизонт гіпсу перку потужністю від 1 до 10 м. Потім йде потужна товща (близько 700 м) так званих песчаників струйчастими ієрогліфами). Серед пісковиків зустрічаються також прошарки сірих вапняних глин. У покрівлі пісковиків виділяється обрій гіпсу з дацитовими туфами. Над гіпсами залягають пісковики з прошарками червоного мергелю (шари валя-калулуй). Завершується розріз сірими, вапняними, глинистими мергелями потужністю до 500 м.

У Мунтенії відкладення гельвета починаються товщею порід, представленої чергуванням мергелів, пісків та пісковиків. У підшовній частині цієї товщі виділяється малопотужний обрій гіпсу. У покрівлі її залягає

відносно витриманий потужний обрій гіпсу та дацитових туфів. Загальна потужність складає близько 300 м. Верхня частина розрізу складена сірими вапняними глинами з малопотужними пропластками пісковиків. Потужність її не перевищує 100 м.

В Олтенії відкладення цього віку представлені товщею строкатих вапняних глин, мергелів, пісків і пісковиків. У розрізі часто зустрічаються горизонти туфів та гіпсів. Останні найбільше тяжіють до покрівельної частини розрізу. У північній частині області. Поблизу Карпат, в покрівлі та підшві цієї товщі залягають конгломерати з прошарками строкатих глин. Загальна потужність гельветських утворень тут сягає 850 м.

Наприкінці гельвету виявляються слабкі тектонічні рухи штирійської фази, які зумовили лише окремих місцях незгоду у заляганні вищележачих порід тортону.

Тортон. Утворення тортону повсюдно починаються товщею порід, складеною сірими вапняними глинами з прошарками туфів та туфітів. В основі часто зустрічається гіпс. Туфи є хіба що критерієм, яким відрізняються тортонські відкладення від гельветських. У регіональному плані товща нижньотортонських порід із туфами потужністю близько 250 м виділяється під назвою глобігерінового туфового горизонту.

Над цим горизонтом у Молдові залягає солоносна брекчія (світа косміну), що складається з уламків кам'яної солі, гельветських аргілітів, пісковиків клива, олігоцену та зелених філітів. Іноді трапляються великі лінзи чистої кристалічної солі. У Мунтенії та Олтенії найчастіше зустрічається майже одна сіль. Потужність світи в Медові сягає 600 м, в Олтенії - 270 м. Вважають, що цим почтом починається верхній тортон.

Над сіллю слід так звана радіолярієва оточення, представлена глинистими, темно-сірими, бітумінозними мергелями з радіоляріями. Серед мергелів зустрічаються також пропластки дрібнозернистих пісковиків, іноді туфів. Потужність світи в Мунтенії досягає 150 м, в Олтенії - 400 м.

У самому верху розрізу тортону залягає спіріалісова оточення. Вона

виражена глинистими сірими вапняними мергелями зі спіріалісами. У вигляді прошарків серед глинистих мергелів зустрічаються також пісковики та глинисті туфи. Потужність світи в Мунтенії становить 300 м, в Олтенії – всього 70 м.

Фауністично тортонські відкладення поділяються на два відділи: нижній та верхній. До нижнього відділу відноситься глобігеріновий (туфовий) горизонт, до верхнього - вся решта товща порід. Серед останньої фауністично виділяються: окремо соленосна брекчія, радіолярієва оточення та спіріалісова оточення.

Сармат. Утворення сармата починаються сірими, вапняними глинистими мергелями, бідними фауною. Це бугловські та волинські верстви. Потужність їх у Мунтенії сягає 300 м, в Олтенії – 200 м.

Над бугловськими та волинськими опадами залягають бессарабські верстви. Літологічно вони виражені темно-сірими, шаруватими, глинистими мергелями із пластами пісків та пісковиків, іноді – оолітових вапняків, конгломератів та туфів. Зазвичай глинисті мергелі розташовуються найбільше в подошовній, піщані горизонти концентруються в середній, а вапняки в покрівельній частині розрізу. У Олтенії вся верхня частина розрізу складена потужною товщею (до 200 м) пісків із прошарками галечників та конгломератів. Максимальна потужність бессарабських верств (1450 м) відзначається у Мунтенії. У Олтенії та Молдові потужність їх – близько 500 м.

Після відкладення бессарабських верств виявилися тектонічні рухи аттичної фази альпійського тектогенезу. Ці рухи відобразилися у відкладенні підстави наступного комплексу порід херсонського горизонту грубокластичних седиментів: конгломератів, галечників і крупнозернистих пісків. Загальна потужність Херсонського горизонту в Мунтенії досягає 200 м, в Олтенії – 300 м.

Пліоцен. Пліоценові відкладення в передгірному прогину Румунських Карпат основне поширення знаходять в області Мунтенії (на південь від перетину по р. Тротуш) та в Олтенії. У їхньому комплексі виділяються

утворення меотису, понту, даку та левантину.

Меотіс. Відкладення меотису трансгресивно залягають на осіданнях сарматського ярусу. Загалом вони представлені пісками, пісковиками, оолітовими вапняками та піщанистими мергелями. Нерідко серед відкладень цього віку трапляються андезитові туфи, іноді – пласти лінгіту.

За більш детальної характеристики ці відкладення поділяються на дві товщі: нижню і верхню. Нижня представлена чергуванням сірих, вапняних, піщанистих мергелів з пісками, пісковиками та оолітовими вапняками. У подошві її часто зустрічаються залізисті конкреції. У покрівельній частині виділяється горизонт пісковиків з *Dosinia maotica* And. Потужність цієї товщі змінюється від 150 до 300 м. Це основна нафтоносна товща відкладень. Порооди, що залягають вище за цю товщу, виражені піщанистими мергелями з рідкісними пропластками пісковиків без оолітових вапняків. У породах зустрічається рясна фауна остракод. Потужність цих порід змінюється від 100 до 500 м в Олтенії і до 700 лі – в Мунтенії.

Понт. Відкладення понту представлені в основному глинистими та піщанистими мергелями з рідкими прошарками пісків (зазвичай у покрівлі). Потужність відкладень у Мунтенії від 500 до 1500 ж, в Олтенії – до 500 м. Фауністичні відкладення понту поділяються на два відділи: нижній та верхній.

Дак. Відкладення дакійського ярусу представлені переважно пісками та пісковиками з прошарками глинистих світло-сірих вапняних мергелів. Останні частіше зустрічаються вгорі розрізу. У нижній частині переважають потужні пласти пісків, розділені малопотужними горизонтами мергелів. Ці піски становлять основну продуктивну нафтову товщу даку. У районі Прахова та Димбовиці піски поділяються на кілька самостійних продуктивних горизонтів (знизу вгору): дредер потужністю близько 70 м, морінь потужністю 20 ж, горизонт II потужністю 70 ж та горизонт I потужністю 15 м. Горизонт II, у свою чергу, підрозділяється на шестиметровий потужністю близько 10 ж і великий, або головний, з підгоризонтами а, б з потужністю близько 60 ж. Загальна потужність дакійських відкладень у Мунтенії змінюється від 50 до 1000 ж, в

Олтенії – від 60 до 280 м. Макроскопічно відкладення дакійського ярусу характеризуються досить багатою прісноводною фауною.

Левантін. Відкладення левантину завершують розріз міоценових утворень. Літологічно вони виражені внизу строкатокольоровою товщею: строкаті глинами з прошарками пісків і галечників з включеннями вапнякових конкрецій, вгорі – пісками світло-сірими, грубозернистими, погано відсортованими, косослоїстими, з включеннями гальки, гравію і прошарками конгломератів. Між початами відзначається незгода у заляганні порід, зумовлена проявом тектонічних рухів роданської фази. Потужність нижньої товщі в Мунтенії 600 м, в Олтенії - 200-250 м. Світ кундешть досягає потужності в окремих випадках 2000 м.

Після левантинських відкладень проявляються заключні рухи роданської фази альпійського тектогенезу, що зумовили вихід з-під рівня моря всієї території, що розглядається.

Розділ 3. Тектоніка

Згідно з сучасними уявленнями, передгірний прогин Румунських Східних і Південних Карпат складається з кількох, різних за своїм становищем, геологічної будови і часу утворення, западин і піднять. Палеозойський фундамент. Обидві зони впродовж прогину неоднаково побудовані. і являє собою, по суті, вузьку синклінальну западину. Зовнішня зона, навпаки, значно розширюється і різко занурюється.

Кожен із зазначених великих ділянок передгірного прогину характеризується своїми особливостями будови.

У межах передгірного прогину меридіональних Східних Карпат внутрішня зона утворена так званою Бухуською западиною. На поверхні западина складена бурдигальськими, гелветськими та нижньотортонськими відкладами, а на глибині – палеогеновими утвореннями. Останні складені у систему вузьких, лінійно витягнутих складок, насунутих за поздовжніми порушеннями одна одну в східному напрямі. Найбільш різкі складки розміщені вздовж західного краю западини, де вони об'єднуються в загальне регіональне підняття, яке називається автохтоном, або крайової антиклінальної зони (І. В. Висоцький, 1957). Це підняття простежено від радянського кордону на півночі до широти Фокшан на півдні. На всьому своєму протязі підняття перекрите насувом (до 20 км) флішевих порід Карпат, що беруть участь у будові крайового, тазлеу та тарке покривів. Внаслідок ундуляції автохтон внутрішньої зони утворює ділянки піднять та занурень. Ділянки піднятий зазвичай характеризуються утворенням тектонических піввікон, в яких з-під розмитих флішевих порід Карпат на поверхню виходять палеогенові утворення прогину. Такими підняттями, або, як їх ще називають, масивами є П'ятра-Нямц, Ойлтуз і Путна.

Масив П'ятра-Нямц розташований у північній частині прогину. Його довжина близько 60 км. Утворено його поруч (понад шість) лускатих складок, склепіння яких складено еоценовими і навіть сенонськими відкладеннями (на

північному закінченні). У середній частині цієї ділянки протікає р. Бистриця, тому в літературі нерідко використовується назва «бистрицьке піввікно».

У південному напрямку (на південь від Бухуші) підняття П'ятра-Нямц занурюється під крайовий та тазлеу покриви. Палеогенові відкладення фундаменту Бухуської западини знову з'являються на поверхні в середній течії річок Сленік, Ойлтуз і Кашин (на південний захід від Тиргул-Вікна), де вони утворюють масив Ойлтуз. Цей масив складається з двох лускатих складок: Сленікської – на заході та Кашинської на сході. Між цими складками увімкнена синкліналь Сленік, виконана нижньоміоценовими опадами.

Найпівденніше здіймання автохтону спостерігається в басейні річки. Путна, де виділяється так званий масив Путна. Цей масив є куполоподібним підняттям (15x25 км), в якому наповерхню з-під насуву флішевих порід виходять утворення еоцену.

Крім трьох названих великих структурних піднять (масивів), підйом палеогенового фундаменту Бухуської западини відбувається також у тектонічному вікні Бран-Думесник. Тут на поверхню з-під насуву флішу Карпат виходять відкладення міоцену (бурдигал) та палеогену прогину.

На схід від автохтону палеогеновий фундамент Бухуської западини різко занурюється; внаслідок цього на поверхні розвинені молодші міоценові утворення – шари верхнього гелвету та нижнього тортону. Детальна будова цієї частини западини до кордону із зовнішньою зоною прогину поки що не вивчена. Допускається, що тут існує ще два поздовжні регіональні підняття, які відповідають Долинській та Дрогобицькій підзонам передгірного прогину Українських Східних Карпат. Розглянута вище антиклінальна зона («автохтон») відповідає, на думку дослідників, Бориславській підзоні.

На межі внутрішньої та зовнішньої зон меридіональної частини прогину (в області Молдови) виділяються серединні антиклінальні підняття Плешу-Нямц та Пієтричика. Антикліналь Плешу-Нямц на поверхні в ядрі складена породами олігоцену та бурдигалу (конгломерати плешу). На захід від склепіння антикліналі поширюються гелветські, а на схід тортонські

відкладення. У склепінній частині антикліналь порушена скидом, яким західне крило насунуто на східне.

У південному напрямку олігоцені відкладення поринають і потім знову виходять на поверхню в межах антикліналі Пієтричіка. Остання, як і антикліналь Плешу-Нямц, у склепіння складена породами олигоцена, але в крилах – бурдигальськими конгломератами пієтричіка. Уздовж своєї осі вона також порушена поздовжнім скидом. На захід від антикліналі, як і на ділянці П'ятра-Нямц, поширені гелветські відкладення, а на схід – сарматські.

Зовнішня зона передгірного прогину, розташована на схід від антикліналів Плешу-Нямц і Пієтричіка, припадає на частину західного крила Бирладської западини, яка хоч і більша за розмірами, але не глибока. Центральна та південна її частини, на думку І. С. Висоцького (1957), знаходяться в межах північно-східного схилу гір Добруджі та їхнього передгірського юрського прогину. Пробурені тут свердловини розкрили під третинними та крейдяними опадами карбонатні утворення силурійського віку, що залягають на кристалічному фундаменті. Третинні породи западини представлені тортонськими, сарматськими та оліями пліоцену. Найбільш повно представлені сарматські відкладення, що мають потужність до 1500 м. Характерним є випадання із розрізу понтичних відкладень. Весь комплекс третинних відкладень слабо дислокований. Складки мають форму брахіантікліналей платформного типу.

В області Мунтенії, між перетинами на р. Тротуш (правий приплив р. Серет) на півночі та р. Димбовиці на південному заході, внутрішня зона передгірного прогину виражена Кимпінською, а зовнішня - Плоештинсько-Фокшанською западинами. Між ними розташовуються серединні антиклінальні підняття Валеня та Пітешті.

Кимпінська западина складається з кількох вузьких синкліналей, роз'єднаних поперечними, відносно незначними підняттями чи скиданнями. Такого характеру синкліналями є у міру просування зі сходу на захід, Дrajна, Мелічешть, Кимпініца, Броште та Валя-Лунга-П'ятра. Синкліналь Дrajна на

південному сході обмежена підняттям Валеня, а на північному заході - підняттям Хоморичну, що відокремлює синкліналь Дrajна від північніше розташованої синкліналі Сленік. На поверхні синкліналь Дrajна складена породами гелвету і тортону, і лише на невеликих ділянках на південному заході зустрічаються утворення пліоцену. На південному заході вона замикається палеогеновими породами насуву, що просунулися на південний схід.

Синкліналь Мелічешть на поверхні складена в основному сарматськими і частково мезотичними відкладеннями. Синкліналі Кімпіна і Броште виконані переважно тортонськими утвореннями. Вони розташовані між собою паралельно та розділені антикліналлю Гарей-Кімпіна. Від синкліналі Мелічешть на північному сході та синкліналі Валя-Лунга-Пьятра на південному заході вони відокремлені поперечними скидами.

Крайня, південно-західна синкліналь Валя-Лунга-Пьятра лежить на поверхні складена верхнепліоценовими відкладеннями. На півдні ця синкліналь обмежена Пітештинським проміжним підняттям, на яке насунуто її південне крило.

Вздовж північного крила всієї Кімпінської западини проходить крутий насув, яким породи палеогену Карпат насунуті на міоценові та пліоценові утворення внутрішньої зони передгірного прогину. На північному сході цей насув поєднується із крайовим насувом меридіональних Карпат.

Проміжне підняття Валень, розташоване на межі внутрішньої та зовнішньої зон прогину, проявляється на поверхні у вигляді широкої смуги виходів палеогенових відкладень та порід сенону (в найбільш північній частині). На півночі підняття Валеня обрізане скиданням майже меридіонального напрямку; з цього скидання палеогенові відкладення підняття контактують із породами міоцену прогину (гельветом). Південно-східний кордон підняття проходить по контакту палеогену та неогену надвигового характеру. Північно-західний кордон його нечіткий, оскільки тут зливаються між собою палеоген Карпат та палеоген самого підняття Валеня.

Південно-західний кордон підняття проходить по контакту палеогену та міоцену південного крила Кимпінської западини.

Безпосередньо саме підняття Валеня складається з декількох ізоклінальних складок, ускладнених системою диз'юнктивних порушень. Для підняття характерний типовий розріз олігоцену, представлений менілітами, дизодиловими сланцями та клівськими пісковиками.

На південний захід від Буштенарі на зміну підняттю Валень приходять нове підняття Пітешті. Воно є вже поховане палеогенове проміжне підняття. Неогенові ж відкладення, що у його будові лежить на поверхні, характеризуються відсутністю сарматських, котрий іноді повністю всіх міоценових осадів, і пліоцен залягає безпосередньо олігоцені. На поверхні підняття проявляється сильним розвитком диз'юнктивних порушень. Локальні складки в палеогенових відкладеннях у його межах найчастіше втрачають форму плікативних дислокацій і перетворюються на систему сполучених блоків. Олігоцені відкладення тут фаційно змінюються: менілітові та дизодилові сланці, а також клівські пісковики заміщуються мергельною товщею світи пучосу. На заході, у перетині нар. Олт, Пітештинське підняття замикається.

На південь від проміжних піднять Валень і Пітешті розташовується Плоєштинсько-Фокшанська западина, що утворює собою зовнішню зону передгірного прогину. Найбільш прогнута частина її відзначається лінією Фокшани – Бузеу. Тут загальна потужність неогенових відкладень перевищує 10 тис. м. На поверхні повсюдно розвинені осади левантинського ярусу потужністю понад 2500 м. У південно-західному та західному осьова лінія Плоєштинсько-Фокшанської западини проходить південніше міст Плоєшті і Пітешті.

Східний схил западини на півночі (до перетину по Бузеу) розташовується на західному схилі похованого Добруджинського масиву. На південь від зазначеного перетину схил западини, поступово викладаючись, піднімається у бік Північно-Болгарського платформного підняття (у напрямку до р. Дунаю).

Платформенний схил прогину складний мезозойськими відкладеннями – триасом, юрою та крейдою, що залягають безпосередньо під сарматом.

Західний схил западини північ від крутий і ускладнений меридіонального напрямку скиданням, яким гелльветські відкладення дещо насунуті на сарматские. У міру просування на південь, західний кордон Плоєштинсько-Фокшанської западини проходить вздовж великих антиклінальних складок Плопяса і Трестія, розташованих на межі виходів гелльветських і сарматських відкладень, а потім – південно-східним і південним схилами проміжних піднятий Валень і Пітеш.

На південь від Фокшани північно-західний схил Плоєштинсько-Фокшанської западини ускладнений тектонікою грязьового та соляного діапїризму. У межах схилу виділяються два райони, різні в деталях своєї будови: Бузевський та Плоєштинський.

Бузеуський район характеризується, поряд із солянокупольною тектонікою, грязевим вулканізмом. У його межах на поверхні широко поширені переважно дакійські, понтичні та меотичні відкладення. У зведенні антиклінальних складок оголюються породи міоцену. Антиклінальні складки, як правило, ускладнені у склепінні використанням соляного штока і сильно порушені скидами та сходами. Виняток становить єдина складка Берка-Арбанаш, в межах якої відсутні ознаки діапїризму. Простягання складок відбувається паралельно прогину в північно-східному напрямку. Вони розділені плоскими неглибокими синкліналями.

Від серединного підняття Валеня Бузеуський район відділений плоскою Калвінською западиною, виконаною з поверхні (в найбільш прогнутій частині) пліоценовими та сарматськими відкладеннями. На її південно-західному схилі помітно відбувається зміна пліоценових відкладень сарматськими і гелльветськими. Між сарматом та гелльветом спостерігається різка кутова незгода; тому вважають, що Калвінська сармато-пліоценова западина є накладеною.

У Плоєштинському районі на поверхні поширені відкладення

левантинського та дакійського ярусів, меншою мірою – понтійські відкладення, і лише у зведенні антиклінальних складок з'являються відкладення міоцену. Для цього району характерна солянокупольна тектоніка. Сіль приурочується до склепінь складок або до тектонічних порушень. Уздовж північної та північно-східної частини цього району розвинені вузькі, сильно перетиснуті складки, ускладнені скидами з піднятими та насунутими північними крилами. Сіль тут у вигляді вузьких лез проникає площинами тектонічних порушень. У серединній частині району поширені великі антиклінальні складки з потужними скупченнями солі в ядрах. В одних складках сіль виходить на поверхню, в інших – на глибині. Безпосередньо антиклінальні складки зазнають великих ускладнень диз'юнктивними порушеннями як поздовжнього, і поперечного напрямки. Спостерігається загальна приуроченість складок до поздовжніх, регіональних розривів. Один із таких розривів (північний) проходить через антиклінальні складки Буштенар-Кимпіна, другий (південний) – через структури Байкою-Цинтя, Флорешті, Морень-Гура Окніца. За цими розривами зазвичай північне крило складок дещо підняте і насунуте на південне.

У південній частині Плоєштинського району (на південь від Плоєшті) поширені більш спокійні складки. Вони порівняно пологі, з невеликою кількістю диз'юнктивних порушень.

Усі охарактеризовані складки Плоєштинсько-Фокшанської западини мають три структурні поверхи. Нижній структурний поверх складено палеогеновими утвореннями, середній – міоценовими відкладеннями, верхній – пліоценовими. Кожен структурний поверх пов'язаний з виявленням окремих фаз складчастості альпійського тектогенезу: постоліго-цінової (савської), постсарматської (атичної) та постлевантинської (роданської).

Передгірний прогин Південних Карпат, порівняно з ділянками прогину Східних Карпат, вивчений слабо. Однак глибоке буріння, що почалося на території прогину з 1949 р. дозволяє вже зараз досить переконливо

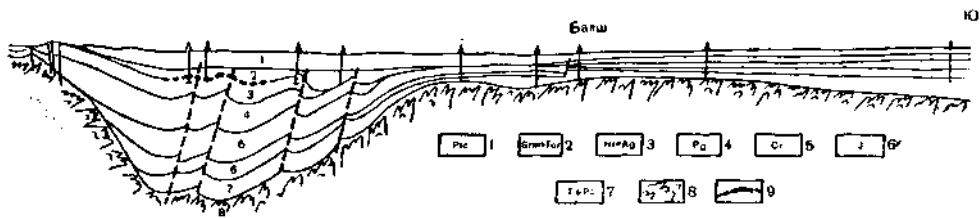


Рис. 2. Поперечний геологічний профіль через передгірний прогин Південних Карпат (за І. Петруц).

1 – Пліоцен; 2 – сармат + тортон; 3 – гельвет + аквітан; 4 – палеоген; 5 – крейда; 6 – юра; 7 – тріасі, палеозою; 8 – кристалічні породи; 9 – сіль.

характеризувати загальні риси його будови. Цей передгірський прогин відомий у літературі під назвою Гетської западини (Н. Онческу, 1959), або Карпато-Балканського прогину (І. В. Висоцький, 1959). Він має типову для передгірських прогинів асиметричну будову з крутим північним схилом, що прилягає до Південних Карпат, і пологим південним, приплатформним (рис. 2). Тут, як і в передгірному прогину Східних Карпат, виділяється внутрішня та зовнішня зони. Перша розвинулася на геосинклінальному підставі, друга - на платформному. У будові внутрішньої зони прогину бере участь весь комплекс порід міоцену (бурдигал, гельвет, тортон, сармат) та пліоцену (меотіс, понт, дак та левантин). У зовнішній зоні поширені головним чином пліоценові та меншою мірою сарматські відкладення. Останні залягають безпосередньо на верхньокрейдових породах платформного схилу.

Внутрішня зона на півночі обмежується Жиу-Олтською антикліналлю, що простягається від р. Римнікул-Вилче на сході до м. Тиргу-Жиу на заході. Гельветськими відкладеннями, другий – бурдигальськими.

Обидві складки сильно ускладнені поперечними порушеннями скиданням і надвигом, що проходить вздовж осьової частини складок. Вважають, що Жиу-Олтська антикліналь відповідає західному продовженню палеогенових складок Східних Карпат і представляє їхнє поховання.

На північний схід від складки Слетіора-Говора та на північ від раніше розглянутої Кимпінської западини виділяється Північно-Питештинська

западина. У структурному плані вона розташована на південно-західному зануренні флішевих палеогенових зон Східних Карпат; на схід переходить у синкліналь Сленік. Обидві структурні одиниці (Північно-Питештинська западина і Сленікська синкліналь) є, по суті, міжгірською западиною, розташованою в зоні переходу Східних Карпат до Південних Карпат. У їх межах і міоценові (переважно гелвет), і палеогенові відкладення мають синклінальне залягання. На сході Північно-Питештинська западина (там, де вона переходить у Сленікську синкліналь) через синкліналь Валя-Лунга-Пьятра з'єднується з Кимпінською западиною передгірського прогину.

Безпосередньо внутрішня зона передгірного прогину Південних Карпат характеризується наявністю широтно витягнутих порівняно пологих антиклінальних складок, що розташовуються вздовж окремих регіонально витриманих зон піднятих. До однієї з таких зон піднятих (центральної) приурочені локальні структури: Кілнік-Чуперчен, Тиргу-Жіу, Негуешть, Алу ну та ін., до другої (південної) – Балтень, Циклень, Соку, Лікуріч, Бустикуль та ін. Третя, північна, зона поки що не розвідана. Відомо лише, що до неї присвячено структуру Алімпешт.

Допускається, що всі три зони піднятих пов'язані з регіональними глибинними розривами, які вже вдалося простежити бурінням на структурах Алімпешт, Алу ну, Балтень, Циклень та ін.

Зовнішня зона прогину тектонічно побудована менш складно. У її межах структури мають перехідний характер від геосинклінального до платформного типу. Основа неогенових порід, складена утвореннями верхньої крейди, юри та тріасу, значно ускладнена різного характеру порушеннями.

За умовами геологічного розвитку внутрішня та зовнішня зони передгірного прогину Південних Карпат, як і прогину Східних Карпат, характеризуються своєрідними особливостями (про це буде сказано у спеціальному розділі).

Розділ 4. Історія геологічного розвитку

Утворення передгірного прогину Румунських Східних та Південних Карпат та накопичення моласових формацій розпочалося з неогенового періоду.

До цього територія прогину, зокрема його внутрішня зона, була крайовим схилом Карпатської флішевої геосинкліналі. У її межах накопичувалися ті ж флішові утворення, що й у внутрішніх частинах геосинкліналі. Відмінність полягала переважно у фаціальній зміні осадов. У внутрішніх зонах – медіана, інтермедіари та марджинале – в еоцені накопичувалися фації пісковиків таркеу та тазлеу, що становлять нижню частину розрізу, та шари секуль та плопу, що залягають вгорі. У зовнішній зоні (екстері) відкладення цього віку складені внизу карбонатними утвореннями, відомими під назвою шарів кашін, вгорі – строкаті кольоровими піщано-глинистими шарами бісерикань. В олігоцені у внутрішніх зонах накопичувалися пісковики фусару та шари кросно, у зовнішніх – пісковики лукачешть, менілітові та дизодилові сланці та пісковики клива. У крайовій, так званій перикарпатській зоні весь розріз олігоцену представлений переважно конгломератами.

Керуючись змінами фацій, Н.Н. Онческу, Н. Григораш (1957) та І. Бенчіле (1958) висловили думку про міграцію осьової лінії флішевої геосинкліналі у напрямку від внутрішніх зон до зовнішніх. В еоцені, на їхню думку, вісь флішевої геосинкліналі знаходилася приблизно в межах сучасної зони медіан, де потужність еоценових відкладень сягає близько 2000 м. Центральні Карпати (зона кристалічних та мезозойських порід), що обмежували флішеву геосинкліналь із заходу, у цей час зазнавали підняття. На їх території відзначається відносно невелика потужність еоценових відкладень, виражених переважно пісковиками та дрібними конгломератами. Зовнішня ж частина геосинкліналі розташовувалася в межах платформного схилу, що неглибоко занурився. Тут набули поширення в основному карбонатні, глинисті і мергельні фації.

У нижньоолігоценовий час відбувається зміщення осьової лінії флішевої геосинкліналі на схід, де поширена своєрідна фація менілітових та дизодилових сланців. На східному березі олігоценового басейну в цей час починає випробовувати здійснення давня каледонська гірська споруда, у зв'язку з чим уздовж східного кордону басейну відбулося накопичення конгломератів, складених галькою із зелених філітів. У західній широтній частині Східних Карпат та східній частині Південних Карпат, що обмежувалися низовинними карпатськими берегами, накопичувалися глинисті відкладення світи пучосу.

З середини олігоцену починається поступове підняття дна флішевого морського басейну та накопичення піщано-глинистих шарів подуль-морі, або кросно, пісковиків верхньої кливи та перехідних шарів змішаного флішевого та моласового вигляду.

В аквітані встановлюється лагунно-озерний режим седиментації. Відкладаються теригенні та хемогенні осади: вапняні аргіліти з сіллю та гіпсом, гіпсоносні пісковики та конгломерати, що складаються з гальки зелених філітів. Серед цього літологічного комплексу порід характерними є горизонти гіпсів фесхи та варниця у Молдові та шари корну у Мунтенії.

Почалися тектонічні рухи в олігоцені до кінця аквіта-на значно посилюються. Перед неогеном здійснюється інтенсивна складчастість, викликана постпалеогеновими тектонічними рухами (савська фаза). передгірні прогини, у яких починають накопичуватися осади нової моласової формації.

У процесі підняття в області Карпат та опускання на сучасній території передгірних прогинів флішові утворення зазнають інтенсивної складчастості. Виниклі складки мали лінійний характер і розташовувалися паралельно ізоліній потужностей порід. В області передгірного прогину такого характеру складчастість відома під назвою крайової антиклінальної зони, або автохтона, на заході та антикліналів Плешу-Нямц, Пієтричіка, Валеня та Пітешті на сході.

Флішеві складки, що утворилися на території сучасного передгірного прогину в подальшому поховали під опадами неогенового комплексу порід. Серед останніх найдавнішими є утворення бурдигальського ярусу. Вони

характеризують початок нового циклу седиментації відкладень. В основі їх відбувається накопичення потужних, в кілька сотень метрів товщ конгломератів, що залягають з різкою кутовою незгодою на різних за віком відкладеннях палеогену.

В області Молдови такими конгломератами є плешу і пієтричіка, в області Мунтенії – конгломерати бребу. Перші два типи конгломератів утворилися за рахунок руйнування каледонської гірської споруди, що піднялася в цей час і обмежувала прогин зі сходу. Конгломерати бребу виникли за рахунок руйнування кристалічних, палеозойських, мезозойських і палеогенових порід Карпат, що піднялися. У передгірному прогині Південних Карпат (область Олтенії) конгломерати бурдигалу, як і конгломерати бребу, складено з гальки кристалічних порід і юрських вапняків карпатського походження. До кінця бурдигалу флішеві Карпати були вже значно знівельовані. У цей час набувають розвитку піщано-глинисті утворення – верстви тескань у Молдові та строкатий, або червоний, горизонт у Мунтенії.

Після накопичення порід бурдигалу проявляються тектонічні рухи штирійської фази. Вони зумовили незгодне залягання вище освіт гелвету на породах бурдигалу.

У гелветський час починають формуватися Бухуська, Кимпінська та Карпато-Балканська западини і відокремлюється Плоєштінсько-Фокшанська западина. У Бухуській западині накопичуються внизу розрізу червоні мергелі (шари повна), пісковики та гіпси перку. Вище слід товща канавчастих пісковиків і алевролітів з горизонтами гіпсу та туфів. Вгорі розрізу відкладається товща глинистих мергелів.

У Кимпінській западині на початку гелвету відбувається седиментація невеликої потужності гіпсів, а потім строкатої піщано-глинистої товщі з туфовим і гіпсовим горизонтами в покрівлі. Наприкінці гелвету відкладається товща сірих глинистих мергелів із малопотужними пропластками пісковиків. У межах Карпато-Балканської западини в цей час накопичувалася строката товща глин, мергелів, пісків та пісковиків з окремими малопотужними

горизонтами туфів та гіпсів.

У тортонський період відбувається поглиблення і розширення передгірного прогину Східних і Південних Карпат. Повсюдно встановлюється морський режим седиментації. Поруч із здійснюється також зміна структурного плану прогину. У передгірному прогині Східних Карпат область накопичення осадів переміщається на схід та південний схід у межі сучасних Бирладської та Плоєштинсько-Фокшанської западин. На північно-західному схилі останньої у Бузеуському та Плоєштинському районах, на думку І. В. Висоцького (1957), виділилися підняті ділянки, що характеризуються накопиченням соляних відкладень. Випробовує підйом також середня частина Карпато-Балканської западини. Це підтверджується тим, що в області Олтенії на значній площі тортон або відсутній, або представлений соляними відкладеннями.

І. Бенчіле (1958) вважає, що основні тектонічні рухи штирійської фази відбулися після відкладання глобігерінового туфового горизонту нижнього тортону. Цими рухами, на його думку, було викликано підняття окремих ділянок прогину та утворення соляних брекчій та чистих пластів солі середнього тортону. Після цього опускання тортонського басейну сприяло накопиченню товщі мергелів зі спіралісами верхнього тортону.

У сарматський час передгірський прогин Східних Карпат у меридіональній та широтній частинах розвивається по-різному. У меридіональній частині Бухуська западина, розташована в межах внутрішньої зони прогину, зазнає підйому і виходить з-під рівня моря. Східний кордон суші встановлюється на місці сучасних пагорбів Плешу-Нямц і Пієтричіка. Основне накопичення сарматських відкладень у сфері Молдови відбувається у межах Бирладської западини. У широтній частині прогину у цей час значно піднімається Пітештинське підняття і стає бар'єром, що відокремлює Північно-Пітештинську западину від Плоєштинського схилу Плоєштинсько-

Фокшанської западини. Основний морський басейн сарматського часу поширюється в межах сучасної Плоєштинсько-Фокшанської западини. Тут набувають широкого розвитку волинські та бессарабські верстви. У межах Карпато-Балканської западини морський басейн у сарматі має обмежене поширення.

Після відкладення бессарабських верств виявилися тектонічні рухи аттичної фази складчастості. Це підтверджується наявністю в основі наступного комплексу порід херсонського горизонту грубокластичних седиментів: конгломератів, галечників і крупнозернистих пісків. На території прогину в окремих місцях спостерігається кутова незгода між бессарабськими та херсонськими шарами.

Початки тектонічні руху порід у верхньому сарматі ще більше посилюються до його кінця. Перед пліоценом у межах передгірного прогину Східних та Південних Карпат повсюдно здійснюється складчастість. Це завершальний етап розвитку альпійського циклу тектогенезу. У межах Плоєштинсько-Фокшанської западини в цей час складки, що виникли ще на початку міоцену, зазнають ускладнення соляним діапїризмом. У Карпато-Балканській западині встановлюється новий структурний план будови, який багато в чому відрізняється від міоценового.

Пліоценовий цикл розвитку характеризується новим більш інтенсивним прогинанням Бирладської, Плоєштинсько-Фокшанської та Карпато-Балканської западин. Цей цикл може бути поділений на два періоди. Один з них охоплює меотис та понт, другий – дак та левантин.

Протягом меотису та понту встановлюється морський режим седиментації, при цьому осади меотису трансгресивно залягають на породах сармату. Дакійський та левантинський час характеризується переважно континентальним режимом опадонакопичення. У цей час відкладаються потужні товщі пісків та пісковиків із прошарками глинистих мергелів та

галечників.

Наприкінці нижнього левантину починають виявлятися тектонічні рухи роданської фази. Вони зумовили незгодне залягання грубокластичних відкладів верхнього відділу левантинського ярусу (світи киндешть) на строкатих піщано-глинистих опадах нижнього відділу.

Після завершення циклу плиоценового седиментації відкладень тектонічні рухи значно посилилися. Вся територія передгірного прогину Східних та Південних Карпат виходить з-під рівня моря та піддається ерозійній діяльності.

Тектонічні рухи роданської фази, як заключної в циклі альпійського тектогенезу, проявилися в передгірному прогині найбільш інтенсивно. палеогенових порід Карпат на міоценові утворення передгірного прогину.

Розділ 5. Розподіл нафтогазоносності в розрізі стратиграфічного комплексу порід

Нафтоносність порід передгірного прогину Румунських Східних та Південних Карпат та суміжних із ним територій має досить широкий діапазон поширення. У стратиграфічному розрізі нафтоносність відзначається від крейдових до пліоценових утворень; за площею поширення встановлюється: від Буковини на півночі, через область Молдови та Мунтенії на півдні, до Олтенії – на заході.

Нафтоносність крейдових відкладень. Найбільш давніми утвореннями, до яких присвячена нафтоносність Румунських Карпат, є так звані верстви аудіо нижньої крейди.

З ними пов'язані переважно численні нафтогазопрояви. Особливо багато їх зустрічається у розрізах по річках Молдови, Бистриці та Тиргул-Секуєськ. На деяких із них робилися спроби організувати видобуток нафти. Так, біля с. Бряза з цією метою ще 1867 р. копалися колодязі. В одному з них завглибшки 21 м було отримано близько 600 кг нафти. У Кимпулунгу, на лівому березі нар. Молдови, за допомогою колодязів та свердловин було видобуто 15 т нафти. Біля Стулпикані 1913 р. на ділянці виходу на поверхню шарів аудіа за допомогою колодязя глибиною 60 м та двох свердловин глибиною 100 та 329 м було видобуто 11 200 кг нафти.

У басейні нар. Суха Міка, в районі Байа (на схід від Гайнешті), нафтопрояви в шарах аудіа відомі на березі струмка Суха і безпосередньо вздовж р. Суха Міка. У долині річки. Бистриці нафтопрояви відомі у Репціуні. Тут 1900 р. навіть робилися спроби організувати видобуток нафти. Для цього було вирито чотири колодязі. В одному з них глибиною 500 м одержано продукцію нафти 20–30 кг/добу. На р. Тротуша біля Гімеш із чорних сланців аудіа за допомогою колодязів глибиною до 35 м. було також отримано незначну кількість нафти. Рясні сліди нафти у відкладеннях чорних сланців відзначалися також під час прокладання залізничного тунелю в районі Тешу, на схід від

Бразова. Нарешті, нафтопрояви у відкладах крейди відомі у межиріччі Драйна про Дофтана, де свого часу також велися роботи з організації видобутку за допомогою колодязів та неглибоких свердловин. Тут 1905 р. у Вульпеа видобули близько 20 т легкої нафти.

Проте скільки-небудь значних промислових приток нафти з відкладів крейди, зокрема нижнього його відділу, досі не отримано, незважаючи на наявність у верхній частині відкладень цього віку, та й у самій світі аудіа, порівняно потужних пісковиків.

Вище за розрізом стратиграфічного комплексу порід крейди сліди нафти відомі у відкладеннях сенону. Рясні в них нафтопрояви біля Гайнешті в окрузі Фальтицені спонукали ще 1865 року. рити колодязі, за допомогою яких добувалося близько 40 кг нафти на добу. Другим місцем поширення нафтопрояв у відкладеннях сенону є округ П'ятра-Нямц. Тут на ділянці Доамна, за 2 км на захід від П'ятра-Нямц, у зв'язку з нафтопроявами в 1929–1930 роках. буріли дві глибокі свердловини. Результати, однак, виявилися негативними.

Нафтоносність еоцену. Утворення еоцену, як і крейди, у багатьох місцях характеризуються нафтогазопроявами, проте промислових накопичень нафти де вони містять.

Нафтовиявлення в них зустрічаються в районі Тиргул-Вікна та на схилах долини річки. Тротуш та її приток. Зокрема, вони встановлені біля населених пунктів Дофтана, Богата, Пекуриця, Поєні, Монозоара та ін.

Біля Дофтана свого часу було вирито 8 колодязів, а в Пекуриця і Нінеаза – пробурено дві свердловини, за допомогою яких за час з 1900 по 1906 р. було видобуто 713 т нафти.

У Поєні та Монозоара на обох берегах нар. Тротуш також здавна відомі колодязі глибиною в окремих випадках до 170 і навіть 187 м. Вони зазвичай закладалися на відкладеннях еоцену та досягали на глибині порід олігоцену. Видобуток нафти отримували одночасно і з еоцену, і олігоцену. Починаючи з 1861 р. та до недавнього минулого тут сумарно видобуто близько 8930 т нафти.

У долині річки. Сленік, на ділянці «Фокуріле Нестінсе», з еоцену тривалий час отримували невелику кількість газу.

Нафтоносність олігоцену. Породи олігоцену характеризуються одночасно і широкими нафтогазопроявами та значним промисловим видобутком нафти. Рясні нафтопрояви в них здавна звертали на себе увагу та викликали інтерес до організації промислового видобутку нафти. На схилі струмка Петац (правий приплив р. Молдовиці), у місці височування на поверхні порід олігоценового віку нафти, раніше пробурено три свердловини. В одній із них глибиною 900 м було отримано невелику кількість нафти та солоної води.

Численні нафтогазовиявлення у цих відкладах зустрічаються й інших місцях долини р. Молдовиці, зокрема біля Аргеля, Скеуеле, Варта-Молдовиця, Фрумоаса та Деа. Велика кількість їх відома також біля Селетруц у басейні річки. Молдови, в Доротеа, Плотониця та Брустуроаса в долині нар. Суха, в Шипотелі-Сірутулуй, в Плеаша в долині річки. Серет, Томкатік, Страйя і Монастіреа-Путна в долині річки. Сучава, в Мітокуль-луй-Балан у долині нар. Кракеу, в Негрилешті в долині річки. Лапа та в інших місцях.

Важливе значення має округ Бакеу, де поряд з рясними нафтопроявами, починаючи ще з 1850 р. і до теперішнього часу, виробляється значний промисловий видобуток нафти. Це головний нафтовидобувний район Молдови.

Основна концентрація як нафтегазопроявлених, і промислових покладів в олігоцене спостерігається в долині р. Тазлеу-Серет. Тут знаходяться високопродуктивні родовища: Солонц-Станешть, що вступив у розробку 1896 р.; Земеш, що розробляється з 1908 р.; Газлеу-Мойнешті, Утуре та деякі інші. У всіх родовищах нафтові поклади присвячені олігоценовим пісковикам світи клива. Початкові дебіти по свердловинах коливалися у великих межах. На родовищі Солонц-Станешть вони досягали в окремих випадках 40 т/добу, найчастіше становили 20 т/добу, на структурі Земеш – 10 т/добу, Тазлеу-Мойнешті – 40–50 т/добу. Дебіти по свердловинах досить стійкі. Сумарна продукція однією свердловину окремих випадках сягає 100 тис. т.

Нафта за своїми властивостями парафініста, частки 0,820-0,865, з вмістом парафіну 3-8%: за фракційним складом містить 40% світлих і 60% мазуту.

На південь від району Мойнешті значні нафтогазопрояви в олігоцен- нових відкладах відзначаються біля Команешті. На цій ділянці з 1861 по 1911 р. у різний спосіб видобуто загалом близько 11400 т нафти.

На ділянці Грозешті, у долині річки. Ойлтуз також буріло кілька свердловин. У них відзначалися газопрояви та приплив солоної води, проте нафти отримано не було. Буріння проводилося і на ділянці Герештеу, але результатів не отримано.

На південь від Герештеу, в районі Пояна-Серата біля Гиржа, 1903-1904 рр. за допомогою колодязів із відкладень олігоцену було отримано 129 т нафти. Численні нафтопрояви відомі також у міжріччі Ойлтуз та Сленік, проте видобуток нафти тут не вироблявся. У долині річки. Сленік за допомогою колодязів та однієї свердловини здійснювався незначний видобуток нафти.

На південно-західному зануренні підняття Валеня у відкладах олігоцену є незначні родовища нафти – Копачень та Рунку-Буштенаар. На родовищі Копачень з 1905 по 1912 р. видобуто з колодязів і свердловин 1350 т нафти, але в родовищі Буштенаар, свого часу вважався однією з значних родовищ Румунії, лише за 1906 р. видобуто 420 тис. т нафти. За весь час експлуатації це родовище дало понад 5500 тисяч. т нафти. Нафта високої якості з вмістом легких фракцій близько 30%. Поряд із промисловим видобутком у цьому районі відомо досить багато природних нафтогазовиявлень у долині річок Бузеу та Теляжен.

Далі на південний захід від Валеня сліди нафти в олігенових відкладах зустрічаються в басейні долини Сиріу і далі на захід від Прахова-біля Корну-Валя-Лунга, Брязі, Урзай і Кунітені на березі р. Димбовиці. Шотриле та Оцина (на захід від Прахова).

Нафтоносність відкладень міоцену та пліоцену. Міоценові та пліоценові утворення, що розповсюджуються вздовж усього Передкарпатського прогину Румунських Східних та Південних Карпат, характеризуються широкими

нафтопроявами та виключно великою промисловою нафтоносністю.

У Молдові, в окрузі Бакеу, нафтопрояви у цих відкладах відомі дуже давно. Свого часу Д. Преда (1917) та Г. Грозеску (1918) тут виділяли дві лінії закономірного поширення нафтопроявів. Одна з них (західна), за їхніми уявленнями, проходить через Лудаші-Кимпень, Пиржол, Пустіана, Сирбі, Тецкань, Гура-Корнулуй, Морень, Бирзенешті, Тиргу-Тротіш-Улуй; друга (східна) – через Ореша, Філіпеа, Веленеаса та Туту. Ці лінії пов'язуються з наявністю розривів або з проходженням через зазначені населені пункти антиклінальних ліній піднятий. Крім цих двох ліній, має значення щодо нафтогазовиявлень також лінія, що розмежовує складчастий міоцен Предкарпатського прогину від слабо дислокованих міоценових утворень Подільської плити. По цій лінії, що проходить у напрямку Серата – Онешті, відбувається насув гелветських відкладень на сарматські та окремих випадках на меотичні породи. По простяганню її у багатьох місцях проявляються джерела солоної води та грязьові вулкани.

З нижньогелветськими породами в окрузі Бакеу пов'язані також промислові поклади нафти на родовищах Кимпен і Тецкаї. Родовище Кимпень розташоване на лівому березі р. Тазлеу там, де проходить розрив, яким нижній гелвет насунутий на верхній. Нафтовість приурочена до нижньої частини розрізу, що виділяється під назвою світи тецкань. Нафтові поклади мають невеликі розміри і розташовуються у складі складки. Нафта легка, частки 0,79–0,83, із вмістом бензину 10–30%, гасу та лігроїну 40–50% та мазуту 25–40%. Річний видобуток нафти максимально досягав 4279 т 1909 р. У наступні роки вона різко падала і вже 1928 р. становила лише 714 т. За весь час експлуатації родовище дало близько 60 тис. т нафти.

Родовище Тецкань знаходиться на лівому березі нар. Тазлеу. Нафтовість його, як і Кимпень, пов'язана з погано витриманими колекторами нижнього гелвета. Нафта за своєю якістю така сама, як і на родовищі Кимпен. Максимальний річний видобуток на родовищі досягав 1929 р. 5486 т. Під час розробки сумарно видобуто нафти понад 80 тис. т.

У міру просування в південному напрямку від родовищ Кимпень і Тецкань промислові скупчення нафти в відкладеннях гелветів відсутні аж до Плоештинського округу. Однак широко поширені поверхневі нафтопрояви. Концентрація їх відзначається вздовж встановленої лінії дислокацій.

У Плоештинському окрузі гелветські відкладення є промислово-нафтоносними. Нафтові поклади у них розвинені вздовж північної та північно-західної частини Передкарпатського прогину. Найбільшим родовищем у гелветі вважається Теїш, розташоване на заході Плоештинського округу в межах Пітештинського підняття. Нафта на родовищі приурочена до озброєного південного крила антикліналі Теїш-Аніноса. У продуктивній товщі гелветських відкладень, перекритих меотичними породами, виділяється близько 20 горизонтів нафтоносних потужністю від 15 до 25 м.

Значно менших розмірів поклади нафти в гелветських відкладах цього ж округу зустрічаються на родовищах Окюр, Морень-Гура Окніца, Рунку-Буштенар, Гура-Драгоняса, Глимбочел, Кобія-Шуца Сяка та ін. Найбільш типовим родовищем є Рунку. У ньому нафтові поклади розташовуються на крилах гелветської синкліналі, яка незгодно перекрита моноклінально залягаючими породами пліоцену.

Далі на захід Предкарпатського прогину, в провінції Олтенії, гелветські відкладення промислово-нафтоносні на структурах Балтень, Циклень, Тиргу-Жіу, Буштукін та ін. Поклади тут відрізняються високою продуктивністю. Прикладом може бути родовище Циклень. У розрізі відкладень гелветів його виділяється вісім продуктивних піщаних горизонтів. Початковий видобуток нафти з них за окремими свердловинами досягав понад 100 т/добу.

Останнім часом нафтоносність гелветських відкладень встановлено також у районі Римнікул-Вільче на структурі Бабень. Нафтаносною є підшовна пачка порід, представлена тонким перешаровуванням пісків з глинистими мергелями. Початкові дебіти нафти за першими розвідувальними свердловинами досягають 60-70 т/добу.

Широкою промисловою нафтоносністю користується комплекс порід

сарматського віку. В окрузі Бакеу, в 15 км на південь від Онешті, відома ділянка нафтовидобутку Кашин, на якому нафту з сарматських відкладень видобувалася з 1861 р. Нафтові горизонти, представлені пісками і пісковиками, екрануються тектонічним порушенням, за яким відбувається насув гелльветських порід на сармат. Лінія насуву розмежовує складно дислоковані породи внутрішньої зони прогину та відносно спокійно залягають відкладення платформного схилу. Максимальна річна продукція дільниці сягала 1898 р. 4535 т. Під час розробки, з 1861 по 1915 р., дільниці сумарно видобуто нафти 19 486 т. Нафта легка, з високим вмістом світлих фракцій.

У цьому ж окрузі нафтоносність сарматських порід відома біля м. Мойнешті. На цій ділянці є невелика западина, виконана відкладеннями сарматськими і накладена на складчастий палеоген. Нафтові поклади за своїм типом ставляться до літологічно обмежених (з усіх боків). Вони дуже малі за площею поширення, через що мають невелике практичне значення. В окрузі Бузеу невелика нафтоносність відкладень сарматів встановлена на родовищі Плопяса.

У Плоештінському нафтопромисловому районі нафтоносність сарматських відкладень простежується у вигляді порівняно широкої смуги, що розташовується на південь від родовищ з гелльветськими покладами. Ця смуга простягається від родовища Урлац-Чептура на сході до родовища Кобія-Шуца Сяка на заході. Нафтовій є верхня частина розрізу, представлена чергуванням оолітових вапняків, пісковиків і глин. Виняток становлять родовища Арицешть і Марджинень, у яких нафта приурочена до піщано-глинистої товщі бугловських верств нижнього сармату.

Найбільші поклади у цих відкладах зустрінуті на родовищі Болдешть. Вони тут присвячені двом потужним піщаним горизонтам і розташовуються на південному збройному крилі структури. На родовищах Урлац-Чептура, Байкой-Цинтя і Кобія-Шуца Сяка, Марджинень, Арицешть сарматські нафтові поклади невеликих розмірів і розташовуються в склепінних частинах структур, де вони екрануються літологічно або тектонічно.

На території Олтенії відкладення сарматські промислово-нафтоносні на структурах Балтень, Циклень і Роминешті. Нафтоносність їх пов'язана з піщаними обр'яями, стратиграфічно незгодно перекритими породами меотису. На родовищі Балтень виділяються три нафтові горизонти, на Циклень – два.

Дуже значною промисловою нафтоносністю користуються меотичні відкладення. До 1948 року вони дали 73,2% загального видобутку Румунії. Основна промислова нафтоносність цих відкладень концентрується у Бузеуському нафтопромисловому районі на родовищах Арбанаш, Берка, Плопяса, Серату-Монтеора, Копачень-Опоріц. У Плоєштинському районі з ними пов'язана промислова нафтоносність на родовищах Урлац-Чептура, Болдешть, Рунку-Буштенаар, Ким-піна-Дрегенешть, Байкою-Цинтя, Флорешті, Морень-Гура Окніца, Окюр-Горгота-Ареш, Сяка та ін. У Пітештинському нафтопромисловому районі промисловий видобуток у цих відкладах зустрічається на родовищах Теїш-Аніноса, Драгомірешть, Глимбочел, Самара, Ліпія-Мереш та ін.

Продуктивність відкладень змінюється відповідно до зміни потужності. У межах Пітештинського району, де потужність цих відкладень сягає 400–500 м, виділяється лише одне нафтоносний пласт пісковиків потужністю 10–15 м (горизонт М III). У східному напрямку, зі збільшенням потужності меотичних утворень, число нафтоносних горизонтів збільшується. У Плоєштинському районі при потужності цих відкладень, що дорівнює 600–700 м, на родовищах Морень-Гура Окніца та інших виділяється вже чотири продуктивні пласти (М I, М II, М проміжний та М. III). На схід, на родовищах Байкою-Цинтя і Болдешть, виділяються три продуктивні пласти (М I, М проміжний, М II). У Бузеуському районі зі збільшенням потужності меотичних порід до 1500–1700 м на родовищах Берка та Арбанаш виділяється понад 25 продуктивних горизонтів. Вони поєднуються у дві продуктивні товщі, відповідні пластам М I і М II. Проте слід зазначити, що, незважаючи на збільшення кількості продуктивних горизонтів у Бузеуському районі, загальна продуктивність їх у порівнянні з обр'яями західних районів падає. Так, на родовищі Арбанаш із

1903 р. (початок розробки) до 1934 р. видобуто нафти 1896186 т. Максимальна річна продукція 1928 р. становила 105 505 т. Родовище Берка з 1899 по 1925 р. дало 1903555 т нафти. Нафта обох родовищ належить до типу легень, питомої ваги 0,82-0,83, з вмістом бензину 9-12%, гасу 53-55% і мазуту 33-35%. Вміст парафіну досягає 6-6,5%.

На родовищі Серату-Монтеора з меотису ще 1870 р. було видобуто 5115 т нафти. Максимальний видобуток (12379 т) відзначається в 1905 р. Сумарно до 1934 року з цих відкладень видобуто нафти 433531 т. Нафта частки 0,87–0,91, із вмістом світлих фракцій 35–45%. На структурі Тега-Кокулешті видобуток нафти з відкладень меотису за допомогою колодязів та неглибоких свердловин вироблявся у 1899–1908 рр., а згодом – з 1921 по 1924 р. За весь час на цій ділянці видобуто 1838 т нафти. Найбільшим родовищем є Копачень-Опоріц. На ньому з відкладень меотису до 1934 року видобуто нафти понад 90 957 т. На родовищі Пакурец-Магуреле із цих відкладень до 1934 р. видобуто 181 137 т нафти, на родовищі Татару на початок 1934 р. - 17 520 т. Нафта легка, частки 0,89, із вмістом легких фракцій до 60–65%.

Родовища Плоєштинського нафтопромислового району в меотичних відкладах містять багатші покладами нафти. Так, родовище Урлац-Чептура, що вступило в розробку 1911 р., до 1934 р. включно дало нафти з меотису 2256410 т. У середньому кожну пробурену на той час свердловину тут доводився видобуток 14 560 т. Нафта частки 0,85–0,87, із вмістом бензину 9–24%, гасу 24–38%, мазуту 48–57% та 4,5–8% парафіну.

Слід підкреслити, що окремі свердловини дали винятково велику видобуток, зокрема свердловина 119 з початку експлуатації до теперішнього часу дала 226 тис. т нафти.

Ще більша продукція у відкладах меотису спостерігається на родовищі Болдешть. Експлуатація їх у цьому родовищі розпочато з 1929 р.

Тут у товщі відкладень меотису (потужність 320 м) виділяються три продуктивні горизонти: перший в інтервалі 50-120 м, другий 150-180 м і третій 240-320 м від покрівлі відкладень. За кілька років розробки (до 1934 р.)

родовище дало 3113125 т нафти і близько 1,5 млрд, ж3 газу. Середня продукція на одну свердловину із відкладень меотису становила 60 тис. т. Окремі свердловини за цей час дали понад 170 тис. т нафти. Добовий видобуток нафти 1934 р. становила 2939 т.р. Нафта питомої ваги 0,83-0,84, з вмістом бензину 16-20%, гасу 20%, машинного масла 13%, мазуту 48% і парафіну 5-10%.¶На родовищі Рунку-Буштенар відкладення меотису мають загальну потужність 350 м. У них виділяється, так само як і на родовищі Болдешть, три нафтоносні горизонти: перший в інтервалі 130-200 м, другий 200-220 м і третій 220-320 м від покрівлі відкладень. Усі три горизонти до 1933 р. дали нафти 7011449 т. Нафта легка, слабопарафініста, питома вага її 0,82-0,86, вміст бензину 10-34%, гасу 34-42%, мазуту 27-45%.

Багаті запаси нафти в меотисі відзначаються на родовищі Кімпіна-Дрегенешть. За час опрацювання з 1899 по 1934 р. з цих відкладень тут видобуто 4354050 т нафти. За своїми якостями нафта питомої ваги 0,83-0,88, з вмістом банзину 3-20%, гасу 32-50%, мазуту 44-51% і парафіну до 5%.

На родовищах Байкою-Цинтя, Морень-Гура Окница та Окюр-Горгота нафтові поклади в меотисі ще продуктивніші. Тут вони екрануються сіллю і часто майже повністю оточують соляні ядра.

На родовищі Байкою-Цинтя розробка їх розпочалася з 1924 р. спочатку свердловинами, пробуреними на глибину в середньому 1200 м на північному піднесеному крилі структури, а потім з 1928 року. – на південному крилі свердловинами глибиною 1580 м. Початкові дебіти нафти по свердловин становили близько 100 т/добу. По досягненню глибин 3000-3200 м (1937) дебіти по окремих свердловин становили 100-190 т/добу. Річний видобуток із цих відкладень за родовищем лише одному 1940 р. становила понад 1340 тис. т.

В межах родовища Морень-Гура Окниця розробка меотісу почалася спочатку на північному, більш піднесеному крилі, а потім з 1927 року. - І на південному, опущеному крилі. Як на північному, так і на південному крилі в розрізі цих відкладень виділяються три продуктивні горизонти. Свердловини, що експлуатували поклади північного крила, менш продуктивні, ніж

свердловини південного крила. На північному крилі сумарний видобуток свердловин досягає в середньому 10 тис. т, рідше 50-70 тис. т і лише окремих випадках – 150 тис. т. На південному ж крилі видобуток 150 тис. т на свердловину трапляється значно частіше. У цілому нині на родовищі Морень-Гура Окніца до 1934 р. з меотису видобуто нафти 37976875 т.

Нафтоносність меотису на родовищі Окюр-Горгота дещо менша, ніж на Байкою-Цинтя та Морень-Гура Окніца. Тут у розрізі меотису потужністю в середньому 130 м виділяються три піщані горизонти, але продукцію дають тільки два: горизонти М I та М III. Середній видобуток нафти на свердловину становить 30 тис. т, іноді 70 тис. т і дуже рідко - 180 тис. т. Розробка покладів розпочалася з 1925 р. У 1928 р. сумарна продукція нафти із цих відкладень становила 447 032 т. Нафта частки 0,845-0,860, з вмістом бензину 8-18%, гасу 24-30%, масла машинного 9-12%, мазуту 44-50% і парафіну 2-10%.

На інших родовищах – Аріцешть, Марджинень, Букшань, Кобія-Шуца Сяка – поклади нафти в меотисі незначні. На родовищі Аріцешть розробка горизонтів меотису почалася з 1932 року. Тут вони залягають на глибинах від 1500 до 2000 м і більше. Потужність їхня (загальна) не більше 200 м. Нафтоносність відзначається на обох крилах складки та приурочена до горизонтів МII та МIII. Продукція нафти 1934 р. становила 700 т/добу. На той час з початку розробки з цих горизонтів було видобуто нафти лише близько 100 тис. т. Нафта частки 0,841, із вмістом бензину легені 13,9%, важкого 3,1%, гасу 22,9%, мазуту 53,4%, парафіну 9,5%.

На родовищі Букшань в меотисі поклади нафти розкриті в 1934 р. на північному крилі і в 1936 р. на потужності цих відкладень тут дорівнює 220 . свердловина 24 спочатку давала нафти 518 т/добу, свердловина 25–503 т/добу, свердловина 202 – 320 т/добу, свердловина 207–407 т/добу. 8704 тис. т нафти, що видобувається по всій Румунії, родовище Букшань давало 2176 тис. т. Особливістю нафтових покладів цього родовища є значна порушеність поперечними та поздовжніми скиданнями. Такого ж характеру поклади зустрінуті на родовищі Марджинень.

На структурі Кобія-Шуца Сяка нафтові поклади мають характер літологічно екранованих, що утворилися внаслідок виклинювання на зводі складки продуктивних піщаних горизонтів. Продуктивний пласт М III тут має явно трансгресивний характер і виражений чергуванням пісковиків, алевролітів, мергелів та глин.

Крім розглянутих промислових площ, деякий видобуток нафти з відкладень меотичного ярусу було отримано також на ділянках Глодень та Колібаш. На ділянці Глодень нафту з меотису почала видобувати з 1899 р. За час експлуатації (до 1931 р.) тут було видобуто нафти близько 57 920 т. У межах ділянки Колібаш добувалась нафта з 1892 р. і становила 47 тис. т/рік. Надалі продукція почала знижуватися і вже 1928 р. досягла всього 196 т/рік. З початку розробки до 1934 р. цій ділянці сумарно видобуто 411467 т нафти.

У Пітештинському нафтопромисловому районі в розрізі відкладень меотису виділяється один продуктивний горизонт М III потужністю 10-15 м. Поклади нафти в ньому встановлюються на складках, сильно порушених розривами, через що ці поклади за своїм типом у більшості випадків мають характер тектонічно екранованих. Серед такого характеру родовищ можна назвати Теїш-Аніноса, Драго-мирішть, Глибочел, Семара та ін.

На території Олтенії нафтоносність меотичних відкладень обмежена. До цього часу незначні поклади нафти встановлені лише на родовищі Балтень.

Відкладення дакійського ярусу нафтогазоносни в основному в межах Плоєштинського нафтопромислового району. Тут вони містять багаті поклади нафти на родовищах Флорешті, Байкою-Цинтя, Морень-Гура Окніца, Окюр-Горгота, Бушкань та Вилканешть. Крім того, у цих відкладах зустрічаються суто газові поклади на родовищах. Болдешть, Аріцешть, Марджинень, Владень і Братешть. У розрізі цих відкладень тут виділяються чотири продуктивні піщані горизонти (знизу вгору): дредер, морінь, шестиметровий і головний. Найбільш продуктивні горизонти дредер та головний. Потужність пісковиків цих горизонтів сягає 60-70 м.

Систематична експлуатація нафти з відкладень дакійського ярусу почалася

з 1899 на родовищі Байкою-Цинтя. Цього року за допомогою свердловин, що досягли гол/біни 250 м, на родовищі з відкладень дака було отримано понад 6000 т нафти. У наступні роки, внаслідок збільшення кількості свердловин, видобуток поступово зростає від 50 тис. т у 1906–1907 роках. до 270 тис. т 1915 р. З 1916 по 1924 р. видобуток нафти з цих відкладень на родовищі змінювалася не більше 100–170 тис. т/рік. Нафта на окремих ділянках цього родовища різна: на ділянці Байкою вона містить бензину 17–30%, олії машинної 3–7%, мазуту 24–50% та парафіну 0,3%; на ділянці Цинтя її питома вага 0,880–0,900, вміст бензину 15%, гасу 15%, олії машинної 2%, мазуту 68%; на південному, опущеному крилі цієї структури Цинтя вона має питому вагу 0,828 і містить бензину 23%, гасу 30%, мазуту 36% і парафіну 2%. Загалом із відкладень дакійського ярусу родовища Байкою-Цинтя з початку розробки до 1934 р. видобуто 2158 тис. т нафти.

На родовищі Морень-Гура Окниця перша свердловина, що розкрила відкладення дака, була пробурена в 1904 році. За глибини 200 м із першого головного піщаного горизонту за час експлуатації свердловина дала близько 100 тис. т нафти. У 1907 р. свердловина 7 розкрила продуктивний обрій морінь, з якого дала понад 40 тис. т нафти. Протягом 1910-1911 р. у розробку було введено, новий, багатий на запаси нафти обрій дредер. Свердловина 3 із нього дала близько 400 тис. т нафти. З цього часу на родовищі розпочалася інтенсивна розробка дакійських відкладень. Через 20 років із нафтових дакійських горипарасольок родовища Морень-Гура Окниця видобувалася основна нафтова продукція Румунії. Перший продуктивний горизонт (головний) має потужність 604 і знаходиться в 220 м нижче покрівлі дакійських відкладень; другий горизонт (шестиметровий) потужністю 10 м розташований у 300 м нижче за покрівлю; третій (морінь) потужністю 20 ж - 350 м і четвертий (дредер) потужністю 70 ж - 380 м від покрівлі дакійських відкладень. Нафта на північному та південному крилах структури різна за своїм складом; на північному крилі вона містить бензину 40%, гасу 23%, олії машинної 18% і мазуту 29%; на південному - бензину 11-18%, гасу 16-23%, масла машинного

4-7% і мазуту 54-66%.

На структурі Окюр-Горгота, розташованої за 5 км на захід від Морень-Гура Окница, експлуатація відкладень дака почалася з 1914 р. За час розробки (до 1956 р.) з горизонту було видобуто нафти 2431411 т. Нафта частки 0,86–0,91, із вмістом бензину у ній 1–17%, гасу 20–45% і мазуту 40–70%. Нафта північного крила структури має питому вагу 0,875, вміст бензину 14-18%, гасу 13-14%, олії 1-2% і мазуту 61-76%.

На родовищі Болдешть у відкладах дакійського ярусу, як зазначалося, містяться поклади газу. Експлуатація їх розпочалася з 1923 р. За час розробки (до 1934 р.) із шести свердловин було отримано понад 19 млн. м³ газу. Розробка покладу триває досі, але видобуток газу незначна.

Поклади газу в дакійських відкладеннях на родовищі Арицешть розробляються з 1924 р. Свердловина 3 цього родовища за час експлуатації дала сумарно з верхньої частини даку 5 658 714 л³ газу. 0,3% етану, 1,2% азоту.

На родовищах Марджинень, Владень і Братешть поклади газу в дакійських відкладах також невеликі за своїми запасами. Вони зазвичай концентруються в найбільш піднятих частинах складок, утворюючи склепіння пластові тектонічно екрановані поклади.

У верхньому комплексі порід пліоцену – левантинському ярусі – відомі незначні поклади газу родовищах Болдешть і Арицешть і поклад нафти на родовищі Морень-Гура Окница.

Зазначимо, що останнім часом на території Румунії встановлено нафтогазоносність також відкладень мезозою, що беруть участь у будові північного схилу Балканської (мезійської) платформи. На структурі Чурешть, розташованій на схід від р. С. Слатіна, у травні 1959 р. вперше отримано нафту з юрських відкладень (доггера). Початкова продукція нафти свердловиною становила 60 т/сутки. Продуктивний горизонт представлений пісками та пісковиками, іноді гравелітами, що залягають нижче за перехідну пачку шарів

від юрських до крейдяних відкладень. Потужність горизонту – від 20 до 50 м. Глибина залягання близько 2000 л. На цій же структурі з верхньо-лівих відкладень (сенону) у зоні їхнього незгодного перекриття сарматськими відкладеннями отримано промисловий газ із пластовим тиском 90–100 атм. Продуктивний обрій представлений вапняками. На родовищі Балш, розташованому на схід від р. Крайова, нафта отримана з юрських (доггера) та тріасових відкладень. Поклади за своїм типом належать до пластових тектонічно екранованих. У районі Хірлешть, на захід від Бухареста, з верхньокрейдяних відкладень (сенону) отримано нафту.

Аналіз особливостей у розподілі нафтогазоносності в розрізі стратиграфічного комплексу порід і за площею дає можливість говорити про те, що нафто- і газоносність відкладень палеогенового, міоценового та пліоценового комплексів на території Румунії цілком обумовлюється структурно-тектонічними особливостями окремих зон і родовищ і не залежить від поширення певних. Концентрація нафтових і газових покладів відбувається в основному за вертикальним розрізом і меншою мірою – за площею.

Характерним прикладом у цьому плані може бути знамените родовище Морень-Гура Окница. У межах нафтогазоносний весь розкритий досі стратиграфічний комплекс порід – від гелвету до левантина. Виявлення нафтоносності порід по розрізу відбувалося зі збільшенням глибин свердловин. Так було в 1904 р. зі свердловини глибиною всього 237 м із відкладень дакійського ярусу було отримано перший великий фонтан нафти з дебітом 350 т/добу. Свердловина за час своєї експлуатації дала нафті понад 100 тис. т. У 1912 р. свердловина, пробурена до глибини близько 1400 м, на ділянці Цинтя з цих відкладень дала фонтан нафти з дебітом 3000 т/добу. Сумарно по свердловині отримано нафти понад 420 тис. т. Підраховано, що в межах південного крила структур Окница, де площа нафтоносності дакійських відкладень складає лише 17 га, продукція на площі 1 га становила понад 290

тис. га. т. На родовищі 1933 р. лише з відкладень даку було видобуто 3300 тис. т нафти, або 40% усієї продукції Румунії. З 1927 р. на цій структурі почалося буріння на відкладення мезотичного ярусу, що залягають на глибинах понад 2000 м; вони виявилися ще продуктивнішими. З них лише за сім років (з 1927 по 1934 р.) одержано 37 977 тис. т нафти. Надалі, при технічному освоєнні глибин до 3000 м, поклади нафти відкриті також у гелльветі. До 1958 на родовищі одержано близько 70 млн. т нафти.

Отже, слід констатувати надзвичайно велику концентрацію нафтових покладів на порівняно малих ділянках території поширення тієї чи іншої комплексу порід.

Розділ 6. Типи структур та форми нафтових та газових покладів

Усі родовища Румунії належать до класу родовищ складчастих областей, і лише деякі, відкриті останнім часом у районі Крайова, належать до родовищ платформного схилу передгірного прогину. Серед родовищ складчастої області виділяються дві великі групи: 1) родовища, пов'язані з брахіантиклінальними складками, та 2) родовища, пов'язані з моноклінальним заляганням шарів.

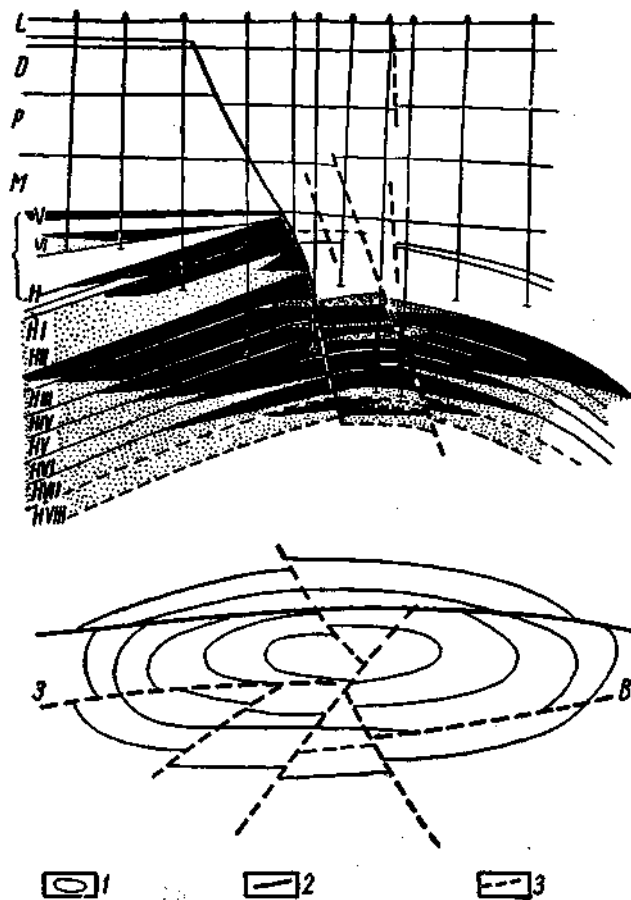


Рис. 3. Циклень. Брахіантиклінальна складка з пластовими склепінними та тектонічно, стратиграфічно та літологічно екранованими покладами (за матеріалами нафтовидобувного тресту «Гиргу-Жіу»).

1 – ізогіпси по покрівлі гелвету; 2 – регіональні тектонічні порушення;
3 – локальні тектонічні порушення.

Родовища, пов'язані з брахіантиклінальними складками. Родовища цієї групи поділяються на три основні структурні форми: 1) родовища нормальних

брахіантиклінальних складок; 2) родовища, ускладнені в межах нафтоносної частини діапїризмом (соляною тектонікою та грязьовим вулканізмом);

Родовища нормальних брахіантиклінальних складок. Родовища цього типу найчастіше зустрічаються в межах Карпато-Балканської западини, наприклад, родовище Циклень (рис. 3). У тектонічному відношенні воно являє собою брахіантиклінальну складку розміром 7x2 км, витягнуту в широтному напрямку паралельно до основного простягання западини. Довга осьова лінія значно перевищує коротку, поперечну. Складка ускладнена у північно-західній частині великим поздовжнім порушенням. Крім цього регіонального характеру скидання, встановлені ще дрібні, локальні диз'юнктивні порушення, що розбивають складку на ряд блоків. Промислово-нафтоносними є піщані пласти гельветського та сарматського ярусів. Нафтоносні поклади III-VIII горизонтів гельвету є типовими пластовими склепінними покладами. Вони утворені в резервуарах, що мають пластовий характер протягом усього продуктивної товщі і вигнутих у вигляді склепіння. Поклади нафти у пласті обмежені з усіх боків водою. У вертикальній проекції (у розрізі) лінії нафта – вода та газ – нафта мають горизонтальну площину. У склепіння покладів нерідко відзначаються газові шапки.

Верхні гальветські, так звані перехідні, горизонти I та II мають характер пластових тектонічно екранованих покладів. Поклади нафти обумовлені зрізанням пласта поздовжнім, регіональним, глибинним розривом. Екранування поверхнею розриву відбулося внаслідок зіткнення піщаних пластів піднятого блоку зі слабопроникними породами (глинистими мергелями) опущеного блоку. До екрану нафтовий поклад підпирається контурною крайовою водою. Виникнення її сталося після того, як було створено екран.

У сарматі на цій же структурі виділяється два нафтоносні горизонти – V та VIII. Ці горизонти поширені лише північному схилі структури. Один з них (V горизонт) містить поклад пластову стратиграфічно екрановану, утворену в місцях незгодного перекриття піщаних пластів сармата породами меотису;

другий (VIII горизонт) характеризується покладом пластової літологічно екранованої, утвореної внаслідок виклинювання вгору по нахилу пласта пісковика, що залягає в середині розрізу відкладень сарматських.

До родовищ, пов'язаних із нормальними брахіантиклінальними складками, в області Карпато-Балканської западини належить також родовище Балтень. Воно виражене, як і Циклень, брахіантиклінальною складкою розміром 6x1,5 км, що простягається паралельно основному простяганню западини. Складка порушена поздовжнім та поперечним скиданням. Нафтоносні на ньому три горизонти сармату (V, VIII та IX) та два горизонти гельвету (I та II). Сарматські горизонти розвинені на північному крилі складки та містять пластові стратиграфічно екрановані (V горизонт) та літологічно екрановані (VIII та IX горизонти) поклади. Гельветські поклади відрізняються високою продуктивністю і відносяться на кшталт пластових склепінних тектонічно порушених.

Характерно як родовища Балтень, так Циклень, значне перевищення пластових тисків над гідростатичним. Наприклад, VIII горизонт сармата родовища Балтень за глибини залягання 1420–1500 м має пластовий тиск 160 атм, а IX горизонт за середньої глибини залягання 1600 м – 190 атм. Ще більша різниця градієнтів тиску спостерігається в горизонтах гельвету. Пластові тиски в них становлять 1,45 тиску нормального гідростатичного.

Родовища, ускладнені в межах нафтоносної частини діапїризмом. Цього типу родовища характерні в основному для Бузеуського, Плоештинського і Питештинського районів (Рис. 40). межами – на крилах структур, прорваних сіллю. У цій залежності всі нафтові та газові поклади, за їх становищем на структурах, у розглянутій солянокупольній області можна розділити на поклади брахіантикліналей і куполів, розташованих над склепіннями соляних ядер, що залягають на глибині (критодіапїри) куполам, в яких сіль прориває нафтогазоносні породи і виходить на поверхню.

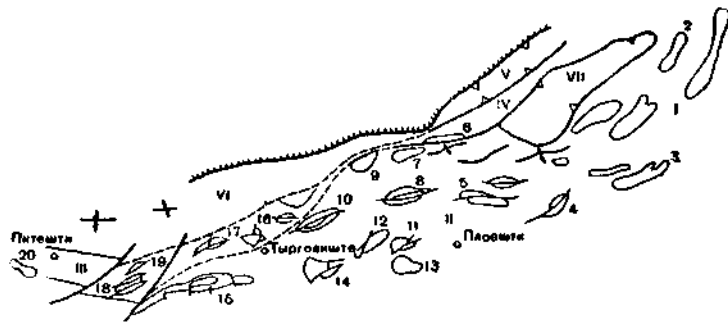


Рис. 4. Оглядова карта нафтових родовищ Плоєштинсько-Фокшанської западини (за М. Григорашем та І. В. Висоцьким).

I- Бузевський нафтоносний район. Нафтові родовища: 1 - Берка-Арбанаш; 2 - Плопяса; 3 - Ноєнь-Тохань. II – Плоєштинський нафтоносний район. Нафтові родовища: 4 – Урлац-Чептура; 5 – Болдешть; 6 Копачень; 7 - Вилканешть; 5 – Байкою-Цинтя; 5 – Рунку-Буштенар, 10 – Морень-Гура Вікниця; 11 - Аріцешть; 12 - Марджинень; 13 ~ Менешть; 14 - Букшань; 15 - Кобія-Шуца Сяка. III – Пітештинський район. Нафтові родовища: 16 - Теїш-Анінос; 17 - Драгомірешт; 18 Глимбочел; 19 - Багаць; 20 - Самара; IV – підняття Валеня. V - синкліналь Валя-Лунга-П'ятра; VII – Калвінська западина.

Як приклад покладів, розташованих над склепіннями підняття солі, можуть бути родовища Урлац-Чептура і Болдешть. Родовище Урлац-Чептура (рис. 4) за своїми структурними особливостями є криптодіапіровою складкою, порушеною системою поздовжніх і діагональних скидів. Утворення складки у відкладеннях пліоцену обумовлено підняттям солі нижчих, більш давніх утворень. Найбільш піднесена частина склепіння складки ускладнена різного напрямку диз'юнктивними порушеннями. Основне місце серед них, судячи з ділянки Урлац, займають поздовжні розриви, які розбивають структуру на другорядні блоки. На ділянці Чептура соляне ядро зазнає здійснення і надає осадам пліоцену, що його перекривають, різкіше виражену брахіантиклінальну форму. На ділянці ж Урлац сіль поринула на глибину і складка набула різко асиметричної форми. Тут породи північно-західного крила по поздовжньому розриву насунуті на одновікові утворення південно-східного крила, що опустилося.

Поклади нафти в сарматських і в меотичних пісках, що покривають склепіння соляного штока на ділянці Чептура, характеризують тип склепіння

пластового покладу, розбитого тектонічними порушеннями на окремі блоки. На ділянці Урлац формування нафтових покладів контролювалося переважно тектонічним порушенням, з огляду на що тут вони мають характер тектонічно екранованих. Нафтоносні відкладення витримуються протягом усієї структури, проте продуктивність їх скрізь однакова. Свердловини, що знаходяться на південно-східному, щодо зануреному крилі, дають продукції значно менше, ніж свердловини, розташовані на північно-західному, піднесеному крилі. Сарматська нафтова поклад має взагалі невеликі розміри і розташовується лише безпосередньо в склепінній частині складки. Високопродуктивними є меотичні відкладення. У них виділяється понад 25 продуктивних горизонтів, об'єднаних у дві продуктивні товщі.

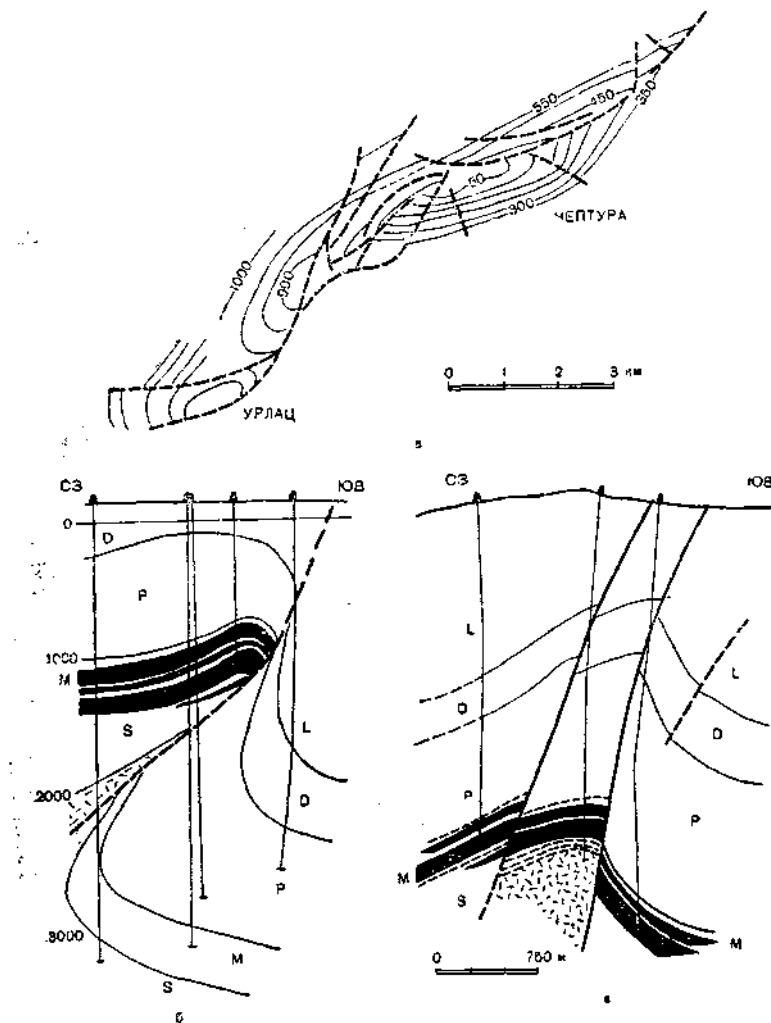


Рис. 5. Урлаці-Чептура. Пластові склепінні поклади нафти (за матеріалами Плоєштинського нафтовидобувного тресту).

а – у плані; б – у розрізі, район Урлаці; у – у розрізі район Чептура.

Родовище Болдешть приурочене до брахіантіклінальної складки, що має розміри 14 км завдовжки і 3 км завширшки. Складка ускладнена великим поздовжнім диз'юнктивним порушенням у центральній частині та кількома невеликими поперечними скидами на західній та південній перикліналях.

Промислово-нафтоносними на родовищі є пластові склепіння покладів сарматського та меотичного ярусів (рис. 5).

Поклади цих горизонтів за своїм типом є пластовими склепіннями, тектонічно порушеними. Найбільше нафти отримано з відкладень меотиса. У їхній товщі виділяються три потужні піщані горизонти: перший розташовується в інтервалі 50-120 м, другий - на глибині 150-180 м, третій - в 240-320 м від покрівлі. Прокладення нафти по свердловинах з цих горизонтів досягла значних розмірів. Розробки дорівнювало в середньому 200 атм.

У сарматі нафтоносні I та III горизонти. Нафтовість їх встановлена на піднесеному південному блоці. На північній опущеній ділянці вказані горизонти водоносні. Це свідчить у тому, що поклад нафти сформувалася утворена структура, ризантам характерно тиск, що дорівнює 230 атм при глибині залягання пластів 2000 м.

Крім нафтових покладів, на родовищі експлуатуються чисто газові поклади. Вони присвячені відкладам дакійського та левантинського ярусів. За характером пастки та співвідношення контакту газ – вода ці поклади відносяться до пластового тектонічно екранованого типу. За період розробки на родовищі Болдешть видобуто понад 22 млн. дол. т нафти та значну кількість газу.

До типу родовищ, пов'язаних з брахіантіклінальними складками або куполами з соляними ядрами, що залягають на глибині, відносяться також родовища Арицешть, Марджинень, Букшань, Кобія-Шуца Сяка Плоештинського району і Берка-Арбанаш, Плопяса і Ноєнь. У всіх цих родовищах, за винятком Кобія-Шуца Сяка, поклади нафти розвинені в склепінних частинах складок, порушених, як правило, поперечними та поздовжніми скидами. На родовищі Кобія-Шуца Сяка нафтові поклади мають

тип літологічно екранованих (рис. 6). Вони утворилися внаслідок виклинання на склепінні антикліналі продуктивних меотичних піщаних горизонтів.

Типовим прикладом родовищ брахіантиклінального типу, в яких соляні ядра виходять на денну поверхню, є родовища Байкою-Цинтя та Морень-Гура Окніца.

Байкою-Цинтя є брахіантиклінальну складку розміром 10x2,5 км, прорвану в склепінній частині соляним штоком (рис. 44). Крила її дуже сильно порушені поперечними диз'юнктивними порушеннями. Соляне ядро найбільшу площу поширення має на поверхні у серединній частині складки. На захід і схід воно сильно звужується і поринає вглиб. За своїм виглядом (рис. 45) воно не має типової форми штока, а виглядає у формі лез або клинів, що розтинають породи зверху донизу.

На східній ділянці Цинтя, поперечним розривом, що проходить уздовж річкового потоку Димбу, структура різко занурюється і соляне ядро зникає. Однак зберігається поздовжній розрив, по якому північне, піднесене крило насувається на південне, опущене. Те саме відбувається на західній ділянці Байкою. При цьому структура більше ускладнена розривами, ніж у центральній частині, де сіль виходить на поверхню.

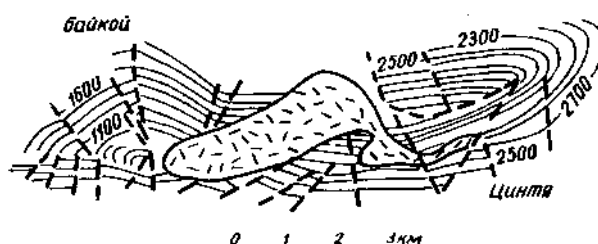


Рис. 6. Байкою-Цинтя. Брахіантиклінальна складка із соляним штоком, що виходить на денну поверхню (за матеріалами Плоєштинського нафтовидобувного тресту).

Нафтоносність на структурі приурочена до відкладень меотичного та дакійського ярусів. У відкладах меотису виділяються три продуктивні пласти: М I, М (проміжний) і М II. Поклади нафти за своїм типом відносяться до

пластових екранованих.

Екранування центральної частини відбувається сіллю, а на переклиналях – поздовжніми розривами. У розрізі дакійських відкладень виділяються чотири продуктивні піщані горизонти, з яких верхній і нижній мають потужності, що досягають понад 50 м, і відрізняються високою продуктивністю; поклади за своїм типом, так само як і в меотисі, відносяться до пластових тектонічно екранованих.

Родовище Морень-Гура Окніца (рис. 6), як і і Байкою-Цинтя, виражено брахиантиклинальної складкою, у склепіння якої виходить на поверхню соляний шток. Розміри її становлять 15 км. за довжиною та 2,5–3 км за шириною. Крила складки ускладнені переважно поперечними скиданнями. Соляне ядро найбільше піднесене на ділянці Морінь, де воно широкою смугою виходить на денну поверхню. Звідси у напрямку Гура Окніца відбувається поступове опускання його на глибину під відкладення пліоцену. Ще далі на захід від Гура Окніца соляне ядро зовсім зникає і залишається тільки лінія поздовжнього диз'юнктивного порушення, яким породи північного піднесеного крила насунуті на одновікові утворення південного крила. У напрямку із заходу на схід соляне ядро прориває спочатку відкладення тільки меотису, потім – меотису та понту і, нарешті, весь комплекс пліоценових відкладень: міщанського, понтичного, дакійського та левантинського ярусів.

Нафтоносні на структурі відкладення меотичного та дакійського ярусів (рис. 7). У відкладах меотису, що залягають трансгресивно на породах гелвету, виділяються три продуктивні піщані горизонти. На північному крилі перший горизонт знаходиться в інтервалі 28–32 м від покрівлі меотису, інший – в інтервалі 110–130 м, третій, найпотужніший – у підшовній частині цих відкладень.

Основна промислова нафтоносність горизонтів меотису північного крила відзначається на промислі Гура Окніца. Тут продукція з них нерідко становить понад 150 тис. т на свердловину. Висока, загалом, продукція з цих відкладень і промислі Морень, де почали розроблятися ще 1914 р. За характером поклади

нафти ставляться до типу пластових екранированных. Екранування їх відбувається в одних випадках сіллю (Морень), в інших – скиданнями (західна частина Гура Окніца).

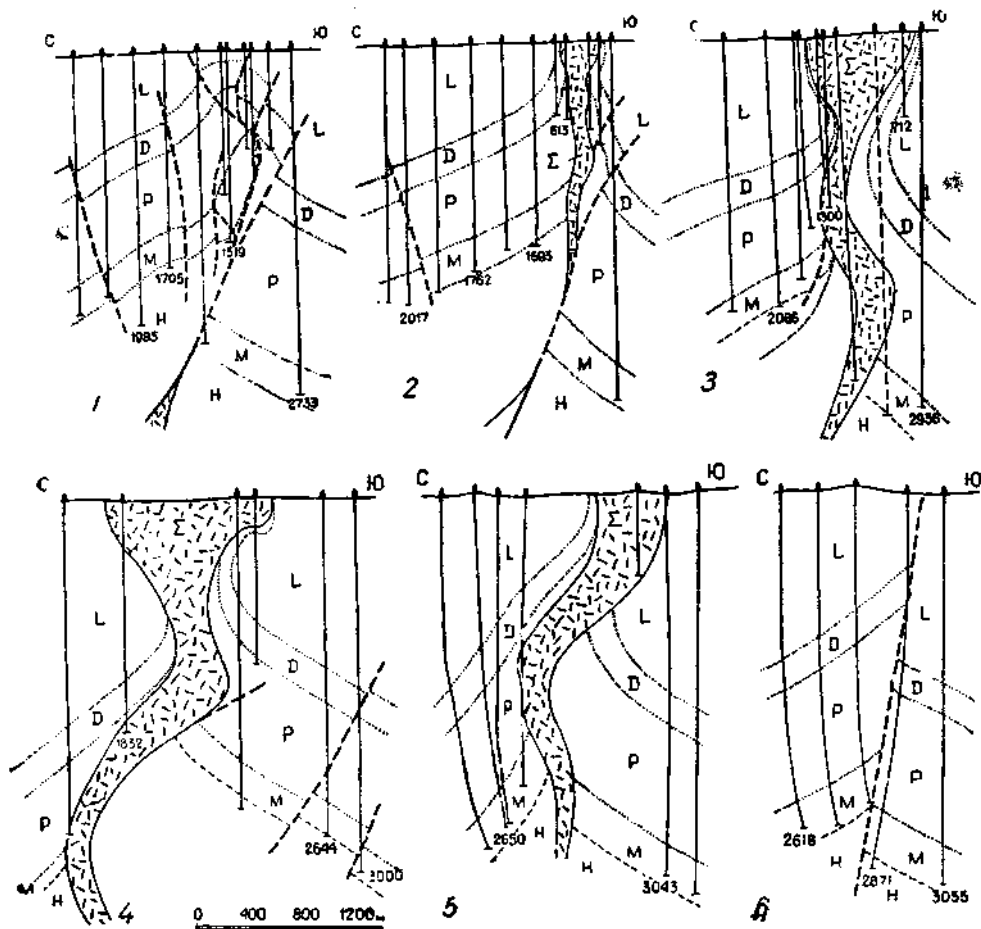


Рис. 7. Байкою-Цинтя. Характер залягання солі у поперечних розрізах (за матеріалами Плоештинського нафтовидобувного тресту).

1 – Байкой (захід); 2 – Байкой (озеро); 3 – Байкой (південь); 4 – Лилиешти (Байкой сіль); 5 – Цинтя (захід); 6 – Цинтя (схід).

Експлуатацію відкладень меотису південного крила розпочато дещо пізніше – з 1927 р. Тут також виділяються три піщані продуктивні горизонти: перший з них знаходиться в інтервалі 15–30 м від покрівлі меотису, другий, трохи менший за потужністю, розташовується на глибині близько 10 м і 10 м³ 4т покрівлі. Глибина залягання цих горизонтів змінюється від 1500 до 2200 м. Продуктивність свердловин тут значно більша, ніж на північному крилі. Поклади нафти, як і і північному крилі, ставляться до типу пластових

екранованих. Загалом на родовищі Морень-Гура Окніца лише до 1934 р. із покладів меотису видобуто нафти 37 976 875 т. Останнім часом на цьому родовищі виявлено відносно невеликі поклади нафти в гелветських відкладеннях. На промислі Мореня вони літологічно екранованого, а на промислі Гура Окніца тектонічно екранованого типу. Невелика кількість нафти на родовищі була зустрінена в левантинських відкладах на південному крилі.

У відкладах дакійського ярусу, що мають потужність на цьому родовищі 300-350 м, виділяються чотири продуктивні горизонти (знизу вгору): дредер, морінь, шестиметровий і головний. Найбільшою продуктивністю відрізняються нижній горизонт дредер та верхній горизонт головний. Видобуток нафти по свердловин їх у початковий період розробки найчастіше досягала до 250 т/сутки. Перша свердловина, яка встановила 1904 р. нафтоносність першого головного піщаного горизонту, сумарно дала понад 100 тис. т нафти. Свердловина 3 з горизонту дредер під час експлуатації дала сумарно нафти 400 тис. т. Основний видобуток посідає район Морень. Поклади нафти у цих горизонтах ставляться до типу пластових екранованих соляним ядром. На південному крилі нафтові поклади екранованого типу встановлені у відкладеннях левантинського ярусу.

Викликає особливий інтерес те, що родовище Морень-Гура Окніца протягом довгих років давало 45% всього видобутку Румунії. Його річний видобуток у період розквіту (1933 р.) досягав 3296 тис. т. Нафтоносний, по суті, весь розріз пліоценових відкладень.

До типу родовищ, пов'язаних з брахіантикліналями, в яких соляне ядро виходить на поверхню, крім розглянутих Байкою-Цинтя та Морень-Гура Окніца, відноситься також родовище Окюр-Горгота. У його межах нафтоносні ті ж відкладення гелвету, меотису та дака. Поклади нафти в гелветі за своїм типом відносяться до пластових стратиграфічно екранованих, в меотисі та даку – до пластових тектонічно екранованих. Родовища брахіанти-клінальних складок, ускладнених насувами. Родовища цього найчастіше зустрічаються у

північній частині Плоєштинського, Питештинського і, особливо, Мойнештинського нафтопромислових районів. У Плоєштинському районі до такого родовищ відносяться Копачень, Вилканешть, Рунку-Буштенар, Кимпіна, у Питештинському – Теїш-Аніноса, Драгомірешть, Глимбочел, Семара і в Мій-нештинському – Земеш, Тазлеу-Мойне.

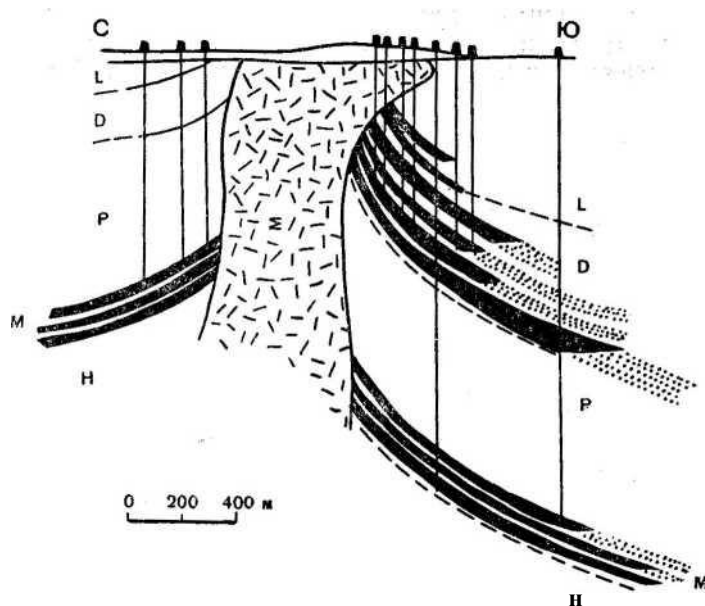


Рис. 8. Морінь. Пластові поклади нафти, екрановані сіллю, у розрізі (за Г. Маковою).

Прикладом можуть бути родовища Рунку-Буштенар, Кимпина, Теїш-Аніноса, присвячені неогеновим відкладень, і родовища Земеш, Тазлеу-Мойнешти і Солонц-Стенешть, пов'язані з породами олигоцена.

Родовище Рунку-Буштенар (рис. 8) розташоване в північній частині Плоєштинської області пат на Передкарпатський прогин. У будові його беруть участь породи палеогенового флішу Карпат (олігоцен) та моласові утворення міоцену передгірного прогину. Породи олігоцену по лінії тектонічного порушення збросового типу насунуті на утворення міоцену. Одночасно відзначається різка тектонічна, кутова незгода між міоценовими та пліоценовими породами. Спостерігається два різко виражені структурні поверхи: міоценовий і пліоценовий. Перший утворений внаслідок прояву передпліоценової (атичної) фази складчастості, а другий – постпліоценової (роданської).

Внаслідок незгодного залягання цих двох стратиграфічних комплексів створилися умови в відкладеннях міоцену, що знаходяться нижче, для утворення стратиграфічних пасток. У свою чергу, складка, складена міоценовими породами, разом з відкладеннями пліоцену, що покривають її, – меотиса, понта і дака – піднята і пересунута по горизонталі на південь у напрямку занурення пліоценових утворень. По лінії цього тектонічного порушення, що має регіональний характер, відбулося використання у вигляді леза солі.

Нафтоносність на родовищі присвячена відкладенням гельвета та меотису. Нафтові поклади в гельветі за своїм типом належать до пластових стратиграфічно екранованих. Вони розташовуються на крилах гельветської синклінали, перекритої незгідно.ноклінально залягають породами пліоцену.

Родовище Кімпіна, так само як і Рунку-Буштенар, пов'язане із зоною насувів, що оперізують північну частину Плоєштинського схилу. У його межах відбувається насув відкладень гельвету на породи пліоцену. Утворення пасток для нафти відбулося внаслідок наявності тектонічного екранування осадів пліоцену, що моноклінально залягають. Поклади нафти у цих відкладах характеризуються пластовим тектонічно екранованим типом. Основна концентрація нафти в пліоценовому комплексі порід відбулася у відкладеннях меотичного ярусу. З цих відкладень із 1899 по 1934 р. на родовищі видобуто 4354 тис. т нафти. У наступні роки видобуток також був на високому рівні.

Родовище Теїш-Аніноса – одне з найбільших у Пітештинському нафтопромисловому районі. У структурному відношенні воно розташоване в межах так званого Пітештинського підняття. Нафта залягає в піщаних горизонтах гельвету, кількість яких сягає 20. Потужність горизонтів від 15 до 25 м. Усі поклади розташовані на південному, збройному крилі брахіантиклінали. За своїм типом вони відносяться до пластових покладів стратиграфічно екранованих. Утворення стратиграфічного екрану пов'язане з незгідним заляганням між собою утворень міоцену та пліоцену. На родовищі нафтоносні також відкладення меотису. Поклади нафти у яких ставляться до

типу пластових тектонічно екранованих.

Родовища Земеш, Тазлеу-Мойнешті та Солонц-Стенешть знаходяться в Мойнештинському нафтопромисловому районі, розташованому в передгірному прогину Східних Карпат між підняттями П'ятра-Нямц та Ойлтуз. У структурному відношенні всі ці родовища, в нашому уявленні, приурочені до великої брахіанти-клінальної складки, розбитої поздовжніми диз'юнктивними порушеннями на три великі луски, насунуті одна на одну у східному напрямку. До західної луски приурочено родовище Земеш, до проміжної (серединної) родовище Тазлеу-Мойнешті та до східної – родовище Солонц-Стенешть.

Кожне окремо родовище сильно порушене поперечними скиданнями. Найзахідніше їх Земеш і частково Тазлеу-Мойнешти перекриті насупом палеогенових порід Карпат. Нафтоносними на родовищах є відкладення олігоцену клівські (пісковики). У їхньому розрізі на родовищі Земеш виділяються три нафтоносні горизонти, а на родовищах Тазлеу-Мойнешті та Солонц-Стенешть – чотири. Поклади нафти за своїм типом відносяться до пластових склепінь. Вони обмежуються в кожній лусці окремо зі східного боку розривом надвигового характеру і із заходу підпираються крайовою, контурною водою. Дебіти нафти по свердловинах, у зв'язку з різкою зміною колекторських властивостей пластів, коливаються у великих межах - від 10 (родовищ Земеш) до 40-50 т/добу (родовище Тазлеу-Мойнешти). Сумарна продукція нафти однією свердловину нерідко сягає 100 тис. т.

Родовища, пов'язані з моноклінальним заляганням. Родовища цієї групи поширені головним чином східній частині передгірного прогину Східних Карпат. Формування пасток у яких обумовлено ускладненням моноклінального залягання верств диз'юнктивними порушеннями.

До такого типу відносяться родовища Кимпень та Тецкань, розташовані в межах Бухуської западини. Нафтоносність їх пов'язана з нижньою частиною

розрізу гелветських відкладень (світа тецкань), що становлять східне, полого крило западини. Поклади нафти обмежуються викидним порушенням, яким породи гелвету піднесені до поверхні і трохи насунуті на утворення сармата і меотиса. До утвореного таким чином тектонічного екрану нафтові поклади підпираються контурною водою. За своїми розмірами поклади нафти невеликі. Максимальна річна продукція, наприклад, на родовищі Кимпеня становила всього 4279 т (1909), на родовищі Тецкань - 5486 т (1929). На цей час ці родовища вже виснажені.

На закінчення відзначимо, що переважним структурним типом родовищ нафти і газу на всій території передгірного прогину Румунських Східних та Південних Карпат є брахіантиклінальні складки, а основними формами покладів нафти та газу є пластові тектонічно екрановані та пластові склепіння.

ВИСНОВКИ

Передгірський прогин Українських Південних Карпат є складною структурно-тектонічною зоною, що характеризується багат шаровим стратиграфічним розрізом та значним розвитком складчастих і прогинних структур. Його геологічна будова відображає тривалу історію формування, яка включає кілька фаз тектонічної активності, зумовлених Альпійським орогенезом.

Розташування прогину в передкарпатському регіоні зумовлює важливі географічні та геоморфологічні особливості, що впливають на розподіл осадових товщ, геофізичні умови і нафтогазоносність. Значна густота річкової мережі та розвинений рельєф свідчать про активні процеси ендегенного та екзогенного походження.

Стратиграфічний аналіз виявив, що найбільший нафтогазоносний потенціал зосереджений у відкладах міоцену, пізнього олігоцену та неогенового періоду, які формують основний колекторний комплекс. Палеогенові відклади також відіграють роль як покривні породи, які утворюють ефективні пастки для вуглеводнів.

Історія геологічних досліджень та пошуків нафти і газу на території передгірського прогину свідчить про систематичне накопичення знань, що дозволяє більш ефективно прогнозувати локалізацію покладів і планувати розвідку та розробку родовищ.

Розподіл нафтогазоносності у стратиграфічному розрізі характеризується зональним розміщенням пластів із різною якістю порід-колекторів і колекторними властивостями. Зміна властивостей нафти у розрізі і по площі свідчить про вплив тектоніко-структурних факторів і етапів формування покладів.

Виявлено кілька типів структур та форм нафтових і газових покладів, серед яких домінують пластові, склепінні та комбіновані пастки, пов'язані з локальними тектонічними підняттями і складками різної величини.

Результати дослідження підкреслюють важливість комплексного геологічного підходу до оцінки нафтогазоносності регіону, що враховує стратиграфію, тектоніку, геофізику та історію розвідки. Це сприятиме підвищенню ефективності виявлення нових родовищ та раціональному використанню існуючих запасів.

Актуальність теми полягає у внеску у розробку геологічної моделі передгірського прогину Українських Південних Карпат та формуванні наукової бази для подальших досліджень і практичної нафтогазової діяльності в цьому регіоні.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бурштейн Л. М., Казанли М. В. *Нафтогазоносні басейни України*. – К.: Наукова думка, 2008. – 364 с.
2. Байтала Ю. О. *Тектоніка і нафтогазоносність Карпатського регіону*. – Львів: Вид-во ЛНУ, 2014. – 225 с.
3. Мелещенко В. І., Писаренко Ю. А. *Геологія нафти і газу*. – К.: Либідь, 2002. – 412 с.
4. Молчанов А. Г. *Тектоніка та нафтогазоносність Передкарпатського прогину*. – К.: Надра, 1985. – 287 с.
5. Гудзь П. В., Голубяк В. Я. *Нафтогазоносні провінції України: структура, ресурсний потенціал*. – Івано-Франківськ: НФДУ, 2017. – 146 с.
6. Гігінешвілі Л. В., Цапенко Г. І. *Стратиграфія Українських Карпат*. – К.: Наукова думка, 2005. – 202 с.
7. Кураков Ю. А., Діденко А. П. *Основи геологічного моделювання нафтогазових об'єктів*. – Харків: ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2019. – 175 с.
8. *Нафтогазоносні регіони України: Атлас геологічних карт*. / За ред. Ю. П. Кухаренка. – К.: УкрДГРІ, 2010. – 96 с.
9. Татаринів А. П. *Природні резервуари нафти і газу: класифікація, типізація, властивості*. – Львів: СПОЛОМ, 2007. – 278 с.
10. Воскобойніков В. Г. *Історія нафтогазорозвідки у Карпатському регіоні*. – Львів: ІДГГ, 1999. – 204 с.
11. *Регіональна геологія України* / За ред. І. І. Чеботарьова. – К.: Либідь, 2012. – 334 с.
12. *Матеріали геолого-геофізичних досліджень ДП «Західукргеологія» за 2000–2020 рр.* – Архів фондів НАК «Нафтогаз України».

13. *Геологічна карта України масштабу 1:200 000. Аркуш М-34-ХV (Івано-Франківськ)*. – К.: ДНВП «Геоінформ України», 2011.
14. Korab J., Żyto K., Wdowiarz S. *Geology of the Carpathians*. – Kraków: Wydawnictwa Geologiczne, 2003. – 294 p.
15. Popov A., Kruglov S. *Tectonic Evolution and Hydrocarbon Potential of the Ukrainian Carpathians*. – *Journal of Petroleum Geology*, 2015, Vol. 38, No. 2. – pp. 153–170.
16. Ślącza A., Oszczypko N., Żyto K. *The Structure and Evolution of the Outer Carpathians in Poland*. – *Przeгляд Geologiczny*, 2006, 54(8), 758–763.
17. Oszczypko N. *Development of the Polish Outer Carpathian Fold-and-Thrust Belt and its Foredeep Basin*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2006, 261, 55–79.
18. Nemčok M., Lexa J., Donelick R.A. *Tertiary subduction and slab break-off in the Carpathian–Pannonian region*. – *Tectonophysics*, 1998, 295(3–4), 307–340.
19. Kováč M. et al. *Tectonic evolution of the Carpathians and their foreland: A regional synthesis*. – *Geologica Carpathica*, 2016, 67(5), 419–433.
20. Вітрик С.П. *Нафтогазоносні басейни України*. – Київ: ІНКАР, 2012. – 336с.
21. Кульчицький Я.О. *Нафтогазоносність Передкарпатського прогину*. – Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 1996. – 248 с.
22. Лозинський О.Є., Стефанишин О.Б. *Тектоніка Українських Карпат і прилеглих територій*. – Івано-Франківськ: Літера, 2010. – 292 с.
23. Andreyeva-Grigorovich A.S., et al. *Regional Stratigraphic Scheme of the Neogene of the Paratethys*. – *Geologica Carpathica*, 1997, 48(2), 123–136.
24. Осадчий І. С. *Стратиграфія неогенових відкладів Передкарпатського прогину*. – Львів: Видавництво Львівської політехніки, 2015. – 156 с.
25. Павлюк М.І. *Геофізичні дослідження в нафтогазоносних регіонах України*. — Чернівці: Рута, 2019. — 224 с.

26. Oszczytko-Clowes M., Oszczytko N. *Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Oligocene–Miocene strata of the Polish Outer Carpathians*. – *Annales Soc. Geol. Poloniae*, 2004, 74, 107–126.
27. Kováč M., Sliva J. *Geodynamic evolution of the Vienna and Danube Basins*. – *Geologica Carpathica*, 2014, 65(1), 3–16.
28. Білецький В.С. *Основи нафтогазової справи*. – Полтава: ПолтНТУ, 2015. – 298 с.
29. Чорний В.С., Дейнеко В.А. *Сейсмічна розвідка в складчастих областях*. – Київ: Наукова думка, 2010. – 212 с.
30. Csontos L., Nagymarosy A. *The Mid-Hungarian fault zone: a zone of repeated tectonic inversion*. – *Tectonophysics*, 1998, 297, 51–71.
31. Kováčová M., Joniak P. *Depositional systems and tectonosedimentary evolution of the Carpathian foredeep*. – *Marine and Petroleum Geology*, 2020, 112, 104060.