

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Львівський національний університет імені Івана Франка
Геологічний факультет
Кафедра геології корисних копалин і геофізики

МАГІСТЕРСЬКА РОБОТА

на тему:

**«ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА ПЕРСПЕКТИВИ
НАФТОГАЗОНОСНОСТІ БОРАТИЦЬКОЇ ДІЛЯНКИ
(Львівська область)»**

Виконав: магістр II курсу, групи ГЛГМ-21

Спеціальність: 103 Науки про Землю

Спеціалізація: Геологія нафти і газу

Кулик Р. П.

Керівник: доц. Гайовський О. В.

Рецензент: доц. Шайнога І. В.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ДОСЛІДЖУВАНИЙ РАЙОН.....	5
2. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ТА ГЕОФІЗИЧНОГО ВИВЧЕННЯ.....	8
3. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ РАЙОНУ.....	16
3.1. Стратиграфія.....	16
3.2. Тектоніка.....	25
3.3. Історія геологічного розвитку.....	30
3.4. Гідрогеологія.....	38
3.5. Корисні копалини.....	45
4. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА БОРАТИЦЬКОЇ ДІЛЯНКИ.....	50
4.1. Стратиграфія та літолого-петрофізична характеристика розрізу....	50
4.2. Структурно-тектонічні особливості будови.....	56
4.3. Гідрогеологічна характеристика розрізу.....	59
5. ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ НАФТОГАЗО- НОСНОСТІ.....	62
5.1. Обробка та інтерпретація сейсмічних матеріалів.....	62
5.2. Геологічна інтерпретація сейсмічних даних.....	65
5.3. Регіональний прогноз нафтогазоносності.....	74
5.4. Локальний прогноз нафтогазоносності.....	81
6. ГЕОХІМІЧНА ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ.....	85
6.1. Методика геохімічних досліджень.....	85
6.2. Геологічний аналіз геохімічних даних.....	89
ВИСНОВКИ.....	91
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.....	93

ВСТУП

Магістерську роботу присвячено вивченню геофізичними (сейсмічними) та геохімічними методами перспективної на вуглеводні Боратицької ділянки, яка приурочена до південно-західної частини Крукеницької западини крайової північно-західної частини Більче-Волицької зони Передкарпатського прогину. Тут відкрито багато газових (Пиняни, Садковичі, Хідновичі й ін.) родовищ у сарматській товщі. Однак слабо вивченими є перспективи підгіпсової частини розрізу ділянки, де вуглеводні можуть бути пов'язані з карпатійськими пісковиками, які незгідно залягають на розмитому доальпійському фундаменті та перекриті баранівськими верствами з надійною покришкою – гіпсоангідритами бадену. Перспективними також є і рифейські звітрілі утворення.

На думку М. Д. Будеркевича, Х. Б. Заяць, Б. І. Івахіва складність геолого-геофізичного вивчення глибоких горизонтів Передкарпатського прогину полягає у відсутності опорного сейсмічного горизонту і простежування відбитих хвиль. Тому аналіз геофізичних і геохімічних полів залишається одним з найважливіших інструментів пізнання структури прогину [5].

Боратицька ділянка знаходиться поблизу Хідновицького родовища і відділена від нього по покрівлі продуктивних горизонтів нижнього сармату (НД-15, НД-9) прогином амплітудою 100 м, що успадковує ерозійний вріз у породах доальпійського фундаменту.

Боратицьку структуру впевнено виділено сейсморозвідкою. Ураховуючи просторове поширення і літологічний розріз пробурених поряд свердловин (1-Гусаківська, 2-Боратицька), а також багато хідновицьких і садковицьких свердловин її потрібно віднести до однієї з перспективних під час виконання розшуково-розвідувального буріння. На наявність у її межах кондиційних колекторів вказує безпосередня близькість Боратицької площі до крупного ерозійного врізу північно-східного простягання, амплітуда якого сягає більше 300 м. Цей вріз міг виконувати роль каналу постачання теригенного матеріалу з Карпатського регіону.

Предмет досліджень – оцінка перспектив нафтогазоносності Боратицької ділянки з природними резервуарами пластового типу у підгіпсовому і надгіпсовому поверхах за геолого-геофізичними і геохімічними даними.

Мета магістерської роботи – за матеріалами геолого-геофізичних і геохімічних досліджень та буріння сусідніх свердловин вивчити геологічну будову Боратицької ділянки з характеристикою двох поверхів нафтогазоносності: підгіпсового (мезозой-карпатійського), з яким пов'язані нафтові, газові, газоконденсатні поклади та надгіпсового (верхньобаденсько-нижньосарматського), для якого характерні газові і газоконденсатні поклади.

Об'єкт дослідження – нафтогазоперспективна Боратицька ділянка з двома антиклінальними підняттями, які чітко фіксовані сейсмозвідкою по поверхнях гіпсо-ангідритового горизонту та горизонтах НД-9 і НД-15 нижньодашавської підсвіти міоцену.

Використані геолого-геофізичні та геохімічні матеріали ґрунтуються на даних ЗУГРЕ (м. Львів). Польові сейсмозвідувальні роботи на Боратицькій ділянці здійснювала геофізична партія 57. Ці роботи вона виконувала методом спільної глибинної точки (МСГТ) по профілях 24-кратним повздовжнім профілювання за фланговою системою спостережень з використанням невибухових джерел збудження пружних коливань (вібратори СВ-10-180). Реєстрацію пружних коливань здійснювали двома спареними модернізованими сейсмостанціями «Прогрес-М». Усього відпрацьовано сім профілів загальною довжиною 39,24 пог. км, з них профілі 11, 12, 13, 14, 15 – розвідувальні, 16, 17 – сполучні.

Геохімічні роботи виконано по профілях, крок відбору проб 250 м, з визначенням вуглеводневих компонентів у приповерхневих товщах (0,7–1,0 м) і обробкою на ПК за комплексами програм «Supercals-4» і «Surfer».

У результаті виконано структурні побудови по відбивних сейсмічних горизонтах у відкладах сармату (НД-9, НД-15) і гіпсо-ангідритовому горизонту «ГА» (баден, тираська світа), у зв'язку з чим уточнено геологічну будову Боратицької ділянки, а також визначено її перспективи за геохімічними даними.

1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ДОСЛІДЖУВАНИЙ РАЙОН

Боратицька ділянка знаходиться в Мостиському і Старосамбірському районах Львівської області на площі близько 68 км² з географічними координатами 49°43'20''–49°41'14'' пн. ш і 22°54'15''–22°54'10'' сх. д (рис. 1.1).

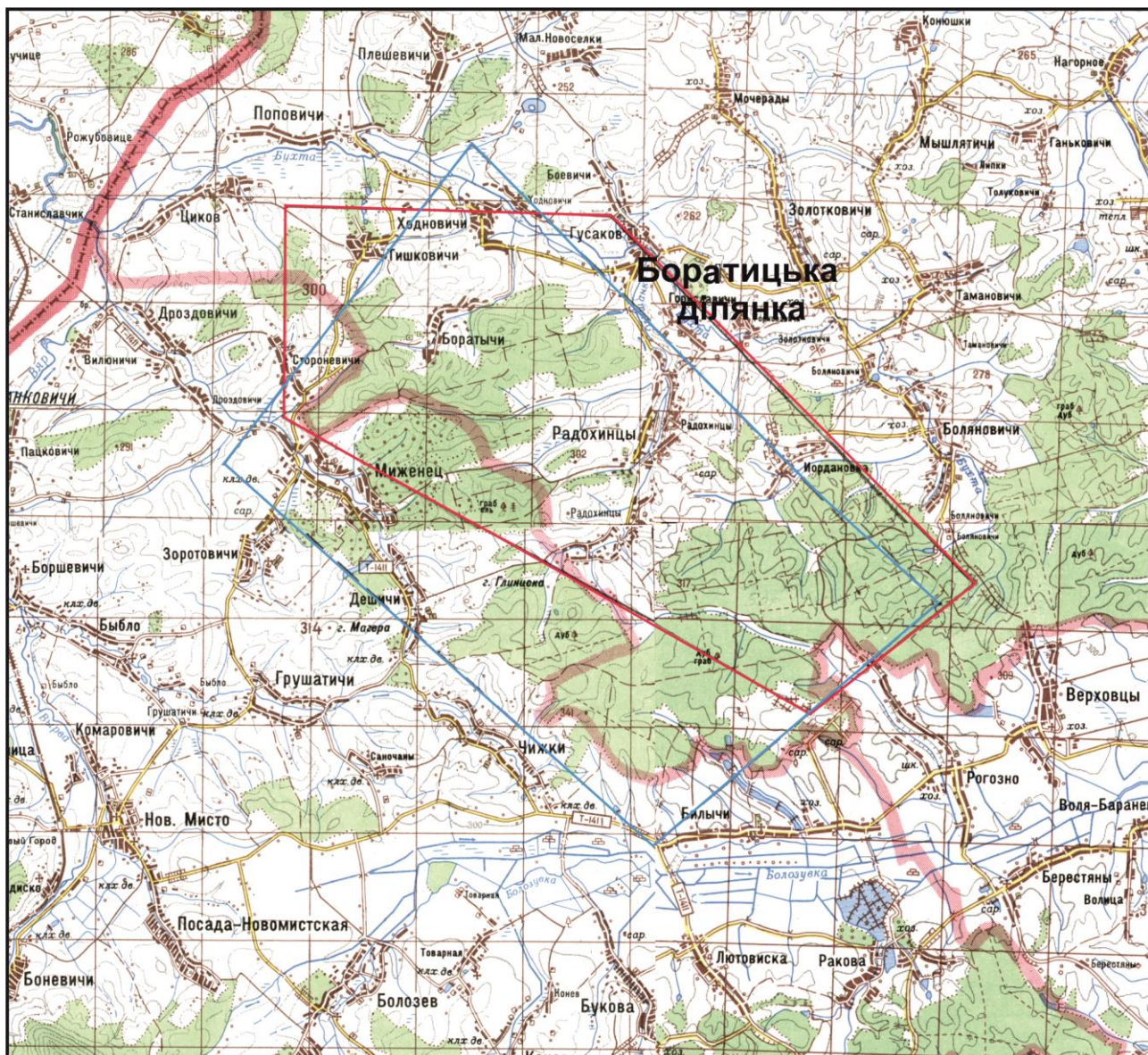
Досліджуваний район досить густо заселений. Найбільші населені пункти: сс. Боратичі, Хідновичі, Міженець, Боляновичі та ін. Найближча залізнична станція знаходиться в м. Мостиська.

У районі шляхи сполучення розвинуті добре. Тут є густа мережа автодоріг від шосе загальнодержавного значення (Львів–Мостиська) до доріг місцевого користування грейдерного типу, які використовували під час виконання польових робіт. Окрім цих доріг, на досліджуваній ділянці є ґрунтові дороги і путівці, які в дощову погоду стають важкопрохідними для автотранспорту.

Населення міст здебільшого зайняте промисловістю. Основним заняттям населення селищ і сіл є сільське господарство. Значного розвитку набула гірничодобувна промисловість. Об'єктом видобутку є нафта, горючий газ, торф та будівельні матеріали (вапняки, пісковики, галечники, піски, глини, аргіліти, гіпси).

З геоморфологічного погляду Боратицька ділянка знаходиться на Сансько-Дністровській моренно-флювіогляціальній горбистій рівнині, яка густо розчленована річковими долинами, порізана розвинутою мережею ярів і дренажних систем. Водна мережа представлена гідрографічною мережею р. Бухта. Місцевість частково залісна (30 %) та заболочена (5 %), абсолютні відмітки змінюються від +210 до +320 м.

Для технічного водопостачання, у випадку відсутності поблизу бурового майданчика природних чи штучних водойм, доцільно пробурити свердловину на воду завглибшки до 20 м. Для приготування бурових розчинів можна використати супутні пластові води з сусіднього Хідновицького родовища. Питною водою бурові бригади доцільно забезпечувати з криниць і водогонів навколишніх населених пунктів (Заверхи, Старява, Волиця, Шегині та ін.).



Контур виконання сейсмозвдувальних робіт

Контур виконання геохімічних досліджень

Масштаб 1: 200 000

Рис. 1.1. Оглядова карта досліджуваного району

Орографічні і дорожні умови відпрацювання сейсмічних профілів відповідають місцевості III категорії важкості.

Річкова мережа представлена басейном р. Сян (Польща), у яку впадають річки Вижомля та Вишня з численними допливами.

Клімат району помірно-континентальний. Середньорічна температура $+7^{\circ}\text{C}$. Екстремальні температури влітку до $+32^{\circ}\text{C}$, узимку до -30°C . Середньорічна кількість опадів 700–800 мм. Вітри головно північно- і південно-західні, швидкістю до 25 м/с. Сніговий покрив утримується від трьох до шести міся-

ців. Глибина промерзання ґрунту сягає 40–50 см. Опалювальний сезон триває з 15 жовтня до 15 квітня.

Для під'їзду автотранспорту до свердловин треба виконати ремонт доріг, завдовжки, відповідно, 1100, 1500 і 350 м.

Зв'язок бурових бригад з базою СВБР в с. Угерсько буде здійснюватися за допомогою радіотелефонів.

Назагал досліджуваний район за рахунок наявної інфраструктури сприятливий для успішного виконання геологорозвідувальних і бурових робіт.

2. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ТА ГЕОФІЗИЧНОГО ВИВЧЕННЯ

Геологічне вивчення району доволі добре. Розпочинаючи з середини ХІХ ст. район вивчали польські й австрійські геологи, з 1939 року активно продовжили вітчизняні вчені. Результати виконаних багаторічних досліджень періодично узагальнювали. Першим узагальненням є складений та виданий упродовж 1887–1907 рр. комплект геологічних карт «Атласу Галіції» масштабу 1:75 000. Для досліджуваного району карту складено В. Тейссейром у 1895 році, В. Шайнохою та Є. Гжибовським у 1906 році. Карти «Атласу Галіції» нині втратили своє значення.

Другою узагальненою працею є «Геологічна карта Східних Карпат» масштабу 1:200 000, яку складено К. Толвінським (Tolwinski, 1939) і опубліковано в 1939 році. Дана карта, особливо її карпатська частина, не втратила значення до сьогодні.

Третю грандіозну узагальнену працю «Геологічна карта Східних Карпат» масштабу 1:200 000 складено у 1949 році колективом геологів НДСу Московського геологорозвідувального інституту ім. С. Орджонікідзе під керівництвом проф. О. О. Богданова, видану у 1952 році. До карти у 1953 році опубліковано працю «Геологічна будова і корисні копалини Східних Карпат».

Карту для листа М-34-XXIII, XXIV складено О. Є. Михайловим. Ця карта і Пояснювальна записка до неї не втратили наукового значення донині. Вона відображає геологічну будову цієї території з можливою для того часу детальністю. Складена геологічна карта відрізняється від карти МГРІ головно детальнішим оглядом будови Зовнішньої зони Передкарпатського крайового прогину й окраїнної частини Східноєвропейської платформи та дещо іншим стратиграфічним розчленуванням відкладів деяких відділів і ярусів – крейди, палеогену, отнангу і бадену. Ці зміни зроблено на основі вивчення й узагальнення значної кількості геологічного матеріалу, нагромадженого під час вивчення території Дрогобицького і Перемишлянського листів упродовж останнього десятиліття.

Розпочинаючи з 1949 року геологічне вивчення території здійснювали із застосуванням значного об'єму картографувального, структурного і розшуково-розвідувального буріння. Бурові свердловини розміщували головно в межах Східноєвропейської платформи і Більче-Волицької зоні прогину. Глибина деяких з них сягала 2500–3000 м. Разом з галузевою геологічною зйомкою і розшуково-розвідувальними роботами на нафту, газ, сірку, широко виконували геофізичні (сейсмічні) і стратиграфічні дослідження. Вони супроводжувалися значним об'ємом лабораторних (мінералого-петрографічних, хімічних, спектральних палеонтологічних, тощо) робіт.

Зазначені роботи здійснювали колективи багатьох виробничих і науково-дослідних організацій, у тім числі науково-дослідними установами Львівського філіалу АН УРСР, Львівського політехнічного інституту та Московського університету ім. М. Ломоносова.

Галузеву геологічну зйомку здійснював колектив геологів Львівської геолого-пошукової контори (ЛГПК) тресту «Львівнафтогазрозвідка». У результаті виконаних до 1953 року геолого-зйомочних робіт видано геологічну карту північно-східного схилу Карпат і прилеглих районів Передкарпаття масштабу 1: 50 000 (В. В. Глушко, В. Г. Корнєєва, 1953).

Геофізичні роботи здійснювали співробітники Західноукраїнської геофізичної контори (ЗУГК) тресту «Укргеофізика». Виконаними сейсмічними дослідженнями виявлено низку структур, подальше вивчення яких призвело до відкриття нових родовищ газу і нафти. Результати структурного та глибокого буріння, виконаного з метою розшуків та розвідки нафто- і газоносних структур, узагальнені у низці праць [19].

Розшуково-розвідувальні роботи на тверді корисні копалини здійснювали геологічні експедиції і партії трестів «Київгеологія», «Головгеохімрозвідка», «Львіввуглерозвідка», Укрнерудбудтресту», Укрпромгеолпроекту» та ін. У результаті виконаних геологорозвідувальних робіт виявлено нові і нарощено запаси раніше відомих родовищ. Визначним досягненням було відкриття крупного Придністровського (Прикарпатського) сірконосного басейну.

Газоперспективність Крукеницької западини підтверджена ще в 1935 році шляхом відкриття Хідновицького газового родовища – у розшуковій свердловині № 5 з інт. 699–627 м отримано приплив газу дебітом 50 тис. м³/добу.

У повоєнні роки, під час здійснення розшуково-розвідувальних робіт уздовж Стебницького насуву відкрито Хідновицьке, Садковицьке, Пинянське і Залужанське газові родовища. Поклади газу приурочені до піщано-глинистих горизонтів дашавської світи нижньосарматського під'ярусу міоцену.

Вивчення досліджуваного району за допомогою геолого-геофізичних досліджень, тематичних робіт і глибокого буріння розпочали з 1950-х рр. (табл. 2.1, 2.2).

Крукеницьку западину в зв'язку з її газоносністю вивчали сейсморозвідкою здавна. На початковому етапі техніко-методичні прийоми польових спостережень локалізували на картування гіпсо-ангідритового горизонту бадену. Ці задачі вирішували порівняно простими системами спостережень з значною відстанню між сейсмоприймачами (50 м і більше). Однак сарматський комплекс на сейсмічних розрізах не відображався, хоча саме з його піщаними горизонтами пов'язані газові поклади. Виникла потреба вдосконалення прийомів польових спостережень. Скорочення кроку між каналами до 15 м, висока кратність перекриття (24 і більше) дали змогу відкартовувати сарматську товщу і готувати об'єкти по конкретних продуктивних горизонтах. Одним з таких об'єктів є Боратицьке антиклінальне підняття, для уточнення геологічної будови якого виконано магістерську роботу.

Таблиця 2.1

Геолого-геофізичні і тематичні дослідження, які виконано на Боратицькій ділянці

Автори звіту, назва, організація, яка виконувала роботи, рік,	Види і масштаби робіт	Основні результати досліджень
1	2	3
<i>Муравецкий В. Н.</i> Отчет о результатах структурно-поискового бурения на площадях: Яворов, Нижанковичи, Ходновичи–Гордыня Львовской обл. УССР в 1956–1958 гг. – ЛГПК. – 1959.	Структурно-розшукове буріння	Вивчено стратиграфію та структурний план міоценових відкладів. У досліджуваному районі пробурено свердловини № 39, 40, 46-Яворів завглибшки до 800 м, якими встановлено наявність порідколекторів у верхньодашавських горизонтах та їхнє моноклінальне залягання. Нафтогазопроявів не виявлено [19]

Закінчення табл. 2.1

1	2	3
<i>Скальський Н. Е и др.</i> Отчет о сейсмических исследованиях МОВ, проведенных с/п 59/71 во Внешней зоне на площадях Добромиль–Шегини–Бонов–Мостиска в 1971 г. – ЗУГРЕ, 1971.	Сейсмічні дослідження, МВХ м-бу 1:50 000	Уточнено будову Шегинської та Мостиської структур по баденських горизонтах, які виклинюються
<i>Янышин Ю. И, Сокол В. Г.</i> Отчет о сейсмических исследованиях МОГТ, проведенных на Боновской площади с/п 66/76 в 1976 г. – ЗУГРЕ. – 1977.	Сейсмічні дослідження, МСГТ, м-бу 1:50 000	Підготовлено для розшукового буріння Шегинську зону виклинювання низів сармат-баденських відкладів. Виявлені і частково вивчені Шегинське, Волицьке і Липниківське антиклінальні підняття
<i>Івахів Б. І, Заяць Х. Б.</i> Результати сейсмічних досліджень МВХ по Крукеницькій западині, т/п 65/84. – ЗУГРЕ. – 1985.	Тематичні роботи м-бу 1:50 000	Поблизу Хідновичі–Глухів уточнено структурний план гіпсо-ангідритового горизонту
<i>Година Ю. М. та ін.</i> Аналіз геолого-геофізичних матеріалів Скибової зони Карпат та північно-східної частини Крукеницької западини Зовнішньої зони прогину з метою виявлення ділянок, перспективних для проведення пошуково-розвідувального буріння на газ. – ЛКНДВ УкрНДГаз. – 1995.	Тематичні роботи м-бу 1:50 000	Обґрунтовано перспективні ділянки для здійснення розшуково-розвідувального буріння: Шегинську, Волицьку, Мальнівську, Твіржівську, Глухівську та ін. Рекомендовано буріння розшукових свердловин, оцінено ресурси вуглеводнів перспективних ділянок, побудовано схеми поширення порід-колекторів
<i>Мацуляк О. Г., Стефчишин О. В. та ін.</i> Встановити закономірність поширення піщаних порід-колекторів неогену північно-західної частини Більче-Волицької зони з метою прогнозу пасток вуглеводнів і вдосконалення прийомів розвідки покладів. – УкрДГРІ. – 1998.	Тематичні роботи м-бу 1:50 000	Побудовано карти потужностей окремих піщано-глинистих горизонтів дашавської світи сармату та карти поширення порід-колекторів з метою прогнозу пасток вуглеводнів
<i>Андрусечко І. М. та ін.</i> Звіт про результати геолого-тематичних робіт в межах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину на Крукеницькій площі в 2006 р. – ЗУГРЕ. – 2006.	Тематичні роботи м-бу 1:50 000	Деталізовано геологічну будову Крукеницької площі. Виявлено три антиклінальні складки, підтверджено Шегинську і Волицьку структури
<i>Андрусечко І. М., Яримович І. К. та ін.</i> Звіт про результати пошукових сейсмічних робіт в межах Крукеницької западини Передкарпатського прогину на Шегині-Волицькій площі в 2005–2006 рр. – ЗУГРЕ. – 2006.	Сейсмічні дослідження, МСГТ м-бу 1:50 000	Уточнено будову Шегинської і Волицької структур, виявлено Буцівську структуру на стратиграфічних рівнях «ГА» і НД-15. Підготовлено до глибокого буріння і паспортизовано Шегинську, Волицьку і Буцівську структури по відповідному горизонту НД-15

Таблиця 2.2

Стан вивчення Боратицької ділянки глибоким бурінням

№ свердловини, категорія, площа	Альтитуда, фактична глибина, (горизонт)	Конструкція свердловини	Дата початку і закінчення будівництва	Результати випробування		Загальні результати буріння свердловини	Стан свердловини
				№ об'єкта, інтервал (горизонт)	Результат		
2-Шегинська, розшукова	239,2 м, 2720 м, (PR)	426 мм – 3 м 299 мм – 185 м 245 мм – 1332 м	29.01.1978 р. 11.08.1978 р.	ВПТ: 1. 2192–2276 м (НД-13)	Слабий приплив газу	Підгіпсовий резервуар водонасичений, нижньосарматські горизонти вважали малоперспективними і стаціонарно не випробували	Ліквідована за геологічних причин
24-Хідновицька, розвідувальна	242,5 м 2850 м (PR)	18'' – 5 м 9'' – 811 м 5'' – 2608 м	27.05.1963 р. 04.11.1963 р.	1) 2535–2405 м (НД-15)	Припливу не отримано	Встановлено наявність задовільних порідколекторів у нижньосарматських горизонтах НД-10–13. У контурі Хідновицького родовища підтверджено промислову газоносність горизонту ВД-13	Ліквідована за геологічних причин
				2) 2265–2310 м (НД-13)	Вода 8,5 м ³ /добу, Нд = 1638 м		
				3) 1480–1440 м (НД-7)	Вода 6 м ³ /добу		
				4) 1310–1228 м (НД-5)	Слабий приплив газу		
				5) 1115–1050 м (НД-3)	Вода 5,5 м ³ /добу, Нд = 946 м		
				6) 1020–1007 м (НД-2)	Приплив води з газом		
				7) 980–920 м (НД-1)	Вода 20 м ³ /добу, Нд = 524 м з газом		
				8) 880–845 м (ВД-13)	Газ, 11,83 тис. м ³ /добу на 4,02 мм		
				9) 790–750 м (ВД-12)	Вода 6,7 м ³ /добу, Нд = 771 м		
				10) 716–640 м (ВД-12)	Вода 29,4 м ³ /добу, Нд = 458 м		
				11) 606–536 м (ВД-11)	Вода 13 м ³ /добу, Нд = 467 м		

Закінчення табл. 2.2

1	2	3	4	5	6	7	8
				12) 317–355 м (ВД-9)	Вода прісна 22 м ³ /добу, Нд = 136 м		
202-Хідновицька, розшукова	242 м 1400 м (НД-6)	–	5.05.1997 р. 4.06.1997 р.	1) 1300–1350 (НД-5)	Приплив пластової води	Підтверджено промислового газоносність горизонту ВД-13	В експлуатації на горизонті ВД-13
				2) 1229–1183 (НД-4)	Приплив пластової води з газом		
				3) 1144–1125 (НД-3)	Приплив пластової води		
				4) 1058–1049 (НД-3)	Приплив пластової води		
				5) 880–854 (ВД-13)	Газ 4,4 тис. м ³ /добу на 4,24 мм		

Боратицька ділянка розміщена на регіональному підйомі від Краковецького розлому донеогенового фундаменту, де в його апікалі знаходиться Хідновицьке газове родовище, що пов'язане з принасувною, тектонічно екранованою складкою.

На цій території виконували сейсморозвідувальні роботи МСГТ і тематичні узагальнення (59/72; 59/73; 57, 59/74; 57, 59/76; 57/78; 65/82; 65/98).

У 1972 році в межах ділянки сейсморозвідувальними роботами по гіпсо-ангідритовому горизонту виявлено та підготовлено до глибокого буріння Боратицьку структуру. У результаті випробування в св. Боратичі-1 з горизонтів НД-12, НД-15 отримано незначні припливи газу.

У 1974 році на підставі додатково виконаних сейсмічних робіт та їхньої переінтерпретації, з урахуванням нових даних про швидкісну характеристику розрізу (св. Боратичі-1), для Боратицької структури уточнено структурні побудови. За цими побудовами св. Боратичі-1 пробурено на крилі антикліналі. Св. Боратичі-2, яку закладено в апікальній частині антиклінальної структури за зміненими побудовами, цієї апікалі не підтвердила.

Упродовж 1977–1978 рр. виконано додаткові сейсморозвідувальні роботи. За отриманими даними уточнено структурний план Боратицької антиклінальної структури по гіпсо-ангідритовому горизонту, а також закартовано її по горизонту НД-15 [7, 23].

У 1984 році тематичною партією ЗУГРЕ дуже змінено структурний план по горизонту НД-15, а закартований локальний об'єкт отримав назву Гусаківської структури [15]. У 1985 році з метою вивчення перспектив газоносності міоцену Гусаківської структури закладено св. Гусаківська-1.

Результати виконаних у св. Гусаківська-1 промислово-геофізичних досліджень засвідчили безперспективність сарматських відкладів у зв'язку з обводненням. Відтак знову виникла необхідність у здійсненні тематичного узагальнення даних сейсморозвідки і буріння. Такі роботи виконано тематичною партією 65/98. У результаті структурний план Боратицької ділянки по НД-15 горизонту зазнав чергової трансформації. Св. Гусаків-1 опинилася на півден-

но-східній перикліналі локальної складки знову під назвою Боратицької, апікальна частина якої знайшлася між св. Боратичі-1, 2 і Гусаків-1.

Детальну геолого-структурну будову Боратицької ділянки з урахуванням отриманих сейсморозвідувальних даних наведено в спеціальному розділі.

Сейсмогеологічні умови в районі складні. Цьому сприяють як поверхневі (змінні потужності ґрунтово-рослинного шару від 1 до 15 м, значна потужність алювіальних відкладів, на підвищених формах рельєфу частково або повністю обводнених), так і глибинні (блокова будова, різний напрям розривних порушень) чинники, а також хвилі-завади.

За даними сейсмокаротажу наявних поблизу свердловин пластові швидкості характеризуються такими показниками:

– сарматські відклади	2250–3075 м/с;
– косівська світа (верхній баден)	2000–3225 м/с;
– тираська світа (середній баден)	5500–6500 м/с;
– стебницькі відклади	> 3000 м/с;
– протерозойські відклади	4900–5500 м/с.

Складність поверхневих та глибинних сейсмогеологічних умов призводить до виникнення численних і різних за походженням хвиль-завад, головно дифрагованих від порушень і бокових, які суттєво ускладнюють процес обробки й інтерпретації отримуваної інформації, знижують кондиційність результативних побудов.

3. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ РАЙОНУ

У межах досліджуваного району виділено власне Карпати і Передкарпатський крайовий прогин. Карпати розділено на Скибову (Зовнішню антиклінальну), Кросненську (Центральну антиклінальну) й Ужок-Дуклянську зони. Передкарпатський прогин розділено на Зовнішню і Внутрішню зони [11, 12].

3.1. Стратиграфія

У будові Передкарпатського прогину беруть участь породи протерозою і палеозою, які з кутовою і стратиграфічною незгідністю перекриті утвореннями мезозою (юрсько-крейдовий комплекс) і моласовими відкладами міоцену. Глобальні тектонічні процеси нерідко призводили до перерв в осадонагромадженні, які супроводжувалися регіональними розмивами. Найтриваліші з них відбувалися на початку та наприкінці кайнозою. Більше еродована північно-західна частина прогину, де кайнозойські відклади залягають на розмитій поверхні юри, а юрські – з розмивом перекривають утворення кембрію і рифею. Натомість у південно-східній частині прогину неогенові утворення перекривають відклади верхньої крейди, а верхньоюрський комплекс незгідно залягає на відкладах девону. Винятком є Крукеницька западина, у межах якої на до-неогенову палеоповверхню виходять відклади рифею [2].

МЕЗОЗОЙСЬКА ГРУПА MZ

Мезозойські товщі у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину з значною перервою перекривають давніші породи й представлені юрською і крейдовою системами. На території Польщі, у низах мезозойських утворень розкриті прибережно-континентальні утворення тріасу, які в межах України найвірогідніше розмиті [12].

ЮРСЬКА СИСТЕМА J

Відклади юри поширені на всій території Передкарпатського прогину, за винятком Крукеницької западини й окремих незначних за розмірами ділянок,

які найбільше піддавалися денудації в донеогеновий час. Процеси осадонагромадження теригенно-карбонатної товщі юри пов'язані з утворенням Стрийського юрського прогину, що формувався на частково пенепленізованій складчастій основі палеозою. Найповніше комплекс юри представлений у центральній частині прогину, де присутні відклади леясу, догеру і мальму. На окраїнах присутні лише породи верхньої юри [16].

Нижня юра (J_1)

Нижньоюрські товщі представлені комарнівською, борятинською, подолецькою і меденицькою світами.

Комарнівська світа (J_1kt), яку умовно відносять до гетангу, представлена перешаруванням алевролітів, пісковиків і аргілітів. Максимально розкрита потужність світи 560 м.

Борятинська світа (J_1br) складена головню алевролітами, які згідно залягають на відкладах комарнівської світи і сягають потужності 300 м.

Подолецька світа (J_1pd) представлена ритмічним перешаруванням аргілітів, алевролітів і пісковиків, іноді вапняків з прошарками ангідриту. У нижній частині переважають аргіліти, пісковики і вапняки з'являються у верхах світи. Вона згідно перекриває відклади борятинської світи і умовно датована плінсбахом. Максимальна потужність світи 1300 м.

Мединицька світа (J_1md) залягає на частково розмитих відкладах подолецької світи і представлена пісковиками з прошарками алевролітів, аргілітів і вапняків. За віком мікрофлори датована тоаром. Потужність світи до 600 м.

Середня юра (J_2)

Середньоюрські товщі представлені коханівською і яворівською світами.

Коханівська світа ($J_{1-2}kh$) (тоарський-батський яруси нерозчленовані) залягає згідно на локально розвинутих відкладах мединицької світи і представлена головню аргілітами з прошарками пісковиків, алевролітів вапняків і гравелітів. По всьому розрізу наявні рештки детриту, іноді відбитки рослин. Потужність світи до 580 м. Подекуди вона перекриває розмиту палеоповерхню подолецької світи.

Яворівська світа (J_{2jv}) (келовейський ярус) – це головно пісковики й алевроліти. У нижній частині трапляються прошарки конгломератів і гравелітів, у верхній – прошарки вапняків і доломітів. Вона трансгресивно перекриває коханівську світу. Потужність світи близько 100 м.

Верхня юра (J_3)

Верхньоюрські відклади представлені рифогенним комплексом (рис. 3.1), у складі якого виділено три регіояруси: рудківський (оксфорд), рава-руський (кімеридж) і нижнівський (титон-беріас).

Рудківський регіоярус

До рудківського регіоярису входять бонівська, рудківська та городоцька світи.

Бонівська світа (J_{3bn}) – це перешарування вапняків і аргілітів. Її потужність сягає 180 м.

Рудківська світа (J_{3rd}) представлена біогермними вапняками, які поступово змінюються уламково-органогенними і глинисто-піскуватими оолітами. У покрівлі світи залягає глинисто-вапняковий горизонт. Потужність світи сягає 150 м.

Городоцька світа (J_{3hr}) представлена алевролітами, аргілітами, вапняками, пісковиками, алевролітами, глинами і гравелітами із чіткими відбитками флори, вапняками з прошарками глин, а також алевролітами, аргілітами, глинами, пісковиками, гравелітами і конгломератами. Потужність світи до 200 м.

Рава-руський регіоярус

Рава-руський регіоярус (кімеридж) охоплює відклади моранцівської, рава-руської і підлубенської світ.

У розрізі *моранцівської світи* (J_{3mr}) виділяють два типи розрізу:

– вапняки біогермні, доломітизовані, алевритисті і мергелі потужністю до 400 м;

– аргіліти і вапняки глинисті й алевритисті потужністю до 480 м.

Рава-руська світа (J_{3rr}) складена доломітами з прошарками гіпсів і аргілітів, часто доломітизованими вапняками. Потужність світи до 450 м.

Стандартні фаціальні пояси карбонатного шельфу (J. Wilson, 1980)										
№ поясу		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Стандартні мікрофації			СМФ-2, 8, 9, 10	СМФ-1, 2, 3, 5, 6	СМФ-4, 5, 6	СМФ-5, 7, 11, 12, 18	СМФ-11, 12	СМФ-8, 9, 10, 16, 17, 18	СМФ-16, 17, 19, 20, 21	СМФ-20, 22
Фація		Западина – басейн	Відкритий шельф – умови відкритого моря	Підніжжя схилу, яке складене карбонатними осадами	Передовий схил карбонатної платформи	Органогенна споруда (біогерми)	Піски мілководдя	Шельфова лагуна з вільним водообміном	Ділянки платформи з обмеженою циркуляцією вод	Евапорити платформи
Вік										
Валанжин	В	Не розкриті	Каролінська світа, верхня підсвіта	Відсутні	Відсутні	Відсутні	Ставчанська світа	Відсутні	Відсутні	Відсутні
	Н									
Беріас	В	Не розкриті	Каролінська світа, нижня підсвіта			Опарська світа, верхня підсвіта	Бухівенська світа	Відсутні	Відсутні	Відсутні
	Н									
Титон	В									
	С	Не розкриті	Моранцівська світа			Опарська світа, нижня підсвіта	Підлубенська світа	Відсутні	Відсутні	Відсутні
	Н									
Кімерідж	В	Не розкриті	Бонівська світа			Рудківська світа	Городоцька світа	Відсутні	Відсутні	Відсутні
	С									
	Н									

Рис. 3.1. Кореляція відкладу верхньої юри–нижньої крейди Передкарпатського прогину відповідно до стандартних фаціальних поясів карбонатного шельфу [12]

Нижнівський регіолярус

У нижнівському регіолярусі виділяють каролінську, опарську і нижнівську світи.

Каролінська світа (J_3kr) складена вапняками глинистими, алевритистими, піскуватими з прошарками аргілітів сумарною потужністю до 510 м.

Опарська світа (J_3op) представлена рифовими та шлейфовими вапняками потужністю до 800 м.

Нижнівська світа ($J_3n\check{z}$) складена в нижній частині вапняками пелітоморфними і псевдооолітовими з горизонтом карбонатної брекчії в підшві, органічними вапняками, органічно-уламковими оолітовими, пелітоморфними у верхній частині. Її розділено на дві підсвіти:

– нижня підсвіта представлена вапняками світло-сірими, кремевими, головню псевдооолітовими й пелітоморфними, подекуди перекристалізованими. За рахунок скупчення решток рифових водоростей на окремих ділянках вони переходять у псевдооолітово-водоростеві різновиди. В основі розрізу залягає доломітова або вапнякова брекчія сірого, світло-сірого, білого забарвлення. Потужність відкладів до 200 м. Органічні рештки представлені гастроподами, пелециподами та поодинокими форамініферами. Підсвіту віднесена до титонського ярусу;

– верхня підсвіта складена вапняками світло-сірими, кремевими, білими до крейдоподібних пелітоморфними, оолітовими, органічними (губковими, водоростевими), органічно-уламковими, іноді кавернозними. До складу підсвіти входять дрібні біогерми, які поширені переривчастим ланцюжком у смузі, віддаленій на 10–20 км і більше на північний схід від опарського масиву. Потужність до 200 м. Верхня підсвіта містить значну кількість палеонтологічних решток – коралів, гідроїдних, менше моховаток, криноїдей, гастропод, форамініфер, водоростей та ін.

КРЕЙДОВА СИСТЕМА К

Крейдові породи поширені повсюдно в досліджуваному районі за винятком ділянок активної донеогенової ерозії. Вони представлені двома відділами.

*Нижня крейда (K₁)**Альбський ярус (K_{1al})*

Нижньокрейдові відклади незгідно залягають на розмитій поверхні верхньої юри і складені теригенною товщею. У північно-західній частині прогину поширені верхньоальбські кварц-глауконітові піски, загальна потужність яких до 34 м. У південно-західному напрямі їхня потужність зростає і поблизу зовнішнього краю алохтону вона сягає 70 м. У нижній частині вони представлені пісковиками світлими, майже білими, масивними і шаруватими з лінзами гравелітів. Пісковики невитримані по площі, на окремих ділянках переходять в аргіліти строкаті, буро-сірі, коричнюваті щільні, слабо слюдисті, невапнисті, піскуваті. Пісковики від світло-сірих до темно-сірих з зеленкуватим чи коричнюватим відтінками, дрібно-середньозернисті, невапнисті, слюдисті, слабо зцементовані. Об'ємна частка пісковиків у розрізі сягає 30–40 %.

*Верхня крейда (K₁)**Сеноманський ярус (K_{1s})*

Нижня частина сеноманського ярусу верхньої крейди на північному сході досліджуваного району представлена кварц-глауконітовими пісковиками з жовнами кременю і брекчіями з уламками кварцитового пісковика. У центральній і південно-східній частинах Передкарпатського прогину це пісковики з незначними прошарками алевролітів і аргілітів. Подекуди в основі ярусу наявні брекчії й конгломерати, що засвідчує перерву в осадоагромадженні між нижньою і верхньою крейдою. Пісковики сірі, світло-сірі, темно-сірі з коричневим і зеленкуватим відтінками, слабо зцементовані, різнозернисті, головню невапнисті. Алевроліти кварцові з кременисто-гідрослюдистим цементом. Аргіліти строкаті, сірі з буруватим і зеленкуватим відтінком, коричнюваті, щільні, слабо слюдисті, із дзеркалами ковзання. Конгломерати строкаті, темно-зелені, темно-сірі, складені уламками кварцу, кальциту, вапняку. Потужність теригенної пачки сеноману до 20 м.

Вона перекрита верствами іоцерамових вапняків, в основі яких залягає шар вапняку органогенно-детритового, щільного, насиченого жовнами фос-

фориту. Вище за розрізом – вапняк пухкий, зрідка з жовнами фосфориту і лінзами, які складені уламками фосфоризованих черепашок. Зверху над ним залягають вапняки плитчасті, кремові, органогенно-детритові без фосфоритів. Завершують розріз іноцерамових вапняків попелясто-сірі, плитчасті вапняки з дрібними лінзами глини. Потужність іноцерамових верств 4–5 м.

Іноцерамові вапняки є складовою частиною покришки для сеноманського покладу нафти на Лопушнянському родовищі (Чернівецька обл.) [13].

Турон-коньякський яруси об'єднані (K_2t+k)

Вище за розрізом залягають турон-коньякські відклади, у нижній частині яких розвинені крейдоподібні, різною мірою глинизовані попелясто-сірі вапняки з прошарками і лінзами алевролітового матеріалу, які вище стають сніжно-білими. Над ними залягають заглинизовані сірі вапняки з прошарками світло-сірих, піщаних мергелів з органічними рештками. Потужність цієї товщі у досліджуваному районі 100–250 м.

Сантон-кампанський яруси об'єднані (K_2st+km)

Породи сантон-кампанського комплексу в південно-східній частині прогину завершують мезозойський розріз. Вони представлені зеленкуватими мергелями, а також світло-коричневими і зеленкуватими вапняками з прошарками дрібнозернистого аргіліту і пісковіку. У мергелях трапляються прошарки глини. У центральній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину в мергелястому розрізі сантону отримали широкий розвиток верстви збагачених карбонатним матеріалом пісковиків. Потужність комплексу від перших десятків метрів до 150 м.

Маастрихтський ярус (K_2m)

На північному сході прогину епізодично появлені відклади маастрихтського ярусу. Вони приурочені до найменше еродованих ділянок і складені піскуватими мергелями прибережного мілководдя. Максимальні їхні потужності сягають 160 м.

КАЙНОЗОЙСЬКА ГРУПА KZ

НЕОГЕНОВА СИСТЕМА N

Міоцен (N_1)

У ранньому міоцені осадонагромадження відбувалося в умовах швидкого прогинання й інтенсивного розмивання суміжних ділянок краю платформи на сході, і водночас зростання гірської споруди Карпат на південному заході. На це вказує характер і склад відкладів, які представляють типові морські моласи передгірських прогинів, що об'єднані з евапоритовими формаціями [6].

Карпатійський ярус (N_{1k})

Кайнозойська частина розрізу розпочинається відкладами карпатію. Їхня потужність доволі мінлива, що зумовлено ерозійними формами докайнозойського рельєфу і становить від 20 до 180 м. Відклади ярусу представлені чергуванням пісковиків з пропластками піщаних глин і детритових мергелів. Пісковики кварц-глауконітові, зеленкувато-сірі, світло-сірі, іноді темно-зелені й темно-бурі, дрібнозернисті й різнозернисті, тонкослюдисті. Пісковики слабо зцементовані і містять біокластичний матеріал. Подекуди трапляється вапняковий конгломерат.

Баденський ярус (N_{1b})

У середньому міоцені осадонагромадження відбувалося в спокійних умовах морського басейну, води якого покривали доволі значну частину Волино-Поділля, увесь Передкарпатський прогин і подекуди навіть область Складчастих Карпат. Середньоміоценовий комплекс порід представлений баденським регіоярусом, який розділено на три світи: богородчанську (нижній баден), тираську (середній баден) і косівську (верхній баден).

Богородчанська світа (N_{1bg}) головно складена сіро-зеленими мергелями, крейдовими глинами з прошарками зеленкувато-сірих пісковиків і кислих туфів. Загальна потужність світи на північному заході Зовнішньої зони прогину 30–40 м, на південному сході помітне збільшення потужності в ерозійних западинах до 80–100 м. У бік платформи разом зі зменшенням потужності світи спостерігається збільшення піскуватості розрізу, з'являються літотамнієві вапняки. У межах розвитку нижніх молас богородчанська світа залягає окремими лінзами на відкладах стебницької світи з перервою і кутовою незгідністю.

Утворення *тираської світи* (N_{1tr}) доволі широко розвинуті на південно-східній окраїні платформи, у Передкарпатському прогині, і частково наявні в Самбірському покриві. Світа складена головню гіпсами й ангідритами з прошарками глин і пачок солей. У складі світи головну роль відіграють сульфатно-карбонатні, сульфатні і сульфатно-хлоридні відклади. Їхня потужність і літологічний склад латерально дуже змінюються. Визначена послідовна закономірна зміна літофацій із платформи у бік гірської споруди. Теригенні відклади поступаються місцем теригенно-карбонатним і карбонатним, а в південно-східній частині басейну змінюються сульфатними та соленосними відкладами. Середня потужність світи змінюється від 10 до 40 м. Гіпсо-ангидритовий горизонт – основний репер Зовнішньої зони Передкарпатського прогину [13].

Розріз *косівської світи* (N_{1ks}) представлений темно-сірими глинами й аргілітами з прошарками світло-сірих пісковиків і туфітів. Пісковики нерівнозернисті, у значній кількості містять органічні рештки у вигляді фрагментів черепашок і форамініфер, спікул губок кременистого складу і реліктів водоростей. Уламкова складова представлена головню зернами кварцу (97 %), польового шпату і глауконіту. Цемент становить 50 % від усієї маси породи й представлений карбонатно-глинистим матеріалом. Глини слюдисті, карбонатні, піщані з включеннями перевідкладених уламків мергелів і алевролітів. Максимально поширена косівська світа в південно-східній частині прогину, де її потужність сягає 2000 м, у північно-східній крайовій частині прогину зрідка перевищує 10–20 м. Розріз світи розділено на нижню піщанисту товщу, у якій пісковики переважають над глинами, і верхньою піщано-глинисту, у якій пісковики мають підпорядковане значення.

Буглівські верстви (N_{1bh})

На крайньому південному сході прогину відклади косівської світи перекриті товщею глин (до 100 м) з прошарками різнозернистих пісків і пісковиків, гравелітів і конгломератів, які виникли на алювіальних конусах виносу й інтенсивно опріснених водоймах. Це так звані *буглівські верстви*. Їхню стратиграфічну належність визначено переходом від верхів бадену до низів сармату.

На північному заході прогину відклади верхнього бадену складені малопотужним перешаруванням аргілітів, алевролітів з прошарками матеріалу туфітового складу. Їхня потужність не перевищує перших десятків метрів і поступово зменшується в бік платформи. Винятком є ділянки активної денудації донеогенової основи (Крукеницька западина, Ходорівська система палеоврізів [1, 14]), у межах яких вона сягає 100 м і більше.

Сарматський ярус (N_{1s})

Неогеновий комплекс у Зовнішній зоні прогину завершується сарматським регіоярусом. Він представлений товщею піщано-глинистих відкладів дашавської світи. У центральній і північно-західній частині прогину вона складена з ритмічно-шаруватих піщано-глинистих відкладів (від 600–700 до 4000–5000 м), а на південному сході – теригенно-вугленосною товщею (до 500–700 м) і малопотужною (25–30 м) вапняково-піщаною пачкою, яка збереглася від розмиву тільки на підвищених ділянках сучасного рельєфу.

Незважаючи на добре палеонтологічне обґрунтування сарматських відкладів, їхня нижня межа поки залишається суперечливою, оскільки по різному трактують вікову належність описаних вище буглівських шарів, а також горизонтів НД-16 і НД-17 у межах Крукеницької западини.

У розрізі дашавської світи за характером відкладів виділено чотири стратиграфічні одиниці – ритмосерії. Перша з них охоплює горизонти НД-10–НД-17, друга – НД-1–НД-3, третя – ВД-6–ВД-14 і четверта – ВД-5–ВД-1. Вони задовільно корелюються по площі, а в зонах слабо розчленованого донеогенового фундаменту нагадують флішоїдні відклади. Деякі горизонти (НД-13, НД-9, НД-3) завдяки швидкій вертикальній зміні літологічного складу і достатній витриманості по площі виконують роль надійних сейсмічних реперів [18].

3.2. Тектоніка

Зовнішня зона Передкарпатського прогину прилягає до Східноєвропейської платформи та вповнена товщею верхніх міоценових молас. Вони заля-

гають на фундаменті, який складений верхньопротерозойськими, палеозойськими і мезозойськими відкладами. Зона характеризується наявністю крупних розривних порушень фундаменту, які зумовили її блокову будову (рис. 3.2).

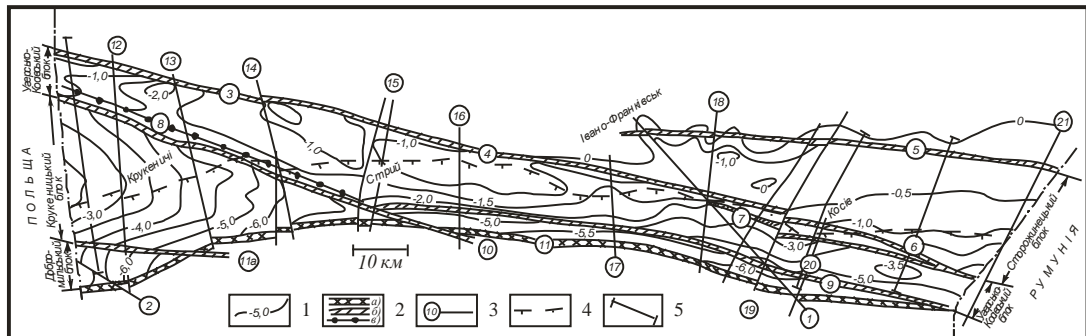


Рис. 3.2. Тектонічна схема донеогенової поверхні Зовнішньої зони прогину [21]:

1 – ізогіси донеогенової поверхні, км; 2 – повздовжні тектонічні порушення: а) глибинні, б) регіональні, в) опірвальні. Повздовжні розломи (цифри в кружках): 1 – Вікторівський, 2 – Нижанковицький, 3 – Городоцький, 4 – Калуський, 5 – Сторожинецький, 6 – Косівський, 7 – Ковалівський, 8 – Судово-Вишнянський, 9 – Назавизівський, 10 – Краковецький, 11 – Передкарпатський, 11а – Княжицький; 3 – поперечні розломи (цифри в кружках): 12 – Дністровський, 13 – Монастирецький, 14 – Дрогобицько-Щирецький, 15 – Стрийський, 16 – Турянський, 17 – Ломницький, 18 – Манявський, 19 – Покутський, 20 – Пистинський, 21 – Сучавський; 4 – Стебницький насув; 5 – лінії геологічних розрізів.

За простяганням до Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, регіональні порушення поділяють на повздовжні, поперечні й діагональні (субмеридіональні). Основними повздовжніми розломами північно-західної частини Зовнішньої зони прогину є Передкарпатський, Городоцький, Калуський, Краковецький, Судово-Вишнянський, Новосілівський, Мостиський, Меженецький, Шегинський розломи. Більшість учених вважає, що вони закладені в палеозої або ще раніше – у ранньопалеозойський-пізньорифейський час [21].

Передкарпатський глибинний розлом є найдавнішим і відділяє Внутрішню зону прогину від Зовнішньої. Уздовж нього в пізньому докембрії й на початку палеозою проходила межа платформи та Судетсько-Добруджинської геосинкліналі. Передкарпатський розлом представляє порівняно вузьку смугу (4–6 км) інтенсивно дислокованих порід, у межах якої осадові породи Зовнішньої зони по серії скидів занурюються в південно-західному напрямі. Північно-східна гілка проводиться по різному й, відповідно, назва різна: Стрийський повздовжній розлом, Дрогобицько-Делятинська зона, Садковичі-Саджавський розлом, Моршинський розлом. Тектонічна зона Передкарпатського ро-

злому чітко відображена геофізично – розлом збігається з регіональним мінімумом сили тяжіння. Його амплітуда досягає 3 км.

Краковецький розлом трасується по лінії Краковець, Мостиська, Новосілки, Грушів. Південніше Стрия, поблизу Долини, Краковецький розлом перетинається з Передкарпатським та простягається далі у Внутрішню зону під назвою Краковецько-Верховинський розлом. Розлом розділяє Крукеницький і Косівсько-Угерський блоки Зовнішньої зони прогину (рис. 3.3). По поверхні доміоценових відкладів південно-західне крило Краковецького скиду опущене відносно північно-східного на 2000–4000 м.

Підняте крило Краковецького розлому представлене Бонівським блоком, який обмежений із північного сходу Судово-Вишнянським розломом. Краковецький розлом разом з Судово-Вишнянським і Новосілківським, найвірогідніше, утворюють єдину ступінчасту зону скидів завширшки до 9 км і загальною амплітудою зміщення по донеогеновій поверхні від 1,6–1,8 км до 5 км.

Судово-Вишнянський розлом розділяє північно-західну частину Косівсько-Угерського блока на два блоки другого порядку – більше опущений Бонівський і припіднятий Рогізнянський. Перетинаючись із поперечним Стрийським розломом Судово-Вишнянський скид затухає. Амплітуда зміщення Судово-Вишнянського розлому по донеогеновій поверхні становить 300–600 м, зменшуючись уверх по розрізу до перших десятків метрів. У крайній південно-західній частині Бонівського блока наявний крупний повздовжній скид – **Новосілківський розлом** з амплітудою по донеогеновій поверхні 100–300 м.

По **Городоцькому розлому** проводять межу між Зовнішньою зоною Передкарпатського прогину і Східноєвропейською платформою. Поблизу Щирця і Миколаєва Городоцький розлом затухає, а кулісоподібно до нього розвивається **Калуський розлом**. Городоцьку й Калуську зони скидів раніше виділяли як єдиний Яворівсько-Калуський розлом. Найбільша амплітуда зміщення Городоцького розлому по донеогеновій поверхні сягає 1500–1800 м. Амплітуда Калуського скиду поступово збільшується від 200 м поблизу с. Мала Горожанка до 1000–1700 м – неподалік м. Калуш.

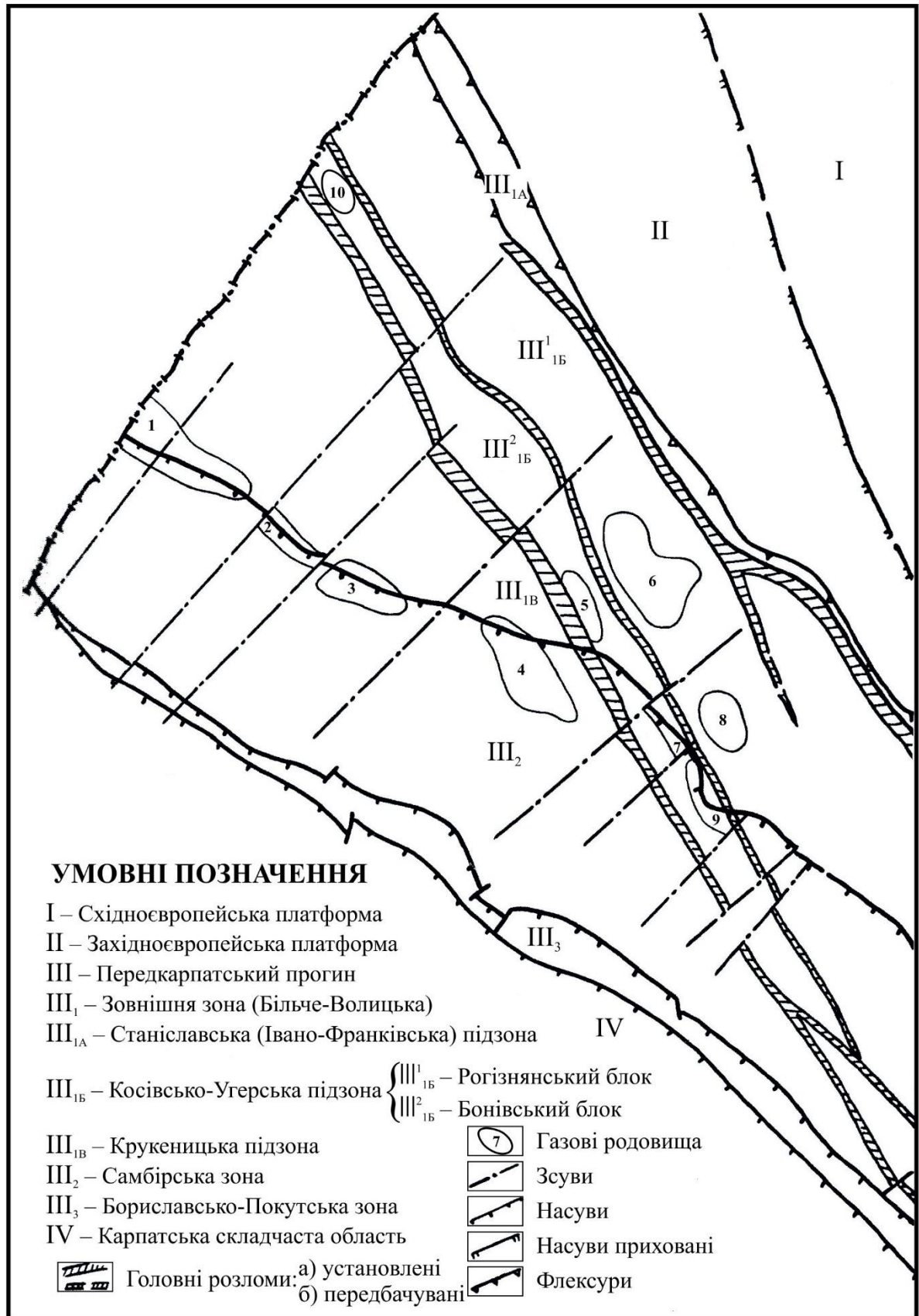


Рис. 3.3. Схема тектоніки Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (за даними В. М. Утробіна, І. Б. Вишнякова, Ю. Р. Карпенчука, 1974):

Газові родовища: 1 – Хідновицьке, 2 – Садковицьке, 3 – Пинянське, 4 – Залужанське, 5 – Новоселківське, 6 – Рудківське, 7 – Грушівське, 8 – Меденицьке, 9 – Опарське, 10 – Свидницьке.

У Крукеницькому блоці за сейсмічними даними виділено повздовжні розломи: Мостиський, Шегинський, Міженецький, а також супутні повздовжні розломи з амплітудами вертикального зміщення від 70–100 до 300 м.

Головними поперечними розривними порушеннями північно-західної частини Зовнішньої зони прогину є Хідновицьке, Садковицьке, Пинянське, Залужанське, Дрогобицько-Щирецьке або Раточинське, Летнянське, Стрийське. Поперечні регіональні тектонічні порушення є скидо-зсувами. Горизонтальні амплітуди цих порушень 200–800 м, іноді до 1,5 км, вертикальні змінюються від перших сотень метрів у Крукеницькому блоці, до перших десятків метрів у Бонівському. Окремі розломи особливо чітко виділяються у Внутрішній зоні прогину, де їхня амплітуда становить 700–800 м. Їхні корені занурюються в допалеозойські утворення. Поперечні скидо-зсуви утворилися в післянижньосарматський час [21].

Хідновицький розлом простягається вздовж українсько-польського кордону. Він має незначну вертикальну амплітуду зміщення (до 50 м) і представляє зсув. **Садковицький, Пинянський і Залужанський поперечні розломи** також малоамплітудні і мають характер зсувів. **Дрогобицько-Щирецький розлом** у Внутрішній зоні прогину трасується через західні околиці м. Борислав та Дрогобич. Він екранує з заходу Бориславське нафтове родовище і виділяється під назвою Раточинський. У Зовнішній зоні прогину розлом виділяється під назвою Меденицький. **Стрийський розлом** має вертикальну амплітуду зміщення по мезозойській поверхні 80–100 м. Розлом трасується вздовж р. Стрий і простежується у Внутрішній зоні прогину [21].

Регіональні глибинні розломи Зовнішньої зони прогину характеризуються тривалістю свого розвитку. Переміщення блоків по розломах було нерівномірним і різноспрямованим, відтак їхня більшість є конседиментаційними. Це підтверджує кореляція розрізу та аналіз потужностей у суміжних блоках. Так, південно-західне крило Городоцького розлому по палеозойській поверхні підняте на 600–800 м, по мезозойській – опущене на 100–500 м. Потужність одновікових порід у різних блоках може змінюватися в сотні разів. Конседи-

ментаційний розвиток блоків та повздовжніх розломів, якими вони розділені, максимально проявився в міоценовий час. Порівняно з припіднятими, в опущених блоках зі зростанням потужності міоценового комплексу збільшується і потужність окремих горизонтів. Так, у Крукеницькому опущеному блоці потужність товщ міоцену сягає 5,5–6 км, у Угерсько-Косівському – 0,3–2,5 км.

Розподіл потужностей і літофацій визначався тектоно-седиментаційними умовами формування Зовнішньої зони в неогені і залежав від наявності у фундаменті прогину розломів, регіональних піднять і депресій.

Отже, у північно-західній частині Зовнішньої зони прогину локалізовані газові, нафтові та газоконденсатні родовища. Більшість покладів розбиті розломами. Розломи затухають у товщі горизонту НД-9 (крім регіональних), тому поклади від горизонту НД-9 і вище тектонічно непорушені [3].

Для утворення та існування пастки вуглеводнів важливе значення мають екрануючі властивості розривних порушень. Тектонічне екранування полягає в розриві суцільності порід і їхньому переміщенні так, що за розломом знаходяться слабо проникні породи. Утім не всі розривні порушення є екранами, частина з них є провідниками флюїдів. Екранувальними є кам'яна сіль, глини та інші щільні монолітні породи. Різноманітні мінеральні утворення можуть ущільнювати площину розлому, у зв'язку з чим вона відіграє роль екрану незалежно від щільності порід, які знаходяться по обидві сторони цієї площини.

Отже, з тектонічної позиції Боратицька ділянка розташована в північно-західній частині Крукеницької западини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Крукеницька западина обмежена з північного сходу Краковецьким регіональним розломом, з південного заходу – Передкарпатським глибинним розломом, який є межею Зовнішньої і Внутрішньої зон прогину [2, 3, 12, 21].

3.3. Історія геологічного розвитку

У формуванні складно побудованої структури донеогенової основи Передкарпатського прогину, зокрема її мезозойської частини, значну роль відіг-

рали тектонічні процеси альпійської складчастості. Саме вони найвірогідніше є основними чинниками утворення сучасного структурного плану району [5].

Початок формування альпійських структурних форм Передкарпатського прогину характеризувався спокійним режимом квазіплатформної стадії. Тріасовий етап завершився значним підняттям і денудацією відкладів. На початку юри розпочав формуватися Стрийський прогин, основу якого складають нижньо- і середньоюрський породні комплекси. У середній юрі відбулося загальне поглиблення басейну й розширення його меж. У цей час активізувалися тектонічні процеси, які зумовили формування крутих складок і короткочасну регресію моря. На це вказує перерва в осадонагромадженні наприкінці середньої юри, а також значні кути падіння нижньо- і середньоюрських порід, які зафіксовано в свердловинах Летнянської, Каролінської, Никловицької, Макунівської, Яворівської, Підлубенської та інших площ, де вони сягають 90° (св. 2-Кароліно, 1-Росівська). На краю платформи це привело до формування глибоких врізів внаслідок інтенсивного розмивання порід наприкінці батського—початку келовейського часу. Північно-східніше відклади нижньої і середньої юри практично відсутні [11, 12].

У келовей-оксфордський час відновилася регіональна трансгресія. На різновіковій розмитій поверхні відклалися теригенні товщі яворівської світи, які перекриті оксфорд-титонським рифогенним комплексом. Він розвивався на краю мілководного шельфу та складений біогермами оксфорд-кімериджу (рудківська світа, нижньоопарська підсвіта) і бар'єрним рифом титон-беріасу (верхньоопарська підсвіта). У бік платформи коралові утворення заміщені зарифовими породами городоцької (оксфорд), підлубенської і рава-руської (нижній кімеридж), нижнівської (верхній кімеридж—середній титон) та буківненської світ (верхній титон—нижній валанжин). У межах поширення зарифових фацій вірогідне формування локальних біогермів, що підтверджено мікрофауністичними дослідженнями керну свердловин. На південний захід, у бік відкритого морського басейну, нагромаджувалися головно глинисто-карбонатні передрифові відклади бонівської, моранцівської і каролінської світ.

На межі пізньоюрського–ранньокрейдового часу відбувалися активні тектонічні рухи, які сприяли зародженню Карпатського флішового трогу. У західній частині нагромаджувалися теригенні товщі ставчанської світи неокому, потужність яких зростає до 200 м на південний захід. Наявність у розрізі світи грубоуламкового матеріалу дає підстави припустити близькість прибортової частини прогину або зародження кіммерійських складчастих дислокацій, які пізніше мігрували в бік платформи. Вони сприяли розвитку насувів північно-західного простягання, фронтальні лінії яких контрольовані розривними порушеннями давнішого закладення (Краковецьким, Судово-Вишнянським, Городоцьким). У північно-східному напрямі крутизна площин насувів зменшується майже до горизонтального положення, а їхня амплітуда перевищує декілька кілометрів [25].

Помітну роль під час утворення структурних елементів юрського породного комплексу відіграла успадкованість палеогеоморфологічних особливостей поверхні палеозою і постюрські тектонічні перетворення, що пов'язані з наступними фазами складчастості. За тектонічними і літолого-фаціальними особливостями виділено три зони: Краковецьку, Судово-Вишнянську і Підлубенську. Краковецька характеризується найбільшою дислокованістю, про яку можна судити за значним зминанням відкладів у зоні Краковецького розлому на території України і в межах Свентокшиських гір, а також невеликих ерозійних останців на території Польщі. На теренах України донеогенова основа Крукеницької западини представлена метаморфізованими відкладами рифею, а поява молодших верств палеозою і мезозою прогнозована на значних глибинах південно-західніше. Менше дислокований юрський комплекс у межах Судово-Вишнянської зони, що зумовлено більшою відстанню від зони активної складчастості. Краковецький розлом вірогідно відігравав роль тектонічного бар'єру. Одним із чинників «затухання» дислокацій міг бути літофаціальний, що пов'язаний з розвитком повздовжніх рифогенних масивів у пізньоюрський час. Для Підлубенської зони характерні пологі насиви з горизонтальними зміщеннями до 2,5 км [22].

Скрупульозне дослідження впливу тектонічних чинників на формування структурного плану юрського комплексу порід ускладнене тим, що на окремих ділянках Зовнішньої зони Передкарпатського прогину основні корелятивні горизонти, які приурочені до нижнівської, рава-руської і сокальської світ верхньої юри, розмивалися в процесі довготривалих перерв в осадоагромадженні. У межах Крукеницької западини і найбільш денудованих притальвегових частинах донеогенових палеоврізів вони повністю відсутні, а на значній території північно-західної частини неогенового прогину виступають у вигляді різних за розмірами ерозійних останців [22, 25].

Ранньокрейдове прогинання крайової частини платформи було вкрай незначним і головно успадкувало юрський структурний план. Завершення кімерійської складчастості характеризувалося загальним підняттям території, регресією моря і корінною перебудовою структурного плану. З кінця альбського часу окраїну платформи втягнуто в загальне регіональне опускання, внаслідок якого сформувалася Львівсько-Люблінська западина, яка на південному сході позначена Красноільською зоною контрастного прогинання.

З коньякського часу розпочалося загальне підняття території Східноєвропейської платформи зі зміщенням морського басейну до краю плити. Одночасно спостерігається подальше контрастне поглиблення Львівської і Красноільської депресій. Пасивні коливальні рухи проявилися локальними фаціальними змінами та короткотривалими переривами в осадоагромадженні.

Верхньокрейдвий комплекс у регіональному плані відкладався на різній степені еродованій поверхні кімерід, повторюючи її основні тектонічні і палеогеоморфологічні елементи. У його структурному плані проявлені три вкрай великі поховані палеодолини (Верещицька, Тлумацька і Сторожинецька), які надалі відіграли значну роль під час формування донеогенового рельєфу.

Наприкінці маастрихтського часу область платформних прогинань зміщена далеко на північ. Прояви ларамійської фази орогенезу позначені загальним підняттям території в межах Свентокшиських гір та завершенням формування Львівсько-Люблінської западини. Це добре бачимо за значним кутовим

неузгодженням між породами маастрихтського і датського ярусів у Львівсько-Люблінській западині на території Польщі і повною відсутністю порід датського ярусу на теренах України [4].

На рубежі крейди–палеогену седиментаційний режим на краю платформи різко не змінився, лише намітилася диференціація флішового трогу, що в еоценовий час призвело до появи вузьких витягнутих фаціальних зон.

В еоцені відбулося незначне прогинання краю платформи, яке завершене проникненням мілководного басейну в її межі.

В олігоценний час море покривало лише південну частину платформи, де на той час проявлялося незначне опускання.

На рубежі олігоцен–міоцену у флішовій зоні відбувалися висхідні тектонічні рухи з утворенням компенсаційного прогину, який заповнювався потужною товщею лагунно-морських відкладів (нижні моласи).

Окраїнна частина платформи впродовж тривалого часу від кінця маастрихту до раннього бадену підлягала активній денудації. Розпочинаючи з раннього бадену її втягнуто у прогинання, яке супроводжувалося нагромадженням потужного комплексу баден-сарматських відкладів. Зважаючи на характер похованої донеогенової ерозійної поверхні, для якої характерні вузькі каньйоноподібні ерозійні врізи, можна зробити висновок, що ранньобаденська морська трансгресія геохронологічно відбулася миттєво. Далі тектонічні рухи поступово «затухали» та мали спокійний коливальний характер. На початку пізнього бадену значно активніше опускалася південно-східна частина Зовнішньої зони прогину, а впродовж сармату – північно-західна. Відносна тектонічна стабільність відбулася тільки наприкінці раннього сармату, тому ці відклади в межах прогину нагадують флішові (рис. 3.4).

Відклади нижніх молас згодом були повсюдно втягнуті в насувні процеси. Баден-сарматський комплекс північно-східної частини прогину автохтонно залягає на еродованій підкарпатській основі, утворюючи аконформні структури огортання, які ускладнені розривами, у тім числі гравітаційного генезису. Уверх по розрізу вони поступово компенсовані процесами седиментації.

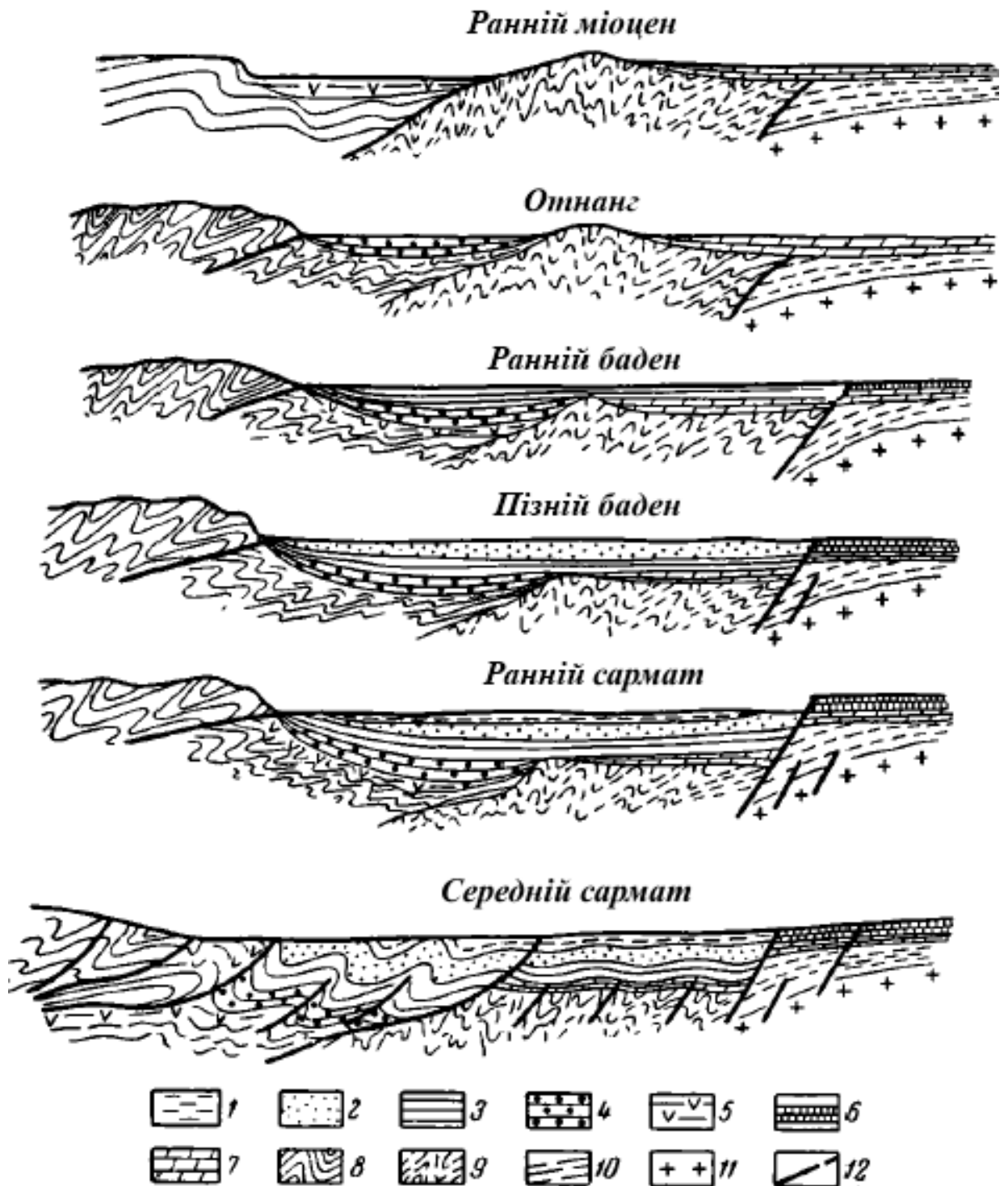


Рис. 3.4. Схема тектонічного розвитку Передкарпатського прогину [11]:

1–5 – відклади Передкарпатського прогину: 1 – відклади нижнього сармату (дашавська світа); 2 – косівська (покутська) світа (верхній баден); 3 – тираська (чаплинська) світа (нижній баден); 4 – стебницька світа (отнанг); 5 – воротищенська (нижня солоносна) світа (нижній міоцен); 6 – баденські відклади (баранівські верстви) платформи; 7 – верхньокрейдові карбонатні відклади платформи; 8 – альпіди Карпатської складчастої області; 9 – герциніди Лежойського масиву (Західноєвропейської платформи); 10 – палеозойські червоноколірні відклади південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи; 11 – докембрійські кристалічні утворення Українського щита; 12 – розривні порушення.

Сучасний структурний план Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, зокрема її північно-східної частини, характеризується доволі пологим регіональним нахилом в бік Карпат, у межах якого виділено елементи докайнозойської ерозійної палеосистеми, натомість у перекритій алохтонними відкладами південно-західній частині помітне інтенсивне занурення в бік Карпат. На його тлі сейсмічними дослідженнями і глибоким бурінням виявлено низку скидів і флексур регіонального і локального характеру [5, 19]. Їхня амплітуда зростає по мірі наближення до Карпатської споруди.

У структурному плані донеогенової основи прогину виділені системи палеоврізів, які зумовлені субсеквентними і консеквентними потоками. Фіксовані вони сейсмічними дослідженнями і підтверджені глибоким бурінням. Субсеквентні потоки орієнтовані вздовж платформного облямування і сформовані в зонах повздовжніх розривних порушень (Краковецької, Калуської, Городоцької та ін.), консеквентні – транскарпатського простягання та пов'язані з поперечною блоковою будовою доальпійського ложа. Найвиразніші у палеорельєфі донеогенової поверхні Коломийська і Ходорівська системи палеоврізів (рис 3.5). Для них характерні круті схили (до 40°), значні глибини врізів у середніх і нижніх течіях (> 1000). У притальвегових частинах центральних палеорусел, спрямованих в бік Карпатської споруди, на донеогенову поверхню виходять відклади юри та палеозою. На південний захід вони занурені під відклади алохтону [1, 12, 24].

Інші системи палеоврізів у Передкарпатському прогині представлені північно-східними витоками. У центральній і південно-східній частинах Зовнішньої зони вони частково зрізані регіональними зонами насувів або глибоко опущені по крупних скидах під Карпатську споруду, а в північно-західній – зі значними кутами нахилу врізані в Крукеницьку западину [24].

Недостатньо вивчена сейсмічними дослідженнями та глибоким бурінням опущена частина Зовнішньої зони прогину – Крукеницька западина, відрізняється від його піднятого (північно-східного) блока значними глибинами залягання донеогенової основи, потужністю баден-сарматської теригенної товщі,

а також відсутністю під автохтонними утвореннями неогену порід палеозою на території України і Польщі. На теренах України пробурено 20 свердловин, які повністю пересікли неогеновий комплекс порід і розкрити рифейські відклади – філітоподібні сланці з прошарками дрібнозернистих кварцитів і кварцитоподібних пісковиків [4, 20].

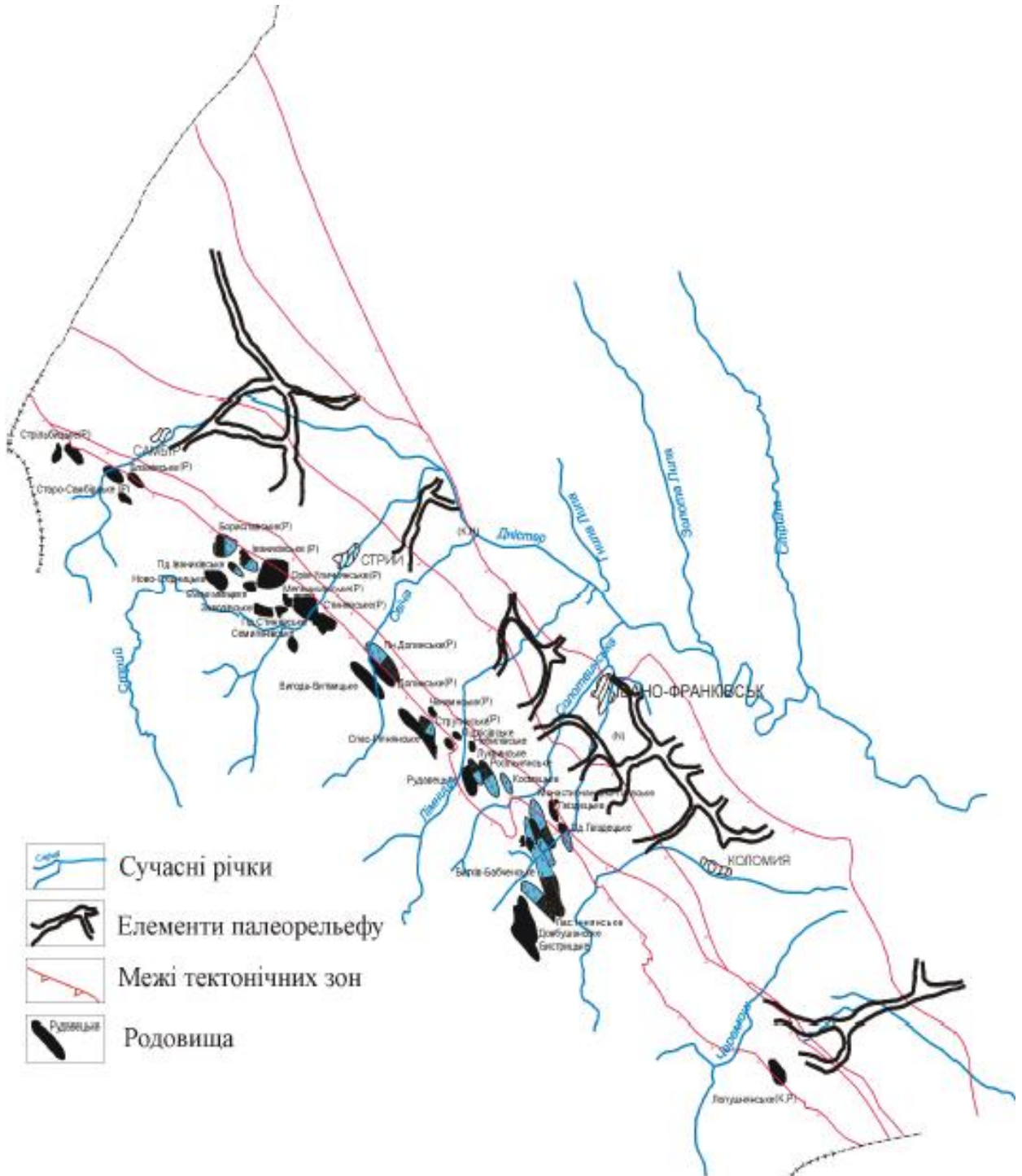


Рис. 3.5. Порівняння контурів сучасної річкової системи з елементами палеорельєфу та поширенням нафтових і газових родовищ Передкарпатського прогину (за матеріалами УкрДГРІ, 2000)

Механізм формування Крукеницької западини до кінця не вивчений. Вона орієнтована під кутом 30° до карпатського простягання, у північно-східній частині відклади сармату виходять на денну поверхню, а південно-західніше перекриті алохтонними утвореннями Самбірської зони та Карпат. За уявленнями учених [1], у ранньоміоценовий час у Сандомирсько-Добруджанському пасмі по тектонічних розломах були припідняті окремі блоки, які слугували джерелом постачання строкатого крупноуламкового матеріалу для нагромадження нижньоміоценових конгломератів. Зона Краковецького розлому ще в палеозойський час відділяла складчасті верхньопротерозойські утворення від області розвитку слабше дислокованих нижньопалеозойських верств. Надалі вони розвивалися як успадковані тектонічні елементи, а на окремих незначних проміжках геологічного часу могли відбуватися інверсійні рухи, які зумовили регіональне розмивання мезозойських товщ у південно-західних частинах Стрийського юрського прогину і Львівсько-Люблінської крейдяної мультди.

Протилежні уявлення полягають у тому, що в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину в добаденський час існувала регіональна ерозійна палеосистема. Роль основного русла відіграла Крукеницька палеорічка, долина якої була максимально еродована [1, 17].

3.4. Гідрогеологія

У досліджуваному районі залежно від умов живлення та формування підземних вод, геоморфологічних особливостей, чітко виділено п'ять гідрогеологічних районів, які відрізняються між собою геолого-структурними умовами поширення [8].

Перший гідрогеологічний район займає платформну частину Східноєвропейської платформи і, зокрема, верхів'я річок, які впадають у рр. Сян, Західний Буг і Дністер. Для нього властивий частий вихід корінних порід на денну поверхню або неглибоке їхнє залягання.

З геологічного погляду I-й гідрогеологічний район характеризується розвитком двох породних комплексів: нижнього, який представлений потужною товщею водотривких мергелів верхньокрейдового віку, і верхнього, порівняно малопотужного, який складений зазвичай водопроникними баденськими відкладами. Четвертинні відклади широко поширені, утім їхня потужність зазвичай не перевищує 3–4 м.

Значна частина рясних атмосферних опадів, яка тут перепадає, інфільтрується в тріщинуваті нижньобаденські відклади опільської світи, утворюючи потужний горизонт прісних безнапірних підземних вод [8].

Південно-західна межа цього району головню збігається з контуром занурення нижньобаденських верств у південно-західному напрямі під верхньобаденські породи; на півночі і сході він простягається за межі території. Цей район є водозбірною площею, з якої поповнюються підземні води II-го гідрогеологічного району.

До *другого гідрогеологічного району* належить зона зчленування платформи і прогину. Він поширений на захід від I-го району і відрізняється від нього розвитком верхньобаденських піщано-глинистих верств і, подекуди, нижньосарматських глинистих утворень. Нижньобаденські товщі занурені на глибини від 30 до 300–350 м. У верхній частині їхнього розрізу на значній площі поширені гіпси й ангідрити тираської світи. Четвертинні відклади поширені повсюдно і представлені здебільшого пісками і суглинками потужністю до 30 м.

Характерною особливістю II-го гідрогеологічного району є наявність гідравлічно зв'язаних напірних верхньо- і нижньобаденських водоносних горизонтів та високомінералізованих сірководневих вод. У цьому районі поширено багато родовищ сірки (Язівське, Подорожненське, Немирівське, Роздільське та ін.).

До *третього гідрогеологічного району* належить Зовнішня зона Передкарпатського прогину з газовими родовищами. Основним водоносним горизонтом є товща четвертинних відкладів – пісків, суглинків і галечників, які заля-

гають на нижньосарматських водонапірних глинах. Підземні води III-го району поблизу родовищ газу тяжіють до відкладів юрського, верхньокрейдового і баденського віку, представлені хлоридно-магнієвими, хлоридно-кальцієвими і гідрокарбонатно-натрієвими водами з підвищеною мінералізацією [8].

Води, які тісно пов'язані з піщано-глинистими верствами нижньосарматських відкладів і запечатані серед глин, характеризуються доволі слабкою мінералізацією. Горизонти підземних вод III-го гідрогеологічного району залягають на глибинах від 400–500 до 1800 м і є напірними.

Четвертим гідрогеологічним районом є Внутрішня зона Передкарпатського прогину. У геологічній будові зони бере участь зім'ята в складки потужна товща міоценових відкладів, які витягнуті уздовж Карпат. Цей район поділяється на два підрайони: південно-західний, який примикає до Карпат і співпадає зі смугою розвитку соле- і гіпсоносних відкладів воротищенської серії, і північно-східний, що характеризується розвитком на поверхні грубих моласових відкладів стебницької і балицької світ. В обох підрайонах основний водоносний горизонт приурочений до широко поширених четвертинних відкладів. У межах південно-західного підрайону води четвертинних відкладів характеризуються підвищеною мінералізацією. У його межах виявлено виходи соляних джерел, які просторово пов'язані з засоленими відкладами воротищенської серії. Грунтові води північно-східного району головно прісні.

До п'ятого гідрогеологічного району віднесено Скибову зону Карпат, яка представлена поширенням поверхневих і ґрунтових вод, що пов'язані з руслами річок і заплавами алювіальними утвореннями. Водозбагаченість складно дислокованих флішових відкладах Скибової зони дуже слабка. Характерне деяке обводнення пісковиків ямненської світи й окремих піщаних горизонтів стрийської і нижньокросненської світ. Наявні також невеликі слабко мінералізовані джерела, які приурочені до виходів на поверхню ямненських пісковиків.

До основних водоносних горизонтів району належать (зверху вниз) [8]:

- 1) води четвертинних відкладів;

- 2) води нижньосарматських відкладів;
- 3) води верхньобаденських відкладів;
- 4) води нижньобаденських відкладів;
- 5) води верхньокрейдових відкладів;
- 6) води юрських відкладів.

Води четвертинних відкладів. Цей водоносний горизонт широко поширений у всіх гідрогеологічних районах, окрім І-го, де інфільтрується у корінні породи. Він складений різними за колекторськими властивостями породами – пісками, галечниками, суглинками та глинами.

У басейні р. Шкло і на лівобережжі р. Вишні поширені флювіогляціальні піски, які є колекторами атмосферних опадів і поверхневих вод. Вони зумовлюють добре обводнення і постійний дебіт ґрунтових вод у колодязях і джерелах, а також рясний і постійний русловий потік у річках.

На правобережжі р. Вишні, до долини річок Стрв'яжу і Дністра, у верхній частині четвертинних відкладів широко поширений глинистий водотривкий покрив. Через це, а також через горбистий рельєф стік атмосферних опадів відбувається доволі швидко. Більшість невеликих річок, які тут протікають, не має постійних водотоків. Незначними запасами ґрунтових вод характеризуються лише лінзи пісків, які залягають у підшві товщі суглинків. Води цього горизонту відрізняються підвищеною сульфатною мінералізацією, їхній дебіт незначний і непостійний [8, 12].

Водозбагаченість вод четвертинних відкладів басейну Дністра забезпечується русловими алювіальними водами річкових заплав, що стікають із Карпат.

Водоносний горизонт у Карпатах знаходиться у піщано-галечних відкладах заплав річок. Поверхневий стік карпатських річок має достатньо значний і порівняно постійний дебіт. На ґрунтовому потоці алювіальних відкладів р. Бистриці базується водопостачання м. Дрогобича. Головна споруда Дрогобицького водопроводу знаходиться на р. Бистриці, відразу поблизу виходу її з гір (поблизу с. Урож). Дебіт води становить близько 800 м³/добу.

Водоносний горизонт четвертинних відкладів майже повсюдно має водотриви. Води зазвичай слабо мінералізовані, гідрокарбонатно-кальцієві й гідрокарбонатно-хлоридно-кальцієві, придатні для використання в побуті (питна й технічна вода для побутових і сільськогосподарських потреб).

Води нижньосарматських відкладів. Нижньосарматські утворення повсюдно поширені в III-му районі, а також у південно-західній частині II-го району. Вони представлені глинами, які містять пачки, прошарки і лінзи пісковиків, пісків та інтенсивно піщанистих глин. Піщано-глинисті верстви в південно-східній частині III-го району приурочені до нижньосарматського буглівського горизонту, у північно-західній – до волинського горизонту (дашавської світи).

Потужність піщано-глинистих утворень у межах газових родовищ становить від 17–20 до 166 м. Їхня мінералізація порівняно невисока й змінюється від 16–25 до 30–35 мг/л. Основними компонентами сольового складу є Cl і Na. За хімічним складом вод вони хлоридно-кальцієві, хлоридно-магнієві і гідрокарбонатно-кальцієві. Для хлоридно-кальцієвого типу вод коефіцієнт $\frac{rNa}{rCl} = 0,94–0,96$, співвідношення $\frac{rCa}{rMg} = 1,44–1,78$. Для гідрокарбонатно-натрієвих вод властивий високий вміст іону HCO_3 і порівняно низький вміст Na (45,71–47,61 %). Для цього типу вод співвідношення $\frac{rNa - rCl}{rSO_4} = 2,16–6,73$; коефіцієнт $\frac{rNa}{rCl} = 0,98–1,07$. Для вод хлоридно-магнієвого типу співвідношення $\frac{rCl - rNa}{rCl} = 0,98$, коефіцієнт $\frac{rCl - rNa}{rMg} = 0,59–0,80$.

У підземних водах нижньосарматських відкладів вміст Br 20–87 мг/л, J – 10,6–140 мг/л. Води сарматських відкладів залягають на крилах структур, підпираючи газові поклади, та за умовами залягання належать до крайових або контурних. Води напірні, пластові тиски зазвичай менші тиску, який заміряно в газоносній частині розрізу, подекуди йому рівний.

Води верхньобаденських відкладів. Водовмісними утвореннями є кавернозні ратинські вапняки, які залягають у подошві верхньобаденського розрізу. Вапняки водоносні лише в межах II-го району, натомість у I-му гідрогеологічному районі вони залягають на вододілах, локалізуючись гіпсометрично вище рівня ґрунтових вод. Ратинські вапняки подекуди містять поклади самородної сірки. Поширення вапняків переривчасте, їхня потужність змінюється від 20–30 до 26 м. У північно-західній частині II-го району, у покрівлі вапняків, залягають пісковики, які характеризуються слабкими фільтраційними властивостями. Потужність пісковиків від 5 до 12 м.

На значній території району, вапняки або пісковики, що залягають у їхній покрівлі, перекриті верхньобаденськими і нижньосарматськими водотривкими глинами. Глибина залягання покрівлі вапняків змінюється від 5–10 м на північному сході, до 315 м на південному заході. Вапняки підстилаються різними за водозбагаченістю нижньобаденськими породами – літотамнієвими вапняками, гіпсо-ангідритами, пісковиками і піщанистими мергелями.

До верхньобаденського водоносного горизонту приурочені напірні мінеральні сірководневі води. Живлення цього водоносного горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних вод у межах його неглибокого залягання, і підземним шляхом за рахунок напірних вод нижньобаденських відкладів [8].

Водоносний горизонт є пластово-тріщинно-карстового типу з напірними водами. За хімічним складом напірні води сульфатно-кальцієві, загальна мінералізація сягає 1,9–3,5 г/л (Язівське родовище сірки). Характерним для цих вод є наявність H_2S (до 170 мг/л). Водозбагаченість вапняків змінюється від сотих долі л/сек до 28,6 л/сек. Води цього горизонту є лікувальними і використовуються курортами Любень Великий і Шкло.

Води нижньобаденських відкладів. Нижньобаденські утворення наявні в розрізі неогенових відкладів усіх виділених гідрогеологічних районів, однак водоносними вони практично є лише в межах I-го і в північно-східній частині II-го районів. Водовмісними є піски, тріщинуваті шаруваті літотамнієві вап-

няки, пісковики і, меншою мірою, гіпсо-ангідрити. Рифові літотамнієві вапняки, які поширені на окремих ділянках I-го району, практично безводні. Водотривом є підстильні водоносний горизонт верхньокрейдові відклади.

Живлення цього водоносного горизонту відбувається за рахунок атмосферних опадів, які проникають униз через четвертинні утворення. Потужність горизонту від 10 до 30–40 м. Водоносний горизонт нижньобаденських відкладів I-го району є основним джерелом водопостачання м. Львова. На базі його вод збудовано Львівські водозабори «Парашка», «Воля Добростанська», «Великопілля». Сумарний дебіт цих водозаборів становить понад 20 000 м³/добу, тому вони мають важливе народногосподарське значення [8].

У межах II-го району водозбагаченість горизонту зменшується і він набуває напірних властивостей. На окремих ділянках, де безпосередньо в покривлі літотамнієвих вапняків і пісковиків залягають верхньобаденські вапняки, води цих двох горизонтів гідростатично зв'язані.

За якістю води горизонту добрі, загальна мінералізація не перевищує 0,3–0,6 г/л. Тип води в I-ому районі гідрокарбонатно-сульфатно-кальцієвий, сульфатно-кальцієвий. Води нижньобаденських відкладів широко використовують для водопостачання.

Води верхньокрейдових відкладів. Верхньокрейдові породи представлені піщанистими мергелями, глинистими і кварц-карбонатними пісковиками, зрідка глинами і глинистими вапняками. Горизонт слабо водозбагачений, води безнапірні. Середній коефіцієнт фільтрації 0,015–0,0006 м/добу. Його фільтраційні властивості свідчать про доволі слабку водопроникність верхньокрейдових відкладів. Загальна мінералізація 3 г/л, води гідрокарбонатно-кальцієві.

Води юрських відкладів. Вони вивчені по двох свердловинах Рудківського газового родовища (інт. 1768,0–1796,0 м). Води приурочені до тріщинуватих вапняків. Мінералізація вод юрських відкладів сягає 131 г/л. Основними компонентами сольового складу є Cl і Na. Показовий дещо підвищений вміст SO₄²⁻.

Співвідношення $\frac{rNa}{rCl} = 0,83-0,86$. Коефіцієнт $\frac{rCl-rNa}{rMg} = 4,52-6,33$.

3.5. Корисні копалини

Надра досліджуваного району багаті на родовища і рудопрояви різноманітних корисних копалин, які приурочені до осадового комплексу порід палеозойського, мезозойського і кайнозойського віку. Провідними корисними копалинами, які нині розробляють є газ, конденсат, нафта, сірка самородна, будівельні матеріали, калійні, калійно-магнієві й натрієві солі, підземні мінеральні і прісні води. За запасами ці копалини утворюють головно малі, іноді середні і крупні родовища [12].

ГОРЮЧІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Газ природний. Відомі в досліджуваному районі поклади газу, що мають промислове значення, локалізовані в пастках, які утворює ланцюг брахіантиклінальних структур у південно-західній частині Косівсько-Угерської підзони.

МЕТАЛЕВІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

ЧОРНІ МЕТАЛИ

Марганець. Усі відомі в Передкарпатті прояви марганцю пов'язані із карбонатними глинами, які залягають у нижній частині розрізу косівської світи (вербовецькі верстви). У районі відомий лише один прояв марганцю у св. І-2-28 в інт. 667–668 м), де вміст MnO в карбонатних глинах становив 41,2 %, а в інт. 668–687 м – від 1,02 до 10,5 %. Рудний мінерал представлений псиломе-ланом.

Підвищений вміст марганцю наявний також в олігонітових і родохрозитових конкреціях, які поширені серед різновікових строкатих утворень у флішових відкладах. У деяких розрізах середнього еоцену закартовано малопо-тужні (3–4 см) конкреційні проверстки, які складені карбонатами заліза і марганцю з вмістом 6 % MnO.

НЕМЕТАЛЕВІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

ХІМІЧНА СИРОВИНА

Сіль кам'яна. Усі відомі в Передкарпатті поклади кам'яної солі закономірно пов'язані із відкладами соленосної нижньоміоценової моласи. В окре-

мих пунктах в межах району лінзи кам'яної солі виявлено в товщі глин балицької світи. За промислово-економічними параметрами та умовами залягання вони сьогодні поки не мають практичного значення та належать до забалансових запасів сировини.

Локальні, утім доволі потужні (до 260 м) поклади кам'яної солі нижньо-баденського віку, розкриті свердловинами на значних (800–1050 м) глибинах у межах Коломийської та інших палеодолин. Розробка солі у межах палеодолин не має перспектив у зв'язку з наявністю потужних покладів кам'яної солі у Передкарпатті на значно менших глибинах.

Сірка самородна. Передкарпатський сірконосний басейн простягається широкою смугою головно вздовж північно-східної окраїни Більче-Волицької зони, охоплюючи і значну частину досліджуваного району, у межах якого виявлено чотири родовища та значну кількість рудопроявів. Це головно різні за розмірами гнізда, прожилки приховано- і явнокристалічної самородної сірки з середнім вмістом 14–29 %.

Проблемі утворення сірки Передкарпаття, закономірностям її поширення, розшуковим критеріям, присвячені численні публікації. Утім, незважаючи на те, що історія її вивчення налічує більше півстоліття, учені не дійшли згоди стосовно генезису покладів самородної сірки. Гіпотезу біогенно-осадового походження вапняків з прихованокристалічною і тонковкрапленою сіркою та з подальшим її епігенетичним перетворенням у явнокристалічну обґрунтували М. В. Іванов, Є. К. Лазаренко, Б. В. Мерліч та ін. Натомість інші дослідники, услід за А. С. Соколовим, визнають тільки інфільтраційно-метасоматичне походження сірки, адже на це, крім іншого, вказує також ізотопний склад карбонатного вуглецю. Утім незалежно від будь-якого погляду на генезис сірки, безперечною є головна закономірність для всіх її родовищ і проявів – приуроченість до карбонатно-сульфатних верств, у яких наявні ділянки, що складені седиментаційними карбонатами.

Другою закономірністю є наявність активної тектонічної переробки. Не визнаючи у Передкарпатті донеогенового, інтенсивно розчленованого палео-

рельєфу, закономірності поширення покладів сірки деякі вчені пов'язують не з палеогеографічними умовами нагромадження сульфатно-карбонатних товщ з специфічними текстурними особливостями, а лише з розломною тектонікою післясарматського часу. На думку цих дослідників уся сірка, яка сконцентрована в сульфатно-карбонатних товщах, приурочена головню до склепінь брахіантикліналей, що ускладнюють підняті блоки (горсти), які обмежують активно опущені грабени («западини»). Натомість наявність такої неотектонічної переробки в зоні зчленування прогину і платформи на думку більшості дослідників карпатського регіону не знаходить підтвердження [12].

Стронцій. У сульфатно-карбонатних відкладах разом з сіркою є підвищені концентрації стронцію, який представлений целестином. У сірчаних рудах целестин утворює прошарки і лінзи, наявний у вигляді окремих кристалів на стінках порожнин, а також утворює тонкорозсіяні вкраплення в осадових породах. Вміст стронцію в середньому становить 3 %. Підвищений вміст (5–9 %) зафіксовано у 10 пунктах [12].

БУДІВЕЛЬНІ МАТЕРІАЛИ

Розподіл родовищ будівельної сировини в межах території досить нерівномірний, що зумовлено особливостями геологічної будови та потребами місцевої будівельної промисловості.

У вигляді цементної сировини, а також сировини для виробництва будівельного вапна використовують органогенні вапняки опільської світи та еолово-делювіальні й елювіально-делювіальні плейстоценові суглинки.

Усі родовища гіпсу пов'язані з виходами на дочетвертинну поверхню сульфатів тираської світи.

Сировиною для бутового каменю є вапнисті пісковики опільської світи.

На родовищах будівельних пісків розробляють головню піщані відклади дашавської світи, які зазвичай не відповідають вимогам промисловості через значні домішки глини. І лише декілька родовищ, які знаходяться вздовж правого берега Дністра і які приурочені до піщаних товщ опільської світи, більше перспективні за кількісно-якісними характеристиками.

На багатьох родовищах цегельно-черепичної сировини розробляють еолово-делювіальні, елювіальні, делювіально-зсувні неоплейстоценові суглинки та глини.

Вапняк. Для виробництва вапна успішно використовують біогермні вапняки опільської світи потужністю 18–25 м.

Гіпс. Гіпси й ангідрити тираської світи, які виходять майже на поверхню, поширені вздовж скелястого правого схилу Дністра.

Пісковик. На бутовий камінь видобувають вапнисті пісковики нижнього бадену.

ПІЩАНО-ГАЛЬКОВИЙ МАТЕРІАЛ

Глина, суглинок. Еолово-делювіальні суглинки й елювіальні четвертинні глини розробляють 75 кар'єрами. Вони мають витриманий гранулометричний і майже однаковий для усіх родовищ хімічний склад. Сировина придатна для виробництва цегли марки 75 і 100. Елювіальні глини придатні також і для виробництва портланд-цементу.

Обстеження кар'єрів, на яких видобувають глину і суглинок для виробництва цегли, показало, що на більшості родовищ ця сировина придатна для виробництва керамзитового гравію.

ПІДЗЕМНІ ВОДИ

Мінеральна вода. Більшість джерел різноманітних мінеральних вод просторово приурочені до деструктивних зон. Частина з них нині активно використовують. Серед них заслуговують на увагу мінеральні води моршинського типу [12].

Прісна вода. Її ресурси порівняно обмежені і їхній розподіл по території району нерівномірний. Вирішення водопостачання населених пунктів і промислових підприємств ґрунтується головно на використанні вод алювіальних відкладів. У передгірській частині території та на Прут-Дністровському міжріччі використовують також води, які приурочені головно до піщаних товщ у розрізі дашавської і косівської світ. У горах, потребу у воді задовольняють за рахунок вод, які пов'язані із верхньоплейстоценовими алювіальними відкла-

дами та джерелами, які дренують водоносну товщу, приурочену до зони тріщинуватості флішових відкладів крейди–палеогену. Централізоване водопостачання усіх крупних населених пунктів здійснюється лише за рахунок водоносної товщі, яка пов'язана з верхньоплейстоценовими алювіальними відкладами. Вони розробляються на декількох родовищах.

4. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА БОРАТИЦЬКОЇ ДІЛЯНКИ

Більче-Волицька (Зовнішня) зона прогину є областю нагромадження потужного (до 5 км) слабко дислокованого комплексу теригенних молас (карпатій, баден, нижній сармат), які незгідно залягають на теригенно-карбонатних відкладах мезозою (крейда, юра), виражених у платформних фаціях (Косівсько-Угерська підзона) і метаморфічних породах рифею (Крукеницька підзона).

4.1. Стратиграфія та літолого-петрофізична характеристика розрізу

За даними глибокого буріння і геологічної зйомки геологічний розріз Боратицької ділянки представлений відкладами протерозою і міоцену (рис. 4.1).

ПРОТЕРОЗОЙ (PR)

До протерозойських (рифейських?) відкладів умовно віднесено доміюєнову частину розрізів, яку розкрито свердловинами 1-Мостиська, 1, 2-Шегині, 24-Хідновичі та ін. [4].

Відклади рифею представлені інтенсивно дислокованими сірими й сіро-зеленими аргілітами й алевролітами, що залягають під кутами до 70–90°. Основна маса породи – аргіліти з включеннями алевритового матеріалу. В основній масі також наявні змінені слюди, польові шпати, хлоритизований біотит. Тріщини різноорієнтовані й заповнені кварцом.

За ступенем перетворення породи рифею належать до стадії глибинного катагенезу або початкової стадії метагенезу. На підставі аналізу літофаціальних властивостей з'ясовано, що породам рифею не властиві колекторські властивості. Скупчення флюїдів вірогідні лише в еродованій і тріщинуватій припокрівельній частині рифейської товщі (до 50–100 м), яка вимагає додаткового вивчення.

За кривими електрокаротажу рифейські відклади характеризуються значно вищими опорними порівно з відкладами карпатію, які залягають вище [4].

Потужність рифейських утворень перевищує 8000 м.

ВІК		МІСЦЕВІ ПІДРОЗДІЛИ		ЛІТОЛОГІЧНА КОЛОНКА	ПОТУЖНІСТЬ, У МЕТРАХ	ОСНОВНІ НАФТОГАЗОВІ ГОРИЗОНТИ, ПОКРИШКИ	СТИСЛА ЛІТОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА
ГРУПА СИСТЕМА	ВІДДІЛ ПІДВІДДІЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТ				
ЧЕТВЕРТИННА СИСТЕМА							
НЕОГЕНОВА	МІОЦЕН	САРМАТСЬКИЙ	ДАШАВСЬКА	ВЕРХНЬОДАШАВСЬКА	0-1200		Чергування сірих, слюдистих слабо вапнистих глин з пісковиками й алевролітами. Потужність піщаних прошарків від 1-2 до 2-5 м. Найчастіше переважає тонке чергування пісковиків, алевролітів і глин. Потужність піщано-алевролітових прошарків до 50-80 м
			НИЖНЬОДАШАВСЬКА		0-2000		Чергування сірих, слюдистих, вапнистих, сланцюватих глин з пісковиками кварцовими, дрібно- і середньозернистими, вапнистими, слюдистими й алевролітами. Переважає тонке чергування глин, алевролітів і пісковиків. Потужність піщано-алевролітових прошарків від 5-10 до 35-60 м
			КОСІВСЬКА		25-1200		Чергування сірих, слюдистих, вапнистих, сланцюватих глин, зрідка аргілітів з кварцовими, дрібно- і середньозернистими пісковиками й алевролітами. У підшві світи прошарки туфів і туфітів. Потужність піщано-алевролітових прошарків не постійна, вони мають лінзоподібний характер
		КАРПАТІЙ	ТИРАСЬКА		0-70		Гіпси та ангідрити, іноді солі
			БАРАНІВСЬКА		0-50		Мергелі, пісковики і туфіти
РИФЕЙСЬКА			КРАСНОЇЛЬСЬКА, СТАНІСЛАВСЬКА І САНСЬКА		0-70		Глини, пісковики, алевроліти
					> 2000		Складчаста метаморфічна товща, яка розсічена кварцовими жилами і дайками пегматитів. У розрізі переважають зелені і червоні метаморфічні сланці, кварцити і філіти

Рис. 4.1. Літолого-стратиграфічний розріз відкладів Боратицької ділянки північно-західної частини Передкарпатського прогину

НЕОГЕНОВА СИСТЕМА (N)

Міоцен (N₁)

Відклади неогенової системи широко поширені на Боратицькій ділянці і представлені породами карпатійського, баденського і сарматського ярусів.

Карпатійський ярус (N_{1k})

Відклади карпатійського ярусу незгідно залягають на еродованій поверхні рифейських відкладів, виповнюючи від'ємні форми донеогенового ерозійного рельєфу.

Породи карпатію представлені зеленкуватато-сірими із жовтуватим відтінком різнозернистими слабко зцементованими кварц-глауконітовими пісковиками й алевролітами. Цемент монтморилонітовий. У розрізі зрідка наявні кошаруваті прошарки темно-сірих бентонітових глин потужністю 1–2 м.

Карпатійські пісковики вчені розглядають як найперспективніші з погляду промислового нафтогазонагромадження відклади в підгіпсовому комплексі порід Боратицької ділянки.

На відміну від Косівсько-Угерського блока, у межах якого пористість карпатійських автохтонних пісковиків сягає 25–27 %, у Крукеницькій западині їхня відкрита пористість у вивчених розрізах (св. 1, 2, 3-Твіржівські, 2-Княгиницька, 201-Залужани) сягає 8–14 %, що пов'язано зі значно більшою глибиною залягання (2600–3400 м) [10, 23].

На відміну від підстильних рифейських, відклади карпатію характеризуються значно нижчими опорами (5–15 Ом×м) і підвищеною радіоактивністю.

Потужність відкладів карпатію на Боратицькій ділянці від 5 до 20 м.

Баденський ярус (N_1b)

Ярус представлений відкладами баранівського горизонту (нижній баден), тираської світи (середній баден) та косівської світи (верхній баден).

Відклади *баранівського горизонту* (N_1b_1br) незгідно залягають на розмитій поверхні карпатійських (подекуди рифейських) відкладів та представлені темно-сірими аргілітами та мергелями з прошарками алевролітів, пісковиків, зрідка туфітів. Потужність відкладів на Боратицькій ділянці 8–20 м.

Відклади *тираської світи* (N_1b_2tr) незгідно залягають на утвореннях баранівського горизонту. Вони представлені сірими, масивними й плямистими, щільними і тріщинуватими гіпсами й ангідритами з прошарками глин і аргілітів. Відклади тираської світи є основним маркувальним горизонтом Зовнішньої зони Передкарпатського прогину [3].

Потужність відкладів 10–20 м.

Відклади *косівської світи* (N_{1b3ks}) незгідно залягають на відкладах тираської світи, подекуди – на еродованій рифейській поверхні. Для них характерний одноманітний склад: глини й аргіліти з поодинокими прошарками алевролітів і лінзоподібних пісковиків. Часто в розрізі присутні прошарки туфів. З лінзами пісковиків можуть бути пов’язані незначні газові скупчення або поклади промислового значення. Потужність відкладів косівської світи 50–300 м і збільшується в північно- і південно-східному напрямках.

Сарматський ярус

Нижньосарматський під’ярус (N_{1s1})

Відклади нижньосарматського під’ярусу незгідно залягають на розмитій поверхні відкладів косівської світи верхньобаденського під’ярусу. Вони представлені піщано-глинистою моласовою товщею дашавської світи, яку за літологічними особливостями і характером осадонагромадження розділено на дві підсвіти: нижньодашавську та верхньодашавську [12, 20].

Відклади *нижньодашавської підсвіти* ($N_{1s1dš1}$) у межах площі представлені 16 піщано-глинистими горизонтами (від НД-1 до НД-16). Пісковики сірі і світло-сірі, дрібно- і різнозернисті, кварцові і поліміктові, глинисті, вапнисті, пористі, шаруваті і косошаруваті. Глини й аргіліти сірі і темно-сірі, піскуваті, вапнисті, слюдисті, шаруваті, іноді з включеннями піриту. У розрізі нижньодашавської підсвіти трапляються й малопотужні (5–10 м) туфіто-глинисті горизонти, які розділяють піщані пачки. Учені розглядають такі перевірки як непроникні покриття для покладів газу. Для них характерна низька диференційованість кривих електрокаротажу і низькі значення опорів (1–2 Ом×м) за рахунок піритизації відкладів.

Вміст пісковиків і алевролітів у товщі нижньодашавської підсвіти змінюється в розрізі і по площі і сягає 5–40 % від загальної потужності підсвіти.

У розрізі нижньодашавської підсвіти найбільшою піскуватістю характеризуються горизонти НД-1–НД-9. Потужність прошарків пісковиків у горизонтах може змінюватися від 1 до 10 м і більше. Разом з тонкошаруватими про-

шарками глини вони утворюють основні продуктивні горизонти суміжних родовищ (Хідновицького, Пинянського, Садковицького), утім у межах Боратицької ділянки залягають моноклінально, тому малоперспективні з газопромислового погляду (рис. 4.2).

Горизонти НД-10–НД-16, на відміну від горизонтів НД-1–НД-9, які залягають вище, назагал характеризуються тоншою шаруватістю й різким зменшенням піскуватості в розрізі. Потужність окремих прошарків пісковиків тут від декількох сантиметрів до 1,5 м. Загальна піскуватість горизонтів не перевищує 20 %, утім на окремих ділянках їхня піскуватість може бути доволі значною (до 40 %), що пов'язано із особливими умовами осадонагромадження. Середньозважена пористість горизонтів становить 10–14 %.

По латералі колекторські властивості нижньосарматських горизонтів погіршуються (до повного заміщення порід-колекторів непроникними верствами) в напрямі регіонального здійснення пластів на північний захід (до польського кордону).

З урахуванням структурно-тектонічних чинників горизонти НД-10–НД-16 у межах Боратицької ділянки можуть містити газові скупчення й поклади промислового значення.

По кривих електрокаротажу нижньодашавські відклади характеризуються різкою диференційованістю кривих з опорами від 1 до 10–15 Ом×м [23].

Потужність відкладів нижньодашавської підсвіти на площі становить від 1500 до 1750 м.

Породи *верхньодашавської підсвіти* ($N_{1S_1d\delta_2}$) на Боратицькій ділянці мають повсюдне поширення, зростаючи за потужністю в північно-східному напрямі.

За літологічним складом розріз верхньодашавської підсвіти близький до нижньодашавського, однак характеризується значно меншою піскуватістю та ширшим поширенням прошарків туфів і туфітів.

У товщі підсвіти налічено 14 піщано-глинистих горизонтів, з яких на Боратицькій ділянці поширені горизонти ВД-5–ВД-14.

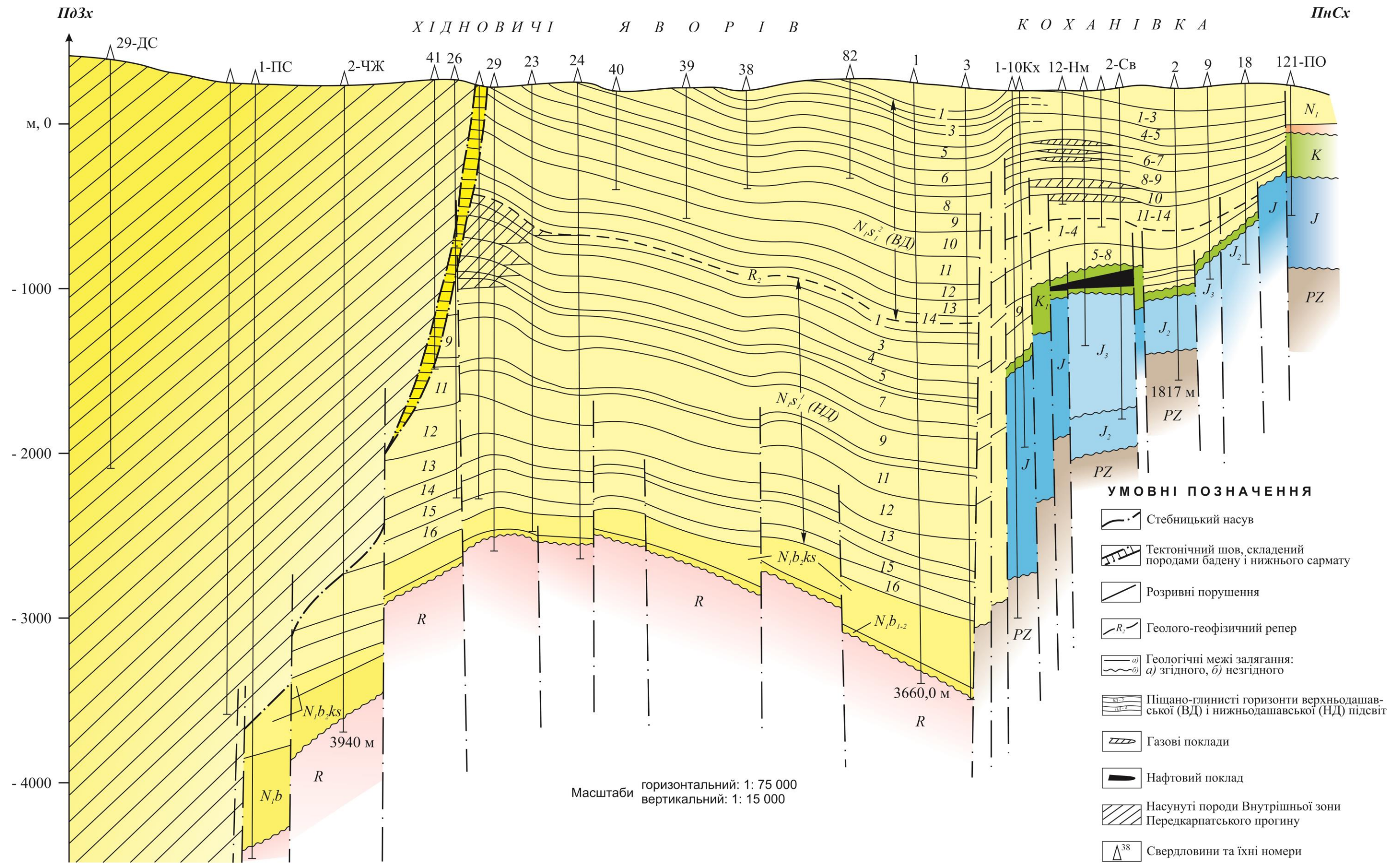


Рис. 4.2. Схематичний поперечний геологічний розріз по лінії Хідновичі–Коханівка (за матеріалами УкрДГРІ, 2000)

Укажемо, що на Боратицькій ділянці, зважаючи на моноклінальний характер залягання, піщано-глинисті горизонти верхньодашавської підсвіти зараховано до малоперспективних щодо промислового газонагромадження. Тому скупчення газу можуть бути пов'язані тільки з горизонтом ВД-13 у межах Шегинської площі, яка знаходиться поблизу Хідновицького родовища [4].

За електрокаротажем верхньодашавські товщі характеризуються меншою диференційованістю кривих (порівняно з нижньодашавськими) з опорами від 1 до 4–6 Ом×м, що зумовлено значно більшою заглинизованістю розрізу.

Потужність відкладів верхньодашавської підсвіти на площі 850–1100 м.

ЧЕТВЕРТИННА СИСТЕМА (Q)

Антропогенові утворення на площі мають повсюдне поширення і незгідно залягають на розмитих відкладах верхньодашавської підсвіти. Вони представлені суглинками, галькою, пісками й глинами (на заболочених ділянках – торфовищами).

Потужність відкладів досить змінна: від 3–5 м на вододілах до 20 м і більше в долинах річок і потічків. Родючий шар становить від 0,5 м до 1 м.

4.2. Структурно-тектонічні особливості будови

Відповідно до загальноприйнятої тектонічної схеми, розробленої УкрД-ГРІ (1978), Боратицька ділянка знаходиться в центральній частині Крукеницької западини Більче-Волицької зони Передкарпатського прогину (рис. 4.3).

Автохтонні утворення Більче-Волицької зони закладено на платформній основі, унаслідок чого доорогений розвиток у її межах зіставний з синхронними подіями на платформі [11, 14, 22].

Зі структурної позиції Більче-Волицька зона має складну блокову будову. На основі геолого-геофізичних даних у заляганні відкладів виділено розривні порушення поздовжнього, поперечного й діагонального напрямів. Визначаючи основні риси тектоніки зони переважають повздовжні регіональні, головню великоамплітудні, конседиментаційні розломи: Краковецький, Судо-

во-Вишнянський, Городоцький, Калуський. Ці розломи утворюють систему південно-західного напрямку східчастого занурення автохтонних відкладів під більше внутрішні структурно-тектонічні алохтонні утворення Передкарпатського прогину (Бориславсько-Покутський, Стебницький покриви). Вони зумовили повздожнє розчленування зони на підзони [21].

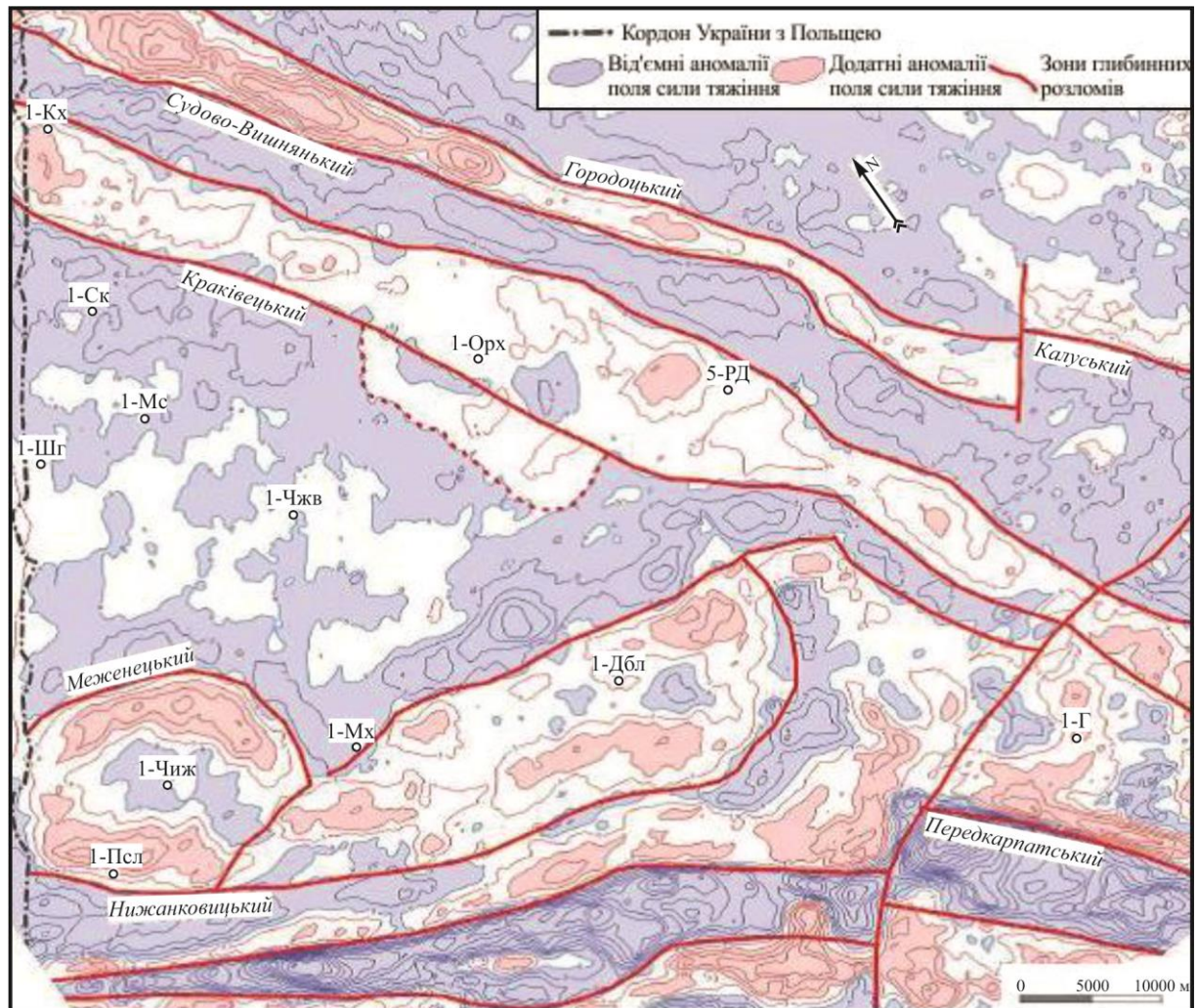


Рис. 4.3. Схема тектонічної будови північно-західної частини Більче-Волицької зони Передкарпатського прогину (за матеріалами геофізичних досліджень ЗУГРЕ)

Краковецький розлом розділяє Крукеницьку і Косівсько-Угерську підзони, Городоцький та Калуський розломи визначили північно-східну межу Косівсько-Угерської підзони, Судово-Вишнянський розлом розділяє Косівсько-Угерську підзону на Бонівський і Рогізнянський блоки [7].

Більче-Волицька зона є багатоповерховою спорудою з суттєвими розбіжностями внутрішньої будови кожного структурного поверху. Виділяють рифейський, палеозойський, мезозойський і неогеновий структурні поверхи [3].

Крукеницька підзона принципово відрізняється від Косівсько-Угерської віком і глибиною залягання фундаменту (рифей до 5,5–6 км – у Крукеницькій, мезозой–палеозой до 1,5–2 км – у Косівсько-Угерській) [2].

Рифейські утворення в геосинклінальних формаціях розкриті свердловинами в Крукеницькій підзоні. Вони сформували комплекс донеогенової основи, що представлений філітоподібними сланцями, кварцитоподібними пісковиками і кварцитами.

Палеозойський структурний поверх розкрито глибоким бурінням у Косівсько-Угерській підзоні, у якій він представлений дислокованою й зім'ятою в складки товщею кембрій–девону.

Мезозойський структурний поверх формує накладений на палеозойський юрський і крейдовий прогини, що зміщені в плані. У розрізі юрських утворень виділено нижній, середній теригенний (глини, алевроліти, пісковики, гравеліти, конгломерати) і верхній карбонатний (з рифовими вапняками) відділи. Нижня крейда представлена вапняками з прошарками пісковиків і алевролітів, верхня – пісковиками, мергелями, вапняками.

Мезозойський та палеозойський структурні поверхи в переднеогеновий періоди були областю розмиву, відтак у сучасній їхній будові наявні різні за формою і розмірами ерозійні долини і виступи. Наявність давнього ерозійного рельєфу відіграла значну роль в осадонагромадженні та формуванні типів структур у залеглому на цей рельєф неогеновому структурному поверсі і розвинутому на всій території зони [14].

У розрізі неогенових утворень виділено три породних комплекси: нижньо-середньобаденський (потужністю до 250 м), який представлений солонно-гіпсо-ангідритовою і піщано-глинистою фаціями, верхньобаденський (до 1,2 км), що представлений піщано-глинистою фацією, і сарматський (до 5 км), що представлений піщано-глинистою фацією з прошарками туфітів і туфів.

У неогеновому структурному поверсі наявні два типи локальних структур: 1) брахіантиклінальні підняття над виступами фундаменту, 2) утворені в

баденських і сарматських відкладах вузькі складки, які локалізовані вздовж Стебницького насуву і генетично з ним пов'язані. У баденських відкладах також простежено незначні за розмірами антикліналі і напівантикліналі, а також пастки неантиклінального типу, які в розрізі виповнюють ерозійні врізи й також є об'єктами вивчення [1, 26].

4.3. Гідрогеологічна характеристика розрізу

У розрізі Боратицької і суміжних ділянок наявні два гідрогеологічні поверхи: підгіпсовий (протерозойсько-карпатійський) і надгіпсовий (верхньобаденсько-нижньосарматський) [8].

Пластові води підгіпсового поверху заповнюють масивно-пластовий резервуар, що складений з значно еродованих (у покрівельній частині) протерозойських відкладів і теригенних утворень карпатію. Води підгіпсового поверху належать до хлоридно-кальцієвого типу, характеризуються мінералізацією 65–170 г/л (інтенсивно мінералізовані – розсоли), густиною 1040–1120 кг/м³; дебіти вод змінюються від 1–2 до 190 м³/добу, статичні рівні вод відбиваються на глибинах 80–170 м від гирла. Щодо прогнозованих покладів вуглеводнів води – підошвенні.

У надгіпсовому поверсі водоносні горизонти тісно приурочені до проникних піщано-алевролітових пачок чи окремих пластів пісковиків у розрізі косівської (верхньобаденський під'ярус) і дашавської світ (нижньосарматський під'ярус). Пластові води надгіпсового поверху головно двох типів: хлоридно-кальцієвого і гідрокарбонатно-натрієвого. У верхніх нижньосарматських горизонтах (зазвичай ВД-горизонти) води хлоридно-кальцієвого типу, у нижніх – гідрокарбонатно-натрієвого і хлоридно-кальцієвого. Густина вод 1015–1040 кг/м³, мінералізація від 10 до 70 г/л. Дебіти вод з нижньосарматських горизонтів змінюються від 1 до 30–40 м³/добу, статичні рівні становлять 100–300 м від гирла. Відносно газових покладів води нижньосарматських горизонтів нижні контурні (крайові) і проміжні. Розчинені у водах гази за складом – мета-

нові. Газонасиченість пластових вод змінюється від 150 до 550 см³/л залежно від відстані до газово-водного контакту (ГВК).

Зона активного водообміну на Боратицькій ділянці поширена до глибини 300–400 м. Рівень дзеркала ґрунтових вод відбито на глибинах від 1–2 до 10–15 м.

Розподіл пластових тисків у розрізі Боратицької ділянки прогнозоване на основі даних буріння та випробування свердловин на сусідніх ділянках (табл. 4.1). Також ураховано чинник впливу розробки Хідновицького газового родовища на величини поточних пластових тисків у горизонтах ВД-13–НД-7, які є головними об'єктами розробки.

Прогноз пластових температур у розрізі Боратицької ділянки виконано з урахуванням середнього значення геотермічного градієнта, який для Крукеницької западини за даними УкрДГРІ становить 3,4 °С/100 м.

Фізико-хімічні особливості пластових вод Хідновицького родовища наведено в табл. 4.2. Подібного типу та хімічного складу води необхідно очікувати і в розрізі Боратицької ділянки.

Таблиця 4.1

Прогнозний розподіл пластових тисків і температур у розрізі досліджуваного району (за матеріалами ГПУ «Львівгазвидобування, 2008)

Усереднені інтервали розкриття горизонтів, м	Горизонти	Прогнозні величини пластових тисків	Прогнозована пластова температура, °С глибина, м
Хідновицьке родовище			
15–1500	N ₁ sm ₁ (ВД-5–НД-7)	P _{пл} = (0,9–1,0)P _{гідр.}	<u>56–58</u> 1500
1500–2700	N ₁ sm ₁ (НД-8–НД-16), N ₁ b, N ₁ k, PR	P _{пл} = (0,95–1,05)P _{гідр.}	<u>70–75</u> 2000 <u>95–100</u> 2700
Боратицька ділянка			
10–1500	N ₁ sm ₁ (ВД-5–НД-7)	P _{пл} = (0,8–0,9)P _{гідр.}	<u>40–42</u> 1000
1500–2900	N ₁ sm ₁ (НД-8–НД-16), N ₁ b, PR	P _{пл} = (0,95–1,05)P _{гідр.}	<u>90–95</u> 2500 <u>100–110</u> 2900

Таблиця 4.2

Характеристика пластових вод Хідновицького родовища [4]

Гори-зонг	№ свердловини	Інт. ви-пробування, м	Мінералізація, г/л	Густи-на, кг/м ³	рН	Вміст компонентів, мг/л									Тип води (за Суліним)
						Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	J	Br	NH ₄	
ВД-13	24-Хд	845–880	52,44	1022	7,0	23507,60	557,17	265,63	37789,63	59,33	262,3	46,95	98,03	60	Хлоридно-кальцієвий
НД-1	39-Хд	957–950	49,59	1035	7,2	17856,65	1285,90	572,85	31354,94	35,84	158,6	7,46	77,89	150	Хлоридно-кальцієвий
НД-2	30-Хд	1012–990	36,10	1019	6,9	12656,90	819,58	402,88	21997,71	77,87	140,3	6,34	79,62	150	Хлоридно-кальцієвий
НД-3	32-Хд	1035–1000	37,61	1021	5,9	12835,84	1041,84	491,68	22839,96	149,97	252,0	31,74	165,48	150	Хлоридно-кальцієвий
НД-4	32-Хд	1137–1115	41,71	1025	6,1	13888,78	1389,12	590,02	25225,12	243,90	378,0	43,34	112,88	143	Хлоридно-кальцієвий
НД-5	32-Хд	1255–1233	39,47	1025	6,9	13425,79	1061,21	510,36	23527,62	125,66	817,4	57,40	101,90	203	Хлоридно-кальцієвий
НД-6	36-Хд	1320–1268	37,51	1021	–	12075,00	1190,27	518,53	21012,73	38,72	2049,6	–	–	–	Хлоридно-кальцієвий
НД-7	32-Хд	1426–1385	27,17	1015	7,0	10194,52	78,60	31,0	14593,90	293,75	1927,6	2,33	4,66	35	Хлоридно-кальцієвий
НД-13	29-Хд	2145–2176	20,98	1019	–	7626,90	140,35	68,15	10650,00	406,05	1952,0	28,88	50,92	–	Гідрокарб.-натрієвий
	33-Хд	2280–2318	27,01	1015	7,2	9597,90	325,54	98,70	14511,90	136,37	2110,6	10,15	78,55	120	Гідрокарб.-натрієвий
НД-14	29-Хд	2296–2325	15,49	1007	–	5524,00	88,22	28,82	7100,00	478,86	2196,0	30,89	53,00	–	Гідрокарб.-натрієвий
	33-Хд	2430–2445	19,6	1013	6,5	7581,49	198,35	89,50	11184,25	156,14	2013,0	11,00	58,00	110	Гідрокарб.-натрієвий
НД-15	29-Хд	2361–2461	19,75	1011	–	7275,00	60,15	24,46	9940,00	301,14	2074,0	7,61	69,68	–	Гідрокарб.-натрієвий
PR	400-Хд	2723–2800	72,53	1045	6,4	27666,30	3607,20	768,60	40008,50	142,00	335,5	–	–	–	Хлоридно-кальцієвий

5. ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ

Характер хвильового поля на отриманих часових розрізах свідчить про складність геологічної будови Боратицької ділянки, яка зумовлена насупною тектонікою (Стебницький насуп) різного типу тектонічними порушеннями.

5.1. Обробка та інтерпретація сейсмічних матеріалів

У результаті детальної обробки отриманих часових сейсмічних розрізів доволі впевнено простежено відбиті хвилі, які належать до гіпсо-анідритового горизонту тираської світи (N_{1ts}) (рис. 5.1) і реєструються на часах 1,8–2,1 с. Відбиті хвилі від меж у сарматських відкладах малоінтенсивні і характеризуються двома-чотирма фазами. Це чітко видно на профілях в інтервалі стеження горизонтів НД-15–17 (нижньодашавська світа) на часах 1,2–1,6 с, які характеризують умови їхнього залягання. Потрібно зазначити, що навіть на кінцевих часових сейсмічних розрізах мають місце елементи, що ускладнюють поле відбитих хвиль та пов'язані головню з різною складністю поверхневих сейсмогеологічних умов, хвилями-завадами, які повністю не вдалося усунути, а також промисловими перешкодами і порушеннями технології польових сейсмічних спостережень, хоча під час обробки вплив цих чинників зводився до мінімуму.

Складність глибинних сейсмогеологічних умов зумовлена насупами, тектонічними порушеннями різної амплітуди, які ускладнюють хвильове поле на часових розрізах.

Назагал, незважаючи на складний характер поля відбитих хвиль, отримані часові розрізи дають можливість визначитися з геологічною будовою ділянки (рис. 5.2), а також виконати детальні структурні побудови по газоперспективних горизонтах.

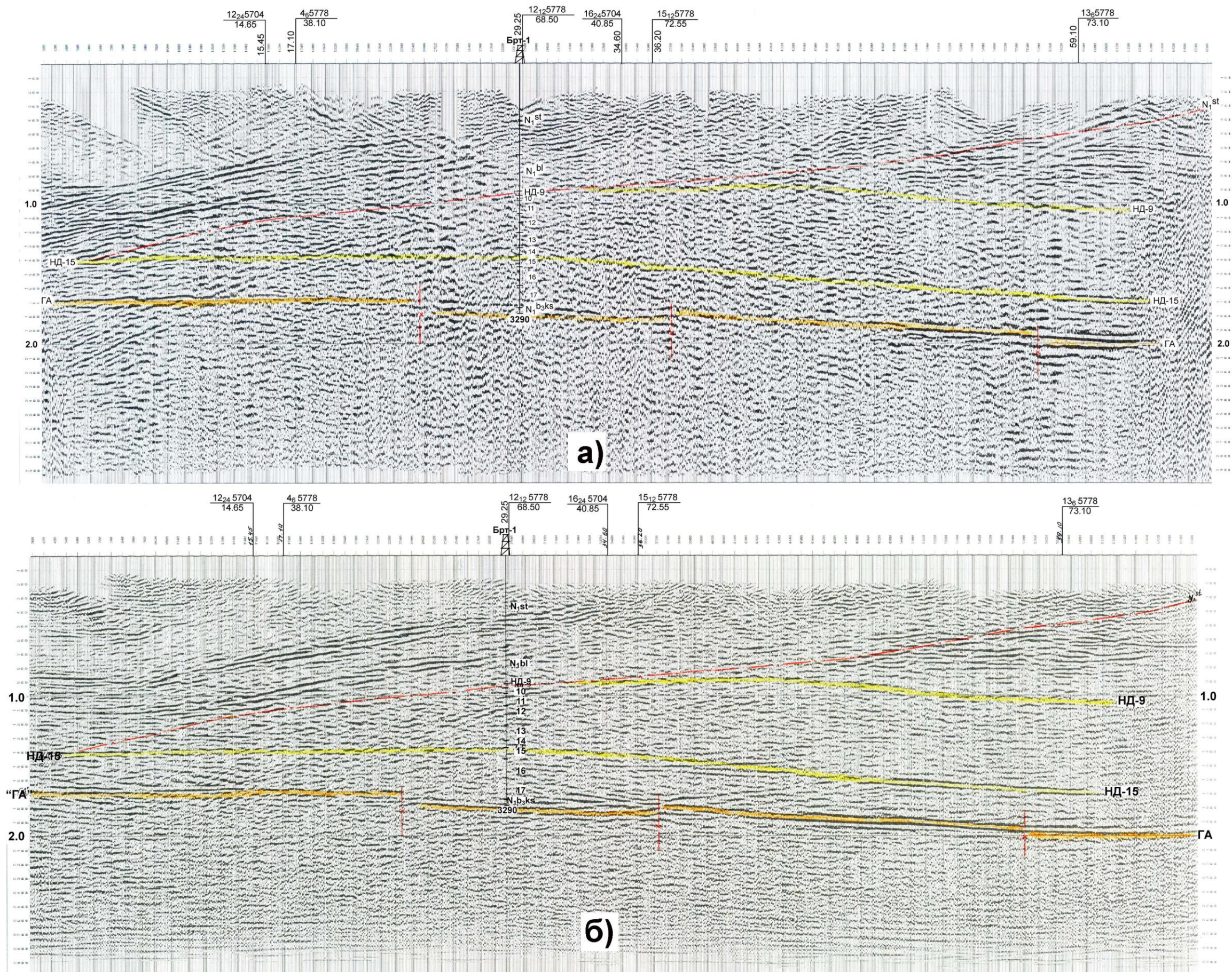


Рис. 5.1. Часові розрізи по профілю 11₂₄ 5704 (ЗУГРЕ, 2005):

а) Σ ВГТ (відбитої глибинної точки); б) MIGW45 (45-ти градусна кінцево-різницева міграція), яку виконано в системах обробки сейсмічних даних SPS-PC (Seismic Processing System for PC)

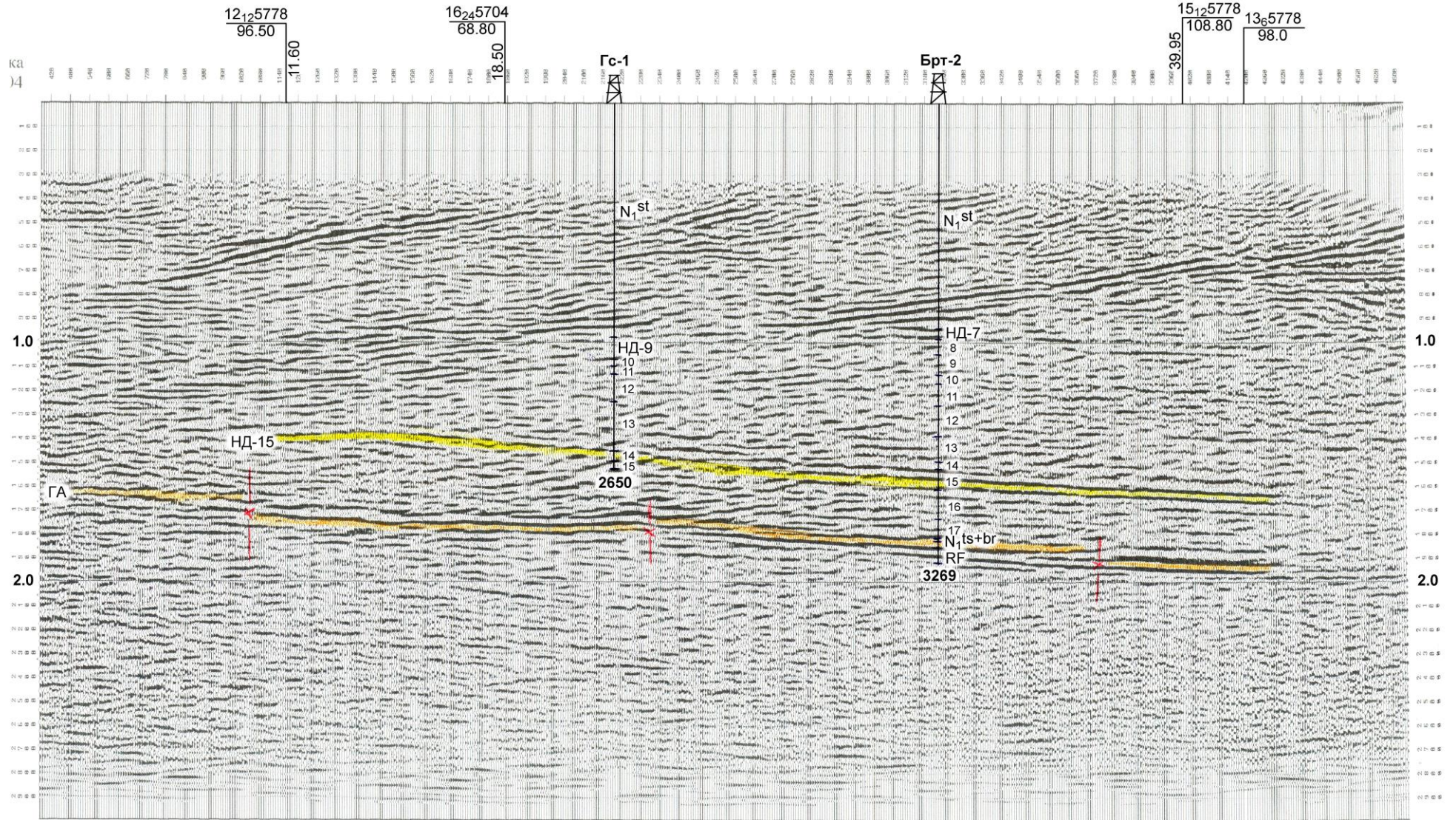


Рис. 5.2. Часовий розріз по профілю 13₂₄ 5704, MIGW45 (45-ти градусна кінцево-різницева міграція), яку виконано в системах обробки сейсмічних даних SPS-PC (Seismic Processing System for PC) (ЗУПРЕ, 2005)

5.2. Геологічна інтерпретація сейсмічних даних

На основі матеріалів сейсмічних досліджень з урахуванням даних глибокого буріння виконані структурні побудови по відбивних сейсмічних горизонтах НД-9, НД-15 (сармат, нижньодашавська підсвіта) і ГА (баден, тираська світа) з січенням ізогіпс 50 м.

Геологічні результати сейсмозвдувальних робіт на Боратицькій ділянці представлені структурними картами по відбивних сейсмічних горизонтах ГА (гіпсо-ангідритовий горизонт тираської світи середнього бадену), НД-15 і НД-9 (нижньодашавська підсвіта сармату, сейсмогеологічними і сейсмічними розрізами).

Структурний план гіпсо-ангідритової палеоповерхні на Боратицькій ділянці, як і в межах Крукеницької підзони назагал, за даними попередніх сейсмозвдувальних досліджень, багатий на розривні порушення. Вони різні за амплітудою і хаотичні за спрямуванням, відтак у їхній достовірності здебільшого можна засумніватися. Насамперед вони головно не простежуються вище горизонту ГА. Разом з тим, на етапі формування цієї поверхні причин для такої вертикальної роздробленості товщі не існувало. Навпаки, вона відтворює дещо в згладженій формі (малопотужні карпатій-нижньобаденські відклади частково знівелювали ерозійні перепади висот) рельєф донеогенової основи, який інтенсивно порізаний руслами палеорічок, позаяк вона впродовж тривалого періоду навіть за геологічними мірками була областю знесення матеріалу, спочатку у флішовий, а згодом і моласовий басейни. Через це ефект розриву фазової кореляції на часовому сейсмічному розрізі можуть спричиняти і крутоспадні ерозійні поверхні, зокрема, краї палеоврізів типу бортів палеорічок (рис. 5.3). Саме через це, будучи хибно трактовані як розломи, вони надали останнім непротяжності і хаотичну орієнтацію. На наш погляд, у *Крукеницькій підзоні ерозійний палеорельєф донеогенової поверхні є домінуючим структуроуктворювальним чинником у нижній частині неогенового чохла, зумовлюючи в ній структури облягання.*

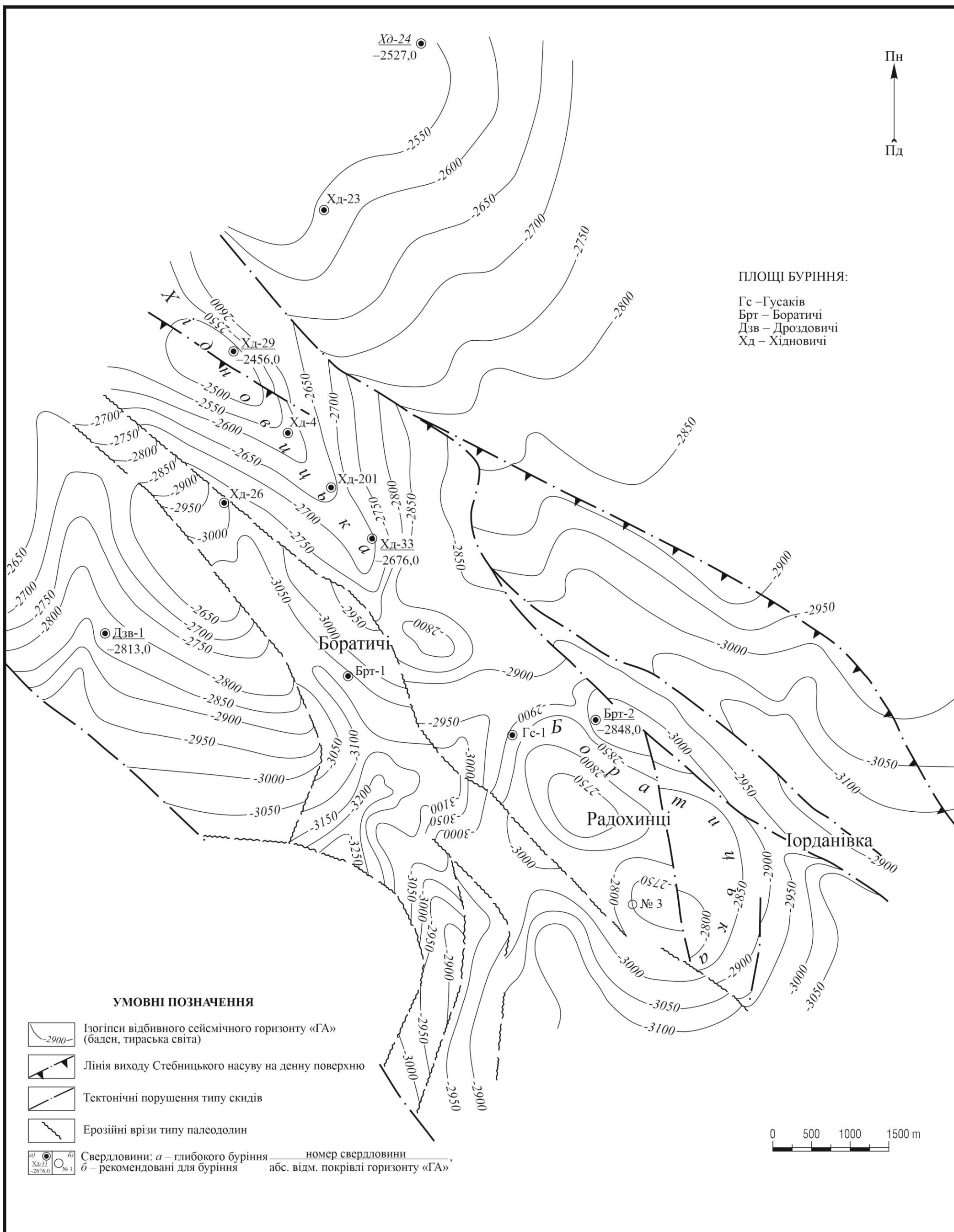


Рис. 5.3. Структурна карта по відбивному сейсмічному горизонту ГА (баден, тираська світа) за матеріалами ЗУГРЕ

Безпосередньо на газоперспективній Боратицькій ділянці за конфігурацією ізогіпс гіпсо-ангідристової поверхні достеменно вирисовується розгалужена долина річки, палеоруслі з обривистими берегами якої прийшлося на сполучний профіль 12₁₆5778, розділяючи хідновицько-боратицький і дроздовицький її береги. На ділянці між профілями 4₆ і 5₆5778 русло змінює напрям з південно-східного на південний. На цій же ділянці спостерігаємо ліву притоку цієї річки, яка розділяє Хідновицьку і Боратицьку морфоструктури. Боратицька структура відтворилася як «двогорба» з апікальними ізогіпсами –2750 м. Нижня частина надгіпсового неогену мала успадкувати геометрію гіпсометрії горизонту ГА, що й засвідчує карта по горизонту НД-15 (рис. 5.4). Апікальні частини Боратицької структури характеризуються ізогіпсою –2150 м, амплітуда 200 м, перспективна площа 9 км² (по ізогіпсі –2250 м).

У напрямі денної поверхні конформність структурних планів поволі порушується: південно-західні крила перегинів меншають до повної їхньої відсутності. Це вже результат «роботи» іншого структурного чинника – Стебницького насуву, який, будучи «рухомим» південно-західним берегом сарматського моря, тиснув на конседиментаційні відклади верхньої частини сарматської товщі, зумовлюючи формування поблизу площини насуву лінії амплітудних перегинів, не конформних до геометрії форм нижньої частини неогенового комплексу. Це «лінія Толвінського» антиклінальних складок, до яких приурочена низка газових родовищ України (Хідновицьке, Садковицьке, Пинянське) й суміжної території Польщі (Перемишльське, Тулиголовівське). Просторове розміщення «лінії Толвінського» визначає площина Стебницького насуву. Розходження між смугою морфоструктур, успадкованих від донеогенової основи і «лінією Толвінського» від польського кордону на південний схід поступово зростає, адже лінія Стебницького насуву в цьому напрямі виходить на більше північно-східніші рубежі. У хідновицькому перегині по усіх трьох відкартованих рівнях просторово співпадають, у боратицькому по ГА і НД-15 співпадають, по НД-9 зміщений на 2,5 км на північний схід (рис. 5.5).

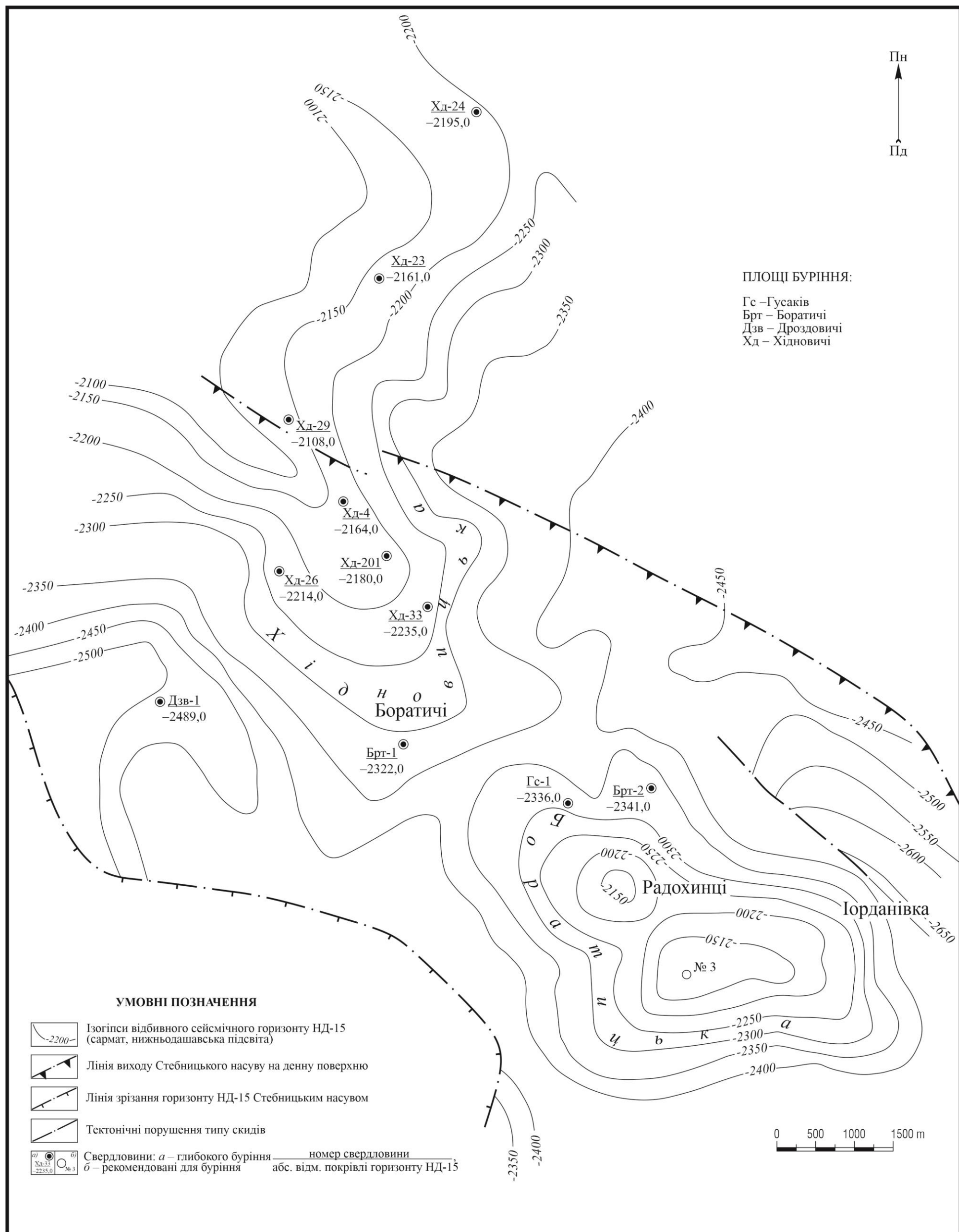


Рис. 5.4. Структурна карта по відбивному сейсмічному горизонту НД-15 (нижньодашавська підсвіта, сармат) за матеріалами ЗУГРЕ

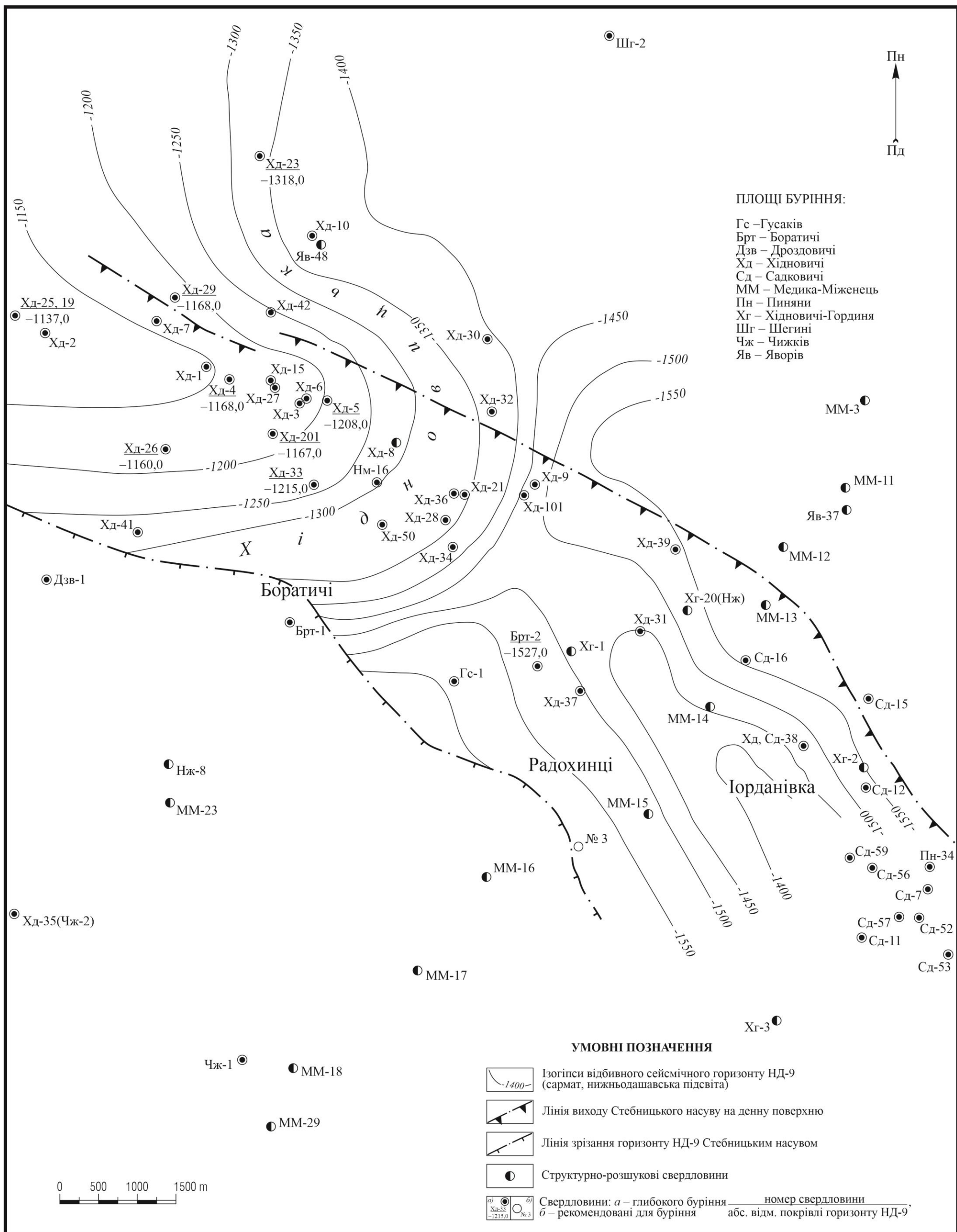


Рис. 5.5. Структурна карта по відбивному сейсмічному горизонту НД-9 (нижньодашавська підсвіта, сармат) за матеріалами ЗУГРЕ

Боратицька ділянка знаходиться поблизу Хідновицького родовища і виділена від нього по покрівлі продуктивними в них горизонтами нижнього сармату (НД-15, НД-9) прогином амплітудою 100 м, який успадковує ерозійний вріз у породах докайнозойського фундаменту.

Безпосередньо в межах Боратицької перспективної ділянки виділено два брахіантиклінальні склепіння амплітудою по 75 м і розмірами $2 \times 1,5$ км (північно-західне) і $1,5 \times 1,3$ км (південно-східне). Південно-східне склепіння порушене субмеридіональним скидом, який є відгалуженням від повздовжнього порушення. Утім скид відсутній безпосередньо над гіпсо-ангідритовим горизонтом. На нашу думку, скид продовжується вище продуктивного горизонту НД-15, що відображено на хвильовому полі, де його амплітуда становить близько 20 м. Незважаючи на це, вибір місця закладання розшукової свердловини 3-Боратицька є вірним, оскільки західний блок даної структури значно більший за площі. Крім цього, дана свердловина по продуктивних горизонтах НД-9–13 може знаходитися в оптимальних умовах, тобто в межах принасувної структури, яку простежено по відбивному горизонту НД-9, однак нами на структурній карті не показано, так як її амплітуда менша 50 м. Поза увагою залишається і відображена на трьох сейсмічних профілях (7, 13 і 16) північно-західна структура, хоча в безпосередній близькості від неї у св. 2-Боратицька виділяться газонасичені верстви. На нашу думку, дане підняття все таки потрібно було б урахувати за першочергове в процесі проектування розшуково-розвідувального буріння, оскільки цілісність південно-східної структури може бути порушена скидом.

Назагал Боратицьку структуру виділено впевнено, а враховуючи її просторове розташування й літологічний розріз пробурених поряд свердловин (1-Гусаківська, 2-Боратицька) та багато хідновицьких і садковицьких свердловин, її потрібно вважати одною з перспективних під час постановки розшуково-розвідувального буріння. На наявність в її межах кондиційних колекторів вказує безпосередня близькість Боратицької ділянки до крупного ерозійного врізу північно-східного напрямку, амплітуда якого становить понад 300 м, що

відображено на сейсмічному профілі. Даний вріз міг виконувати роль каналу постачання теригенного матеріалу з Карпатського регіону [5].

Представлена сейсмічна модель території за межами Боратицького підняття недосконала. Так, повздовжні тектонічні порушення південно-західніше св. 26, 33-Хідновичі, 1-Гусаків показані на картах як ерозійні врізи, а в північно-західній частині по тальвегу проведено невеликий структурний перегин, який нагадує крило антиклінальної складки, склепіння якої знаходиться північно-західніше ділянки. Незрозумілим є також перегин всередині ерозійного врізу південно-західніше північно-західного Боратицького склепіння. Це могло бути вододілом між двома річковими долинами, однак тут вони показані як єдине ціле. Південно-західніше основного ерозійного врізу також показане витягнуте в південно-західному напрямі крило антиклінальної складки, природу якого дуже важко пояснити.

Можливо помилковим є також те, що тектонічні порушення як південно-східніше поздовжнє, так і скид, який розділяє Боратицьку структуру, простягаються лише до межі ерозійної долини. І насамкінець, межі ерозійних врізів нами показані як тектонічні порушення, тобто не в'яжуться структурні плани лівих і правих берегів, а краї показані як вертикальні.

Вірогідно, ерозійний вріз надійно виділено лише південно-західніше св. 1-Боратичі, в іншій частині ділянки це питання потребує додаткового вивчення, а межі повздовжнього ерозійного врізу південно-східного простягання все ж таки необхідно показати як тектонічні порушення, що пов'язані з альпійськими орогенними процесами [23].

Фундаментом Крукеницької западини є сильно дислоковані і метаморфізовані породи рифею. Глибина залягання рифейських відкладів на Боратицькій ділянці 3600 м. Структура розмитої поверхні рифейських відкладів представляє видовжену з північного заходу на південний схід брахіантиклінальну складку, склепіння якої знаходиться на території Польщі [4].

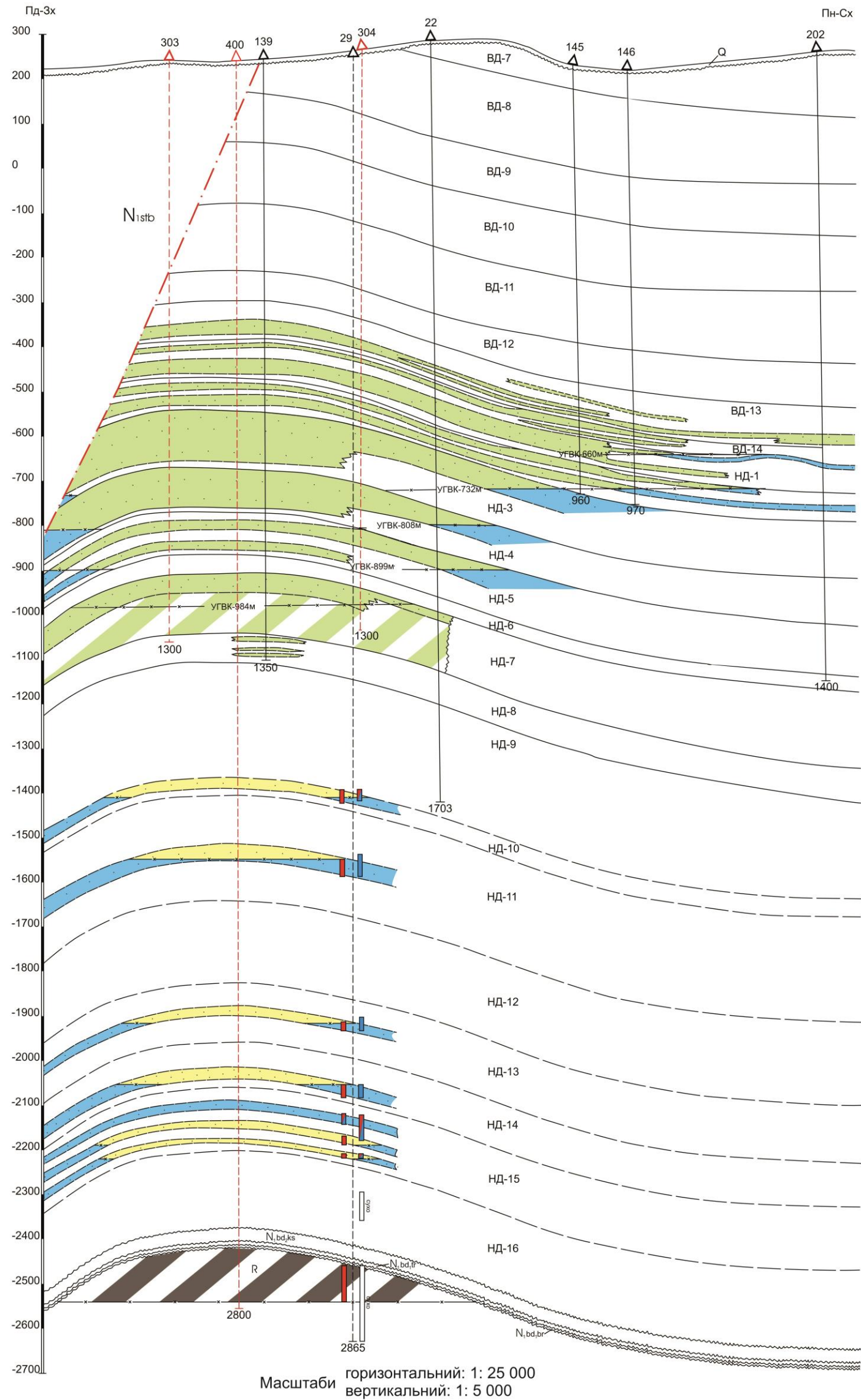
На Хідновицькому родовищі відклади рифею розкрили всього три свердловини – 24-Хд, 29-Хд і 33-Хд. Попри це рифейські відклади за даними ГДС

у св. 24-Хд і 33-Хд схарактеризовані як водонасичені, а в св. 29-Хд як продуктивні. Однак під час випробування цього об'єкту (інт. 2865–2703 м) припливу флюїдів не отримано.

З метою розвідки рифейського покладу нафти на Хідновицькому родовищі запропоновано пробурити розвідувальну св. 400-Хд. Свердловину закладено в склепінній частині брахіантиклінальної структури на відстані 380 м на південний захід від св. 139-Хд. Проектна глибина розвідувальної свердловини – 2800 м (рис. 5.6).

Перспективи нафтогазоносності глибокозанурених утворень Крукеницької підзони Більче-Волицької зони, а саме тієї її частини, що розташована під Стебницьким насувом, необхідно пов'язувати з таким нафтогазоносним комплексом як корою звітрювання рифейсько-нижньопалеозойських порід. Кора звітрювання рифейсько-нижньопалеозойських відкладів вивчена дуже слабо. Крім літологічного складу за даними окремих кернів практично більше нічого невідомо. Каротажних діаграм мало, для деяких свердловин вони зовсім відсутні. За даними інтерпретації кривої ПС у св. Чижки-2 рифейські сланці є проникними. За даними св. Тростянець-13 і 14 у покрівлі товщі денудованих кембрійських відкладів наявні низькопористі пісковики потужністю 10–30 м з ознаками проникності. Додамо, що породи метаморфізовані, перем'яті і розбиті тріщинами. Поверхня рифейсько-нижньопалеозойських порід має ерозійне та тектонічне походження, що зумовлює можливість існування пасток для нафти і газу. У межах Більче-Волицької зони Передкарпатського прогину виділено 16 припіднятих ділянок такого палеорельєфу. Найперспективнішою є Боратицька структура (рис. 5.7) з глибиною розкриття нафтогазоносних відкладів 3600 м,

Отже, на особливу увагу заслуговує також і підгіпсова частина неогенового розрізу – рифейські відклади, з якими на Боратицькій ділянці можуть бути пов'язані нафтові пастки як тектонічно, так і стратиграфічно і літологічно екрановані, на що вказують нафтогазопрояви в розрізі рифею на Твіржівській площі [19, 23].



Масштаби горизонтальний: 1: 25 000
вертикальний: 1: 5 000

УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

- | | | | | | |
|-------|---|--|--|--|---|
| ВД-7 | горизонти верхньодашавської підсвіти | | колекторські різновиди порід з переважанням пісковиків | | підшва Стебницького насуву |
| НД-16 | горизонти нижньодашавської підсвіти | | колекторські різновиди порід з переважанням алеволітів | Результати дослідження газоносності свердловин
Висновки по ГДС (ліворуч), стаціонарне випробування свердловин в експлуатаційній колоні (праворуч); висота колоні показує інтервал перфорації | |
| | a) дійсні границі; б) умовні; в) незгідні | | запаси газу по категорії С ₁ | | a) водонасичений пласт, б) газонасичений пласт, в) сухий пласт, г) вода + газ |
| | прийнятий до підрахунку запасів умовний газоводяний контакт | | запаси газу по категорії С ₂ | | свердловини: a) проектні, б) пробурені штриховою лінією показані знесені на профіль свердловини |
| | прогнозований поклад нафти | | вода | | |

Рис. 5.6. Рифейське брахіантиклинальне підняття з прогнозованим нафтовим покладом у глибокозануреній частині Хідновицького газового родовища (за даними буріння св. 29-Хд)

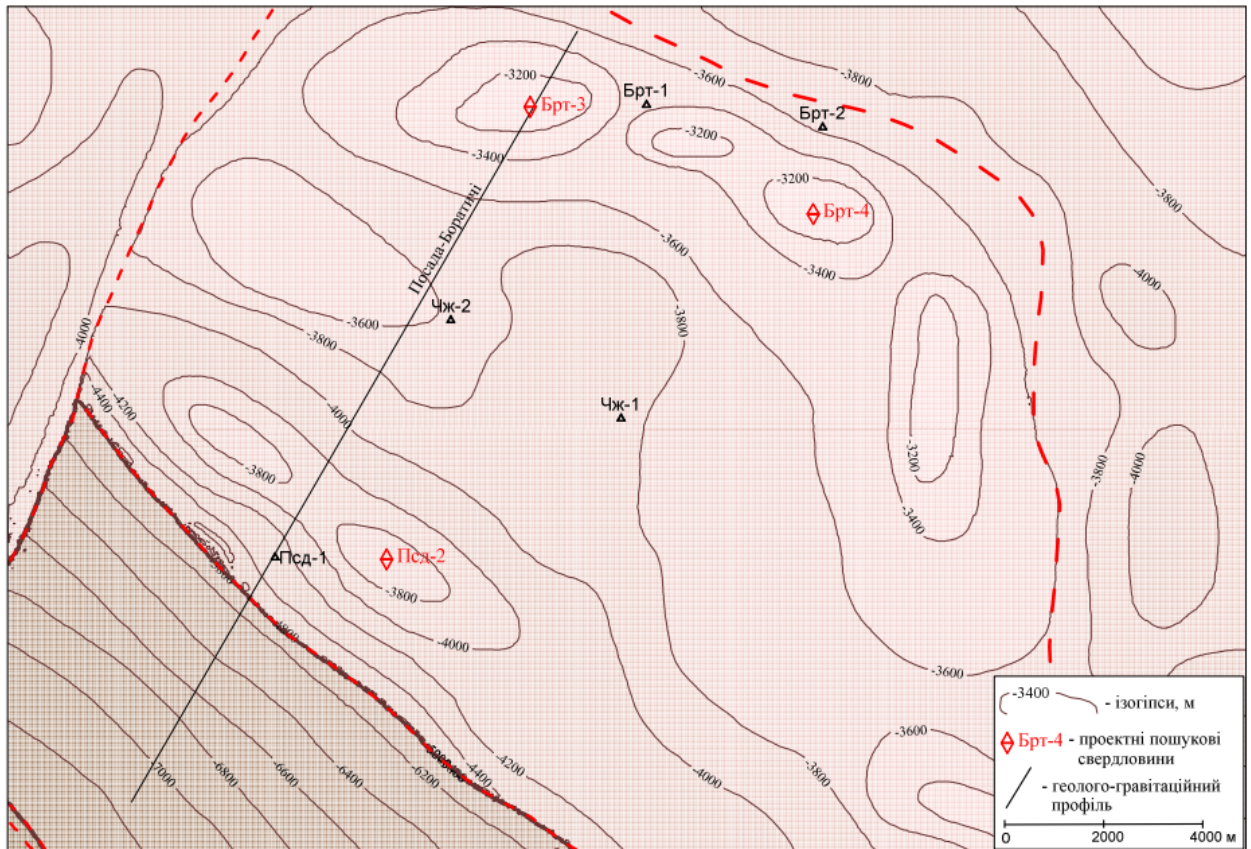


Рис. 5.7. Схематична структурна карта покрівлі рифейських відкладів ділянки Посада–Боратичі за даними буріння та інтерпретації аномального гравітаційного поля [15]

5.3. Регіональний прогноз нафтогазоносності

Характер співвідношення тектонічних порушень та покладів вуглеводнів визначено під час розвідки і розробки продуктивних горизонтів газових родовищ району (табл. 5.1). Екранування газових покладів розривними порушеннями виявлено тільки в Косівсько-Угерському блоці. У Крукеницькому блоці порушених розломами покладів не виявлено, крім екранування покладів вуглеводнів Стебницьким насувом [26].


Одним з найголовніших елементів тектонічної будови Передкарпатського прогину є Стебницький насув. Дослідники виділяють його як насунуту частину Внутрішньої зони прогину, інші – обґрунтовують виділення покриву в окрему Самбірську зону Передкарпатського прогину.


Стебницький насув складений породами балицької і стебницької світ міоцену. Підстильні відклади в розрізі не розкрито. Численні свердловини, які пробурено в товщі покриву, розкрили тільки міоценові відклади.


Таблиця 5.1

Тектонічна порушеність покладів вуглеводнів північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину [26]

Родовища	Верхньодашавська підсвіта										Нижньодашавська підсвіта													карпатий- мезозой					
	ВД-5	ВД-6	ВД-7	ВД-8	ВД-9	ВД-10	ВД-11	ВД-12	ВД-13	ВД-14	НД-1	НД-2	НД-3	НД-4	НД-5	НД-6	НД-7	НД-8	НД-9	НД-10	НД-11	НД-12	НД-13		НД-14	НД-15	НД-16	НД-17	
Свідницьке	■	■	■	■	■	■	■	■	■																				
Коханівське																													■
Вижомлянське																													
Вишнянське									■	■				■	■					■	■	■							■
Нікловицьке												■	■				■	■											■
Орховицьке																							■	■	■				■
Макунівське																										■			
Хідновицьке									■			■	■	■	■		■												
Садковицьке									■			■	■	■															
Пинянське									■			■	■																
Залужанське									■																		■		
Новосілківське																											■		
Рудківське														■	■					■	■								■
Майницьке																								■					
Городоцьке													■	■															■
Верещицьке																													■
Сусолівське																											■		
Грушівське																									■	■	■		
Тинівське													■	■	■	■													
Східно-Довгівське																									■	■	■		
Південно-Грабинське																													■
Меденицьке																													■
Малогорожанське																													■
Рубанівське																													
Опарське												■	■	■	■		■	■	■										
Легнянське																										■	■	■	■
Грудівське																													■
Більче-Волицьке																													■
Гаївське																													■
Кавське																													■
Глинківське																													■
Угерське																													■
Південно-Угерське																													■

 газові поклади в зонах регіональних порушень

 тектонічно порушені поклади

 непорушені поклади

Палеогенові флішеві відклади не виявлено в жодній з свердловин, відповідно вони не беруть участі в його будові. Автохтоном-фундаментом глибинних частин покриву є занурені платформні утворення. Підтвердженням цього є результати глибинного буріння в Польщі. Св. Кузьміна-1 (гл. 7541 м) і Цісова-1 (гл. 4367 м) під насувом Карпат розкрили автохтонні баденські, нижньо-сарматські і докембрійські відклади. На Лопушнянському родовищі на глибинах більше 4000 м під насувом флішу виявлено стебницькі відклади. Фундаментом для насунутих структур є автохтонні баденські відклади й платформні крейдові, юрські й палеозойські утворення [20].

Найповніше Стебницький насув представлений у північно-західній частині прогину. Завширшки він тут 20–24 км. Потужність покриву збільшується на південний захід і сягає 5–6 км поблизу Бориславсько-Покутської зони. Горизонтальне переміщення насуву визначено відстанню між лінією його виходу на денну поверхню і положенням крайньої північно-східної гілки Передкарпатського розлому та становить 15–30 км.

У Зовнішній зоні прогину відкрито 24 родовища, які локалізовані перед фронтом Стебницького насуву, а деякі повністю ним перекриті (рис. 5.8). Тому площина насуву є шляхами міграції флюїдів і газу, а принасувні міоценові підняття виникли на завершальному етапі альпійського тектогенезу за рахунок тангенціального тиску з боку Карпат у післяранньосарматський час [11].

На родовищах газу Хідновичі, Садковичі, Залужани, Опари, Кавсько, Гаї, Летня, Угерсько площину Стебницького насуву інтерпретовано як екран для покладів газу дашавської світи. Про екранувальні властивості площини насуву свідчать також положення ГВК, які часто занурені в бік насуву. За відсутності екранування, ГВК були б підняті в бік площини насуву. Хімічний склад пластових вод у породах насуву і суміжних баденсько-сарматських відкладах різний, що також свідчить про їхню повну розмежованість [8, 26].

Детальне вивчення будови фронтальної частини Стебницького насуву засвідчує, що площина насуву може бути не лише екраном, а й підвідним каналом для міграції вуглеводнів [3, 12, 24].

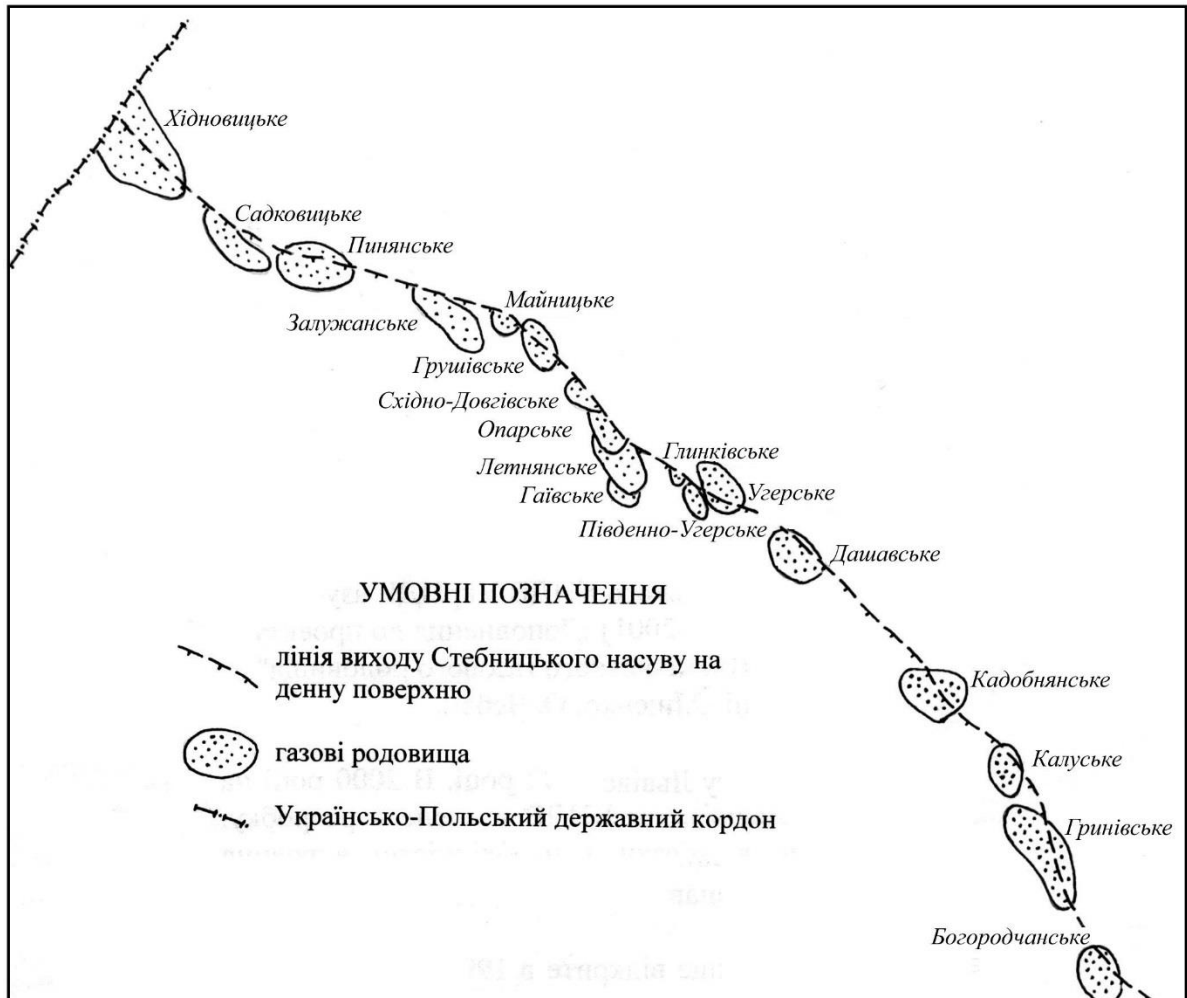


Рис. 5.8. Схема розміщення газових родовищ уздовж фронту Стебницького насуву

Стебницький насув вивчено низкою свердловин, у зв'язку з чим визначено його складну будову. На суміжному Хідновицькому родовищі газу у фронтальній частині насуву розкрито своєрідний тектонічний елемент (рис. 5.9). Він представлений дислокованими баденсько-сарматськими відкладами з численними дзеркалами ковзання. Ця структура, вірогідно, є параавтохтонною, яка відірвана від автохтонної основи крупного масиву й втягнена в насування (рис. 5.10).

Осадкові відклади Стебницького насуву зім'яті в лінійні складки. Особливістю складчастої структури є поширення синкліналей, які розділені вузькими антикліналями. Морфологічно складки мають крутоспадні кути падіння крил (від 45 до 70–80°), високий ступінь стиснення порід, наявні явища будиначу і пошарові дзеркала ковзання. Розвинені також насуви другого порядку і поперечні розриви, для шарів порід насуву притаманна різка зміна потужності.

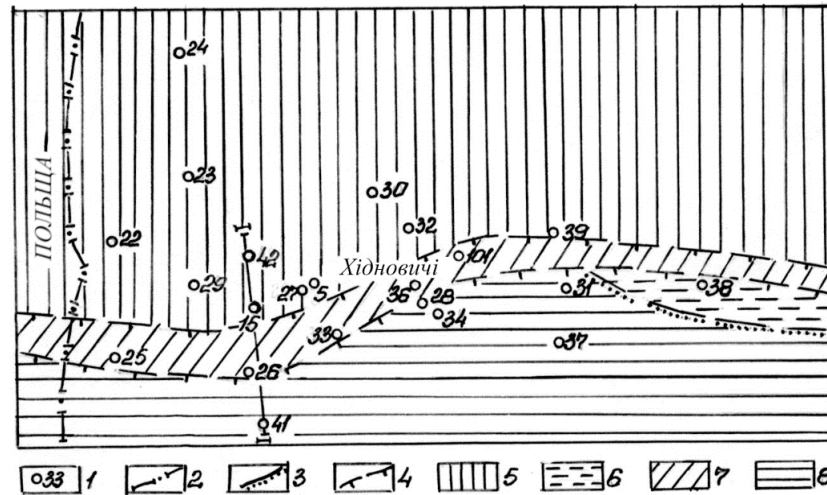


Рис. 5.9. Схема геологічної будови Хідновицько-Боратицької структури [2]:

1 – розвідувальні свердловини; 2 – державний кордон; 3 – лінія стратиграфічного неузгодження; 4 – лінії насувів; 5 – відклади верхньодашавської підсвіти нижнього сармату; 6 – нерозчленовані утворення нижнього сармату; 7 – параавтохтонні баденсько-сарматські утворення міоцену; 8 – стебницько-балицькі відклади міоцену.

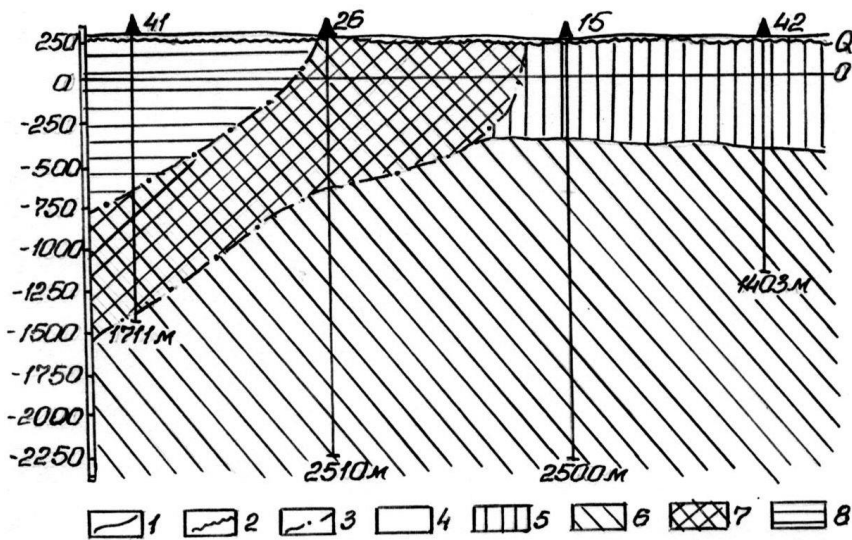


Рис. 5.10. Геологічний розріз по лінії I-I [2]:

1 – геологічні границі; 2 – стратиграфічні границі; 3 – лінія насувів; 4 – четвертинні відклади; 5 – відклади верхньодашавської підсвіти; 6 – відклади нижньодашавської підсвіти; 7 – параавтохтонні баденсько-сарматські утворення міоцену; 8 – стебницько-балицькі відклади міоцену.

Будова підшви Стебницького насуву залежить від простягання регіональних розломів, які розвинуті в Зовнішній зоні. Від Хідновицького до Залужанського родовищ ізопахіти підшви насуву простягаються паралельно лінії насуву на поверхні. На південний схід їхнє простягання різко змінюється. Чітко виділяється Краковецький розлом у вигляді смуги крутоспадного падіння поверхні насуву з 1000–1500 до 4000 м. Занурення підшви насуву спостерігається з перетинанням Надвірнянського та Калуського скидів.

Однак на Богородчанському газовому родовищі виявлено лінзоподібний газовий поклад («верхній горизонт») у підшві Стебницького насуву. Під час його розробки виявлено, що існує газодинамічний зв'язок між цим покладом і покладами в баденських відкладах, які залягають нижче. Тобто, тут площина насуву є каналом міграції флюїдів [3].

Важливі дані щодо провідності насуву дають геохімічні дослідження. На крайньому північному заході площина Стебницького насуву є екранувальною і фактично не впливає на геохімічні поля поблизу Хідновицького, Садковицького і Пинянського родовищ газу. Питання про флюїдопровідність площини насуву на Залужанському родовищі геохімічно остаточно не вирішене. На південний схід провідність площини Стебницького насуву поза сумнівом. Зокрема, Грушівське родовище, яке перекрите відкладами насуву, не відображене в геохімічних полях приповерхневих верств. Аномальне поле метану тут має чітко лінійний характер та відбиває зону виходу на поверхню площини Стебницького насуву.

Утім площина насуву залишається флюїдопровідною на південний схід. Тут спостерігається чітка межа у вмісті метану в газах відкритих пор автохтонних відкладів Зовнішньої зони та алохтонних відкладів насуву. Геохімічні поля вуглеводневих газів над автохтонними й алохтонами породами різко відрізняються один від одного, що дає змогу чітко провести лінію виходу Стебницького насуву на денну поверхню [14].

Для оцінки ролі Стебницького насуву у формуванні газових родовищ необхідно розкрити механізм його утворення. Якщо насуютворення відбулося на завершальному етапі альпійського тектогенезу під дією тангенціальних зусиль з боку Карпат, то насувом мали зрізатися й витискатися в бік платформи баденські і нижньосарматські відклади. Палеопотужності цих відкладів відповідали глибинам залягання донеогенової поверхні, які зараз сягають 4,5–5 км. Якщо припустити, що насув вижимав ці породи, то вони мали в післяранньосарматський час повністю розмитися. Однак даних про наявність і розмив такої маси порід немає.

Антиклінальні структури, які простягаються вздовж насуву, сформувалися не під дією тиску з боку насуву, а конседиментаційно, успадковуючи нерівності дна морського басейну. Про це свідчить зміщення склепінь складок по мірі омолодження відкладів у північно-західному напрямі. У склепіннях антикліналей, які знаходяться як уздовж насуву, так і на відстані від нього, спостерігається зменшення потужності міоценових відкладів, що також підтверджує їхню конседиментаційність [1].

Конседиментаційне утворення локальних міоценових піднять вплинуло на конфігурацію лінії фронту насуву. Вихід фронту Стебницького насуву на поверхню має вигляд хвилястої лінії, яка простежується на північний схід над синкліналями міоценових відкладів і відступає з наближенням до антиклінальних структур. Це явище пояснено підвищеним опором піднятих ділянок Зовнішньої зони насуванню стебницьких відкладів.

Формування Стебницького насуву відбувалося конседиментаційно і продовжувалося тривалий час. Фронт насуву був південно-західним берегом баденсько-сарматського басейну на час відкладення кожного горизонту. Упродовж усього часу нагромадження баденських і нижньосарматських відкладів відбувалося поступове насування стебницьких порід у північно-східному напрямі в бік платформи. Швидкість насування – від 2,5–5 мм/рік до 1–5 см/рік. Дослідження горизонтальних деформацій земної кори на Карпатському геодинамічному полігоні показали, що навіть сьогодні горизонтальна амплітуда деформації земної кори відбувається зі швидкістю близько 4 см/рік у напрямі платформи. Утягнення порід автохтону в насув викликане миттєвими катастрофічними зсувами відкладів у некомпенсовані западини.

Особливістю газових покладів зони Стебницького насуву є їхня відсутність у мезозойських відкладах. Особливо це характерно для центральної і південно-східної частин Зовнішньої зони, хоча мезозойські відклади мають хороші колекторські властивості. Це пояснено впливом Стебницького насуву, який зрізує частково або повністю баденсько-сарматську покривку й, відповідно, сприяє руйнуванню газових покладів у відкладах мезозою.

Отже, роль Стебницького насуву у формуванні газових родовищ як позитивна, так і негативна. З одного боку, площина насуву є екраном, який сприяв утворенню газових покладів у міоценових відкладах, з іншого – насув руйнував газові поклади у мезозойських відкладах. У минулому, за вищих перепадів пластового тиску, площина насуву, вірогідно, була підвідним каналом для міграції флюїдів з осередків їхнього утворення до пасток [26].

Промислову газоносність міоценових піщано-алевролітових товщ Стебницького насуву визначено на Пинянському, Богородчанському, Меденицькому, Південно-Угерському, Летнянському, Опарському і Гаївському газових родовищах. Це лінзоподібні поклади у подошві насуву потужністю 2–20 м, які утворюють багатоярусні газонасичені інтервали (до 5 лінз) в нижньо- і верхньодашавській підсвітах сарматського ярусу міоцену Зовнішньої зони Передкарпатського прогину [3].

5.4. Локальний прогноз нафтогазоносності

У Більче-Волицькій зоні Передкарпатського прогину виділено два поверхи нафтогазоносності – підгіпсовий (мезозой-карпатійський), з яким пов'язані нафтові, газові і газоконденсатні поклади та надгіпсовий (верхньобаденсько-нижньосарматський), для якого особливо характерні газові і газоконденсатні поклади [3, 26].

У Крукеницькій западині Більче-Волицької зони нині виявлено промислову газоносність надгіпсового поверху. Природними резервуарами пластового типу є піщано-алевролітові горизонти дашавської світи, які в покрівлі і подошві обмежені непроникними глинисто-аргілітовими товщами [3, 26].

У підгіпсовому поверсі Крукеницької западини зафіксовані нафтопрояви на Твіржівській площі і Залужанському родовищі, що свідчить про перспективність підгіпсового поверху з нафтогазового погляду. Підгіпсовий природний резервуар – масивного типу, за якого у Крукеницькій западині породами-колекторами є звітрілі у покрівельній частині відклади рифею в комплексі з

проникними теригенними утвореннями карпатію, що незгідно перекриті непроникними баденськими теригенно-хемогенними відкладами [1].

Перспективна Боратицька ділянка охоплює підгіпсову нафтоперспективну і надгіпсову газоперспективну частини розрізу.

У підгіпсовій нафтоперспективній частині розрізу за сейсмогеологічними даними прогнозована структура-пастка комбінованого типу тектонічно і стратиграфічно екранована, яка пов'язана з ерозійним виступом докембрійського фундаменту (у межах північно-східної частини Боратицької ділянки), яку картографували у 3 км на північний схід від св. 24-Хд (див. рис. 5.7). Припускається, що поперечний скид амплітудою до 30 м може бути екраном для підгіпсового резервуару, який складений відкладами карпатію з прогнозованою потужністю 10–20 м та еродованими у покрівельній частині рифейськими породами. Висота замкнутої пастки (тектонічно екранованої, обмеженої ізогіпсою –2400 м) – 50 м, нафтоперспективна площа – 2,75 км².

У вигляді порід-колекторів у підгіпсовому резервуарі виступатимуть пісковики й алевроліти карпатію в комплексі з еродованими теригенними і метаморфізованими відкладами рифею. Відкрита пористість відкладів карпатію прогнозована в межах 10–14 % (за даними ГДС і керну по свердловинах Крукеницької западини), що є типово для промислового нафтогазонагромадження. У покрівельній еродованій частині рифейських порід пористість окремих пропластків може становити 7–14 % (за даними ГДС у свердловинах Крукеницької западини). Про задовільні ємнісно-фільтраційні характеристики еродованої частини рифейських відкладів свідчать також дані випробування св. 400-Хд, у якій з інт. 2723–2800 м у результаті випробування в колоні отримано приплив пластової води дебітом 20 м³/добу. Породами-екранами є непроникні теригенно-хемогенні баденські аргіліти і мергелі баранівського горизонту, гіпсо-ангідрити тираської світи, а також глини й аргіліти косівської світи міоцену.

Отже, у підгіпсовій частині Боратицької ділянки прогнозований поклад нафти комбінованого типу – масивно-пластовий тектонічно екранований, во-

доплаваючий. Фізико-хімічні властивості нафти прогнозовані подібно до нафти зі св. 1-Твіржівської (табл. 5.2).

Таблиця 5.2

Інженерно-технологічні показники нафти зі св. 1-Твіржівська (інт. 3614–3634 м) за результатами оцінки ІГГК НАН України (О. М. Богдана і О. В. Шеремети)

Показники	Значення
Густина, г/см ³	0,860
В'язкість, сСт:	
– за t = 50 °С	50
– за t = 100 °С	0,7
Вихід фракцій, %:	
– до 200 °С (бензин)	23
– 200–300 °С (гас, дизельне пальне)	45
Вміст сірки, %	0,1
Нафта належить до групи легких і малосірчаних з парафіно-нафтовою основою. Може бути сировиною для моторних палив (бензин, дизельне пальне).	

Газоперспективний надгіпсовий поверх охоплює нижньосарматські горизонти від НД-10 до НД-16, по яких за сейсмогеологічними даними простежена успадкована від виступу фундаменту структура-пастка. Перспективи промислової газоносності пов'язані з горизонтами НД-10, НД-13, НД-14 і НД-15, які характеризуються задовільними колекторськими властивостями (за даними ГДС в сусідніх св. 1, 2-Шг, 24-Хд і ін.). Породами-колекторами є піщано-алевролітові пачки порід, що складають основу нижньосарматських горизонтів. Відкрита середня по потужності пачки пористість може змінюватися від 10 до 15 %. Породами-екранами є глинисто-аргілітові (з прошарками туфітів) перемички, що розділяють піщано-алевролітові пачки.

У надгіпсовій частині Боратицької ділянки прогнозовані пластові склепінні, тектонічно екрановані газові поклади. На окремих горизонтах можна виявити й літологічно екрановані з північного заходу поклади, які аналогічні за будовою до газових покладів Хідновицького родовища. Газ передбачений високої якості (93–98 % CH₄), який за фізико-хімічними властивостями подібний до газів Хідновицького родовища та сусідніх ділянок (табл. 5.3).

Над виділенням Боратицьким підняттям за результатами геохімічних досліджень зафіксовані зони аномальних геохімічних параметрів, що є додатковим аргументом нафтогазоносності надр [9].

Таблиця 5.3

Фізико-хімічна характеристика природних газів Хідновицького родовища та суміжних площ [4]

Горизонт	№ св. (інт. відбору)	Відносна густина	Теплотворна здатність, кДж	Склад газу, % об.								
				CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂	CO ₂	N ₂	He	H ₂ S
ВД-13	Продуктивні горизонти Хідновицького родовища	0,5578	33006	98,35	0,130	0,045	0,02	0,05	0,15	0,800	–	–
НД-1		0,5594	32100	98,97	0,120	0,030	0,02	0,02	0,10	1,870	–	–
НД-2		0,5577	33040	98,89	–	–	–	–	0,15	0,921	0,08940	–
НД-3		0,5578	33213	98,61	0,235	0,080	0,05	–	0,10	0,710	0,00575	–
НД-4		0,5674	33230	98,53	0,240	0,100	0,07	Сліди	0,10	0,860	-	–
НД-5		0,5622	33371	98,34	0,283	0,333	0,05	–	0,10	0,850	0,00330	–
НД-7		0,5604	32810	97,45	0,420	Сліди	–	–	0,10	2,030	0,00880	–
НД-13	2-Шегинська (2192–2276 м)	0,5900	–	93,067	1,166	0,074	0,214	0,087	0,757	4,635	–	–
НД-13	33-Хідновицька (2280–2318 м), газ, розчинений у воді	0,5580	–	98,33	0,36	Сліди	–	–	0,40	0,82	0,09	–
НД-14	33-Хідновицька (2430–2445 м), газ, розчинений у воді	0,5800	–	95,01	0,25	0,03	–	–	0,52	4,165	0,025	–

6. ГЕОХІМІЧНА ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ

Геохімічні дослідження на Боратицькій ділянці виконували в комплексі з сейсморозвідувальними з метою виявлення ділянок з підвищеним вмістом вуглеводнів як можливих пасток їхньої акумуляції на основі вивчення закономірностей просторових змін концентрацій вуглеводневих сполук у літосфері [2].

6.1. Методика геохімічних досліджень

Об'єктом досліджень є газова складова приповерхневих товщ, що охоплює гази, які сорбовані породою, і вільні гази порового простору, для вивчення яких у полі відбирали проби порід з глибин 0,7–1,0 м, а також вимірювали величину природного потоку вуглеводневих газів з надр землі в атмосферу.

Роботи виконано на 12 геохімічних профілях з загальною довжиною 66,0 пог. км, відстанню між профілями 1–1,5 км та кроком спостереження 250 м. Усього 264 пункти відбору проб.

Проби вільних газів порового простору відбирали за допомогою спеціального пробовідбірника в пляшки (0,5 л), які заповнені насиченим розчином хлористого натрію. Проби порід відбирали з шурфів в скляні банки (0,5 л), які герметизували металевими кришками. Величину природного газу з надр землі в атмосферу визначали за допомогою спеціальної трубки. Її заповнювали сорбентом, у який селективно адсорбувались вуглеводневі компоненти. Трубку закопували на глибину 0,7–1,0 м.

Відібрані в полі проби транспортували в геохімічну лабораторію ЗУГРЕ, у якій з проб ґрунту й адсорбційних трубок на термо-вакуумному дегазаторі десорбували гази. Десорбовані гази і проби газів вільного простору порід аналізували на газовому хроматографі ЛХМ-80, на якому визначали вміст вуглеводневих компонентів (метан і його гомологи). Визначення вмісту вуглеводневих компонентів у проаналізованих пробах виконували методом абсолют-

ної калібровки за допомогою газових сумішей, які приготовлено в лабораторії метрологічного центру м. Києва.

Розрахунок вмісту газових компонентів виконували по довжині хроматографічних піків, які разом з параметрами виконання аналізів заносили в ПЕОМ вручну. У ПЕОМ занесені також координати пунктів спостереження. Результати аналізів перераховували: для газів вільного простору порід в об. % $\times 10^{-4}$, для сорбованих газів – у $\text{см}^3/\text{кг} \times 10^{-4}$ і у $\text{см}^3/\text{м}^2 \times \text{добу} \times 10^{-4}$ – для розрахунку дебітів.

Первинну обробку даних геохімічних досліджень виконували в програмі «Microsoft Excel», за допомогою якої розраховували числові значення вуглеводневих компонентів.

Розподіл вмісту сорбованих породою вуглеводневих компонентів у газах показано в табл. 6.1 і на рис. 6.1. У програмі «Statistica» виконано статистичну обробку даних, у зв'язку з чим побудовано гістограми (рис. 6.2), за допомогою яких визначено межі між фоновими (регіональними) та аномальними (локальними) значеннями.

Регіональна складова характеризує так зване геохімічне поле і може змінюватися на даній території в певних межах залежно від впливу різних чинників (величина природного потоку з надр землі, літологічний склад відкладів, глибина залягання джерела ґрунтових вод і ін.). Значення локальної складової є результатом дії чинників, що обмежені певною територією (локальна форма рельєфу, зміна літологічного складу) і характеризує аномальне поле.

Виділення аномальних полів відбувається з урахуванням граничних значень поля нормальних концентрацій, тому його розміри (протяжність, ширина, контрастність) завжди визначаються вибраним рівнем регіональної складової. Отже, для кожного геохімічного параметру визначали середнє значення ($\chi_{\text{сер}}$) і стандартне відхилення (δ), по яких розраховували межу фонових і аномальних значень (табл. 6.2).

На даній території межу визначали на рівні $\chi_{\text{сер}} + \delta$, оскільки геохімічне поле є слабо диференційоване.

Таблиця 6.1

Розподіл вмісту вуглеводневих компонентів у газах, які сорбовані породою на глибині 1 м (ЗУГРЕ, 2005)

Вуглеводневі компоненти	Вміст у сорбованих газах, $\text{cm}^3/\text{kg} \times 10^{-4}$		
	min	max	середній
CH_4	21,5	357,6	54,95
C_2H_6	0,177	4,26	0,729
C_2H_4	0,176	42,2	2,92
C_3H_8	0,071	2,98	0,43
C_3H_6	0,02	2,77	0,3
$i\text{C}_4\text{H}_{10}$	0,0001	0,156	0,00086
$n\text{C}_4\text{H}_{10}$	0,07	2,28	0,348
$i\text{C}_5\text{H}_{12}$	0,04	2,75	0,919
$n\text{C}_5\text{H}_{12}$	0,1	5,5	1,06
WW	0,14	7,6	2,31
Tu	0,5	14,27	3,49
Tn	0,2	47,3	3,24

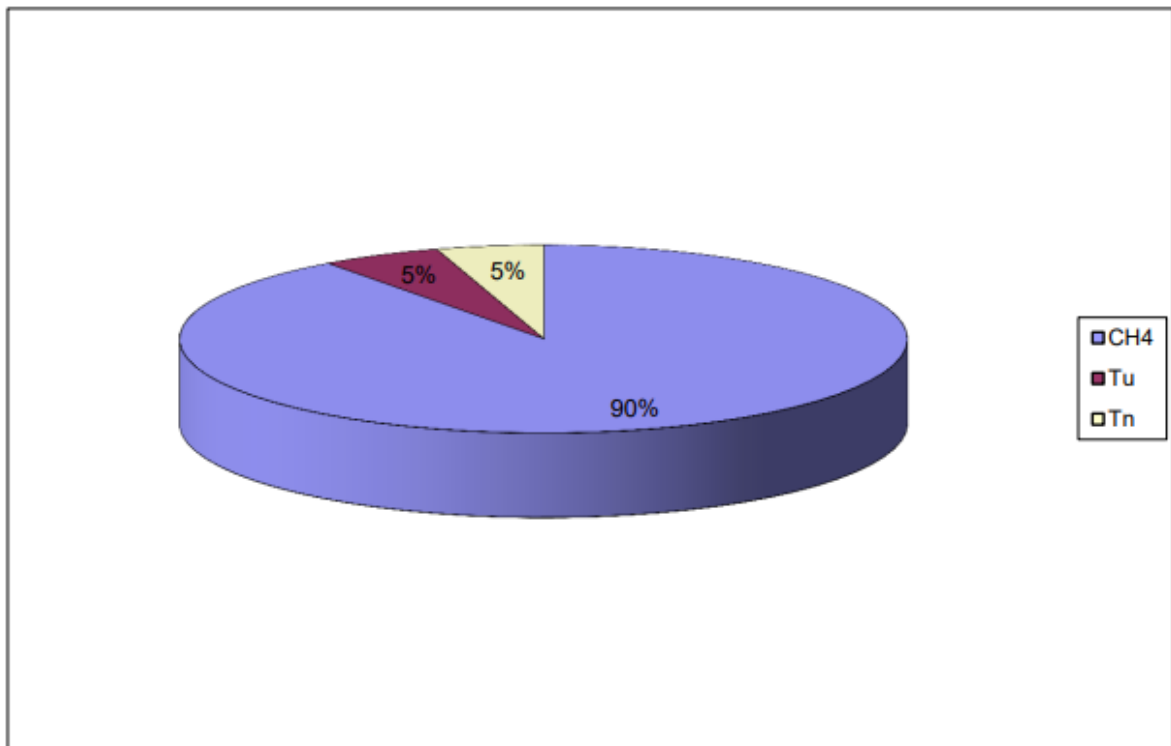


Рис. 6.1. Розподіл вуглеводневих компонентів у газах, які сорбовані породою на глибині 1 м (ЗУГРЕ, 2005)

Таблиця 6.2

Статистичні параметри, за якими визначено межу між фоновими та аномальними значеннями (ЗУГРЕ, 2005)

Геохімічні параметри	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{\text{сер}}$	$\chi_{\text{сер}} + \delta$
CH_4 сорб.	45,98	13	58,98
Tu сорб	3,19	1,59	4,78
WW сорб	2,01	1,11	3,12
CH_4 дебінт.	1662	882	2544

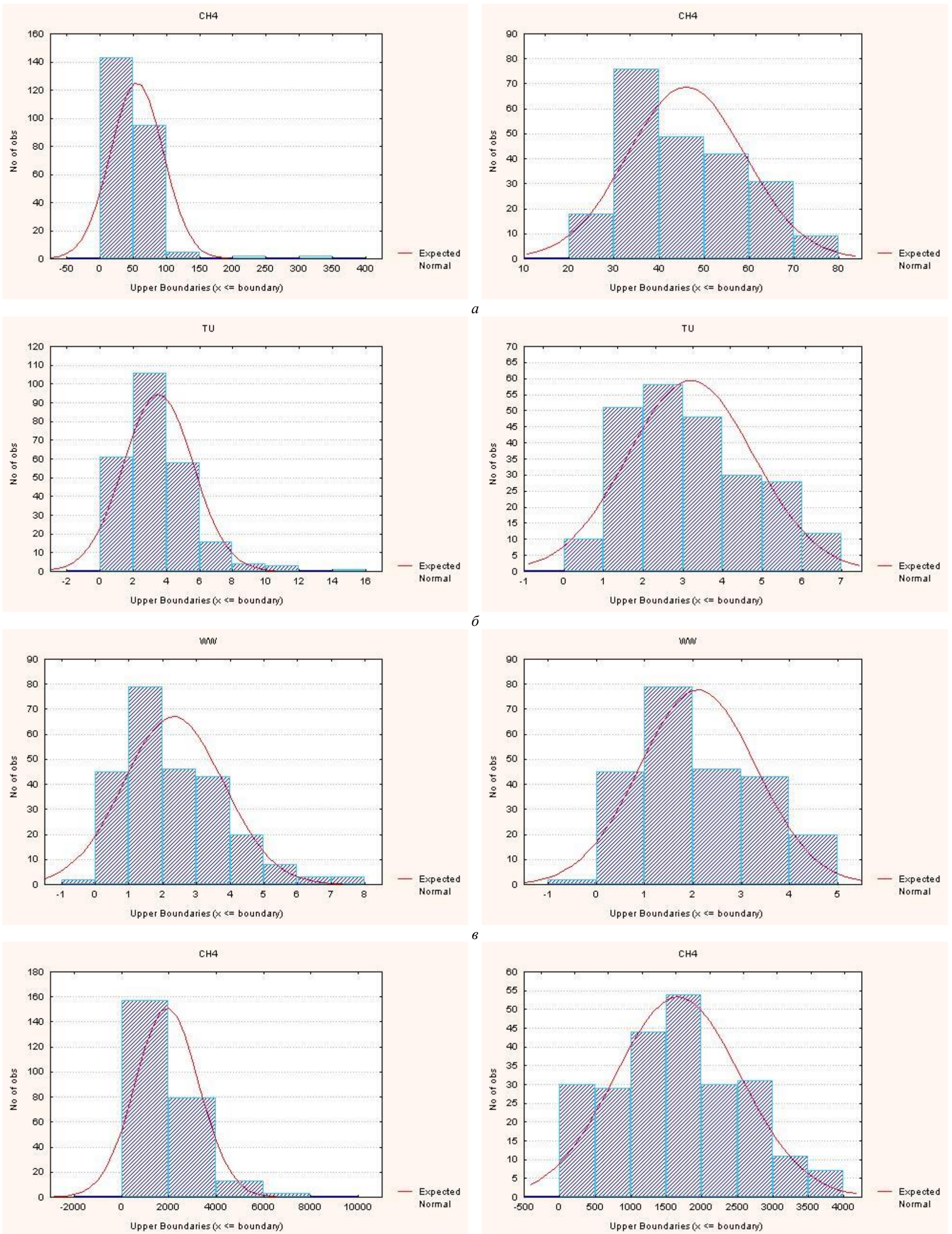


Рис. 6.2. Гістограми розподілу вуглеводневих газів на Боратицькій ділянці (ЗУГРЕ, 2005):

a – вмісту метану в газах, які сорбовані породою на глибині 1 м; *б* – вмісту суми насичених гомологів метану в газах, які сорбовані породою на глибині 1 м; *в* – вмісту суми важких вуглеводнів у газах, які сорбовані породою на глибині 1 м; *г* – дебіту метану на глибині 1 м.

У лівій колонці показано для більшості пунктів спостереження, у правій – для фонового поля.

6.2. Геологічний аналіз геохімічних даних

На основі статистичної обробки побудовано карти розподілу геохімічних параметрів, аналіз яких свідчить про неоднозначність результатів геохімічних досліджень.

Зіставляючи карти розподілу геохімічних параметрів (рис. 6.3), помітна фактична відсутність просторової кореляції розташування аномальних полів, наявність якої має простежуватися за спільних шляхів міграції від імовірного джерела вуглеводнів до поверхні як для метану, так і для його гомологів.

У процесі вертикального масопереносу вуглеводневих газів відбувається їхня диференціація, у результаті чого має спостерігатися відносно збагачення вуглеводневої системи метаном із зниженням у ній вмісту важчих молекулярних фракцій, адже метан характеризується найменшим серед вуглеводневих газів коефіцієнтом дифузії і сорбції. Тому аномальні поля метану порівняно з аномальними полями його гомологів мають бути виражені контрастніше. Натомість на даній площі, навіть за $\delta = 1$, наявні незначні за площею, що обмежені ізолінією 60, поля підвищених концентрацій метану, які мають фрагментарний, плямистий характер (див. рис. 6.3) на відміну від важких вуглеводнів, локалізація яких чіткіша.

Не відображені на картах геохімічних параметрів і виходи вуглеводневих газів неподалік св. Боратичі-1, які спостерігалися під час її пробовідбирання з горизонтів НД-12, НД-14 [23].

Оскільки під час буріння свердловини порушено суцільність розрізу, контрастність геохімічного поля під дією фільтрації мала би збільшитися. У результаті побудов наявні лише фонові значення.

Отже, враховуючи слабку диференціацію геохімічного поля, відсутність кореляції між картами розподілу геохімічних параметрів, а також фонові значення поблизу св. Боратичі-1, можна зробити до висновку, що Боратицька ділянка за результатами геохімічних досліджень є малоперспективною стосовно відкриття значних нафтогазових покладів.

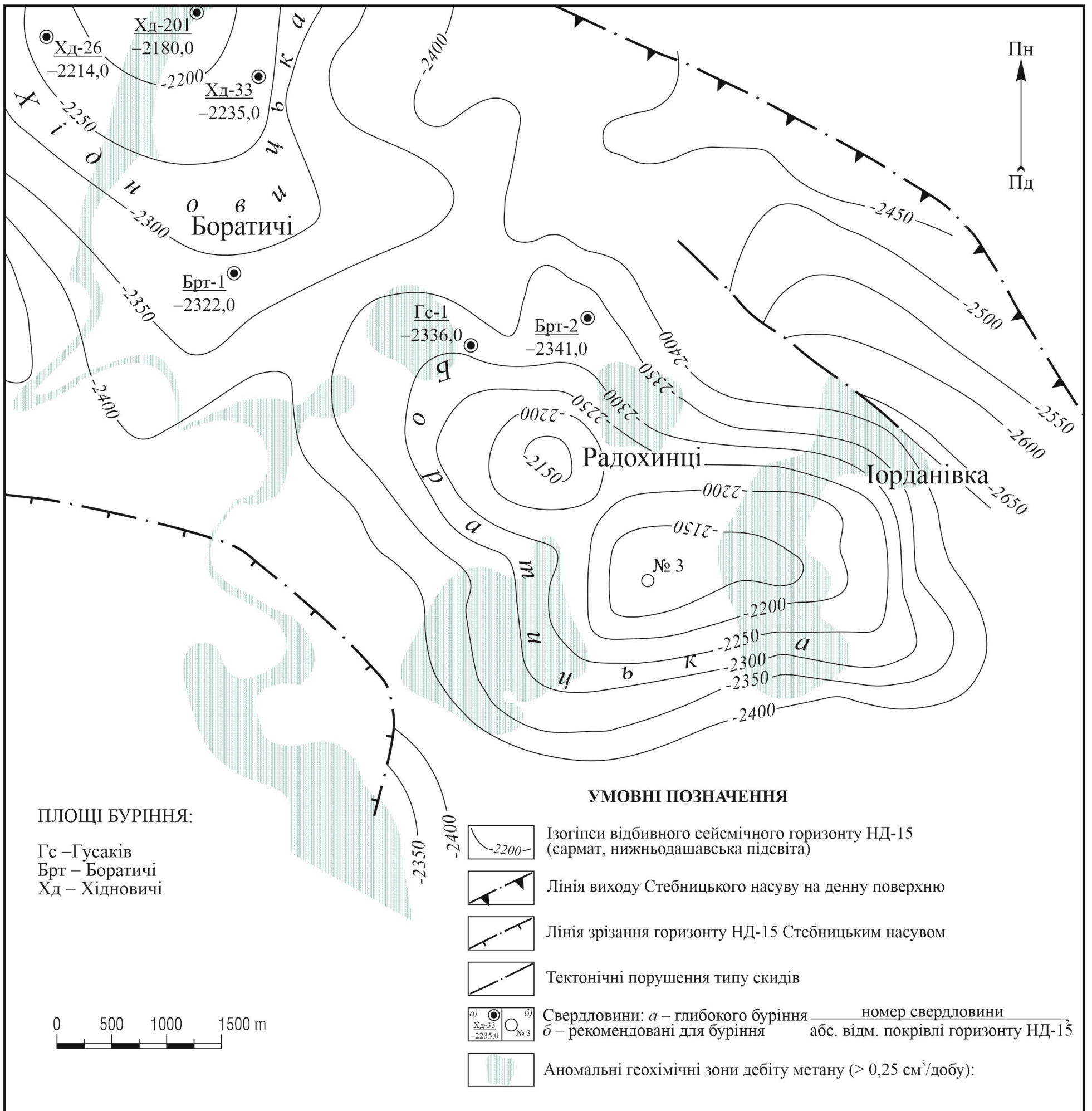


Рис. 6.3. Карта розподілу вмісту метану в газах, які сорбовані породою на глибині 1 м (за матеріалами ЗУГРЕ, 2005)

ВИСНОВКИ

Магістерську роботу присвячено вивченню сейсмічними методами перспективної на вуглеводні Боратицької антиклінальної структури, яка приурочена до південно-західної частини Крукеницької западини, у межах якої відкрито цілий ряд газових (Пиняни, Садковичі, Хідновичі та ін.) родовищ у сарматській товщі. Неповністю вивчені перспективи і підгіпсової частини, де вони можуть бути пов'язані з пісковиками карпатійського ярусу, які незгідно залягають на розмитому фундаменті та перекриті баранівськими верствами і надійною покринкою – гіпсо-ангідритами баденію.

На Боратицькій ділянці сейсморозвідувальні роботи МСГТ розпочали з 1972 року. Саме тоді виділено Боратицьку структуру і закладено св. Боратичі-1, у якій з горизонтів НД-12 і НД-15 отримано незначні припливи газу. Подальші сейсмічні роботи структурних побудов не підтвердили. Пробурені св. Боратичі-2 і Гусаків-1 у нижньосарматських горизонтах виявилися обводненими. У зв'язку з цим виникло завдання виконати додаткові сейсмічні роботи, узагальнити наявні матеріали, у тім числі і минулих років, та уточнити будову Боратицької структури з метою її подальшої розвідки.

Застосована технологія польових спостережень, обробки й інтерпретації отриманої інформації, у тім числі з наявною на профілях з попередніх робіт ЗУГРЕ, дала змогу уточнити геологічну будову Боратицької ділянки і північно-західної частини Більче-Волицької зони Передкарпатського прогину.

У магістерській роботі наведено характеристику часових сейсмічних розрізів. На них відображені відбиті хвилі, які ототожнено з гіпсо-ангідритовим горизонтом тираської світи. Сейсмічні горизонти від меж нижньодашавської світи малоінтенсивні, утім їх можна корелювати і виконувати структурні побудови. На часових розрізах по горизонту «ГА» виділено багато порушень та ерозійних врізів, які не викликають застережень. Водночас, у сарматських відкладах, які успадковують із згасанням амплітуди поверхню фундаменту, порушення та кути їхнього нахилу проведено неоднозначно.

Результати робіт представлені структурними картами по відбивних горизонтах ГА, НД-15 і НД-9, а також сейсмогеологічний розріз. У роботі обґрунтовано існування ерозійного рельєфу донеогенової поверхні фундаменту і його структуроутворювальну роль у неогеновому чохлі, зумовлюючи структури облягання.

Виділення ерозійних палеоврізів дало змогу відділити їх від типових розривних порушень і тому структурні карти точніше відображають геологічну модель досліджуваної ділянки. З цих позицій доплив палеорічки розділяє Хідновицьку та Боратицьку морфоструктури. Боратицька структура виділяється на всіх рівнях, хоча і з невеликим зміщенням.

На підставі отриманих даних рекомендовано буріння однієї свердловини № 3 проектною глибиною 3100 м (до розкриття донеогенового фундаменту). Газоперспективність Боратицької ділянки підтверджено результатами випробувань у св. Боратичі-1, де з горизонтів НД-12 (інт. 2280–2325) і НД-14 (інт. 2523–2570) отримано незначні припливи газу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Андрейчук М. М.* До питання про пізньобаденське осадонагромадження у Коломийській системі палеоврізів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2006. – № 1. – С. 66–76.
2. *Андрусечко І. М., Антощенко О. С., Яримович І. К.* Проект на проведення геофізичних досліджень в межах Крукеницької западини Більче-Волицької зони на Боратицькій ділянці. – Львів : фонди ЗУГРЕ, 2004.
3. Атлас родовищ нафти і газу України. Т. IV. Західний нафтогазоносний регіон / *Вуль М. Я., Гошовський С. В., Денєга Б. І. та ін.* – Львів : Центр Європи, 1998. – 328 с.
4. *Борковський О. О., Покришко М. С., Благий М. М. та ін.* Проект дорозробки Хідновицького газового родовища / Звіт МНВП «Геотест» за договором 15-93. – Львів, 1995. – 222 с.
5. *Будеркевич М. Д.* Зональний і локальний прогноз нафтогазоносних об'єктів в Карпатському регіоні. – Львів : фонди ЗУГРЕ, 2001.
6. *Венглинский И. В., Горецкий В. А.* Стратиграфия миоценовых отложений Вольно-Подольской плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов. – Киев : Наук. думка, 1979. – 176 с.
7. *Вытрикуш М. Д., Огородник Я. М., Завялич С. В.* Отчёт о сейсмических исследованиях МОГТ, выполненных в северо-западной части Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба на Дроздовицкой и Самборской площадях (партия 5778, 5978, 1977-1978 г. г.) – Львов : фонды ЗУГРЭ, 1979.
8. *Гавриленко К. С., Штогрин О. Д., Щепак В. М.* Підземні води західних областей України. – К. : Наук. думка, 1968. – 220 с.
9. Геофизические исследования скважин. Учеб. для вузов / *В. М. Добрынин, Б. Ю. Вендельштейн, Р. А. Резванов, А. Н. Африкян.* – Москва : ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2004. – 400 с.
10. Геофізичні дослідження та роботи на нафтогазових свердловинах. Основні вимоги: ГСТУ 41-00032626-00-024-2000. – Київ : УкрДГРІ, 2000. – 40 с.

11. *Глушко В. В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. – Москва : Недра, 1968. – 264 с.
12. Державна геологічна карта України масштабу 1: 200 000. Карпатська серія. Аркуші М-34-XXIII (Пшемисль), М-34-XXIV (Дрогобич). Пояснювальна записка. – К. : ДП «Західукргеологія», 2005. – 133 с.
13. *Доленко Г. Н.* Геология нефти и газа Карпат. – Киев : Изд-во АН УССР, 1962. – 368 с.
14. Закономірності нафтогазоносності Передкарпатського і Закарпатського прогинів / *Доленко Г. Н., Ярош Б. І., Улізло Б. М., Хоменко В. І.* – Київ : Наукова думка, 1969. – 202 с.
15. *Ивахив Б. И., Заяць Х. Б., Тупчий Л. В.* Обобщение геофизических материалов в МОГТ с составлением и пополнением сводных структурно-тектонических карт, сопоставление данных сейсморазведки и бурения, анализ баланса структур, анализ сейсмического материала по строению фундамента Предкарпатского и Закарпатского прогибов. – Львов : фонды ЗУГРЭ, 1982.
16. Карпатська нафтогазоносна провінція / *Колодій В. В., Бойко Г. Ю., Бойчевська Л. Е. та ін.* / Відп. ред. проф. В. В. Колодій. – Львів–Київ, 2004. – 390 с.
17. *Крупський Ю. З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. – Київ : УкрДІГРІ, 2001. – 144 с.
18. *Леськів І. В., Щерба В. М.* Геолого-геофізичні дослідження при розшуках газу в Передкарпатському прогині. – Київ : Наук. думка, 1979. – 82 с.
19. *Муравецкий В. Н.* Отчет о результатах структурно-поискового бурения на площадях Яворов, Нижанковичи, Ходновичи–Гордыня, Конюшки Семёновские–Береги Львовской области УССР в 1956–1958 гг. – Львов: Фонды ДГП «Западукргеологія», 1959.

20. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон / Ю. З. Крупський, І. М. Куровець, Ю. М. Сеньковський [та ін.]. – Київ : Ніка-Центр, 2014. – 400 с.

21. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и её влияние на распределение залежей нефти и газа / Доленко Г. Н., Бойчевська Л. Т., Килын И. В. [и др.]. – Киев : Наук. думка, 1976. – 126 с.

22. Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов европейской части СССР (по данным геофизических исследований). – Киев : Изд-во АН УССР, 1962 – 93 с.

23. Хитайленко В. И. и др. Окончательный геологический отчет о результатах геологического бурения на площади Боратычи Львовской области УССР. – Львов, 1979.

24. Чебан О. В. Особливості будови газових родовищ Зовнішньої зони Передкарпатського прогину і напрямки їх дорозвідки // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2000. – № 4. – С. 106–109.

25. Щерба В. М. Внешнекарпатский покров и его влияние на условия газоносности Внешней зоны Предкарпатского прогиба // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1978. – № 50. – С. 25–30.

26. Щерба В. М., Павлюх Й. С., Щерба А. С. Газовые месторождения Предкарпатья. – Киев : Наук. думка, 1987. – 148 с.