МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ІВАНО-ФРАНКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ НАФТИ І ГАЗУ

на правах рукопису

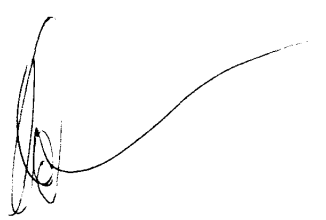
ЛОКТЄВ ВАЛЕНТИН СЕРГІЙОВИЧ

УДК 553.981/982 (477/8)

ГЕОЛОГІЧНЕ ПРОГНОЗУВАННЯ КОНТУРІВ СОЛЯНИХ ШТОКІВ ТА НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ПРИШТОКОВИХ ЗОН ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Спеціальність 04.00.17 – Геологія нафти і газу

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук



Науковий керівник:
Орлов Олександр Олександрович
доктор геолого-мінералогічних наук,
професор

Івано-Франківськ-2007

Д 310

НТБ
ІФНТУНГ
d310

ЗМІСТ

Стор.
ВСТУП 4
1. СТАН ВИВЧЕНОСТІ ПРОБЛЕМИ ГАЗОНАФТОНОСНОСТІ ПРИШТОКОВИХ ЗОН СОЛЯНИХ ШТОКІВ 9
2. ОСНОВНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ 25
2.1 Літолого-стратиграфічна характеристика розрізу 25
2.2 Структурно-тектонічні умови 44
2.3 Механізм формування та розвитку соляних штоків 52
2.4 Нафтогазоносність приштокових зон 62
3. АНАЛІЗ ТОВЩИН ВІДКЛАДІВ НАД ПРИШТОКОВИМИ ЗОНАМИ ТА СОЛЯНИМИ ШТОКАМИ 75
3.1 Огляд методів прогнозування контурів соляних штоків..... 75
3.2 Прогноз контурів соляних штоків за даними аналізу товщин відкладів, які їх перекривають 88
4. ВИЗНАЧЕННЯ РІВНЯ ТЕКТОНІЧНО ДЕФОРМОВАНОГО СТАНУ ПОРІД ПРИШТОКОВИХ ЗОН 106
4.1 Огляд методів визначення рівня тектонічно деформованого стану порід ..106
4.2 Визначення рівня деформованості порід за даними кавернометрії 115
5. ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ПРИШТОКОВИХ ЗОН У ПІВДЕННО-СХІДНІЙ ЧАСТИНІ ДДЗ.....137
5.1 Особливості геологічної будови родовищ пов'язаних з приштоковими зонами 137
5.2 Перспективи нафтогазоносні приштокових зон у південно-східній частині ДДЗ 157
ВИСНОВКИ 164
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ..... 166
ДОДАТКИ..... 183
ДОДАТОК А 184
ДОДАТОК Б 185

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ

ГДС - Геофізичні дослідження свердловин

МПа - Мега Паскаль

Мкм^2 - Проникність 1 Дарсі

тис. м^3 /добу - тисяч метрів кубічних на добу

св. - свердловина

ДДз – Дніпровсько-Донецька западина

АВПТ – Аномально високий пластовий тиск

$K_{inc.d}$ – Коефіцієнт збільшення діаметра стовбуру свердловини

т у.п. – тонна умовного палива

ВСТУП

Актуальність теми. Головним нафтогазовидобувним регіоном України є Дніпровсько-Донецька западина (ДДз). У геологічній будові її південно-східної частини соляна тектоніка відіграє суттєву роль при формуванні різного типу пасток для покладів нафти і газу. Процес прориву осадового чохла ДДз соляними штоками та виникнення значних тектонічних напруг призвели до формування тріщинуватості у гірських породах. У той же час, при дефіциті нових перспективних антиклінальних структур у ДДз, значна частина приштокових зон залишається неопошукованою. Отже, пошуки покладів нафти і газу у приштокових зонах соляних штоків південно-східної частини ДДз залишаються одним із реальних напрямків приросту запасів вуглеводневої сировини. Основні труднощі дослідження приштокових зон пов'язані з тим, що сейсморозвідка, яка найбільш часто застосовується в пошуково-розвідувальному процесі на нафту і газ з метою визначення структурних елементів залягання шарів порід та підготовки пошукових об'єктів, внаслідок складності у кореляції хвильової картини відбиттів від регіональних сейсмічних відбиваючих горизонтів через їх тектонічну порушеність, локальний розмив та розсіювання хвиль на ділянках контакту солі з породами, що її вміщують, не дозволяє точно визначати контури і розміри соляних штоків та геологічну будову приштокових зон. Тому розробка нових та удосконалення існуючих геологічних методів дослідження геологічної будови і нафтогазоносності приштокових зон, рівня деформованості гірських порід, сприяє підвищенню результативності пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ у ДДз, що є надзвичайно актуальною задачею народногосподарського значення.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційну роботу виконано у відповідності з напрямком національної програми "Нафта і газ України до 2010 року", науково-дослідної тематики (державний реєстраційний №0102U004055) кафедри геології та розвідки нафтових і газових родовищ Івано-Франківського національного технічного

університету нафти і газу та тематикою науково–дослідних робіт Українського науково-дослідного інституту природних газів.

Мета і завдання досліджень. Метою проведення досліджень є розробка наукових положень щодо прогнозування контурів соляних штоків та виявлення перспективних на нафту і газ ділянок у приштокових зонах ДДз шляхом визначення рівня тектонічної деформованості гірських порід.

Поставлена мета досягається вирішенням таких завдань:

1. Вивчити особливості геологічної будови та нафтогазоносності приштокових зон південно-східної частини ДДз.

2. Визначити причини формування тектонічної деформованості порід і зміну елементів залягання пластів у приштокових зонах.

3. Розробити і обґрунтувати можливість прогнозування контурів соляних штоків, яка базувалася на аналізі розподілу товщин відкладів, що перекривають соляні штоки.

4. Встановити закономірності зміни коефіцієнта збільшення діаметра свердловин у породах палеозою в залежності від їх відстані до соляних штоків.

5. Розробити практичні висновки, що спрямовані на підвищення результативності пошуково-розвідувальних робіт у приштокових зонах ДДз.

Об'єкт дослідження. Геологічна будова приштокових зон соляних штоків південно-східної частини ДДз, умови їх формування та нафтогазоносність.

Предмет дослідження. Прогнозування контурів соляних штоків та встановлення перспектив нафтогазоносності приштокових зон у південно-східній частині ДДз.

Методи досліджень. Аналіз розподілу товщин надштокових стратиграфічних підрозділів та нафтогазоносності порід приштокових зон, узагальнення накопичених на цей час геолого-геофізичних матеріалів та власних досліджень стосовно зміни значень коефіцієнта збільшення діаметра стовбура свердловин у породах палеозою.

Наукова новизна одержаних результатів:

- вперше для прогнозу контурів соляних штоків запропоновано використовувати результати досліджень товщин порід нижньої юри та байоського ярусу середньої юри, які перекривають соляні штоки у південно-східній частині ДДз;

- вперше запропоновано визначати рівень деформованості порід і виділяти перспективні та нафту і газ підзони у приштокових зонах за даними аналізу коефіцієнта збільшення діаметра стовбуру свердловини у породах палеозою;

- вперше доведено, що найбільш перспективною на нафту і газ є підзона, що прилягає до контуру соляного штоку і складена крутопоставленими шарами порід (задирами).

Основні положення, що захищаються:

1. Товщини відкладів нижньої юри та байоського ярусу середньої юри над контуром соляних штоків у південно-східній частині ДДз збільшуються у півтора раза, що дає можливість прогнозувати їх контури за геологічними даними.

2. Підвищення рівня тектонічної деформованості порід палеозою у приштокових зонах фіксується зростанням коефіцієнта збільшення діаметра стовбуру свердловини з наближенням до соляних штоків, що дозволяє виділяти у приштокових зонах перспективні підзони на нафту та газ.

3. Основні напрямки пошуків покладів вуглеводнів у приштокових зонах південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини пов'язані з підзонами, які оточують соляні штоки.

Практичне значення одержаних результатів. Наукові висновки, що стосуються прогнозування контурів соляних штоків, дозволяють більш результативно виконувати пошуково-розвідувальне буріння у приштокових зонах, особливо похило скерованого характеру; дані про рівень деформованості шарів порід у приштокових зонах можна використовувати для прогнозу ділянок з найсприятливішими умовами формування нафтогазових скупчень. За

результатами проведених досліджень у південно-східній частині ДДз здобувачем виділено перспективні ділянки для приросту запасів вуглеводневої сировини, як біля існуючих родовищ (Західнохрестищенського, Мелехівського та ін.), так і на нових площах (Берестовеньківська, Кочубіївська, Західноновоукраїнська та ін.).

Фактичний матеріал. Робота ґрунтується на фондових, літературних і геолого-промислових матеріалах з геологічної будови та нафтогазоносності південно-східної частини ДДз, які зібрані дисертантом у процесі науково-дослідної роботи в УкрНДІГаз. Безпосередньо здобувачем проаналізовано і систематизовано геолого-геофізичні дані, результати вивчення керну і шліфів, каротажні діаграми по більш ніж 300 свердловинах у межах південно-східної частини ДДз. Дослідженнями були охоплені всі родовища вуглеводнів та перспективні площі, пов'язані з штоками у південно-східній частині ДДз (Західноведмедівське, Єфремівське, Західнохрестищенське, Котлярівське, Мелехівське, Веснянське, Червоноярське, Чутівське та ін.).

Особистий внесок здобувача. За одержаними даними здобувачем встановлений розподіл значень коефіцієнта збільшення діаметра свердловин у розрізі палеозойських відкладів та розподіл значень товщин нижньоюрських та байоських відкладів над приштоковими зонами; побудовано карти товщин юрських відкладів у південно-східній частині ДДз, карти та графіки розподілу коефіцієнта збільшення діаметра свердловин у приштоковому просторі. Виділено перспективні для пошуків покладів вуглеводнів ділянки у приштокових зонах та запропонована черговість вводу їх у буріння.

Апробація результатів дисертації. Основні положення дисертаційної роботи доповідалися на конференціях молодих спеціалістів та вчених ДК «Укргазвидобування» (Харків, 2001; Львів, 2003), на міжнародній науково-практичній конференції "Регіон-2003: стратегія оптимального розвитку" (Харків, 2003), на першій міжнародній конференції молодих вчених ДП «Науканафтогаз» (Київ, 2005), на міжнародній науковій конференції "Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкти істотного приросту

запасів вуглеводнів в Україні" (Харків, 2006), у рішення цієї конференції внесено положення про необхідність упровадження аналізів зміни товщин відкладів, що перекривають соляні штоки та рівня тектонічної деформованості через показники коефіцієнта збільшення діаметра свердловин з метою надійного прогнозування місцеположення контуру соляних штоків.

Публікації. Здобувачем за темою дисертаційної роботи опубліковано 15 праць, із них 5 статей (у тому числі 3 одноосібні) у фахових виданнях, рекомендованих ВАК України, та одержано 2 патенти на корисну модель.

Обсяг і структура роботи. Дисертаційна робота складається зі вступу, 5 розділів, висновків та рекомендацій і містить 185 сторінки загального обсягу, в складі якого 50 рисунків, 6 таблиць та 2 додатки. Список використаних джерел включає 145 найменування на 17 сторінках.

Автор висловлює подяку викладачам Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, де здобувач закінчив аспірантуру без відриву від виробництва, за допомогу та підтримку при виконанні дисертації: доктору геолого-мінералогічних наук, професору Б.Й. Маєвському, докторам геологічних наук О.М. Карпенку, професору Д.Д. Федоришину, кандидатам геолого-мінералогічних наук, проф. В.П. Степанюку, доцентам Л.С. Мончаку, М.В. Ляху, В.А. Старостіну, Г.О. Жученко, кандидатам геологічних наук, доцентам В.Г. Омельченку, О.М. Трубенку та І.Р. Михайлів, а також головному геологу УкрНДІгазу кандидату геолого-мінералогічних наук А.В. Лизанцю, кандидату геолого-мінералогічних наук О.М. Чернякову за цінні поради.

Щиру подяку автор висловлює науковому керівникові, доктору геолого-мінералогічних наук, заслуженому працівнику Народної освіти України, Почесному розвіднику надр Украйни професору О.О. Орлову за керівництво та постійну увагу при виконанні дисертаційної роботи.

РОЗДІЛ І

СТАН ВИВЧЕНОСТІ ПРОБЛЕМИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ПРИШТОКОВИХ ЗОН СОЛЯНИХ ШТОКІВ

Території з розвинутою соляною тектонікою характеризуються наявністю багатьох нафтових і газових родовищ, що є характерним для більшості нафтогазоносних регіонів світу, а саме: Прикаспійської западини, Галф-Кост, південного Ірану, південної частини Перської затоки та багатьох ін.[1]. Серед них чільне місце займає і ДДз, в межах якої пошук родовищ нафти і газу, пов'язаний із солянокупольними структурами, є одним із напрямків подальших геологорозвідувальних робіт.

Вивченням особливостей геологічної будови і нафтогазоносності продуктивних об`єктів у приштокових зонах ДДз займалися Р.Й. Андреєва, Ю.О. Арсірій, І.Г. Баранов, М.Ф. Бринза, І.В. Височанський, М.О. Демідова, Г.Н. Доленко, О.М. Істомін, Б.П. Кабишев, В.І. Кітик, В.Д. Коган, Я.І. Коломієць, О.Ю. Лукін, О.О. Орлов, Н.Г. Пашова, І.С. Рослий, Б.П. Стерлін, С.М. Стовба, С.В. Ткачишин, С.А. Тхоржевський, О.М. Черняков, М.В. Чирвінська, О.Е. Яковлєв та багато інших геологів.

При дослідженні та аналізі геологічної будови південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини дисертантом враховувалися накопичені до цього часу геолого-геофізичні дані науково-дослідних розробок колективів і окремих фахівців з УкрДГРІ, ІГГГК, ІГН НАН України, УкрНДІгазу та інших установ.

Для успішного виділення напрямків подальших пошуків і розвідки покладів вуглеводнів у приштокових зонах необхідно визначити стан теоретичних і практичних проблем стосовно їх геологічної будови. Усі ці питання можна умовно поділити на такі складові: генезис материнських пластів кам'яної солі; природа сил та процесів соляної тектоніки та їх вплив на породи, які оточують соляні штоки; дослідження структур, що пов'язані з соляними

штоками, методика пошуків та розвідки покладів нафти і газу приштокових зон та методи їх дослідження. Велика кількість поставлених питань доводить, що на сьогодні не досягнено єдиної думки з кожного з них різними дослідниками.

Нижче наведено детальний аналіз наукових результатів різних дослідників стосовно перелічених вище питань.

Стосовно генезису соляних товщ дослідників можна розділити на дві групи. Одна з них пов'язує солеутворення з вулканічною діяльністю, інша – з випаданням солей у соляних водоймах в умовах арідного клімату. Обидві концепції базуються головним чином на візуальних спостереженнях природних явищ соленакопичення.

Гіпотеза про походження галогенних порід у періодично замкнутих неглибоких морських затоках (лагунах) описана в працях багатьох дослідників [2, 3]. Згідно з нею утворення соленосних порід відбувається шляхом випаровування води в соляних водоймах, які мають ускладнене сполучення з відкритим морем. Однак у цьому випадку відкрите питання джерела солі в осадах, природу перемичок, які періодично виникають, глибину седиментаційних басейнів, швидкість седиментації та деякі інші обставини соленакопичення. Відомо, що морські басейни охоплюють площу в десятки та сотні тисяч квадратних кілометрів і відзначаються значними глибинами. За А.Л. Яншиним [4], ці своєрідні великі морські водойми досягають значних глибин та мають специфічні фізико-хімічні умови соленакопичення. При такому підході залишається відкритим питання про формування відкладів солі, товщини якої сягають 2-3 км і більше.

Спостерігається у соленосних басейнах також і різка невідповідність розрізу потужних галогенних формацій теоретичному розрізу, у якому повинна відображатися послідовність осадження різноманітних солей із багатокомпонентних розчинів за системою парагенетичної кристалізації, яка розроблена М.Г. Валяшко [5]. Ним також встановлено, що соленосні товщі в межах седиментаційних басейнів поширені не всюди: сіль зазвичай наявна тільки в депресіях, на підняттях вона відсутня чи заміщується теригенними або

вулканогенними утвореннями. Так, у ДДз, яка характеризується грабеноподібною будовою, потужні соленосні утворення девонського часу розповсюджені головним чином у центральній, найбільш опущеній її частині [6].

Авторами [7, 8] у галогенних породах була встановлена ритмічна шаруватість сформована в багатьох випадках, глинистими прошарками, що отримали назву сезонних «річних кілець». Визначені прошарки глини вказують на велику швидкість седиментації солей, яку не можна співставити зі швидкістю седиментації теригенних утворень. Така швидкість соленакопичення, як 5-10 см/рік, не може бути пояснена випаровуванням вод басейну при повільному його прогинанні. Для пояснення цього явища була запропонована схема безупинної концентрації та зміни сольового складу при метаморфізмі океанічних вод, що поступають у солеродні басейни через проміжну водойму. Причому, чим більшою була первинна глибина солеродних басейнів та інтенсивнішим прогинання в наступний час, тим більшою була товщина відкладених соленосних товщ. Однак концентрація та склад розчинних солей у напівзамкнутих морських басейнах мають значні відхилення від аналогічних показників вод відкритих океанів. Так, наприклад в умовах Мертвого моря, вміст солей сягає граничної концентрації на глибинах 350-400 м.

Ритмічність або шаруватість соляних порід, головним чином кам'яної та калійної солі, характеризується тим, що через кожні 5-10 сантиметрів солі відкладається глинисто-карбонатний матеріал, що спостерігається здебільшого в солеродних басейнах лагунного типу. Це явище обумовлене зміною температури та вологості протягом року: в холодний чи вологий час, внаслідок зменшення притоку в басейн прісних вод та збільшення приносу уламкового матеріалу, концентрація солей у воді зменшується: у жаркий та сухий час випаровування переважає над надходженням води у басейн, в результаті чого збільшується кристалізація та випадання солей в осад, тобто утворюються «річні шари». Однак при швидкості відкладення солі 5-10 см/рік тривалість

утворення соленосних товщ повинна бути незначною. Г. Ріхтер-Бернбург [9] встановив, що соленосні утворення цехштейну Північногерманської западини утворилися протягом 60-80 тис. років, причому на саму сіль припадає не більше 4 тис. років. За М.П.Фівегом [10], накопичення 1 м соляних відкладів триває 20-50 років. Тобто, товщина соленосних відкладів Прикаспійської, Дніпровсько-Донецької та інших западин у сотні та тисячі метрів сформувалася за умови, що прогинання басейну під час соленакопичення повинно відбуватися зі швидкістю не менше швидкості седиментації. Соленакопичення у такому випадку повинно початися на рівні глибини басейну сучасної товщини солі. Але при поступовому заповненні басейну сіллю повинно відбуватися його обміління. Однак, палеогеографічні дослідження соленосних басейнів показують, що жодне з цих двох припущень не має місця в природі. Зокрема Н.М. Страхов вважав, що умови сучасного та минулого галогенезу різко різні, навіть протилежні. Якщо зараз соленосні осади утворюються в озерах, затоках та лагунах, то в минулі геологічні епохи вони були пов'язані майже виключно з різноманітними водоймами морського генезису [3].

Про глибини водойм, у яких тривало солеутворення та осадконакопичення, на сьогодні також не існує єдиної думки. Частина дослідників припускає можливість утворення солей у басейнах, що мали значну глибину [11, 12]. Інші ж заперечують можливість солеутворення у водних басейнах, що мали глибини, які перевищують перші десятки метрів [5, 13]. Солеутворення, на їх думку, відбувалося при опусканні басейну зі швидкістю седиментації. Р. Кюн [14], виходячи з того, що вміст брому в солі зворотньопропорційний глибині басейну, розрахував глибину Північногерманського цехштейнового басейну, яка склала в районі Верра (10-132 м), Ганноверу (2-95), Стассфорта (860 м). В.І. Кітик, враховував вплив тектонічних рухів платформених басейнів на накопичення в них значних галогенних товщ. Ним встановлено, що тривалість утворення останніх незначна. Тобто галогенні товщі утворилися у відносно глибоководних

басейнах, коли швидкість седиментації безпосередньо не залежала від швидкості занурення солеродного басейну [15, 16].

З наведеного вище випливає, що стосовно встановлення умов накопичення відкладів солі на сьогодні немає спільної думки. Причина цього полягає в тому, що різні дослідники не завжди розмежовують полігенне багатомінеральне соленакопичення в континентальних озерах, лагунах, мілководних морських затоках і мономінеральне соленакопичення у глибоководних морських басейнах. Для полігенного соленакопичення характерна багатокомпонентна парагенетична кристалізація солей при певних температурах. У глибоководних морських басейнах та найбільш глибоких западинах відкладалася переважно кам'яна сіль значної товщини. У першому випадку має місце формування евапоритових формацій, у другому - соленосних. У перших (наприклад, Верхньокамський калійний басейн, Білоруський солеродний басейн калійних солей, Передкарпатський солеродний басейн, калійні солі Калуського та Стебницьківського району) галогенез здійснювався на порівняно невеликих територіях. У морських же басейнах соленакопичення відбувалося на значних територіях. Розмір кембрійського басейну соленакопичення на Сибірській платформі становив близько 600 000 км^2, пермського басейну Прикаспійської западини - більше 300 000 км^2, Припівнічноморської западини - понад 100 000 км^2. Тому соленакопичення в таких басейнах неможливо пояснити лише випарюванням морських вод. Так, для осадження з морської води солі, що відкладена тільки в Прикаспійській западині, повинна була випарюватися за короткий час 1/20 частина вод Світового океану.

Разом з тим, встановлено, що у морських басейнах такого типу спостерігається певний зв'язок соленакопичення із проявом вулканізму. Американські геологи під час дослідження соляних куполів Мексиканської затоки спостерігали в них подібність із вулканами і висловили припущення про вулканічне походження викопних солей. Надалі сформувалася концепція генетичного зв'язку галогенних товщ із сублімацією газових еманацій вулканів

недавнього геологічного минулого. У відповідності з нею вулканічні гази під величезним тиском проривали осадові товщі та виносили разом із водою маси солей. Румунський геолог І. Войтещі [17], який вивчав генезис викопних солей Румунських Карпат, дійшов висновку, що в усіх солянокупольних областях спостерігається однорідний склад солей та їх незгідне залягання в осадових товщах. П.Я. Галушко [18] та В.А. Сельський [19] дійшли висновку, що вулканізм не обумовлював соленакопичення в осадових басейнах, а впливав безпосередньо на формування соляних куполів за рахунок підйому ефузивів, порушення початкового залягання осадових порід, перерозподіл солей та утворення соляних куполів у вулканічних каналах. Поширення давніх соленосних формацій пов'язане переважно з найбільш рухомими зонами земної кори, які характеризувалися в період соленакопичення більшими амплітудами занурення й інтенсивним вулканізмом. У соляних куполах даних територій часто спостерігаються породи вулканічного походження - діабази, сірка, поліметалеві руди гідротермального походження та ін [20]. Наприклад, у Дніпровсько-Донецькій западині та у Прип'ятському прогині в брекчії куполів девонської солі вміщено велику кількість брил діабазів. У відкладах нижньодевонської солі, зокрема на Речицькій площі, вулканічний матеріал зустрічається у вигляді пропластків серед чистого галіту або глинисто-сульфатних і карбонатно-галітових порід товщиною до 40-80 см і у вигляді домішків у пластах галіту. Часто девонська сіль у міжкупольних просторах виклинюється і заміщується туфогенною товщею. Нижня вулканогенна пачка порід на ряді площ є фаціальним аналогом нижньої соленосної товщі. У Дніпровсько-Донецькій западині більшість солянокупольних структур знаходиться на ділянках, розташованих на межі регіональних підняттів і депресій та у прискидових зонах поздовжніх глибинних порушень.

У межах Закарпатського прогину виділяються дві западини - Мукачівська і Солотвинська, які розділені Вигорлат-Гутинською вулканічною грядою. Обидві западини складені потужною товщею, понад 5000 м, міоценових та пліоценових порід. Соленосні відклади в породах баденського ярусу розвинені

тільки в Солотвинській западині. Тут, в основі соленосної товщі (тереблянська світа), залягає так званий новоселицький туф із пропластками мергелів (новоселицькая світа). У Мукачівській западині, менш глибокій у порівнянні з Солотвинською і менш ускладненій глибинними порушеннями, у міоценових породах галогенні утворення відсутні [21].

У Трансильванському басейні поширення соленосної товщі, що залягає в підошві баденію, також контролюється тектонічною будовою басейну: її товщина збільшується від декількох десятків метрів на периферії басейну до 400 - 600 м у центральній його частині. У підошві соленосних порід залягає пласт дацитових туфів товщиною від 10 м у центрі басейну і до 200 м на його окраїнах. Соленосний Плоештинський район передгірського прогину Румунських Карпат у регіональному плані представлений товщею нижньобаденских порід з туфами товщиною близько 250 м, над якою спочатку залягає соленосна брекчія пісковиків та зелених філітів, а потім - майже чиста кристалічна сіль. Над сіллю розвинута так звана радіоляритова світа, представлена глинистими темно-сірими бітумінозними мергелями з залишками радіолярій [21, 22].

На підставі наведеного матеріалу стосовно соленосності давніх глибоководних морських басейнів можна погодитись з висновком, що джерелом солі в седиментогенезі соленосних товщ були осередки мантії, які на певних етапах геотектонічного розвитку басейнів седиментації постачали соленосні розсоли по глибинних розломах. У цьому випадку також знаходить своє підтвердження загальновизнана на сучасному етапі розвитку геологічної науки теза, що мантія Землі є основним постачальником речовини земної кори, гідросфери і атмосфери та разом з тим генератором тектонічних рухів.

Таким чином, процес концентрації кам'яної солі і випадання її в осад у поглиблених западинах морських басейнів обумовлювався геотектонічним їх розвитком на окремих етапах геологічної історії.

З вище наведеного випливає, що основним джерелом солі при формуванні соленосних товщ морських басейнів нафтогазоносних провінцій

була мантія Землі. Перед утворенням соленосних товщ проявлявся мантійний магматизм. Інтенсивне соленакопичення відбувалося на ділянках максимального занурення фундаменту осадового чохла по глибинних розломах. Прояв соляного тектогенезу здійснювався під впливом вертикальних тектонічних рухів на орогенних етапах геотектонічного розвитку нафтогазоносних провінцій. Формування соляних структур і пов'язаних з ними нафтових і газових покладів відбувалося одночасно при впливі поздовжньої і поперечної тектонічної зональності нафтогазоносних провінцій [23].

На нашу думку, слід погодитись із запропонованою моделлю накопичення значних соленосних товщ [24, 25], яка включає наступні етапи: зародження та розвиток континентального рифту і поступання в його найбільш поглиблену частину ропи по розломах, відокремлення ропи від морської води рухомою поверхнею фаз, кристалізація та осадження солі при остиганні та дегазації ропи. Ця модель не вимагає наявності арідного клімату та періодичного відокремлення басейну, де накопичуються пласти солі від океану.

Встановлення природи сил та процесів соляної тектоніки на сьогодні також є дискусійним. Чи був соляний тектогенез похідним від товщини соленосних відкладів і характеру їхнього поширення? По даному питанню серед дослідників також немає єдиної думки. При визначенні умов утворення солянокупольних структур виділено два основні напрямки: гравітаційний та тектонічний. Відповідно до першого, утворення соляних структур пов'язане з проявом гравітаційних сил і підйомом соляних мас до поверхні за принципом ізостазії (через їх більш низьку питому вагу в порівнянні з породами, що їх перекривають). Друга концепція припускає, що причинами виникнення солянокупольних структур є тектонічні рухи.

При вивченні цього питання з'явилося багато фундаментальних робіт, присвячених геологічній будові солянокупольних областей. Зокрема, Ю.А. Косигін [26] розглядає соляну тектоніку як сукупність тектонічних форм і процесів, що виникають і розвиваються в соленосних товщах внаслідок низької питомої ваги солі при її компактному заляганні. При

цьому прояв гравітаційних сил відбувається після утворення складок у результаті регіональних тектонічних рухів. Частина дослідників і зараз дотримується гравітаційної гіпотези утворення соляних структур. Інша частина висловлює припущення про зв'язок соляного тектогенезу з тектонічними рухами. Окремі автори пов'язують процеси соляної тектоніки з вулканічною діяльністю.

З накопиченням нового геолого-геофізичного матеріалу, що характеризує будову не тільки надсольового комплексу порід, але і його підошви, а також будову фундаменту осадового чохла ДДз, низка вітчизняних геологів схилилася до думки про утворення соленосних структур під впливом двох факторів: тектонічного й гравітаційного. Зокрема В.І. Кітик [15] вважає, що процеси соляної тектоніки являють собою, з механічної точки зору, пластичні деформації (течію) соляних порід і пластично-розривні деформації відкладів, які їх перекривають. Він спробував розв'язати зворотню задачу: за характером деформацій гірських порід визначити тектонічні рухи і сили, які обумовлюють цю деформацію. Експериментально встановлено, що характер деформацій гірських порід, як і інших твердих тіл, визначається величиною, напрямком і тривалістю дії на них сил, а також механічними властивостями порід [15, 27]. За даними вивчення будови солянокупольних структур, сіль має бути пластичною. Однак під час лабораторних досліджень її міцність виявилася досить високою. З іншого боку, встановлена залежність механічних властивостей соляних порід від зміни температури. На інші породи полікристалічної будови температура не має сильного впливу. Тому механічні властивості солі різко відмінні від інших гірських порід. Проте при горизонтальному заляганні соляних порід і рівномірному рельєфі фундаменту осадового чохла ніякого переміщення солі не відбувається, оскільки тиск на соляну товщу відкладів, що її перекривають, поширюється рівномірно. Отже, гравітаційна гіпотеза не може пояснювати зародження солянокупольних структур у рівнинних областях.

Д 310

Гіпотези тангенціальних та вертикальних тектонічних рухів і вулканічної діяльності [16] також не можуть пояснити загальний тектогенез соленосних товщ. Тангенціальне стискання дає задовільне пояснення створення соленосних структур лише в геосинклінальних складчастих областях. Гіпотеза вертикального стискання тектонічними процесами певною мірою пояснює формування соленосних структур у платформових областях. Гіпотеза вулканічного впливу на утворення соляних структур, відповідно до якої вулканізм прокладав шляхи для руху солі по осадовій товщі нагору, на думку В.І. Кітика, не підтверджується фактами.

Таким чином, соляний тектогенез обумовлюється тими ж силами, що й утворення складок та розривних дислокацій в інших породах [16]. Інакше кажучи, сили, що обумовлюють соляну тектоніку, мають глибинне походження. Напруги, які виникають внаслідок різної густини солі і порід, що її перекривають, можуть лише сприяти утворенню соляних структур, але вирішальної ролі у цьому процесі не відіграють.

Ці висновки, зроблені на підставі теоретичних і експериментальних досліджень, і в даний час розділяються широким колом геологів. Їх дотримуємося і ми.

Умови утворення та закономірності поширення соляних структур обумовлені загальним процесом геотектонічного розвитку соленосних областей. Визначальне значення мала будова фундаменту осадового чохла й розвинені в ньому глибинні розломи. Умови седиментації порід контролювалися, з одного боку, особливостями тектонічної будови області зносу матеріалу, з іншого - тектонічною будовою фундаменту седиментаційного басейну. При цьому основну роль відігравала будова фундаменту, зокрема наявність у ньому поглиблених ділянок - депресій і відносно піднятих блоків - піднять, що розмежовувалися різного типу розривними порушеннями.

В історії геологічного розвитку морського седиментаційного басейну депресії та підняття впливали на закономірності розподілу фацій відкладів і

згодом на структурно-тектонічні особливості будови осадового чохла. Депресії першими покривалися водами морської трансгресії і останніми звільнялися від них; підняття, навпаки, останніми покривалися цими водами та першими від них звільнялися. При вулканічній діяльності, що проявлялася найбільш активно на початкових етапах геотектонічного розвитку території і на орогенних заключних етапах, концентрація продуктів магматизму, природньо, була найбільшою в зонах розвитку глибинних порушень, тобто між депресіями й підняттями.

Такий характер соленакопичення відбився на умовах утворення соляних структур і закономірностях їхнього поширення. Соляний тектогенез здійснювався на заключних орогенних етапах геотектонічного розвитку соленосних областей, внаслідок різноспрямованого переміщення блоків фундаменту осадового чохла під дією тектонічних напруг. При цьому структурний план нижнього стратиграфічного комплексу порід осадового чохла в більшості випадків успадкував будову фундаменту, а структури верхніх комплексів формувалися відповідно до зміни товщини соленосних порід, що накопичилися, і їхніх фаціальних змін. Ці структурні особливості і закономірності поширення значною мірою відбилися на соляному діапіризмі. Прояв останнього найбільш активно відбувався на проміжних ділянках між підняттями та депресіями - на їх схилах. Тут соленосні породи, що накопичилися в депресіях внаслідок своєї пластичності під впливом вертикальних ендогенних тектонічних напруг, вижималися по глибинних розломах до поверхні, утворюючи на різних рівнях прориви осадового чохла. Тобто створювалася солянокупольна тектоніка, що характеризується діапіровими структурами з виходами солі на поверхню або криптодіапіровими, в яких сіль перебуває на глибині.

Закономірності поширення соляних структур обумовлювалися регіональним планом тектонічної будови і, насамперед, розломною тектонікою. Найбільш інтенсивний розвиток солянокупольної тектоніки відбувався у зонах перетину поздовжньої та поперечної тектонічної

зональності, де здійснювалася максимальна деформація порід фундаменту й осадового чохла. У цьому випадку утворюються регіональні кільцеві структури з соляним тілом у центрі.

При вирішенні питань пошуків та розвідки покладів нафти і газу, пов'язаних із солянокупольними структурами, необхідно насамперед знати шляхи міграції вуглеводнів та акумуляції їх у пастках. Прихильники органічного походження нафти і газу вважають, що нафтогазоносність солянокупольних структур пов'язана в основному з латеральною міграцією вуглеводнів. Прихильники неорганічного, мантійного, походження нафти і газу вважають, що формування покладів нафти і газу солянокупольних структур відбувається за рахунок вертикальної міграції вуглеводнів.

Передумовою для здійснення латеральної міграції слугує підвищене положення солянокупольних структур відносно джерел генерації нафти і газу. У такому випадку міграція нафти і газу і їх акумуляція у структурах відбувається під впливом гравітаційного фактора. Таким чином, можна зробити висновок, що тектонічні прогини виступають як території, що постачають нафту і газ, а підняті ділянки є зонами акумуляції. В даному випадку пластові води, які несуть розчинені вуглеводні по регіонально проникних породах, потрапляючи в сферу гіпсометричного впливу пасток, звільняються від них у результаті гравітаційної сепарації. Однак така схема генерації та акумуляції нафти і газу в природі не здійснюється, тому що, по-перше, утворення нафти і газу з дифузно розсіяної органічної речовини внаслідок хімічної термодинаміки не відбувається [7, 28]; по-друге, за законами підземної газо-, гідродинаміки і термодинаміки, для флюїдного режиму порід осадового чохла доведена неможливість міграції нафтових вуглеводнів з нафтогазогенеруючих порід у колектори шляхом їх латеральної міграції [29]; по-третє, формування покладів нафти і газу в пастках здійснюється в умовах переважно застійного гідрогеологічного режиму, при якому пересування підземних вод по породах-колекторах не відбувається [30].

Судячи з умов утворення й закономірностей поширення солянокупольних структур, ми повинні визнати, що формування в їхніх межах покладів нафти і газу відбувалося головним чином за рахунок вертикальної міграції вуглеводнів з мантійних осередків по глибинних розломах. Утворення покладів нафти і газу здійснювалося під впливом інтенсивних вертикальних тектонічних рухів, що проявлялися на заключних орогенних етапах геотектонічного розвитку нафтогазоносних провінцій, коли тектонічні напруги, що генеруються астеносферою, досягали свого максимального значення [31]. Умови нафтогазоносності солянокупольних структур визначалися особливостями їхньої геологічної будови, наявністю порушень скидового характеру, тектонічними і стратиграфічними незгідностями у заляганні порід, літологічним виклинюванням порід-колекторів, сприятливою гідрогеологічною обстановкою, що зберігає поклади нафти і газу від руйнування. Їх концентрація на родовищах відбувалася переважно по вертикалі. Неодмінною умовою утворення родовищ нафти і газу у солянокупольних структурах є також наявність у фундаменті осадового чохла піднятих і опущених блоків, сполучених між собою по глибинних розломах.

М.Ф. Бринза, С.О. Тхоржевський, О.М. Черняков [32, 33] та інші при розгляді процесу розвитку соляних штоків дійшли висновку, що у кінці ранньої пермі надходження девонської материнської солі у шток припинилося, а в мезозойський етап - соляні штоки «переформувалися». Внаслідок розтягання низів осадової товщі, під час прогинання, основи штоків розширялися, а їх вершини просідали, утворюючи надштокові мульди, що заповнювалися породами збільшеної товщини. Під час підйому території основи соляних штоків стискалися і сіль видавлювалася, формуючи таким чином мезозойські соляні куполи. Палеозойські ж міжкупольні підняття, зростання яких було менш інтенсивним ставали похованими.

Щодо збільшення товщин стратиграфічних підрозділів вже після накопичення порід Г.Д. Ажгірей обґрунтував збільшення товщини непластичних порід під впливом деформацій в склепінній частині складок [34]. В.В. Бєлоусов висунув термін "складчастість нагнітання" під яким розумів нагнітання пластичних та малопластичних порід у склепіння складок [35].

І.В. Височанський визначаючи високоперспективні приштокові блоки, виділив такі етапи розвитку соляних штоків, як етап соляної подушки, діапіризму та конседиментаційній етап, що дозволило йому розробити класифікацію соляних штоків за їх генетичними ознаками. Ним був проілюстрований механізм формування приштокових блоків кам'яновугільних порід з кутами падіння порід більше 60°. Згідно з цим класифікував соляні штоки за ступенем інтенсивності їх розвитку, що визначав на основі площі ніжки штоку, площі козирка та сумарної площі компенсаційних мульд [36]. Ця класифікація може використовуватися для вирішення практичних завдань з прогнозування перспектив солянокупольних структур. Негативним аспектом наведеної класифікації є те, що перелічені параметри складно визначити точно, особливо третій [37].

Як і інші автори, І.В. Височанський підтверджував високу перспективність пасток, що екрануються соляними штоками та козирками (карнизами). Однак він наголошував і на тому, що проблема оконтурення соляних штоків (визначення його меж) залишається актуальною. Недостатня роздільна здатність сейсмічних методів, внаслідок інтенсивної порушеності порід і крутих кутів їх падіння, не дозволяє вивчати приштокові ділянки, оскільки зовнішня межа зони втрати кореляції, не відповідає реальним контурам ніжки соляних штоків. Ним запропоновано оконтурювати соляні штоки за допомогою співставлення товщини микитівської світи нижньої пермі та козирка соляного штоку. Для вивчення нафтогазоносності приштокових блоків пропонувалося буріння похилоскерованих свердловин у

тілі соляного штоку з подальшим виходом на заплановану ділянку в теригенному блоці [37].

На нашу думку, недоліком запропонованого методу є те, що у недостатньо вивчених приштокових блоках, де спостерігаються значні кути падіння шарів порід, свердловина може увійти паралельно до продуктивних пластів і, таким чином, їх не розкрити.

Класифікація внутрішніх частин приштокових зон ДДз за кутами падіння порід була розроблена О.М. Істоміним. Згідно з нею було виділено три підзони: I підзона – з кутами залягання порід більше 45° (середня ширина становить від 0 до 400 м), II – з кутами від 45° до 15° (ширина – 0-600 м), III – з кутами 15° та менше (ширина до 600 м то більше) [38]. Однак цим автором не була доведена наявність цих трьох підзон навколо всіх соляних штоків південно-східної частини ДДз. Тобто ця класифікація допускає відсутність I та II зон біля частини соляних штоків. Під крутопоставленими блоками автор розуміє блоки з заляганням шарів порід під кутами від 15° до 90° (II та III приштокові підзони) [39]. Дисертант приєднується до такого визначення блоків порід, які прилягають до штоків під значними кутами.

Ним розроблено спосіб оконтурення соляних штоків, які мають козирки, за співставленням товщин козирків девонських штоків і хемогених відкладів нижньої пермі та характеру їх взаєморозташування [40].

Метод розрахунку геодинамічних (тектонічних) напруг у гірських породах, що знаходяться в умовах тектонічного стиску, за значеннями надгідростатичних тисків розробив О.О. Орлов [41]. Однак ним не було проведено цільових досліджень із визначення напруг у приштокових зонах.

Умови формування покладів газу у хемогених відкладах нижньої пермі південно-східної частини ДДз досліджував О.Е. Яковлєв [42]. Ним доведено високу перспетивність пошуків вуглеводнів у цій частині розрізу навколо соляних штоків у відкладах лагунного типу та делювіальних шлейфах штоків, які, наприклад на Новоукраїнському нафтогазоконденсатному родовищі, сягають товщини 700 метрів і більше. Обґрунтовано напрямки пошуків такого

типу пасток по периметру частини соляних штоків південно-східної частини ДДз, але не проведено аналіз перспективності відкриття покладів нафти і газу навколо всіх соляних штоків у всіх доступних бурінню відкладах.

За І.С. Рослим, глобальний стиск земної кори породжував структури короблення і здвигові деформації, які у південно-східній частині ДДз створили дві низки соляних штоків – Чутівсько-Олексіївську і Машівсько-Біляєвську. Криптодіапірові структури характеризуються значним нафтогазоносним потенціалом та структуроутворюючим коефіцієнтом, який сягає значення 0,65, на відміну штоків, які мали високий коефіцієнт активності і стали розкритими, де пасткоутворюючий коефіцієнт менше 0,27. Але дисертант вважає, що «розкриті» соляні штоки (наприклад Адамівський, Берецький, Новодмитріївський) на цей час недостатньо досліджені бурінням і, можливо, вони ще мають значний нафтогазовий потенціал. Також І.С. Рослий довів, що за весь час розвитку соляні штоки неоднофазово як формувалися позитивно, так і реверсивно розформовувалися [43].

Таким чином, більшість питань, пов'язаних з історією формування материнських товщ солі, розвитку штоків і впливу цих процесів на породи, які їх оточують, та низка інших теоретичних і практичних питань вирішувались великою кількістю науковців. Однак, з вище наведеного аналізу цих робіт видно, що існує низка невирішених проблем щодо пошуково-розвідувального процесу на нафту і газ у приштокових зонах. Недостатнє вивчення будови штоків та пов'язаних з ними родовищ є наслідком низької роздільної здатності польових геофізичних методів у межах цих ділянок. Цю проблему можна вирішити, використовуючи комплексний підхід, на основі нових гелогічних критеріїв, які розглядаються здобувачем у дисертаційній роботі. Тому, одним з основних питань, які на сьогодні потребують негайного вирішення, є встановлення можливості оконтурення соляних штоків, що в свою чергу дозволить оцінити перспективи нафтогазоносності приштокових зон і обгрунтувати напрямки подальших пошуково-розвідувальних робіт.

РОЗДІЛ ІІ
ОСНОВНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

2.1. Літолого-стратиграфічна характеристика розрізу

Район досліджень розташований у південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини. Геологічний розріз району представлений потужним комплексом осадових відкладів, які залягають на докембрійському фундаменті, складеному магматичними та метаморфічними породами. Осадовий чохол представлений девонською, кам'яновугільною, пермською, тріасовою, юрською, крейдовою, палеогеновою, неогеновою і четвертинною системами (рис. 2.1).

Аналіз літолого-стратиграфічної характеристики порід приведений з точки зору інформації, яка дозволяє встановити причини виникнення соляних тіл та механізму їх розвитку. Встановлені таким чином особливості дозволяють відрізняти ускладнені процесами соляної тектоніки ділянки від неускладених територій.

Девонська система (D)

Девонська система представлена соляними діапірами і складена кам'яною сіллю, брекчіями з уламками алевролітів, вапняків, пісковиків, ангідритів, доломітів і діабазів (рис. 2.2, рис. 2.3), сланців та вивержених порід. Сіль сіра, до темно-сірої, іноді з бурим відтінком. Часто колір нерівномірний, так що порода набуває брекчієподібного вигляду. Текстура однорідна, структура – крупно- та грубозерниста, але відмічаються ділянки, складені відносно дрібними зернами. Склад однорідний, в основному мономінеральний. Сіль складена галітом з домішками ангідриту, доломіту, кварцу. Будова зерен галіту тут відрізняється плямистими домішками пелітової розмірності та відсутністю зональності. Окрім діапірів, відклади девону розкриті свердловинами у прибортових зонах.

1	Система	Четвертична, Палеогенова, Неогенова	Крейдяна												Юрська								Тріасова		
2	Відділ		Верхній										Нижній		Верхній		Середній				Нижній		Нижній	Середній	Верхній
3	Ярус		Маастрихтський	Кампанський	Сантонський	Коньякський	Туронський	Сеноманський	Альбський	Кімеридзький-Волзький	Келовей Оксфорд	Бат	Байос	Аален	Тоар										
4	Світа																						Дронівська	Серебрянська	Протопивська
5	Ритмопачка, підсвіта																								
6	Літологічна колонка																								
7	Товщина, м	80-400	0-420	0-350	0-40	0-80	0-120	0-275	0-120	0-160	0-200	0-40	0-100	0-160	0-400	0-360									
8	Літологічна характеристика	Чергування суглинків і прошарків грунтів, пісків.	Крейда біла, пишуча, мергель крейдоподібний	Мергелі, крейда піщаниста з кремнями	Мергельно-фосфоритова товща	глауконітові піски і піщовики	Піски, піщовики, глини	Перешарування пісковіків, кварц - глауконітових пісковиків, глин строкатокольорових	Глини, піщовикі, вапняки	Глини блакитно-сірі	Блакитно-сірі вапнякові глини, піщовики, алєвроліти	Піщовики, вапняки	Піщовики з прошарками глини, алевролітів, вапняків, буре вугілля	Чергування піщовиків, строкатокольорових глин з включеннями граві0, гальки глин.	Глини строкатокольорові, часто з карбонатними та піскуватими прошарками.	Піщовики та піски білі, сіруваті, з прошарками глин та вапняків									

Рис. 2.1. Зведений літолого-стратиграфічний розріз території розвитку соляних штоків у південно-східній частини Дніпровсько-Донецької западини
Склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Коломієць Я.І.), 2007 р.

| 1 | Система | Пермська | | | | | | | | | | | | | | | | | | |



Назва породи	Діабаз
Родовище	Веснянське
Соляний шток	Тарасівський
Свердловина	102
Інтервал відбору керну	2216–2218
Вік породи	D
Зображення	2 ніколі
Масштаб	61:1

Рис. 2.2. Діабаз із соляного штоку



Назва породи	Діабаз
Родовище	Копилівське
Соляний шток	Полтавський
Свердловина	30
Інтервал відбору керну	4148–4190 м
Вік породи	D
Зображення	1 ніколь
Масштаб	61:1

Рис. 2.3. Діабаз із соляного штоку

Кам'яновугільна система (С)

Кам'яновугільна система на даній території вивчена свердловинами, тільки починаючи з башкірського ярусу середнього відділу, нижньокам'яновугільний відділ (турнейський і візейський яруси) свердловинами не розкриті.

Середньокам'яновугільний відділ(C_2)

Середній карбон відомий у районі досліджень у межах башкирського і московського ярусів.

Башкирський ярус (C_2b) трансгресивно залягає на верхньосерпухівських відкладах. Підошва є однією з регіональних незгідностей. Башкирський ярус поділяється, як і в Донецькому басейні, на 5 світ: C_0^2, C_1^2,C_2^2, C_3^2,C_4^2.

Світи C_2^0, C^1_2 належать до нижньобашкирського під'ярусу, а C_2^2, C_3^2,C_4^2 – верхньобашкирського.

Нижньобашкирський під'ярус. У ранньобашкирський час на території, яка описується (в південно-східній частині ДДз), переважало морське мілководдя.

Світа C_2^0 в літологічному відношенні є комплексом порід морського типу. Це мікрозернисті, часто глинисті вапняки і темно-сірі, щільні, нерідко шаруватої аргіліти. Також присутні алевроліти з прошарками пісковиків. Нижня межа світи або нижня межа башкирського під'ярусу визначається на основі фауністичних даних, а також за зміною літологічного складу порід. До неї повсюдно приурочені перерви в осадонагромадженні. Для відкладів світи C_2^0 (IV мікрофауністичний горизонт ДДз) характерна наявність у вапняках і вапнякових аргілітах численних органічних решток. Товщина світи до 140 метрів.

Світа C^1_2 складається з двох потужних груп вапняків з прошарками аргілітів, алевролітів, пісковиків. Вапняки нижньої групи сірі і темно-сірі, з прихованокристалічними криноідеями, моховатками, спікулами губок, водоростями. Вапняки верхньої групи світло-сірі, білі, жовті, зеленуваті,

прихованокристалічні або кристалічнозернисті з надлишком форамініфер. Нижня границя світи C^1_2 проводиться за вапняком F_1 і визначається палеонтологічно за присутністю представників роду Pseudostaffella. Товщина світи до 220 м.

Карбонатно-глинисті породи світ C^0_2, C^1_2 і нижні вапняки світи C^2_2 з морською фауною складають так звану «башкирську плиту» - репер для промислової і польової геофізики.

Верхньобашкирський під'ярус виділяється в межах аналогів донецьких світ – C^2_2, C^3_2, C^4_2.

Світа C^2_2 складається з бурувато-сірих вапняків з прошарками аргілітів і пісковиків, перекритих піщано-глинистими утвореннями. Спостерігаються також сірі пісковики з прошарками аргілітів, алевролітів і рідко вапняків. Чітко простежується реперний вапняк G_1. Товщина світи C^2_2 140-350 м.

До світи C^3_2 належить товща піщано-глинистих порід з карбонатними прошарками малої товщини. Пісковики сірі, світло-сірі, дрібно- і середньозернисті, інколи крупнозернисті, щільні з наявністю вугільної речовини, за складом кварцеві, рідко польовошпатово-кварцеві, з карбонатним, глинисто-карбонатним або кремнисто-карбонатним цементом. Алевроліти світло-сірі, слюдисто-польовошпатово-кварцеві, косошаруваті, з великою кількістю обвугленого детриту. Аргіліти сірі, темно-сірі до чорних, шаруваті, слюдисті. У світі виділяються п'ять маркуючих горизонтів вапняків (H_2, H_3, H_4, H_5, H_6^1), з яких перші три - світлі з прихованокристалічною структурою, в той час як вапняки H_5, H_6^1 – темно-сірі глинисті. Товщина світи C^3_2 до 180 м.

У літологічному відношенні світа C^4_2 представлена піщано-глинистими відкладами з переважанням аргілітів. Аргіліти у верхній частині світи зеленувато-сірі, алевролітисті, слюдисті, шаруваті, з дрібним рослинним детритом. Пісковики світло-сірі, поліміктові, різнозернисті з глинистим і карбонатно-глинистим цементом. Алевроліти сірі і темно-сірі, рідше сіро-зелені, глинисті, слюдисті, косохвилясті, з рослинними залишками. Вапняки

сірі, дрібнозернисті, доломітизовані (з форамініферами, палециподами, остракодами), зустрічаються рідко. Загальна товщина світи C_4^2 - 200 м.

Московський ярус (C_2m) залягає на башкирських відкладах також з стратиграфічною перервою. Він складений світами C_5^2, C_6^2, C_7^2. Нижня межа московського ярусу на території дослідження належить до перерви в осадонакопиченні і проводиться по підошві пласта крупнозернистого пісковика з прошарками конгломерату (продуктивний пласт М-7).

Світа C_5^2 складена аргілітами і алевролітами з прошарками і пластами пісковиків і вугілля. Пісковики алювіальні, сірі і світло-сірі, зелені, різнозернисті та крупнозернисті, погано відсортовані, з горизонтальною і неясною косою шаруватістю, граувакові, поліміктові, з полімінеральним і глинистим цементом. Алевроліти темно-сірі, сірі і зеленувато-сірі, мезоміктові, косохвилясто-шаруваті, з глинистим і карбонатним цементом. Аргіліти темно-сірі, сірі і зеленувато-сірі, алевролітисті, шаруваті з залишками обвугленого детриту. Вапняки сірі і світло-сірі, мікрозернисті, з рідкими органічними залишками. В приосьовій зоні ДДз вапняки світи C^5_2 містять залишки брахіопод, остракод, форамініфер. Товщина світи 140-230 м.

Світа C^6_2 представлена чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів з прошарками вапняків і вугілля. Пісковики цієї світи складають 30-40% розрізу. Вони сірі і світло-сірі, часто з зеленуватим відтінком, дрібно- і середньозернисті, нерідко різнозернисті, переважно поліміктові з глинистим і глинисто-карбонатним цементом. Серед пісковиків переважають алювіальні різновиди. У розрізі світи переважають алевроліти сірі з зеленуватим відтінком і темно-сірі, часто косохвилястошаруваті, мезоміктові з карбонатним і глинистим цементом. Аргіліти мілководно-морського генезису, сірі і темно-сірі, шаруваті і грудкуваті, з «кучерявчиками», гідрослюдисті з частими рослинними залишками і тонкими прошарками вугілля. Вапняки сірі і світло-сірі, детритові. Нижня межа світи C^6_2 встановлюється по підошві продуктивного горизонту М-5 (оскільки аналог вапняка l_1 часто розмитий). Товщина світи 100-140 м.

Світа C^7_2 представлена чергуванням аргілітів, алевролітів і пісковиків, серед яких зустрічаються тонкі прошарки вапняків. Пісковики в розрізі світи складають 25-35 %. Сірі і світло-сірі, дрібно- і середньозернисті, переважно поліміктові з глинистим і карбонатно-глинистим цементом. Алевроліти складають 40-45 % розрізу, сірі і зеленувато-сірі, шаруваті, слюдисто-кварцеві, з глинистим та карбонатним цементом. Зустрічається рослинний обвуглений детрит. Аргіліти зеленувато-сірі і сірі, темно-сірі, шаруваті. Вапняки з морською фауною сірі і темно-сірі, детритусові, часто глинисті і доломітизовані. Нижня межа світи C^7_2 проводиться по підошві продуктивного горизонту М-3 промислової індексації, якщо вапняк з морською фауною М-1 відсутній. Товщина світи до 400 метрів.

Верхньокам'яновугільний відділ (C_3)

Верхньокам'яновугільні відклади залягають на середньокам'яновугільних без розмиву. На дослідженій території нижня межа відділу проводиться по вапняку N_2, який вважають покрівлею біостратиграфічної зони, віднесеної у Донбасі ще до середнього карбону. Верхня межа проводиться в основі мелехівської товщі по карбонатному горизонту Q_6. Верхньокам'яновугільний відділ поділяється вапняком P_1 на касимівський і гжельський яруси. Таким чином, до складу верхнього карбону входять ісаєвська, авилівська і араукаритова світи.

Ісаєвська світа (C^1_3) складається переважно з мілководно-морських, відкритозаливних і лагунних відкладів, серед яких переважають глини, аргіліти, пісковики, алевроліти і вапняки. В районі солянокупольних структур спостерігається збільшення вмісту пісковиків у порівнянні з вапняками. Найбільш витриманими за простяганням реперними горизонтами є вапняки N_5, N_5^1 з комплексом типової середньокам'яновугільної фауни: фузуліниди – Fusulinella bocki Mocll., Fusulina affelegans Raus. et Bel., Pseudotriticites ex gr. donbasicus (Putr.); брахіоподи — linoproductus ex. gr delicatistriatus lich. Загальна товщина світи до 460 м.

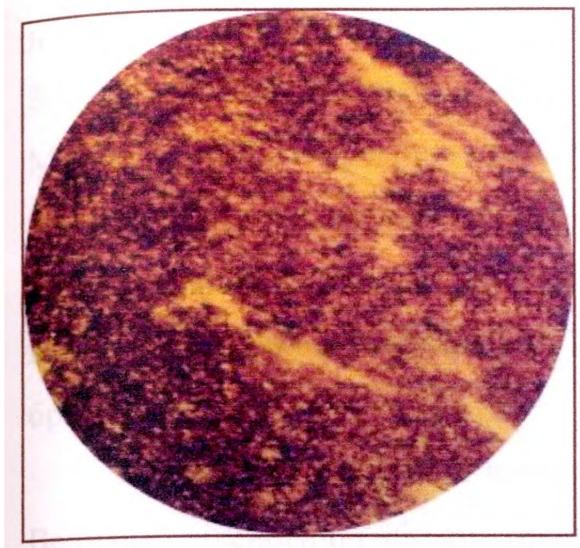
Авилівська світа (C^2_3) у літологічному відношенні представлена ритмічним перешаруванням пластів пісковиків значної товщини (до 30 % від товщини світи), аргілітів, глин і алевролітів з відносно малопотужними і одиничними прошарками вапняків. Пісковики і аргіліти переважають, в меншому об'ємі присутні алевроліти і у ще меншому вапняки (не більше 3%) та вугілля. Серед пісковиків найбільш поширені кварцеві, сірі і зеленувато-сірі, середньо- і крупнозернисті з рідкими рослинними залишками, які поширені, в основному, в середній частині світи. Аргіліти сірі, зеленуваті, брунатні до чорних, тонкошаруваті, з тонкодисперсним шаруватим матеріалом і часто з численними залишками брахіопод: Buxtonia cf. lutugini Lich., Martinia ex gr. timanica Tschern., Avonia sp., Dyctyoclostus sp., і двустулок Astartella cf. adenticulata Jakow. Алевроліти шаруваті і вапнякові, з включенням обвуглених залишків. Глини темно-сірі і строкаті.

Найбільше стратиграфічне значення мають вапнякові горизонти літостратиграфічної схеми Донбасу від O_1 до O_7. Проте в районі досліджень, на Єфремівському, Західнохрестищенському, Західноведмедівському і Мелехівському підняттях добре розпізнаються вапняки O_1, O_6, O_7, решта заміщені аргілітами, що не втрачають значення стратиграфічного реперу, або алювіальними товщами пісковиків. Товщина авилівської світи до 670 метрів.

У будові араукаритової світи (C^3_3) чітко виділяються дві товщі: нижня - піщаниста і верхня — глиниста.

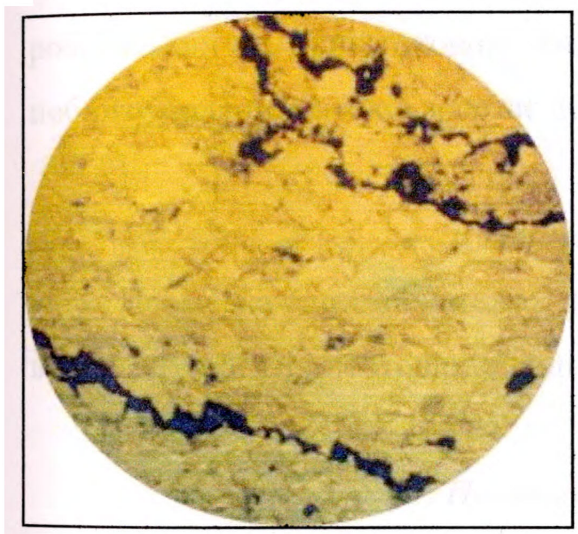
Нижня товща араукаритової світи складена пісковиками з аргілітовими прошарками, пластами аргіліту, іноді зустрічаються шари вапняків. Колір порід нижньої пачки сірий, зеленувато-сірий і темно-сірий. Пісковики в переважній більшості за складом аркозові і польовошпатово-граувакові, середньозернисті та крупнозернисті. Покрівля пачки співпадає з покрівлею пісковика (товщина від 15 до 17 м).

У верхній товщі переважають аргіліти (рис. 2.4) з прошарками пісковиків (рис. 2.5, 2.6) і пропластками вапняків. Відтінок порід часто червоно-бурий. Пісковики переважно дрібнозернисті до алевритистих: сірого, рідше бурувато-



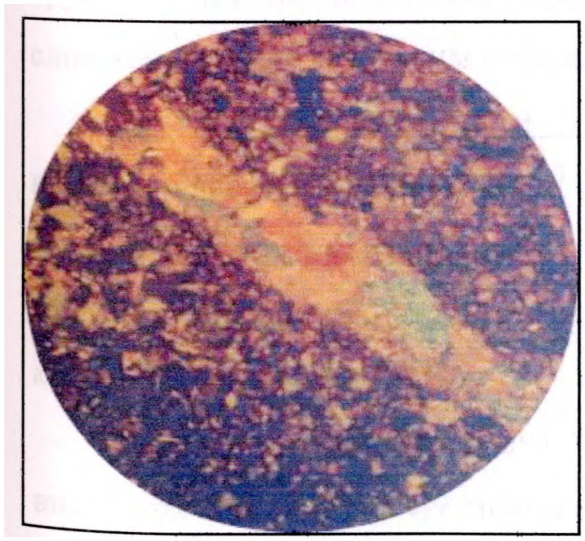
Назва породи	Аргіліт алевритистий тріщинуватий
Родовище	Машівське
Свердловина	54
Інтервал відбору керну	3180–3185 м
Вік породи	C_3^3
Зображення	1 ніколь
Масштаб	61:1

Рис. 2.4. Аргіліт



Назва породи	Пісковик, тріщини заповнені піритом
Родовище	Західно–старовірівське
Свердловина	6
Інтервал відбору керну	4257–4268 м
Вік породи	C_3^3
Зображення	1 ніколь
Масштаб	61:1

Рис. 2.5. Пісковик



Назва породи	Пісковик, тріщини заповнені кварцем
Родовище	Західно–старовірівське
Свердловина	6
Інтервал відбору керну	3525–3535 м
Вік породи	C_3^3
Зображення	2 ніколі
Масштаб	61:1

Рис. 2.6. Пісковик

сірого кольору. Товщина прошарків пісковиків 1-15 м. Нижня межа світи проходить по вапняку P_1, верхня — по карбонатному горизонту P_8. На Західнохрестищенському, Західнососновському, Західномедведівському, Мелехівському, Єфремівському, Кегичівському та інших підняттях у нижній половині світи є вапняки P_1, P_2, P_3, P_4, P_4^1. У них зустрічаються залишки форамініфер (в основному до P_3), брахіопод, криноідей, гастропод і коралів. У вапняку P_5 (також поширеному) – залишки остракод, водоростей і рідко брахіопод.

Карбонатні горизонти верхньої частини світи (P_6, P_7, P_8) слабковиражені. Великі полігенетичні піщані товщі так само відіграють стратиграфічну роль у композиції із гравієм, досягаючи 90 м у товщині. Найбільш піщані розрізи розташовані у приштокових зонах. Загальна товщина араукаритової світи поблизу соляних штоків зростає до 700 м.

Пермська система (P)

Пермська система в межах південно-східної частини ДДз представлена не в повному обсязі і достовірно виділений тільки нижній відділ.

Нижньопермський відділ (P_1)

Нижній відділ включає асельський і сакмарський яруси. З асельським ярусом (P_1a) на даній території порівнюються картамиська, микитівська, слов'янська, а з самарським - краматорська світи.

До картамиської світи (P_1kt) в ДДз належить верхня частина верхньопалеозойської теригенної строкатоколірної формації, яка є перехідною ланкою між кам'яновугільними і пермськими соленосними відкладами. Межа між верхньокам'яновугільними і пермськими породами знаходиться в підошві карбонатного репера $Q_1(P_8)$.

У районі Шебелинського, Розпашнівського, Хрестищенського піднять виділяються нижньо-, середньо- і верхньокартамиська підсвіти.

Нижньокартамиська підсвіта представлена переважно пісковиками, що чергуються з аргілітами. Прошарки пісковиків червонувато-бурого кольору різнозернисті, погано відсортовані, товщина від 1 до 15 м. У складі глинистих порід підсвіти основну роль відіграє гідрослюда (80-90 %), вміст хлориту досягає 8-10 %, а каолініту - менше 5 %.

Середньокартамиська підсвіта відома також під назвою мелехівської товщі, незгідно залягає на нижньокартамиських та верхньокам'яновугільних відкладах. Сформована підсвіта буро-червоними і сірувато-зеленими глинами, тонкими прошарками зеленувато-сірих і буро-сірих алевролітів та пісковиків тонкогоризонтальношаруватих. У глинистих різновидах присутні лінзи і жовна ангідриту, рослинні залишки. Тут простежується 4-6 карбонатних горизонтів товщиною 0,1-0,3 м. Вапняки на даній території крупнозернисті, алевролітисті із залишками гастропод, моховаток, форамініфер.

Верхньокартамиська підсвіта товщиною до 100 м трансгресивно залягає на середньокартамиських глинисто-піщано-алевролітових відкладах і виділяється в інтервалі маркуючих шарів Q_8-Q_{12}. На глинисті породи припадає від 40 до 70 % товщини верхньокартамиської підсвіти. Вони представлені яскравими тонкошаруватими різновидами, які характеризуються гідрослюдистим вмістом. Карбонатні породи, що утворюють прошарки (товщиною від 5 до 20–30 м), представлені глинистими доломітами і вапняками із залишками водоростей, форамініферами, уламками панцирів остракод та черепашок пеліципод. У порівнянні з середньокартамиськими відкладами область поширення верхньокартамиської підсвіти скорочена, можливо через передмикитівський розмив. Товщина картамиської світи сягає до 610 м.

Микитівська світа (P_1mk) складається з святогірської і торської пачок. Представлена перешаруванням теригенних (переважно алеврито-глинистих), карбонатних (доломіти, доломіти, мергелі) і евапоритових (кам'яна сіль і ангідрити) порід, що перешаровуються відповідно однойменними пластами солей — святогірським і торським. Кам'яна сіль складає від 40 до 60 % розрізу микитівської світи. Межа микитівської світи встановлюється в інтервалі

маркуючих горизонтів: від підошви R_I до підошви S_1. Нижня межа визначається з урахуванням наявності кутової незгідності і різкими літолого-фаціальними змінами; верхня межа визначається в циклічних соленосних розрізах по покрівлі другої знизу торської соляної пачки. У безсольових розрізах межа між микитівською і слав'янською світами проводиться умовно, якщо палеонтологічні дані відсутні.

Святогірська пачка характеризується переважанням теригенних відкладів. Домінують алевролітові різновиди, значно рідше чисті глини і мергелі, алевроліти. В святогірській пачці чітко виражені 3 сольових горизонти: нижній і верхній єфремівській та святогірський. Товщина святогірського горизонту складає 0-380 м.

Торська пачка відрізняється від святогірської більшим вмістом евапоритів. Значно частіше зустрічаються мергелі. Теригенні і карбонатні породи аналогічні святогірським. Товщина торської пачки коливається від 0 до 240 м.

Слав'янська світа (P_1sl) ширше розвинена порівняно з микитівською і відрізняється різким зростанням кількості евапоритів за рахунок зменшення теригенових порід і значним збільшенням карбонатних порід (вапняків) у верхній частині. У складі слав'янської світи виділяються підбрянцевська, брянцевська, надбрянцевська і красносільська підсвіти (з однойменними пластами солі в покрівлі), яким відповідають основні цикли слав'янського соленакопичення. Кожна з них, в свою чергу, характеризується дрібнішою циклічністю, містять від 1 до 3—4 галітових пластів. До їх основи приурочені вапнякові пісковики зі значною часткою оолітів. Товщина цих піщаних відкладів змінюється від 0 до 10 м. Вище залягають інтенсивно доломітизовані біоморфні і біоморфно-детритусові вапняки товщиною 20-40 м. Вони частково перекриваються оолітовими вапняками, які в зонах виклинювання карбонатних відкладів подекуди зливаються з базальними пісковиками.

Карбонатно-сульфатно-соленосний тип розрізу слав'янської світи, як і микитівської, характеризується багатоверствуватою циклічністю, яка

обумовлена чергуванням карбонатних, глинисто-карбонатних, сульфатних відкладів і солі.

Підбрянцевська підсвіта характеризується значною (до 300 м) товщиною і переважанням солі при перешаруванні з ангідритами, галіто-ангідритами, рідше доломітами, вапняками, мергельними породами і темно-сірими глинами.

Брянцевська підсвіта (70-130 м) характеризується максимальним вмістом карбонатних порід і меншою, у порівнянні з підбрянцевскою і красносільською, товщиною прилягаючого до її верхньої частини брянцевського соляного пласта. В основі брянцевської пачки залягає реперний горизонт S^1_2 (до 5 м) – темно-сірі ангідрити та доломіти. Товщина пачки коливається від 0 до 230 м.

Надбрянцевська підсвіта складена трьома доломіт-ангідритовими прошарками, розділеними пластами галіту. Ця група ангідрит-доломітових реперів об'єднана в маркуючий горизонт S^1_3. Органічні залишки в доломітах пачки бідні. Товщина пачки коливається від 0 до 110 м.

Красносільська пачка є галітовою товщею, з тонкими пропластками ангідритів. У нижній частині – перешарування мергелистих вапняків, ангідритів, алевролітів та глин. Органічні залишки в доломітах пачки бідні. Товщина пачки змінюється від 0 до 160 м.

З сакмарським ярусом (P_1s) співставлена краматорська (P_1km) світа, яка є суто соляною калієвмісною товщею.

Краматорська світа залягає на красносільській солі без ознак розмиву. До її основи приурочені червоні вапнякові алевроліти, дрібнозернисті пісковики і пісковиково-алевроліто-глинисті породи, які складаються з уламків органогенних вапняків з різноманітною нижньопермською, а також верхньокам'яновугільною мікрофауною (белбасівський горизонт). Незважаючи на повсюдну присутність базальних вапняково-уламкових утворень, їх товщина досить різна (10-40 м).

У краматорській світі виділяються нижньо- і верхньокраматорська підсвіти, межа між якими проводиться у підошві горизонту T_3. Магніє- і калієвмісність спостерігається у нижній треті краматорської підсвіти [44].

Верхня межа краматорської світи має сліди інтенсивного розмиву і вивітрювання. На розмитій поверхні нижньої пермі, в межах соляних штоків, залягають строкаті уламкові теригенно-карбонатно-сульфатні брекчієвидні утворення – кепроки [20]. Товщина краматорської світи внаслідок передпізньопермського розмиву змінюється від 0 до 430 м.

Тріасова система (T).

До складу тріасових відкладів входять нижній, середній та верхній відділи. Теригенні відклади тріасу залягають на нижньопермських, з яскраво вираженою кутовою і стратиграфічною незгідністю.

Нижньотріасовий відділ (T_1)

З нижнім відділом тріасової системи співставлена дронівська світа (T_1dr), яка ділиться на верхню, глинисту, і нижню, пісковикову, підсвіти.

Нижня підсвіта (пересазька) складена чергуванням строкатих глин і алевролітів, пісковики мають підпорядковане значення, також спостерігаються епігенетичні включення гіпсу і ангідриту.

Верхня підсвіта (коренівська) представлена перешаруванням пачок строкатих глин і алевролітів з пісковиками, приблизно рівних за товщиною. На Хрестищенському піднятті верхня підсвіта виражена пісковиками і пісками, інколи з галькою і пачкою галечників. Товщина світи сягає 360 м [45].

Нижньо-середньотріасові відділи (T_{1-2})

З верхами нижнього і середнім тріасом співставляється серебрянська світа ($T_{1-2}sr$), яка ділиться на радченківську і миргородську підсвіти.

Радченківська підсвіта, в свою чергу, ділиться на дві пачки: піщано-карбонатну і глинисту. Піщано-карбонатна пачка складена переважно зеленувато-сірими глинистими кварцево-польовошпатовими пісковиками. Зернистість різноманітна, але переважають крупно- і грубозернисті, погано відсортовані. Глини і алевроліти залягають у вигляді лінз або шарів. В основі

пачки залягає міцний вапняковий пісковик, по всій пачці зустрічаються вапнякові стяжіння. Товщина пачки 30-80 м.

Глиниста пачка складена вапняковими глинами, алевролітами і пісковиками дрібно- та середньозернистими, глинистими, зеленувато-сірими кварц-польовошпатовими, біотитовими. Зустрічаються вапнякові стяжіння [46].

Миргородська підсвіта середнього тріасу складається з пісків, пісковиків та вапняків. В цілому, склад світи піщано-карбонатний, переважає яскраве забарвлення порід. У пісках характерні галька і гравій кварцу, вапняку, кременю, інтрузивних кристалічних порід. Товщина підсвіти 30 м.

Загальна товщина серебрянської світи сягає 400 м. Місцями залягає незгідно на пермі і карбоні, на соляних куполах може так само незгідно перекриватися палеогеном.

Верхньотріасовий відділ (T_3)

Верхній відділ тріасу представлений карнійським і норійським ярусами, ретський ярус на даній території відсутній. З цими двома ярусами співставляється протопівська світа (T_3pr), яка в свою чергу поділяється на верхню і нижню підсвіти.

Протопівська світа, в цілому, має грубопісковиковий і глинисто-алевролітовий склад, обмежено поширена, а на території, що розглядається, часто виділяється спільно з серебрянською світою. Загальна товщина світи становить 0-160 м.

Юрська система (J)

Для юрської системи в даному районі характерним є розподіл на дві частини: перша, що вміщує морські піщано-глинисті (тоарський ярус нижньої юри, ааленський, байоський і батський яруси середньої) породи; і другу (келовейський, оксфордський, кимерідзький і волзький яруси верхньої юри), утворену карбонатними породами і червоноколірними теригенними відкладами.

Нижньоюрський відділ (J_1)

Нижній відділ юри представлений новорайською світою, що співставляється з тоарським та ааленським ярусами. Складається вона з темно-сірих глин з прошарками кварцових середньозернистих пісковиків, алевролітів, глин, сірих вапняків, над штоками бурим вугіллям. Товщина становить 0-100 м. Збільшення товщин до 200 м спостерігається за рахунок новорайської світи, яка поширена у цій частині регіону тільки над соляними штоками та приштоковими зонами.

Середньоюрський відділ (J_2)

Середній відділ юри представлений у повному обсязі байоським та батським ярусами.

Для байоського (J_2bj) ярусу характерним є перешарування тонковідмучених блакитно-сірих вапняків, глин, пісковиків, алевролітів. Товщина змінюється від 0 до 200 м і більше над соляними штоками.

Батський ярус (J_2bt) представлений туфогенними пісковиками з прошарками глин, його товщина 0-160 м.

Верхньоюрський відділ (J_3)

На даній території, у товщі верхньої юри, виділяються келовейський, оксфордський, кимерідзький, волзький (титонський) яруси.

Келовейський ярус ($J_3к$) складається з глин, пісковиків, вапняків. Товщина відкладів змінюється від 14 до 64 м.

Оксфордський ярус (J_3o) складається із глини з прошарками вапняків. Товщина 0-60 м.

Кимерідзський ярус (J_3km) складений як морськими, так і континентальними фаціями і охарактеризований перешаруванням глауконітових пісковиків, вапняків, глин. Товщина 0-75 м

Волзький ярус (J_3v) складений морськими і континентальними відкладами – перешаруванням пісків, кварц-глауконітових пісковиків, строкатокольорових глин і черепашників. Товщина 0-200 м.

Крейдова система (К)

Крейдова система складається з нижнього (континентальні піщано-глинисті відклади) і верхнього відділів, які трансгресивно залягають на відкладах юри.

Нижньокрейдовий відділ ($К_1$)

Цей відділ представлений в об'ємі беріаського, валанжинського, готерівського, баремського, аптського і альбського ярусів. Відклади нижньої крейди представлені пісками, глинами. Товщина збільшується від склепінь до периферійних частин солянокупольних структур і досягає на території досліджень 120 м. Над соляними штоками товщина відкладів збільшується і тут іноді вони вміщують буре вугілля.

Верхньокрейдовий відділ ($К_2$)

Верхній відділ складається з сеноманського, туронського, коньякського, сантонського, кампанського, маастрихтського ярусів.

Сеноманський ярус складений глауконітовими пісками і пісковиками товщиною від 0 до 80 м, перекритими тонкою (до 40 м) мергельно-крейдовою товщею з фосфоритами. Туронський (товщина 62-100 м), коньякський (34-48 м), сантонський (166-203 м), кампанський (40-200 м), маастрихтський (70-108 м) яруси представлені крейдою і мергелями з горизонтами конкрецій.

Палеогенова система (Р)

Палеогенова система повсюдно поширена і представлена всіма відділами: палеоценом, еоценом, олігоценом.

Палеоценовий відділ ($Р_1$)

Палеоцен представлений у підошві глинами, алевролітами, опоковидними пісковиками, мергелями. У покрівлі залягають алеврити, у середній частині карбонати, галька фосфоритів. Товщина до 95 м.

Еоценовий відділ (P_2)

Еоцен на території досліджень представлений пісковиками зеленувато-сірими, жовто-зеленими, кварцово-глауконітовими, глинами і глинистими пісковиками. У нижній частині глинисто-вуглисті піски з фосфоритами, фосфоритові галечники, опоковидні пісковики і мергелі. Товщина відкладів сягає 200 м.

Олігоценовий відділ (P_3)

Олігоценові відклади складені пісками зеленувато-сірими, дрібно-, тонкозернистими, глауконітово-кварцовими, глинами плитчастими, пісками білими. Товщина олігоцену до 100 м.

Неогенова система (N)

Неогенова система складається з міоценового і пліоценового відділів.

Міоценовий відділ (N_1)

Міоценові відклади представлені глинами з прошарками кварцових пісків, гумусовими пісками з прошарками вуглистих глин, різнозернистими пісками, нерідко озалізненими, що переходять в глинисто-залізисті або залізисто-кремнисті пісковики, перешаруванням пісків світлих, середньозернистих. Товщина міоцену складає до 60 м.

Пліоценовий відділ (N_2)

Пліоценовий відділ представлений глинами строкатими, зеленими, кремовими, вишнево-червоними, червоно-бурими пісками, супісками. Товщина пліоценового відділу складає до 50 м.

Антропогенова система (Q)

Четвертинні – наймолодші відклади, що поширені на всій території і представлені чергуванням лесовидних суглинків і прошарків викопних грунтів

(глин, суглинків бурих), алювіальних, еолових пісків і грунтово-рослинним шаром. Товщина антропогену складає до 50 м. Над деякими соляними штоками значно зростає товщина, як четвертинних так і взагалі мезозойських відкладів. Іноді з'являються пласти бурого вугілля.

З наведеного опису стратиграфічного розрізу можна зробити наступні висновки:

1. На території південно-східної частини ДДз, де розвинуті соляні штоки, присутні відклади від протерозою до четвертинної системи. Протерозой представлений вулкано-метаморфічними породами. Осадовий чохол переважно теригенний, з карбонатними та хемогенними (два у девоні та один у пермі) комплексами. Породи палеозою відрізняються від мезозойських більш значним ступенем катагенетичних перетворень.

2. Найбільш давніми породами є утворення протерозою в корінному заляганні. З причини значної глибини їх залягання (більше 9 кілометрів) свердловинами вони не розкриті, але в соляних штоках та у кепроках зустрічаються уламки цих порід. Склад їх відповідає складу фундаменту у цій частині регіону, який встановлений по аналогії з Українським кристалічним щитом та Воронезьким кристалічним масивом.

3. Девонські породи тут також не розкриті у первинному заляганні, але соляні штоки складені девонською сіллю з уламками осадових порід та діабазів і датуються девонським часом.

4. Особливістю кам'яновугільних та пермських відкладів у приштокових зонах є те, що всі породи в цих зонах тектонічно порушені та залягають під значними кутами нахилу. Тут також присутні нехарактерні незгідності та особливі породи (делювіальні шлейфи штоків у пермі). Це іноді призводить до неможливості кореляції регіональних реперів та сейсмічних відбиваючих горизонтів.

5. Мезо-кайнозойські відклади над соляними штоками також суттєво відрізняються від ділянок, неускладнених ними. Їх характерною відмінністю є аномальне збільшення товщин окремих стратиграфічних горизонтів на фоні

зменшення або повного розмиву більшості відкладів. Так, при загальному зменшенні товщин відкладів над штоками та приштоковими зонами, частина підрозділів (нижня юра та байоський ярус середньої юри, нижня крейда та сеноманський ярус верхньої крейди, палеоген та неоген) закономірно збільшується у товщині від периферії до склепіння надсольового куполу. Навіть за умови протикання цих відкладів частиною ніжки соляних штоків, у ділянках, де вони залишаються над соляними штоками, мають більшу товщину, ніж поза межами соляних штоків та приштокових зон.

2.2. Структурно-тектонічні умови

Дніпровсько-Донецька западина є складовою частиною глибокого лініаменту в тілі Східноєвропейської платформи, який простягається від Прип'яті до Каспійського моря. Його складові в літературі відомі під назвами: кряж А.П. Карпінського, Прип'ятсько-Дніпровський прогин, Доно-Дніпровський прогин або прогин Великого Донбасу, Дніпровсько-Донецький авлакоген та ін.

М.В. Чирвінська [47] виділила основні елементи Дніпровсько-Донецького авлакогену і віднесла до них Прип'ятсько-Дніпровський грабен (власне борозну), північний схил Українського та південний схил Воронезького кристалічних масивів. Нею була запропонована класифікація соляних діапірів Дніпровсько-Донецького авлакогену. На жаль, ця класифікація базувалася в основному на результатах досліджень верхніх частин соляних штоків і у ній не враховано ступінь достовірності прийнятих моделей до реальних соляних штоків.

В.Б. Сологуб, М.І. Бородулін, А.В. Чекунов [48], аналізуючи результати сейсмічних досліджень дійшли висновку, що Дніпровсько-Донецький авлакоген є континентальним палеорифтом щілинного типу, який утворився у результаті розтягання земної кори.

Як видно, на сьогодні немає єдиної точки зору на тектонічну природу прогину, що зумовлює різноманітність назв та визначень. З огляду на те, що в дисертаційній роботі розглянуті питання тектоніки з точки зору процесів, які викликали появу та подальший розвиток соляних штоків, надалі буде використовуватися назва «Дніпровсько-Донецька западина».

Дослідженню тектоніки ДДз присвячена значна кількість робіт, аналіз яких дозволяє вважати достовірним факт наявності в кристалічному фундаменті складнопобудованого грабену. Це відображено в тектонічних схемах, запропонованих у різний час Ю.О. Арсірієм, В.Г. Бондарчуком, И.А. Балабушевичем, И.Г. Барановим, Є.С. Дворяніном, А.А. Мартиновим, С.В. Ткачишиним, С.Е. Черпаком, М.В. Чирвінскою, О.К. Ципко та ін.

Незважаючи на різноманітні думки дослідників про гіпсометричне положення фундаменту, можна вважати встановленим фактом його блокову будову, яка визначає тектоніку осадового чохла. Це положення почали формулювати у 1958 році Р.І. Андреєва та М.В. Чирвінська [49] на основі досліджень фундаменту, де глибини залягання були доступні для буріння. Результатами глибокого буріння у співставленні з даними геофізичних методів була підтверджена адекватність таких висновків.

Так, теоретичне положення А.П. Карпінського про вертикальні коливальні рухи і пов'язані з ними диференційні переміщення блоків фундаменту по порушеннях, що їх обмежують, знайшло практичне підтвердження та виступає в якості однієї із важливих рис будови ДДз.

Наявність в основі западини складнопобудованого грабену, який заповнений відкладами палеозою та мезо-кайнозою і відзначається блоковим характером будови фундаменту та осадового чохла, спричиняла тектонічний поділ на складові елементи: північний борт (схил Воронезького масиву), південний борт (схил Українського кристалічного масиву) та грабен. Межі грабену проводяться по крайніх, найбільш чітко виражених уступах фундаменту. Всередині ДДз виділено п'ять поперечних структурних елементів другого порядку: Прип'ятський грабен, Чернігівсько-Брагинський виступ,

Дніпровський грабен, Північно-західна окраїна складчастої споруди (зона зчленування), Донецька складчаста споруда.

Південний борт ДДз, або схил Українського кристалічного щита, є смугою непостійної ширини: 10-15 км на північному-заході, 100-120 км у центральній частині і 30-50 км на ділянці Кременчук-Дніпропетровськ. У його межах кристалічний фундамент відносно плавно занурюється до крайових уступів Дніпровсько-Донецького грабену. Осадові утворення, що перекривають кристалічні породи бортової частини ДДз, залягають моноклінально, повторюючи структурний план субстрату. Але на цьому фоні яскраво вираженими є тераси та пологі підняття.

Північний борт западини, або схил Воронезького масиву, за своєю будовою схожий на південний. Кристалічний фундамент плавно занурюється в бік Дніпровського грабену, причому градієнт нахилу його поверхні поступово збільшується з наближенням до зони крайових розломів. Товща осадових порід починається з верхньовізейських відкладів і також залягає моноклінально. Її особливістю є збільшена майже в два рази товщина порівняно з південним схилом. Це збільшення відбувається за рахунок збереження в розрізі потужного комплексу відкладів верхньої крейди. Системи диз'юнктивних порушень фундаменту в межах північного борту сягають найбільшого розвитку на ділянках, які примикають до грабену.

Грабен займає центральну, різко дислоковану та занурену частину ДДз. Від Українського кристалічного щита та Воронезького масиву він відокремлений системою крупних скидів північно-західного простягання, амплітуда яких збільшується з північного заходу на південний схід. Ширина грабену змінюється від 75 км в районі Чернігівсько-Брагінського виступу до 130 км поблизу Донецької складчастої споруди. Амплітуда крайових порушень також непостійна, а тому змінюються особливості прояву грабеноподібної структури. Крайові порушення утворюють кулісоподібно розташовані крупні скиди північно-західного простягання. По цих порушеннях відбувалися багаторазові переміщення блоків фундаменту та осадової товщі.

Інверсійність рухів окремих блоків фундаменту знаходить відображення у збільшених товщинах відкладів одних стратиграфічних підрозділів при повній відсутності (розмиві) інших на тій же ділянці. З іншого боку, ця інверсійність створювала дисгармоничні форми залягання деяких структурних комплексів [50]. В якості прикладу можна навести випадки, де така інверсія розкрита свердловинами на ряді структур Голубівсько-Колайданівського валу (Перещепинська, Новогригорівська та ін.) у північній крайовій частині грабена. Тут фундамент занурений на значно більшу глибину, ніж на сусідніх ділянках, які примикають до центральної частини грабена, та в той же час відсутні відклади верхнього карбону, нижньої пермі, частково юри та крейди.

Межа Дніпровського грабена в сучасному структурному плані проходить по крайніх, найбільш яскраво виражених уступах. У товщі осадових порід порушення виражені як флексури, які відокремлюють моноклінали борту ДДз від більш дислокованої центральної частини. Крайові порушення певною мірою контролюють області розвитку порід девону, верхнього карбону та нижньої пермі. Однак впевнене трасування цих порушень геофізичними методами вкрай ускладнене.

С.А. Тхоржевський і О.М. Черняков зробили висновок, що борти западини мають не лінійний, а «фістончатий» характер. Ці дослідники розглядають Дніпровський грабен не як структуру, в якій фундамент поступово занурюється до осьової частини, а припускають чергування зон високоприпіднятого залягання кристалічної основи в різних частинах грабена [51]. Трасування розломів фундаменту південно-східної частини ДДз показало, що тут можливі субширотні ровоподібні структури, поділені складнопобудованими виступами. В осадовому чохлі над цими виступами відкриті майже всі відомі раніше родовища нафти і газу [33, 52].

ДДз має асиметричну будову. Північна її частина більш занурена, ніж південна. Це можна пов'язати з тривалим та інтенсивним підйомом, особливо в пізньому мезозої, Українського щита в порівнянні з Воронезьким масивом. Висхідні тектонічні рухи супроводжувалися перервами в осадконакопиченні та

складкоутворювальним процесом. Перерви найбільш чітко фіксуються в розрізах прибортових частин западини, тоді як в центральній її частині вони менш відчутні, але відбиваються на найбільш припіднятих блоках.

Крім розломів субширотного напрямку, є порушення субмеридіонального простягання. Найбільш помітне з них відмічається по лінії Кременчук-Суми і відоме під назвою Качанівське. Воно розділяє дві частини грабена, які відрізняються ступенем порушеності фундаменту, інтенсивністю прояву соляної тектоніки і характеризуються різними товщинами верхнього карбону. Це порушення обмежує розповсюдження на захід картамиської світи нижньої пермі, поділяє зони з різними товщинами хемогенних відкладів нижньої пермі та мезозою. Воно вважається одним із найбільш значних тектонічних швів у структурі та історії розвитку Дніпровського грабену. Вузли перехрестя порушень субширотного та субмеридіонального простягання, на думку багатьох авторів, є основними місцями прояву соляного діапіризму в грабені [15, 23, 33, 53].

Різний рівень дислокованості окремих літолого-стратиграфічних комплексів у різних частинах регіону підкреслює етапність формування осадового чохла Дніпровсько-Донецької западини і дозволяє виділити в товщі осадових порід 4 структурних поверхи: середньопалеозойський, верхньопалеозойський, мезозойський та кайнозойський. З відкладами перших трьох пов'язані основні виявлені та прогнозні запаси нафти і газу.

Середньопалеозойський структурний поверх у стратиграфічному відношенні представлений відкладами девонського віку (можливо, і більш ранніми). Виходячи з наявності в розрізі девону двох потужних товщ кам'яної солі, в межах поверху можна виділити 3 структурних яруси: нижній, середній та верхній.

До нижнього належать відклади під товщею кам'яної солі девону; до середнього – нижня товща кам'яної солі та міжсольові відклади; до верхнього – верхня товща кам'яної солі та надсольовий девон. Такий поділ середньопалеозойського етапу на яруси ґрунтується на міркуванні, що

структурний план відкладів девону повторює структурний план соленосних товщ. Структурний план нижнього ярусу, вірогідно, найбільш чітко відображає рельєф кристалічного фундаменту. Характер залягання відкладів нижнього структурного ярусу девону в Дніпровсько-Донецькій западині не вивчений. Однак можна припустити, що в них розвинуті структури, які відображають рельєф кристалічного фундаменту (горсто-грабеноподібні та інші форми). Це припущення найбільш вірогідне, тому що саме ці відклади безпосередньо сприймали всі рухи кристалічного ложа западини.

У південно-східній частині западини недостатність даних про умови залягання соленосних товщ девону та відкладів над ними не дозволяють робити впевнені висновки щодо локальних структурних форм, розвинутих у відкладах середнього та верхнього структурного ярусу девону.

Аналіз даних показує, що в ДДз штоки солі фіксують межі окремих блоків, тобто приурочені до зон перетину порушень [15, 33].

Верхньопалеозойський структурний поверх представлений відкладами карбону та нижньої пермі. У межах цього структурного поверху розвинуті тектонічні структури різноманітної форми. Брахіантикліналі, куполи в центральній частині западини, моноклінали, структурні носи та тераси на бортах. Відмічена велика кількість розривних порушень, особливо в зонах крайових дислокацій, де розвинуті горсти та грабеноподібні форми залягання палеозойських відкладів. Співвідношення структурних поверхів верхньопалеозойського та середньопалеозойського поверхів не з'ясовано. Є численні дані сейсморозвідки та буріння, які дозволяють поставити під сумнів їх повну відповідність.

У мезозойському структурному поверсі не завжди розвинуті ті ж структурні форми, що і у верхньопалеозойському. Найбільшу кількість порушень відзначено в склепіннях структур над соляними штоками, де є грабени просідання та розтягання.

Кайнозойський структурний поверх представлений відкладами палеогенової, неогенової та антропогенової системи. Структурні форми

кайнозойського осадового чохла досить плавні та спокійні. Винятками є прогини над соляними штоками, де спостерігається різке збільшення товщин відкладів кайнозою. Це є, з одного боку, вилуговуванням кам'яної солі, а з іншого – тектонічним просіданням штоків і порід, що їх вміщують. Більшість мезозойських піднять виражено і в кайнозойських відкладах, іноді спостерігається зміщення структурних планів [33].

По відношенню до верхньо-мезозойського комплексу відкладів виділяються підняття з відповідними та невідповідними структурними планами [54]. До перших належать так звані "наскрізні" складки, розвинуті в Дніпровсько-Донецькому грабені: Шебелинська, Качанівська, Більська та багато інших піднять.

До другого типу піднятть з невідповідністю структурних планів належать "безкореневі" та поховані структури. Перші характеризуються замкнутими структурними формами в мезозойських породах над моноклінaлями, терасами, структурними носами та іншими незамкнутими структурними формами в палеозойських породах. "Безкореневі" складки розвинуті в північній крайовій зоні грабена (Старо-Покрівська, Північноголубівська, Шевченківська та ін.) та уздовж південно-західного та північно-східного крайових розломів (Пирятинська, Північнояблунівська, Берестова, Шаповалівська та ін.).

Поховані складки, навпаки, характеризуються сполученням замкнутих форм у нижніх горизонтах та незамкнутих – у верхніх. Вони розвинуті, головним чином, у південній крайовій частині Дніпровсько-Донецького грабену (Колайдинська, Михайлівська, Голубівська, Левенцівська, Перещепинська, Новомиколаївська та ін.) та на півночі Донецької складчастої споруди (Дружелюбівська, Лобачівська, Борівська, Вергунська, Капітанівська та ін.). Для цього виду складок характерні чітко виражені антиклінальні форми в палеозойському структурному плані, які поступово затухають вверх по розрізу та переходять в моноклiналь (Перещепинська складка) чи перекриваються моноклінальними верхньопермськими або мезозойськими відкладами з кутовою незгідністю (Ново-Григорівська, Ново-Миколаївська

складки), а також стратиграфічною (Борівська, Вергунська та інші складки) [55].

Особливий різновид похованих піднятів становлять підняття, ускладнені соляними діапірами. Соляні діапіри ДДз, як правило, приурочені до валоподібних піднятів – протяжних ланцюгів брахіантиклінальних складок, складених породами палеозою, простягання яких згідне з простяганням западини. Кулісоподібне зчленування цих складок утворило сприятливі умови для формування соляних діапірів по периферії палеозойських структур. Мезозойський структурний план валоподібних піднятів досить своєрідно відображає структурні елементи палеозою.

Соляні діапіри або штоки (термін, що має ширше розповсюдження в літературі по ДДз) мають грибовидну або близьку до неї форму. Тому частину соляного тіла субциліндричної форми, власне шток, прийнято називати "ніжкою", а потужні товщі девонської солі, що мають у вертикальному перетині клиновидну грибоподібну форму, розглядаються як "шляпки" або "козирок". Обриси штоків у плані дуже різноманітні та, як правило, мають складну конфігурацію. Практично всі відомі соляні штоки виявляють просторовий зв'язок з розривними порушеннями в палеозойському комплексі, які визначають їх морфологію [16, 33].

Козирки штоків залягають серед хемогенних відкладів нижньої пермі. Тому час їх формування можна припускати, виходячи із стратиграфічного діапазону залягання солі в нижньопермській хемогенній товщі. З віддаленням від ніжки соляного штоку девонська сіль залягає на більш молодих породах нижньої пермі. Зазвичай в районах Дніпровського грабена, де хемогенні відклади частково або повністю розмиті, розвинуті штоки з асиметричними козирками чи взагалі без них (Ново-Дмитрівський, Берекський, Степнівський та ін.)

Палеозойські складки, ускладнені соляними штоками, мають плоскі склепіння та круті асиметричні крила. Переклиналі у цих структур найчастіше

відсутні, вони обмежуються соляними штоками, розвинутими по системі розривних порушень, поперечних до простягання валоподібного підняття.

Між соляними штоками містяться блоки палеозойських порід, форма та розміри яких залежать від взаєморозташування розломів, по яких виводилася сіль. Тому всі палеозойські структури, сполучені з соляними штоками, характеризуються наявністю "ослаблених зон", які складаються із ніжки штоку та інтенсивно порушеної ділянки навколо нього [33, 56].

Саме над цими ослабленими зонами у відкладах мезо-кайнозою сформувалися куполи та куполовидні складки, в ядрах яких виявлені соляні тіла. Оскільки соляні штоки, а отже, мезокайнозойські куполовидні структури, розташовуються по периферії палеозойських блоків, утворюється локальна невідповідність структурних планів верхнього палеозою та мезозою.

Основні запаси газу в ДДз пов'язані з палеозойськими структурами. Широко розповсюджені тут масивно-пластові поклади у відкладах верхнього карбону та нижньої пермі приурочені до своєрідних пасток, які поєднують структурну форму (брахіантикліналь ну складку) з широкою зоною розривних порушень, які супроводжують соляні штоки.

Розривні порушення різних амплітуд та соляні штоки, які ускладнюють розріз пермських та кам'яновугільних відкладів відіграють складні ролі у нафтогазоносності приштокових зон. Можна вважати доведеним те, що системи розривних порушень, які супроводжують соляні штоки, слугували шляхами вертикальної міграції флюїдів [15, 22, 23, 33, 57]. З іншого боку, очевидною є екрануюча роль соляних штоків та найбільш крупних порушень.

2.3. Механізм формування та розвитку соляних штоків

Необхідною умовою формування та подальшого розвитку і переформування соляних штоків поряд із достатньою кількістю солі та термобаричною обстановкою є наявність розривних порушень у фундаменті, які ділять його на відносно опущені та припідняті блоки. Такі порушення

існують протягом майже всієї історії формування осадового комплексу [15, 58, 59, 60, 61, 62, 63]. Їх амплітуда вже у девоні забезпечує накопичення в опущеному блоці такої товщини солі [25], яка забезпечила надалі наявність соляного штоку. Девонський етап закінчується передкам'яновугільним розмивом.

У ранньому карбоні зберігається співвідношення припіднятих та опущених блоків і накопичуються відклади нижнього карбону, які захороняють соленосні відклади девону, що залишилися після розмиву. Відносні тектонічні рухи блоків фундаменту продовжуються на фоні накопичення відкладів до кінця кам'яновугільного періоду - початку пермського, коли завдяки геостатичному навантаженню девонська сіль отримує властивості в'язкої течії.

У заальську тектонічну фазу продовжується формування порушень регіонального характеру через всю осадову товщу і утворюється тектонічно ослаблена зона, тобто шлях найменшого опору для руху солі [59, 64]. З іншого боку, заальську тектонічну фазу можна розглянути як час початку руху солі [65].

Рух солі захоплював уламки всієї товщі порід соленосного девону, серед яких велика кількість уламків діабазів є наслідком того, що первинна форма їх залягання - силлові утворення діабазів з віддаленням від розлому фундаменту, по якому магма виводилась на субаквальну поверхню, зменшуються у товщині. Тому логічно, що найбільші уламки діабазів звідси були залучені до руху солі [49, 66].

Достатньо складне питання - час прориву девонської солі. Але безперечно: на межі карбону і пермі соляні штоки вийшли на поверхню тому, що саме в цьому інтервалі розрізу навколо штоку з'являються породи, які складені нерозчинною складовою штокової солі, а саме уламки теригенних та вивержених порід [67]. Вони заповнюють собою понижені форми палеорельєфу. Цей процес продовжується до тих пір, доки солоність ранньопермського моря сягає рівня, при якому розчинення солі припиняється і понижені ділянки заповнюються девонськими соляними масами, що приводило

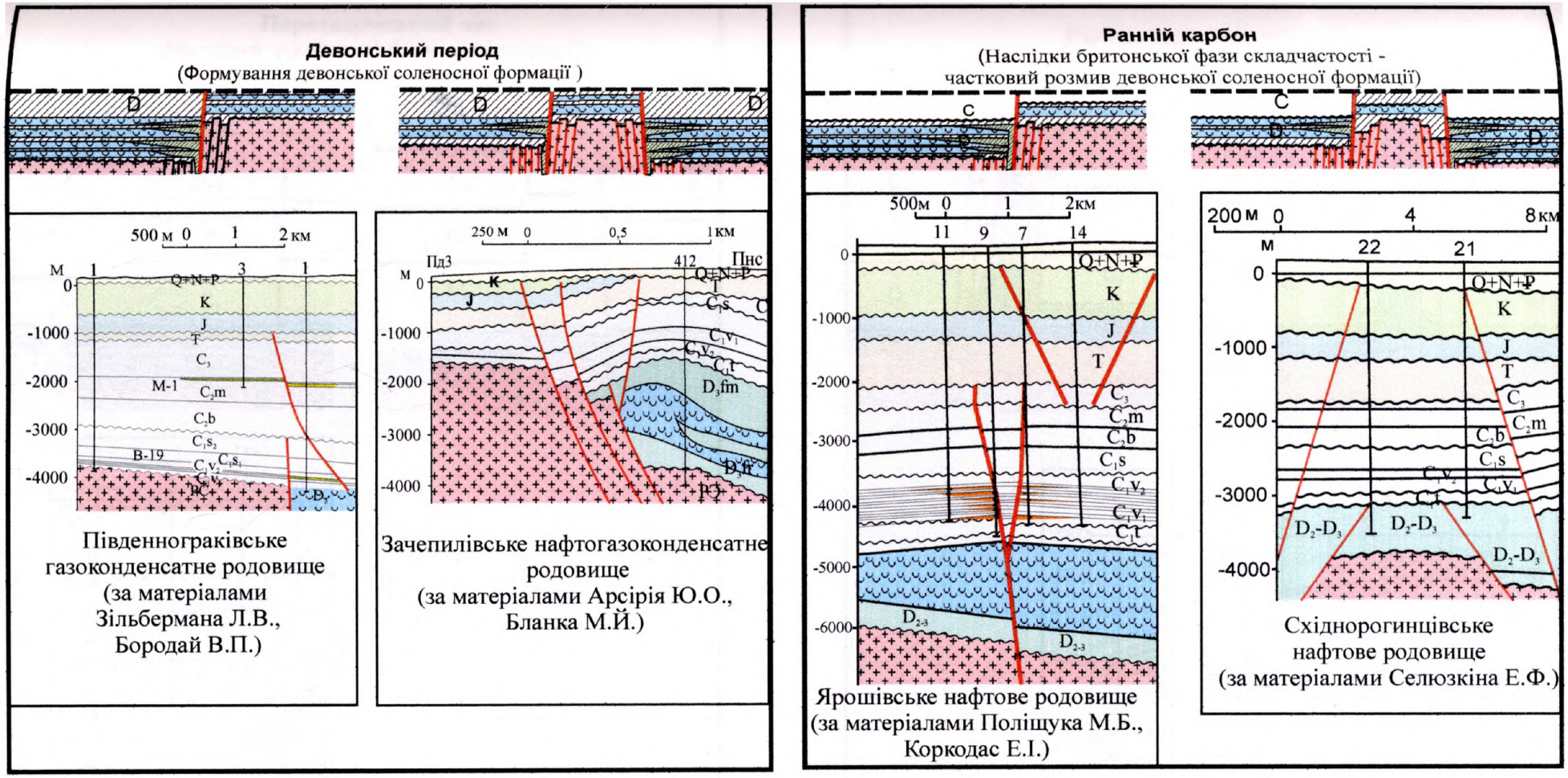
до утворення козирків штоків [32, 53]. Саме під час прориву солі і руху її по ослаблених тектонічних зонах, породи, що їх оточували, значно порушувались і здіймалися в напрямку руху солі.

Передтріасовий регіональний розмив (відповідний до пфальської фази складчастості) препарує всю денну поверхню разом із соляними штоками. На знівельовану поверхню відкладається тріас.

У мезозойський етап формування соляні штоки «переформувалися». Під час прогинання, внаслідок розтягування низів осадової товщі, основи штоків розширялися, а їх вершини разом із приштоковими блоками порід просідали, утворюючи мульди, що заповнювалися породами збільшеної товщини. Під час підйому території основи соляних штоків стискалися і сіль та приштокові зони здіймалися. Таким чином формувалися мезозойські соляні куполи та маскувалися палеозойські міжкупольні підняття, зростання яких було менш інтенсивним (рис. 2.7).

Посилення висхідних рухів у регіоні призводить до часткового розмиву штоків. Так, у зоні розмиву хемогенної пермі штоки перекриті відкладами кайнозою. Така морфологія іноді сприймається як різноманітні рівні «прориву» солі, але, на нашу думку, це є результатом різних рівнів розмиву порід над штоками і ослабленими зонами, які піднімалися на ці рівні за рахунок тектонічних рухів (рис. 2.8).

На кіммерійському етапі розвитку западини омолоджувалися розривні порушення глибинного закладення, зв'язані з мобільними блоками фундаменту, що контролювали формування допалеогенового рельєфу, впливали на товщини підрозмивних порід. Ці явища яскраво відображені і в межах району, який досліджується [68, 69]. Самі ж кам'яновугільні блоки (наприклад, навколо Чутівсько-Розпашнівського-Білухівського валу) формувалися значно раніше - з середини герцинського етапу [70]. Відклади карбону прилягали до зростаючих соляних штоків, підіймалися синхронно з проривом солі, поступово наближаючись до положення, яке фіксується сьогодні та інтегрально включає переміщення часів прориву і потім конседиментаційного росту штоків.

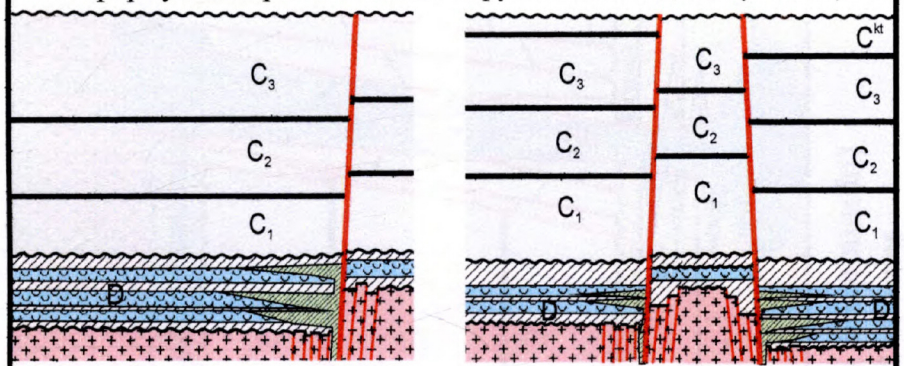


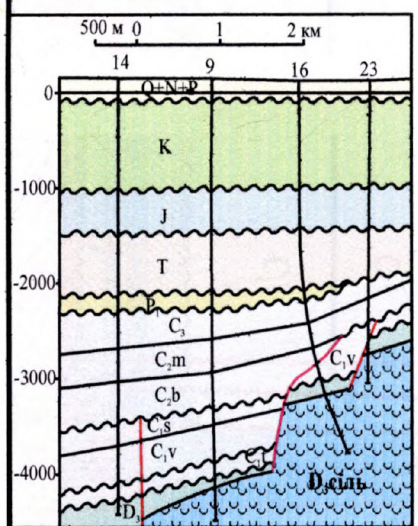
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

Рис. 2.7. Етапи формування соляних штоків
(для кожного етапу розріз зі сходу на захід - ліворуч, розріз з півночі на південь - праворуч)
за матеріалами Чернякова О.М., Бринзи М.Ф., Височанського І.В., Тхоржевського С.О., Коломієць Я.І., Когана В.Д.
з доповненням Локтєва В.С., 2007 рік
1 - кристалічний фундамент; 2 - девонська соленосна формація, 3 - кам'яна сіль; 4 - інтрузії діабазів5 - розривні порушення;
6 - буре вугілля; 7 - межі стратиграфічних горизонтів; 8 - накопичення відкладів; 9 - розмив відкладів;
10 - теригенні та вулканогенні уламки в соляному штоку; 11 - делювіальні шлейфи соляних штоків

Передпермський час

(Наслідки заальської фази складчатості - частковий розмив кам'яновугільних порід, формування регіональних порушень в осадовому чохлі)

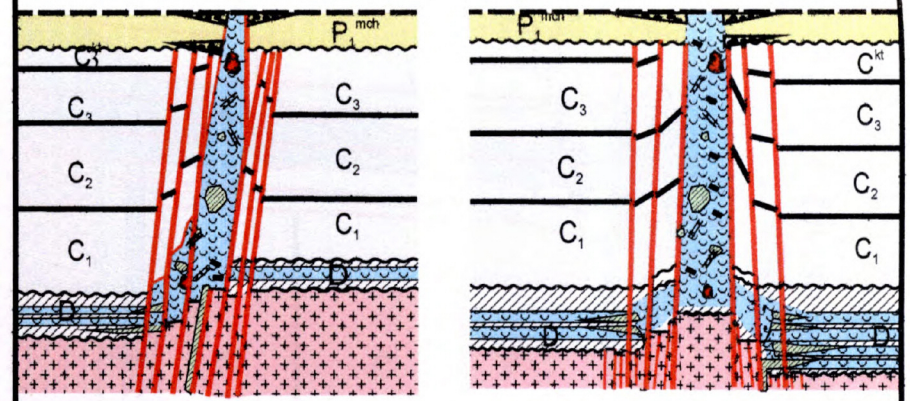


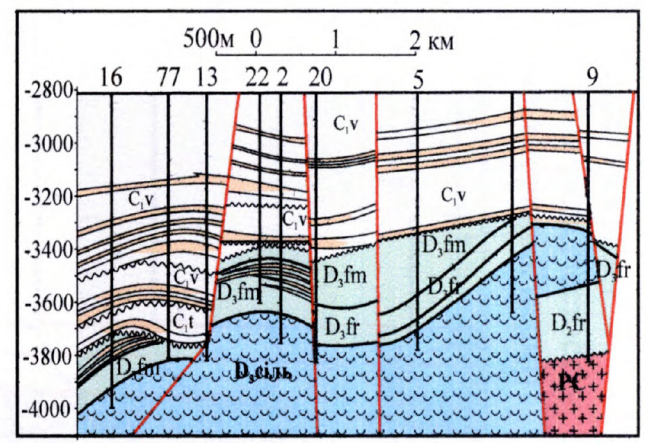


Куличихінське нафтогазоконденсатне родовище (за матеріалами Голуба Г.С., Кулінича Г.Б.)

Ранньопермська епоха

(Прорив соляних порід та вихід їх на відкриту поверхню)

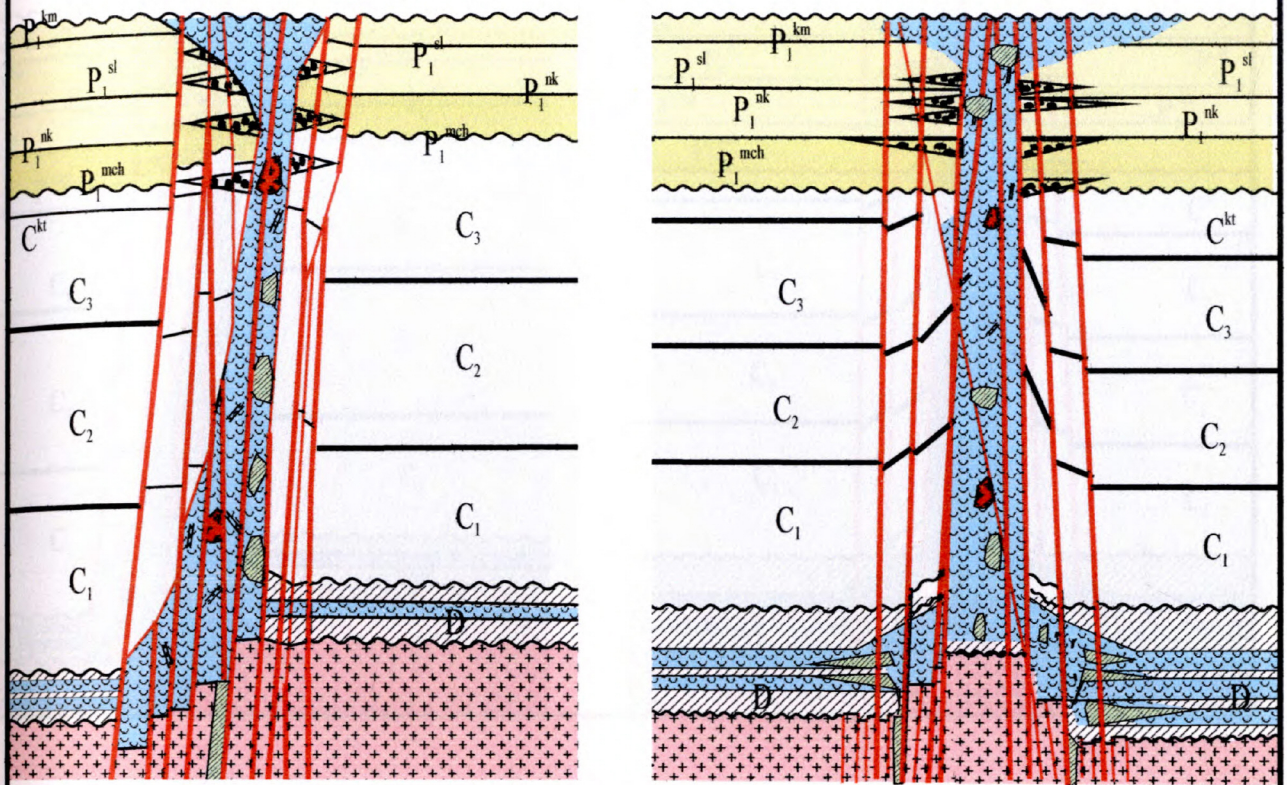




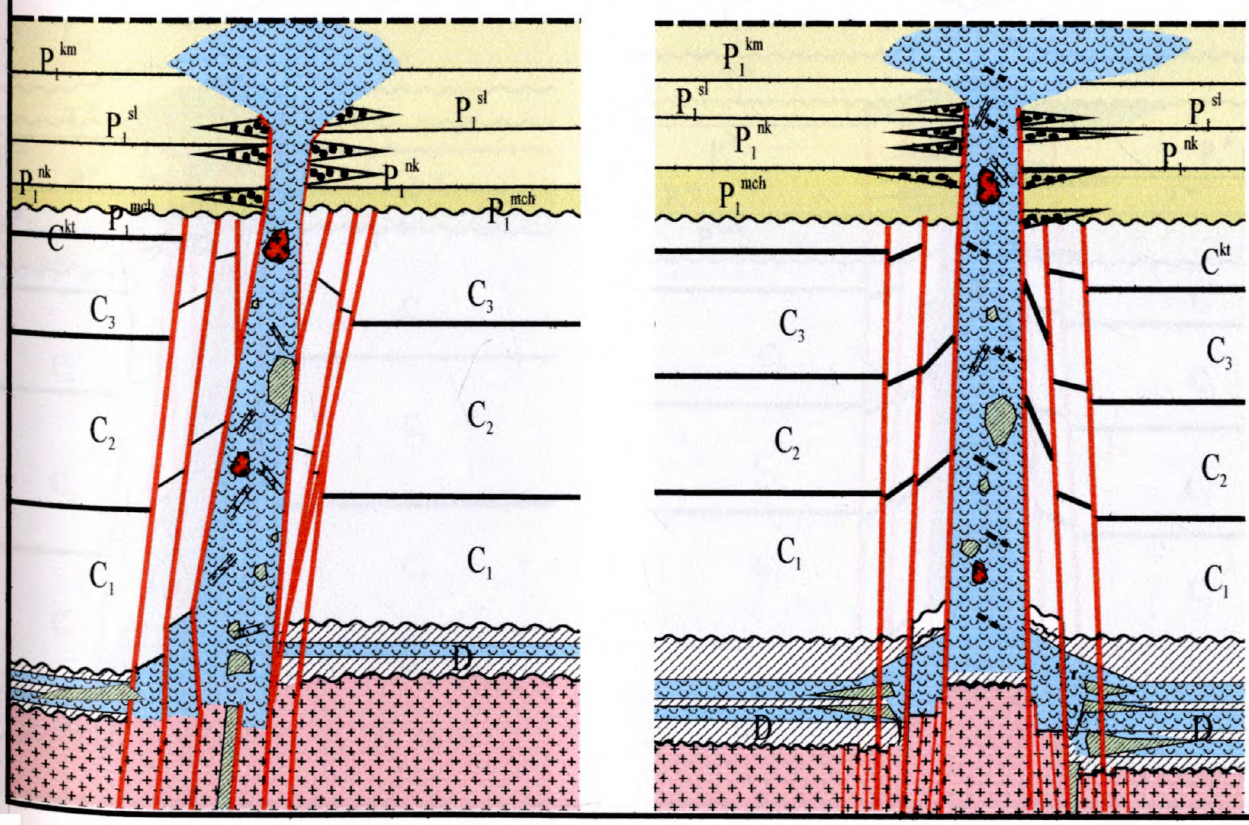
Бугріватівське нафтове родовище (за матеріалами Коваленка А.Т., Брегіди М.М., Литвинюка Г.Д.)

продовження рис. 2.7.

Початок тріасового періоду
(наслідки пфальської фази складчастості -
частковий розмив порід верхньої пермі)

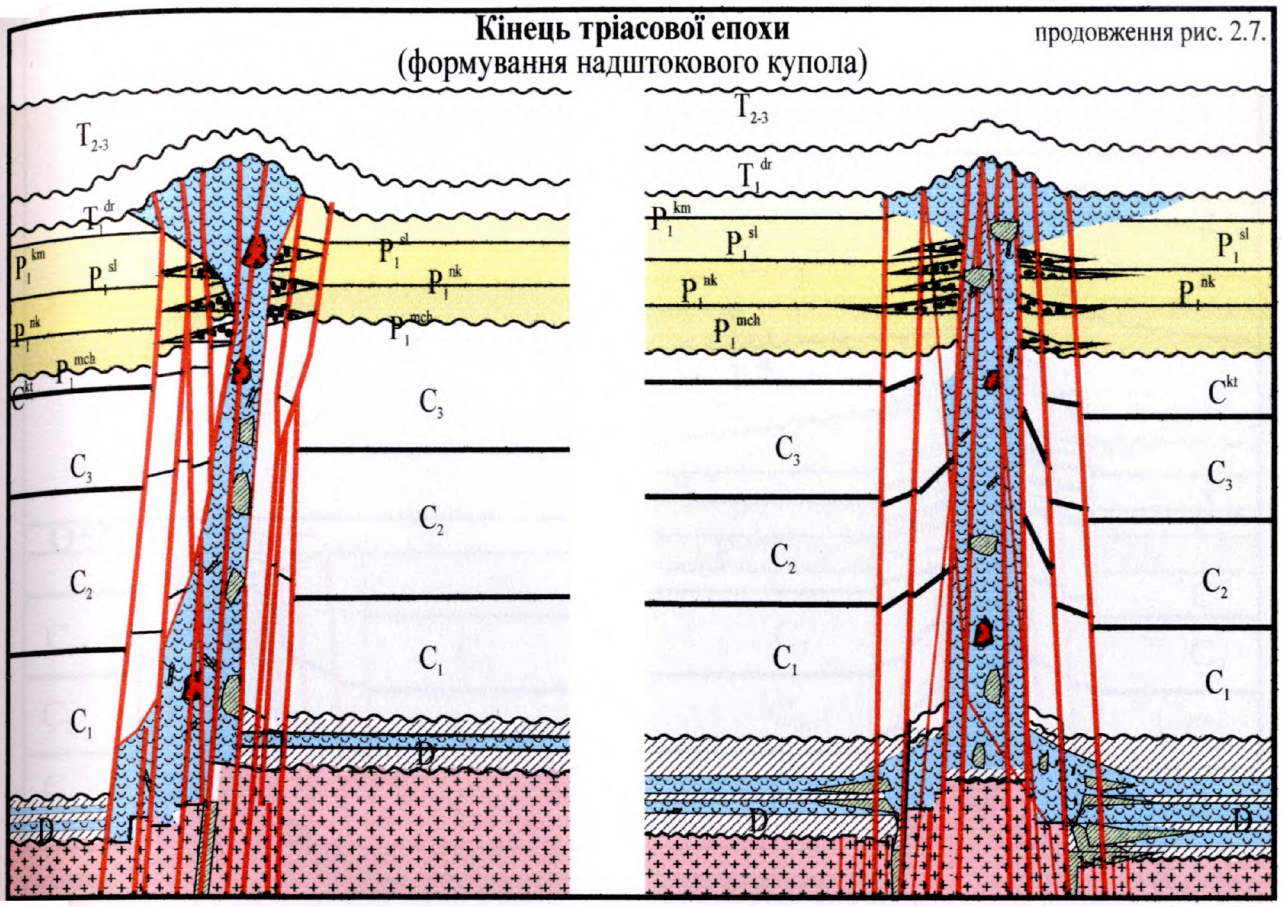


Кінець ранньопермської епохи
(припинення надходження девонської солі)

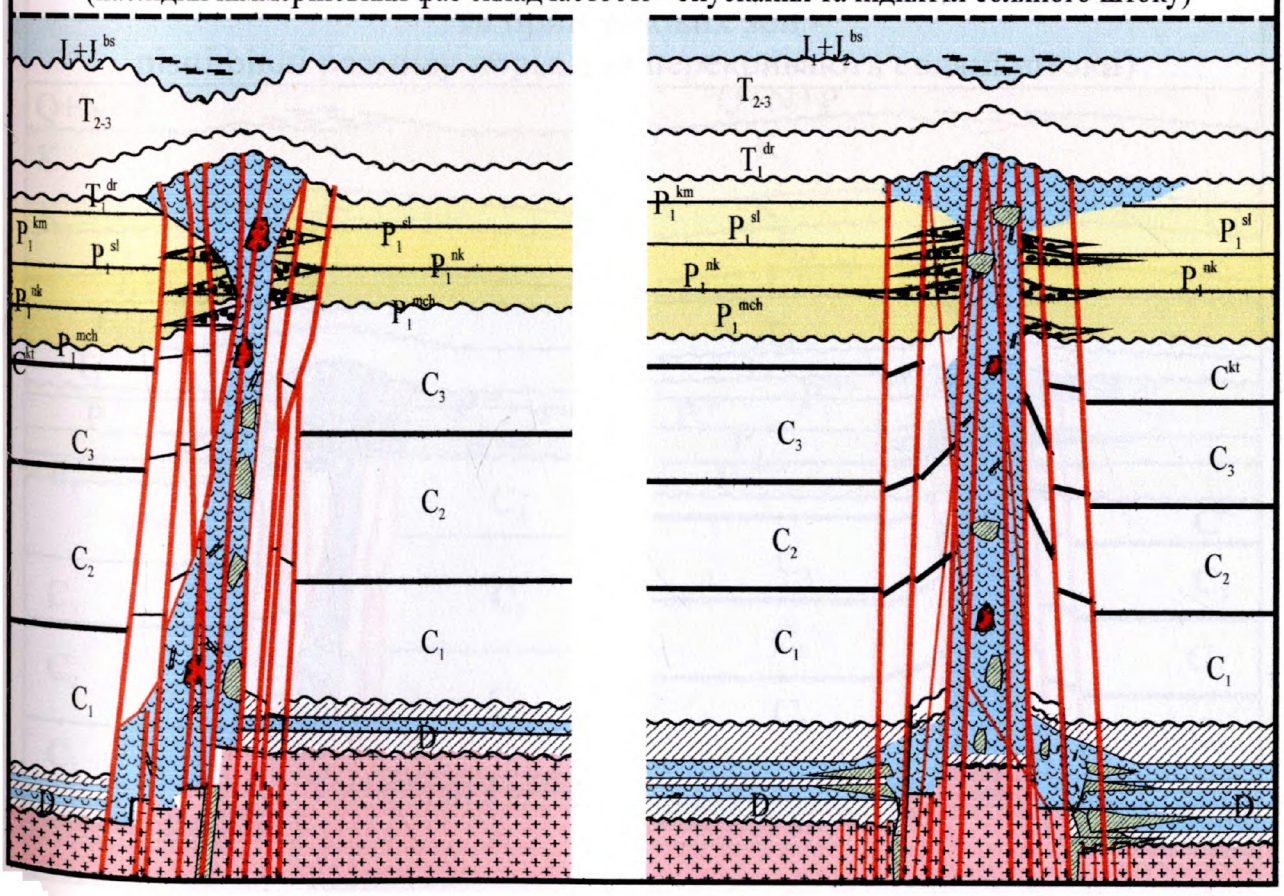


Кінець тріасової епохи
(формування надштокового купола)

продовження рис. 2.7.

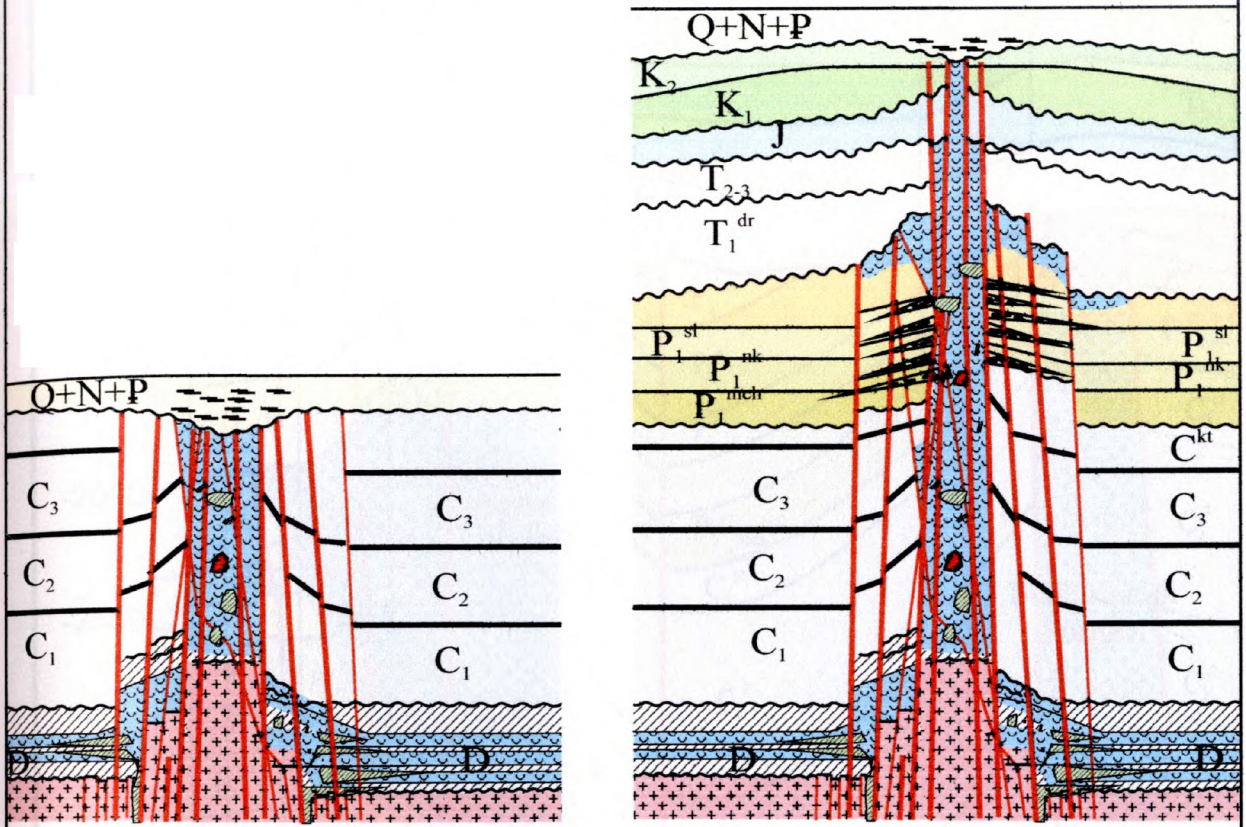


Юрський період
(наслідки кіммерійських фаз складчастості - опускання та підняття соляного штоку)

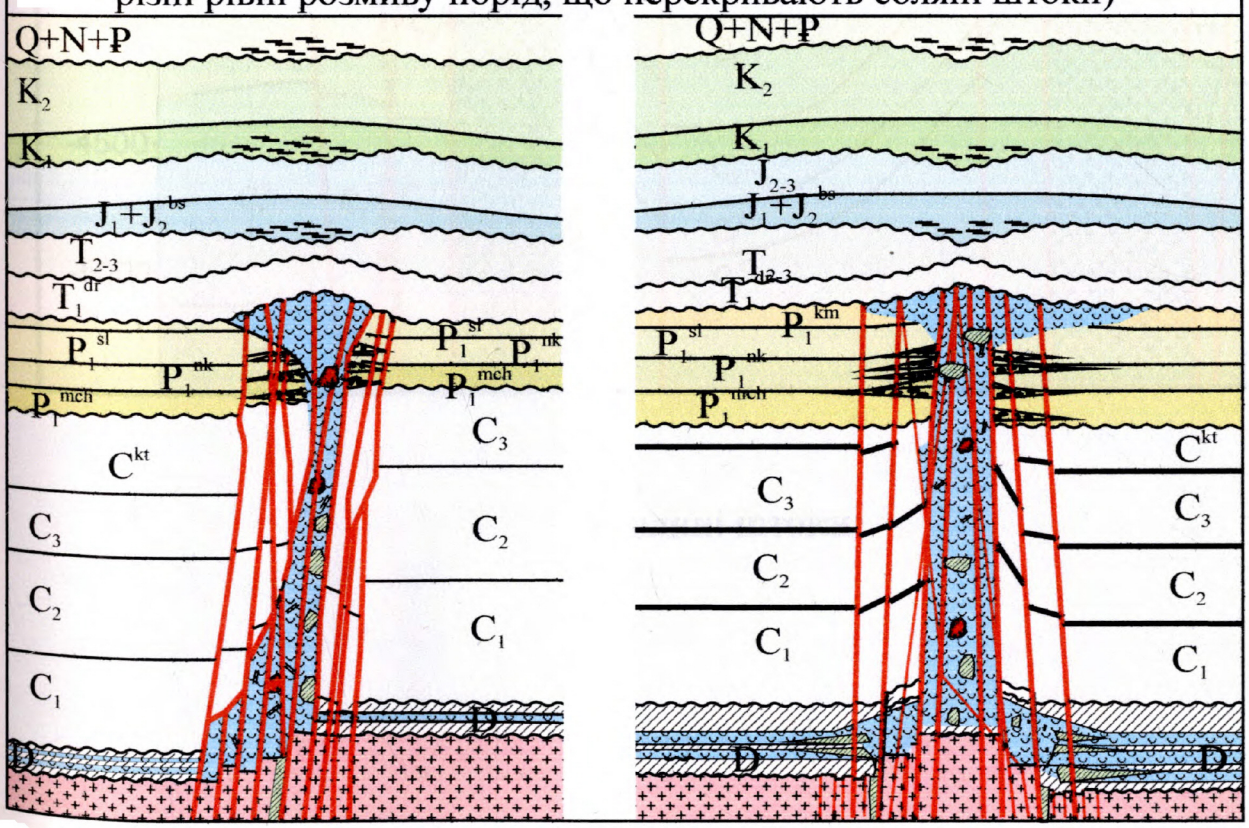


продовження рис. 2.7.

Кайнозой
(сучасний вигляд соляних штоків
і тектонічно ослабленої зони)



Кайнозой
(Сучасний вигляд соляних штоків
та приштокових зон -
різні рівні розмиву порід, що перекривають соляні штоки)



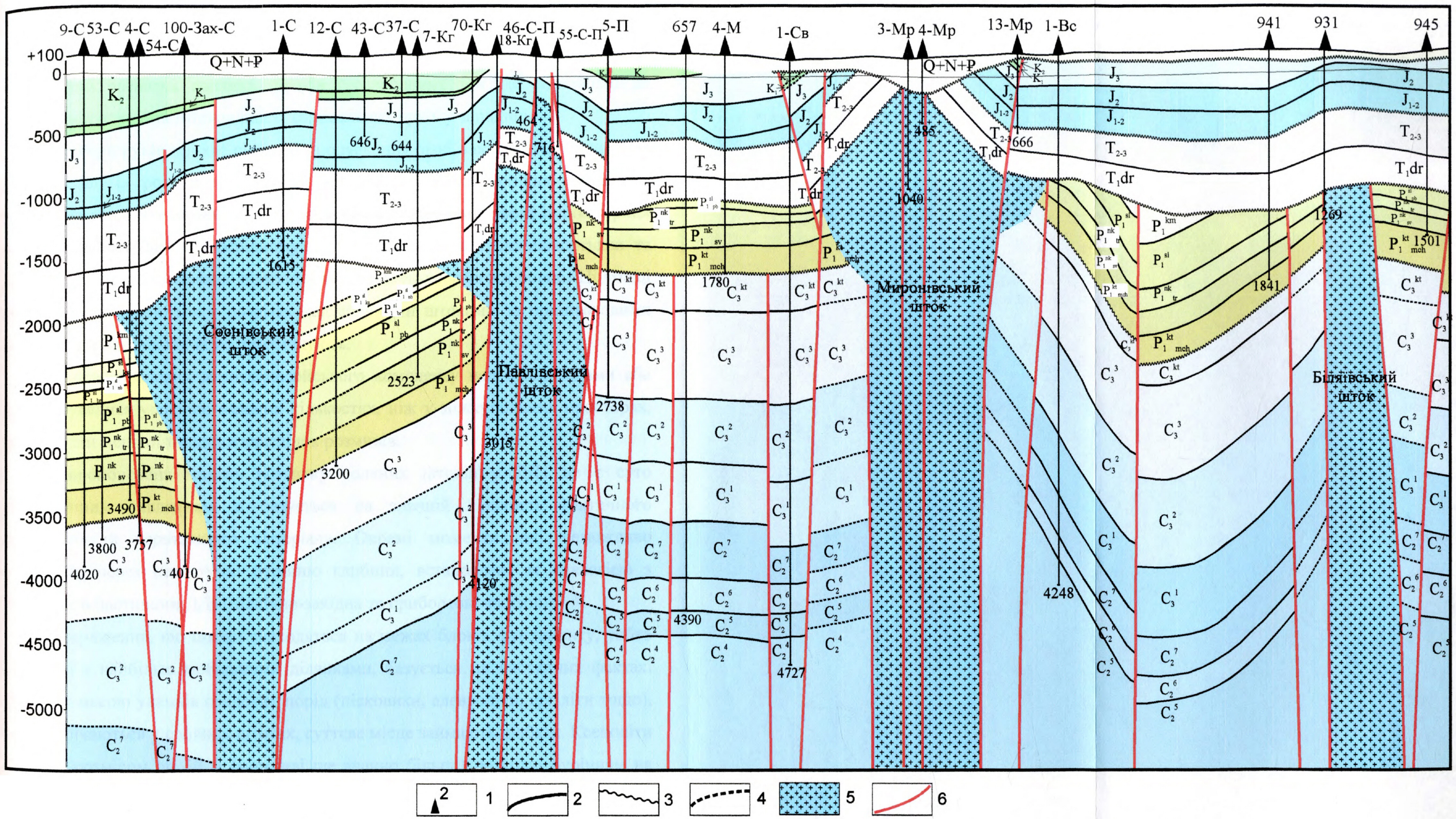


Рис. 2.8. Геологічний профіль через Соснівський, Павлівський, Миронівський, Біляївський соляні штоки

Масштаби: горизонтальний 1 : 100 000

вертикальний 1 : 30 000

склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Чернякова О.М., Карцова С.О.)

2007 рік

1 - пробурені свердловини; 2 -згідні межі стратиграфічних горизонтів; 3 - незгідні межі стратиграфічних горизонтів;

4 - невпевненні межі стратиграфічних горизонтів;

5 - соляний шток; 6 - тектонічні порушення.

Викладене дозволяє зробити висновок: штокоутворюючими стають ті значні розломи, які простежуються від фундаменту через весь осадовий чохол. Подальший розвиток соляних штоків і ослаблених зон іде відповідно до геологічної історії та інтенсивності коливальних рухів у западині.

Вектори рухів під час підйому та опускання різні в ослаблених зонах і на площах, що їх розділяють. Завжди випереджає більш активна тектонічно ослаблена зона, що зафіксовано підвищеними товщинами порід індикаторних товщ і відбивається у своєрідному літологічному складі нижньоюрських та батських. нижньокрейдових відкладів та палеоген-неогенової товщі. Ці товщі циклічно повторюються у розрізах над соляними штоками та приштоковими зонами і у плані ніколи їх не перевищують.

Решта складових мезокайнозойського комплексу над цими зонами або накопичувалися у значно менших кількостях, ніж у міжкупольних просторах, або ставали меншої товщини внаслідок розмивів.

Запропонована модель розвитку соляних штоків у ДДз не є суто гіпотетичним уявленням, а базується на значній кількості фактичного кернового та каротажного матеріалу. Окремі моменти, які неможливо визначити через недоступні бурінню глибини, встановлені за аналогією з вивченими частинами ДДз (північно-західна та прибортові частини).

Твердження, що штоки знаходяться на межах блоків фундаменту, тобто пов'язані з найбільш мобільними ділянками, базується на наступних фактах. Поряд із масою уламків осадових порід (пісковики, алевроліти, аргіліти тощо), які зустрічаються у соляних штоках, суттєве місце займають діабази. Ксеноліти діабазів розміром до 50 м (можливі ще значно більші) розкриті бурінням на Рябухінській площі свердловиною 1 в інтервалі 2407-2422 м, св. 3 – інт. 2765-3092 м, на Західнохрестищенській - св.3 інт. 2418-2178 м, на Копилівській площі (Полтавський шток) св. 30 інт. 4148–4190 м, на Веснянській площі (Тарасівський) св. 102 інт. 2216 – 2218 м. На ранніх стадіях вивчення регіону вони сприймалися при інтерпретації сейсмікою як самостійні теригенні блоки всередині соляних штоків [53]. Характерною особливістю уламків, які

зустрічаються у соляних штоках на різних глибинах, є сліди руху. Так діабази датуються девонським часом утворення і є прямими аналогами тих, що були розкриті бурінням і неодноразово зустрічалися у первинному заляганні в північно-західних окраїнах ДДз. Як правило, це дрібно-, та середньозернисті альбітизовані уралітові діабази [66, 71].

Особливе місце серед різноманітних уламків, які зустрічаються у солі та кепроках деяких штоків на різних глибинах (до 1500 м), займають фрагменти порід, з яких побудований протерозойський фундамент. Так, у солях Краснопавлівського соляного штоку зустрінуто чорний сланець, Бантишевського – сієніти, Миронівського – уламки граніту, Берекського – глиба амфіболітів [61]. Необхідно зазначити: у південно-східній частині ДДз глибини залягання поверхні фундаменту оцінюються за даними сейсмічних досліджень у межах не менше 9 км.

Як видно з моделі утворення, простір, що оточує соляні штоки за весь час розвитку, починаючи з девону, зазнавав впливу тектонічних рухів значно більшою мірою, ніж породи за межами приштокових зон. Також, рух солі на денну поверхню обов'язково повинен супроводжуватися новими додатковими порушенням та здійманням порід в напрямку її руху [72]. Це, в свою чергу, призводить до утворення крутопоставлених блоків порід. Таким чином, зважаючи на викладене, заключний етап утворення соляних штоків повинен супроводжуватися виведенням горизонтів, що їх оточують, з субгоризонтального залягання.

2.4. Нафтогазоносність приштокових зон

Серед нафтогазоносних басейнів України ДДз посідає перше місце, як за видобутком нафти та газу, так і величиною потенційних ресурсів. Перший прогноз нафтогазоносності, зроблений у зв'язку з вивченням розвитку соляної тектоніки в регіоні, був підтверджений промисловими припливами нафти із кепроку Роменського соляного штоку при розвідці покладів гіпсу ще в 1937

році. Однак основним поштовхом до масових пошукових робіт стало відкриття Радченківського нафтового родовища, а згодом Шебелинського (1950 р.) газоконденсатного родовища.

В історії вивчення промислової нафтогазоносності ДДз, можна виділити п'ять етапів за рівнем геологічного вивчення.

Перший етап охоплює 1937-1948 рр. і пов'язаний з оцінкою продуктивності кепроків та приштокових зон соляних куполів. У цей час картувальне та структурно-пошукове буріння отримують широкий розвиток як основні види робіт з виявлення та підготовки об'єктів до вводу в глибоке буріння. Сейсмічні методи розвідки в цей час мали другорядне значення, оскільки не давали чітких структурних побудов по глибоких горизонтах. Також проводиться закладання окремих свердловин на пологих структурах.

Другий етап (1949-1957 рр.) характеризується масовим введенням в опошукування брахіантиклінальних складок, які різною мірою виражені в структурному плані мезо-кайнозойських, а при їх невеликій товщині, і палеозойських відкладів. У цей період намітився якісний перелом у методиці сейсмічних досліджень, результати яких у багатьох випадках стали основою для закладення глибоких свердловин. Структурно-пошукове буріння також продовжує відігравати суттєву роль в загальному комплексі підготовчих робіт

Третій етап триває з 1958 по 1966 рр. і відзначається проведенням пошукових робіт у всіх зонах ДДз на об'єктах, підготовлених переважно сейсмічними дослідженнями, зокрема методами відбитих хвиль. Значний об'єм глибокого буріння, виконаний протягом другого та третього етапів, дозволив завершити оцінку промислової нафтогазоносності всього встановленого на той час фонду структур антиклінального типу до глибини 3200 м.

Четвертий етап тривав протягом 1967-1980 рр. і відрізнявся від попередніх переходом на глибокозалягаючі горизонти (глибиною більше 3000 м) як у виявлених раніше скрізних структурах, так і на похованих палеозойських підняттях, в першу чергу в Машівсько-Шебелинському районі. Опошукування глибокозалягаючих горизонтів стало можливим завдяки

освоєнню нової методики їх картування сейсморозвідкою за допомогою методу загальної глибинної точки. У цей час розпочалися роботи з вивчення нових типів пасток нафти та газу: літологічних, стратиграфічних, тектонічно екранованих, комбінованих пасток, пов'язаних із малоамплітудними підняттями. Цей етап характеризується вивченням промислової нафтогазоносності виявлених геофізичними методами структур антиклінального типу на глибинах 4500-5000 м і більше.

П'ятий етап (триває з 1980 р.) пов'язаний із поступовим переходом у слабо вивчені райони депресійних зон та на переклінальні частини крупних валів та виступів. Це спонукало до спрямування пошуків та розвідки нових промислових скупчень вуглеводнів у відкладах палеозою. Процес супроводжувався бурінням свердловин на великі глибини.

Сучасне нафтогазове геологічне районування Дніпровсько-Донецької западини враховує відмінності в тектонічній будові та стратиграфічній приуроченості скупчень вуглеводнів, типи пасток та глибини їх залягання, щільність прогнозних запасів та рівня вивченості. Саме ці фактори і визначають напрямки пошуково-розвідувальних робіт та їх концентрацію в найбільш перспективних та підготовлених для цього районах.

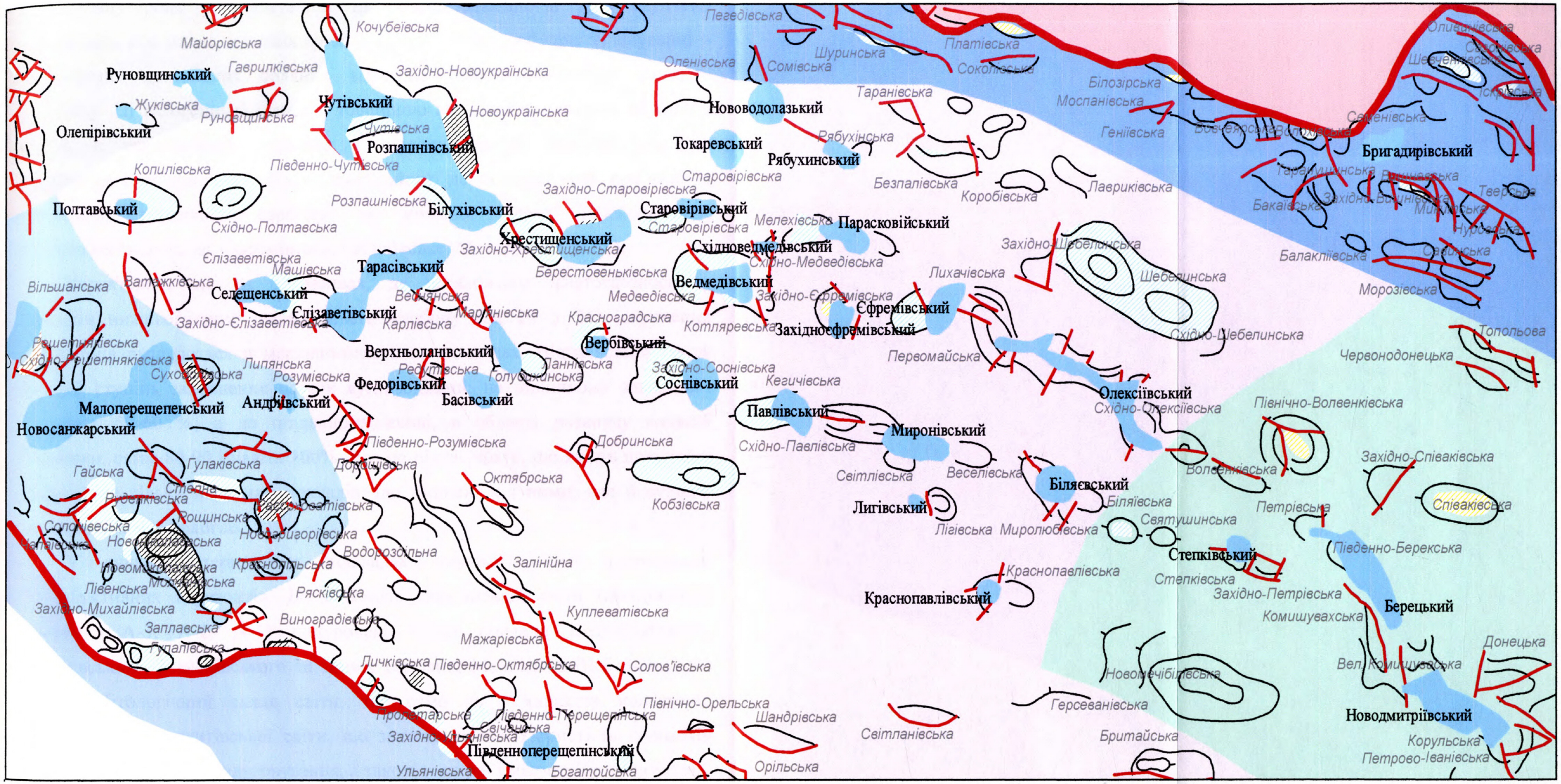
У ДДз виділяється п'ятнадцять нафтогазоносних районів: Монастерищенсько-Софіївський, Талалаївсько-Рибальський, Глинсько-Солохівський та північний борт – нафтоносні; Рябухінсько-Північноголубівський та Руденківсько-Пролетарський – газонафтоносні, Машівсько-Шебелинський, Співаківський та Краснорецький – газоносні, а також перспективні – Чернігівсько-Брагінський, Антоново-Білоцерківський, Октябрсько-Лозовський, Кальміус-Бахмутський, Лисичанський та південний борт.

У результаті досліджень розміщення покладів нафти та газу в південно - східній частині ДДз встановлено, що воно в багатьох випадках визначається розповсюдженням в осадовому розрізі товщ слабопроникних порід. У залежності від розташування основних флюїдоупорів, тобто покришок,

визначається ряд нафтогазоносних комплексів, які значно відрізняються за вмістом в них відомих на цей час розвіданих запасів вуглеводнів.

Відзначається широким розвитком соляних штоків південно-східна частина ДДз, яка в нафтогазоносному відношенні приурочена до Машівсько-Шебелинського району, у межах якого відкритий ряд газоконденсатних родовищ, серед яких Шебелинське, Західнохрестищенське та Єфремівське (рис. 2.9). Ця частина западини є найбільш заглибленою, і в її межах розвинуті потужні відклади палеозою, в тому числі нижньопермські з найбільш повним розрізом соленосних порід. Зустрічаються соляні штоки девонської солі. Газоконденсатні поклади на відомих на цей час родовищ переважно масивно-пластові, рідше пластові, тектонічно екрановані тілами соляних штоків.

У мезозойському нафтогазоносному комплексі промислові скупчення вуглеводнів зустрінуто на 8 площах у відкладах юри та тріасу, переважно в центральній частині западини. Під бат-байоською глинистою товщею поклади газу в базальній піщанистій пачці, яка знаходиться в підошві юрських відкладів, відкриті на Солохівському, Більському, Рибальському родовищах. Нафтогазоупорною товщею є глинисті відклади тріасу [45, 46, 73]. Промислові скупчення вуглеводнів приурочені до піщано-карбонатного горизонту нижнього тріасу (верхня частина дронівської світи). Глибини залягання продуктивних горизонтів від 360 до 1800 м. Глинисті відклади нижньодронівської підсвіти нижнього тріасу залягають з різкою кутовою незгідністю на породах нижньої пермі, верхнього та середнього карбону, утворюють в западині разом з галогенними породами нижньопермського віку надійну регіональну покришку, яка обумовлює формування найбільш значних скупчень нафти та газу у відкладах верхнього карбону та нижньої пермі. Погіршення екрануючих властивостей цієї покришки в результаті піскування нижньодроновської підсвіти в напрямку до Донбасу компенсується поширенням у південно-східній приосьовій частині западини значних соляних товщ. Нижньотріасова глиниста товща є екраном найбільш значних з виявлених на сьогодні в западині покладів нафти в мезозойських відкладах.



1 2 Берецький 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16

Рис. 2.9. Оглядова схема нафтогазогеологічного районування південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини
(за матеріалами Арсірія Ю.О., Кабишева Б.П., Ципка О.К., Шпака П.Ф. з доповненнями Локтєва В.С.)
Масштаб 1 : 500 000
2007 рік
1 - ізогіпси; 2 - локальні порушення; 3 - соляні штоки, назва; 4 - межа Дніпровського грабену;
5 - газоконденсатні родовища; 6 - нафтові родовища; 7 - газові родовища; 8 - нафтогазоконденстані родовища;
нафтогазоносні райони ДДз:
9 - південний борт; 10 - Руденківсько-Пролетарський; 11 - Октябрсько-Лозовський; 12 - Машівсько-Шебелинський; 13 - Співаківський;
14 - Рябухінсько-Північно-Голубівський; 15 - Північний борт; 16 - Глинсько-Солохівський

Значну роль у формуванні та розповсюдженні в ДДз скупчень вуглеводнів відіграють нижньопермські соляні штоки, які при зчленуванні з «козирками» девонських соляних відкладів утворюють майже ідеальну покришку. Ці галогенні покришки, товщиною від кількох десятків до сотень метрів, є регіональним екраном у південно-східній частині западини (Машівсько-Шебелинський газоносний район), де поклади газу пов'язані з відкладами верхнього карбону та нижньої пермі (Шебелинське, Західнохрестищенське, Єфремівське, Кегичівське, Мелехівське та ін.).

Характерно, що на родовищах, де встановлена нафтогазоносність відкладів нижньої пермі та верхнього карбону (на 19 з 24), скупчення вуглеводнів вміщуються в масивно-пластових покладах. Відмічається також значний ступінь заповнення пасток вуглеводнями: на північному заході він становить 50-60 %, а на південному сході, в області розвитку соляної покришки, сягає 80-90 і навіть 100%. Все це підтверджує, що якість покришок визначає не тільки величину покладів, що вміщені під ними, але й суттєво впливає на їх морфологію.

У сульфатно-теригенних відкладах нижньої пермі встановлено 11 продуктивних горизонтів. До відкладів слав'янської світи (продуктивні горизонти А-3, А-2, А-1) приурочені газові поклади Ведмедівського, Єфремівського, Мелехівського та інших родовищ Машівсько-Шебелинського району. Літологічний склад світи, так само як і характер колекторів аналогічний до микитівської світи, що залягає нижче. Пористість доломітів пов'язана з кавернами вилуговування, а також з макро- і мікротріщинуватістю.

Микитівська світа (продуктивні горизонти А-5 та А-4) вміщує промислові поклади газу на Шебелинському, Західнохрестищенському, Ведмедівському та інших родовищах. Колекторами тут є алевроліти та пісковики (гранулярний тип колектора), а також вапняки, ангідрити та доломіти (тріщинний тип колектора). Пористість цих колекторів змінюється від 8 до 10%.

Картамиська світа (продуктивні горизонти Г-6, Г-5, Г-4, А-8, А-7, А-6) вміщує промислові поклади газу та конденсату на Ведмедівському,

Східноведмедівському, Мелехівському, Єфремівському, Західнохрестищенському, Кегичівському та інших родовищах. Колекторами є алевроліти та пісковики, пористість яких змінюється від 10 до 16 %, проникність сягає 300 мД. Припускається, що суттєву роль у розрізі світи відіграють тріщинні та тріщинно-гранулярні колектори, представлені карбонатними різновидами порід, пористість яких змінюється в межах 2-8 % [74].

Найбільш значними за запасами вуглеводнів серед 24 продуктивних горизонтів верхньокам'яновугільно-нижньопермського нафтогазоносного комплексу є пачки А-2 (слав'янська світа), А-5, Г-11, Г-12 (араукаритова світа) .

У відкладах верхнього карбону встановлено 13 продуктивних горизонтів, з яких 7 стратиграфічно приурочені до араукаритової, 5 – до авилівської і 1 – до ісаївської світ.

Скупчення вуглеводнів у верхньокам'яновугільних відкладах пов'язані з пісковиками, структура яких змінюється від дрібнозернистої до крупнозернистої, гравелітистої. За мінералогічним складом це кварцеві, польовошпатові, слюдисто-польовошпатово-кварцеві, аркозові та граувакові різновиди. Кластичний матеріал складений зернами кварцу (40-95 %), польових шпатів (0-25%), слюд (0-35%) та уламками кременистих та кварцитових порід (0-25%).

Цемент у пісковиках складається переважно з вапнякового матеріалу, який перебуває в різноманітних відсоткових співвідношеннях з глинистим та гідрослюдистим. Тип цементу контактово-поровий, згустковий, базально-поровий. Основна маса карбонату в цементі, як правило, пелітоморфна чи мікрозерниста; спостерігається розкристалізація карбонатів.

Пористість пісковиків змінюється від 11 % до 28,5 %, проникність сягає 2433 мД. Тип колектора – гранулярний, I-VII класів.

Продуктивні горизонти верхньокам'яновугільно-нижньопермського нафтогазоносного комплексу встановлені на різних глибинах. Продуктивні пласти, які знаходяться під нижньотріасовою глинистою товщею, представлені здебільшого пісковиками та алевролітами. Породи-колектори характеризуються

високою пористістю та проникністю, значення яких по окремих горизонтах значно змінюються. На площах розвитку хемогенних відкладів нижньої пермі колекторами також є ангідрити, доломіти та доломітизовані вапняки, які чергуються з глинами, мергелями та алевролітами. Основні скупчення газу у колекторах пов'язані з тріщинуватими та кавернозними зонами, які утворилися в результаті деформації пластів, дегідратації гіпсу, вилуговування ангідриту та доломітизації вапняків.

Середньокам'яновугільний нафтогазоносний комплекс на відміну від вищеназваних визначається у ДДз менш чітко. У відкладах середнього карбону регіональний екран не виділяється. Однак глинисті пачки порід, які знаходяться у верхніх горизонтах московського ярусу, обумовили на ряді площ формування значних скупчень вуглеводнів. Поклади нафти та газу в середньому карбоні екрануються також глинисто-аргілітовими пачками порід башкирського ярусу. Продуктивні горизонти літологічно представлені пісковиками та алевролітами.

Продуктивні горизонти в нижньому карбоні та теригенному девоні у центральній частині ДДз не розкриті, що зумовлено їх глибоким заляганням.

Промислові скупчення вуглеводнів у середньокам'яновугільних відкладах визначені в западині на 34 площах.

У відкладах нижнього карбону виділяються два нафтогазоносних комплекси. Перший представлений осадовими утвореннями верхньовізейського під'ярусу і серпухівського ярусу, а другий - турнейського ярусу та нижньовізейського під'ярусу. Накопиченню вуглеводнів у першому сприяла присутність в розрізі вапняково-глинистих відкладів серпухівського ярусу та нижньобашкирського під'ярусу, а також регіонально розвинутої верхньовізейської глинистої товщі. Глинисті пачки, що входять до складу цієї покришки, товщиною в декілька десятків метрів, екранують скупчення нафти і газу. На меншій кількості родовищ розповсюджені поклади у відкладах серпухівського ярусу. Нафтогазоносність верхньовізейсько-серпухівського комплексу не з'ясовано у південно-східній частині грабена ДДз з причини їх залягання на великих глибинах.

Основні розвідані запаси рідких та газоподібних вуглеводнів приурочені до верхньокам'яновугільного-нижньопермського нафтогазоносного комплексу. Він розглядається в складі авилівської, араукаритової світ карбону та микитівської і слав'янської нижньої пермі. Сполучення значної товщини з гарними покришками (соленосні відклади краматорської світи) створило виключно сприятливі умови для нафтогазонакопичення в цій частині осадового чохла ДДз.

У складі кам'яновугільних відкладів основну роль відіграють глинисті та піщанисті породи. У південно-східній частині ДДз розріз верхнього карбону складений пісковиками на 20-40 відсотків від сумарної товщини теригенних порід.

Родовища, які досліджуються, належать за умовами розповсюдження початкових пластових тисків до двох районів, а саме: Машівсько-Чутівського та Мелехівсько-Шебелинського. Перший характеризується розвитком у горизонтах слав'янської світи підвищених пластових тисків з $P_{пл}/P_{у.г.}$=1,16-1,25 нижньої пермі, відносно невисокими надмірними тисками в масивно-пластових покладах нижньої пермі-верхнього карбону ($P_{пл}/P_{у.г.}$=1,3-1,35) та нормальними гідростатичними тисками у відкладах верхнього та середнього карбону. У розкритій частині середнього карбону до глибини 6000 м горизонтів з АВПТ не розкрито. Мелехівсько-Шебелинський район має три яруси надгідростатичних пластових тисків. АВПТ з $P_{пл}/P_{у.г.}$=1,3-1,35 спостерігалися в масивно-пластових покладах нижньої пермі-верхнього карбону. У відкладах верхнього карбону виділяються витримані водоносні горизонти з нормальними гідростатичними тисками. Нижній ярус АВПТ зафіксовано в породах середнього та нижнього карбону на глибинах від 4200 до 5300-5700 м. Водогазо- та газоносні резервуари з АВПТ розвинуті локально в значних товщах щільних порід, вони є ізольованими покладами газу та води. Товщина ущільнених пластів порід-покришок над такими покладами змінюється від 300 до 600 метрів, $P_{пл}/P_{у.г.}$ з заходу на схід збільшується від 1,4 до 1,7, а глибина покрівлі зони АВПТ підвищується [75, 76].

Враховуючи відмінності у фізичних властивостях порід, які складають соляний шток, і товщ, які його вміщують, можна припустити, що будь-якою зміною рівноваги внутрішньої закритої системи зона їх стикання буде найбільш ослаблена. Характер цієї зміни фіксується у геофізичних полях. У результаті порівняння даних аналізу встановлено, що характер зміни природного гамма-поля змінюється для того самого горизонту від штоку до контуру покладів у бік його зменшення. Тобто радіоактивні елементи, захоплені вуглеводневими мігрантами, переміщення яких відбувається по тектонічно-ослаблених зонах навколо соляних штоків, підвищують природне гамма-поле [77].

При виділенні типів пасток необхідно виходити із геологічної будови основних елементів системи: палеозойський блок - тектонічно ослаблена зона, в центрі якої соляний шток - мезокайнозойська куполоподібна складка, що утворилась над соляним штоком і ослабленою зоною.

Будова куполоподібних складок, які конседиментаційно [78, 79] формуються над соляними штоками і тектонічно ослабленими зонами, досить складна, тому і відбиває блокову структуру основи, на якій вони утворюються. У розрізі більшості структур має місце чергування колекторів із надійними покришками, такими, як глини тріасу, середньої юри (особливо верхнього бату), колектори - пісковики тріасу, нижньої і середньої юри (особливо байосу). На Перещепинському, Рибальському, Більському, Красно-Попівському, родовищах у цих відкладах відкриті промислові поклади. Над Павлівським, Миронівським, Бригадирівським соляними штоками встановлені нафтогазопрояви, які свідчать про можливість виявлення над цими штоками нафтогазових покладів у водонапірних горизонтах тріасу і юри.

По їх периметру навколо соляних штоків, розташовані блоки тектонічно ослабленої зони, які побудовані породами палеозою. Як було показано вище, будова цієї зони дуже складна, не піддається вивченню сейсморозвідкою і тому її освоєння здійснюється поступовими розвідувальними кроками і, перш за все, глибокими свердловинами. У найбільш складних випадках - серією похило-спрямованих свердловин, наприклад Ново-Українське, Чутівське родовища, де

біля штоків виявлені крутопоставлені (до 70° і більше) породи середнього і нижнього карбону.

У складі теригенних і хемогенних порід нижньої пермі суттєву роль відіграють делювіальні шлейфи штоків. Цими породами можуть бути складені літологічні, тектонічно екрановані соляними штоками пастки. Такі пастки побудовані різнозернистими гравелітами, брекчієподібними пісковиками, які затиснуті між соленосними породами. Вони можуть довгий час зберігати реліктові аномально високі тиски [78].

На Кегичівському, Єфремівському, Мелехівському, Західноведмедівському родовищах такі породи поєднуються в пастках із кавернозними і тріщинуватими доломітами та вапняками, які ритмічно чергуються із галогенними породами.

Усі ці породи входять до складу регіональної покришки, яка складена нижньопермськими соленосними породами і представлена бахмутською серією, під якою були виявлені основні запаси газу і газоконденсату центральної і південно-східної частини западини. При цьому, як правило, поклади газу у породах покришки знаходились там, де під нею були значні, часто масивно-пластові поклади газу.

Останні пов'язані із палеозойським елементом системи - блоками, які розташовані між двома штоками (Кегичівське, Єфремівське, Західнохрестищенське родовища) або прилягають з півдня чи півночі до асиметричних соляних штоків, що витягнуті у субширотному напрямку (Чутівсько-Розпашнівсько-Білуховський, Медведівський, Хрестищенський). Таким може бути і Миронівський соляний шток. Це дозволяє з урахуванням даних гравіметрії і геологічних досліджень припускати існування об'єктів для пошуків по периметру соляних штоків. Таким чином, із Павлівським, Миронівським і Біляєвським соляними штоками можуть бути пов'язані комбіновані пастки, у яких роль бокового екрану можуть виконувати соляні штоки, як у більшості випадків, або одне з порушень ослабленої зони біля штоку, як це спостерігається на Єфремівькому родовищі [80].

Досвід ведення пошуково-розвідувальних робіт свідчить про те, що при товщині нижньопермської покришки 500 м і більше вона зберігає від преддронівського регіонального розмиву такий набір соляних ритмів, який спроможний утримувати крупні і унікальні поклади, як то Шебелинський, Єфремівський, Мелехівський та ін. При товщині нижньопермської покришки до 170-200 м, де майже не залишилось пластів солі, зберігаються пластові поклади під локальними покришками, у відкладах араукаритової, авілівської світ і більш давніх породах. Прикладом таких покладів може виступати Кегичівське родовище.

Тектонічними екранами для пластових покладів газу і нафти можуть бути "ніжки" соляних штоків і розривні порушення. Якщо існування перших підтверджено існуванням відкритих родовищ і не викликає суперечок, то другі треба шукати, причому логічно це робити поблизу відомих родовищ і структурних форм, де відсутність покладів не доведена.

Зважаючи на вище вказане, можна зробити наступні висновки:

1. У південно-східній частині ДДз виділяється декілька нафтогазоносних комплексів. У мезозойському комплексі промислові скупчення відомі у відкладах юри та тріасу. У пермській системі колекторами виступають хемогенні відклади слав'янської світи, які складені карбонато-теригенними породами і поширені навколо штоків. Для покладів характерні надгідростатичні пластові тиски (градієнт аномальності складає до 1,7). Горизонти микитівської світи аналогічні попереднім слав'янським, відмінність лише полягає у зростанні теригенної складової у колекторах та зменшення товщин нижньопермської кам'яної пластової солі.

2. Найбільш значним за запасами є картамисько-верхньокам'яновугільний комплекс. Поклади у відкладах, які відкриті в цьому комплексі, як правило, масивно-пластові з АВПТ та значними запасами.

3. Колекторами в крутопоставлених породах приштокових зон виступають горизонти башкірського ярусу середньої пермі та верхнього карбону. Для всіх горизонтів характерним є покращення фільтраційно-ємнісних

властивостей колекторів та підвищене газонасичення пластів з наближенням до соляних штоків [81]. Тому при пошуково-розвідувальних роботах слід очікувати тектонічно екрановані пастки у крутопоставлених блоках порід приштокових зон.

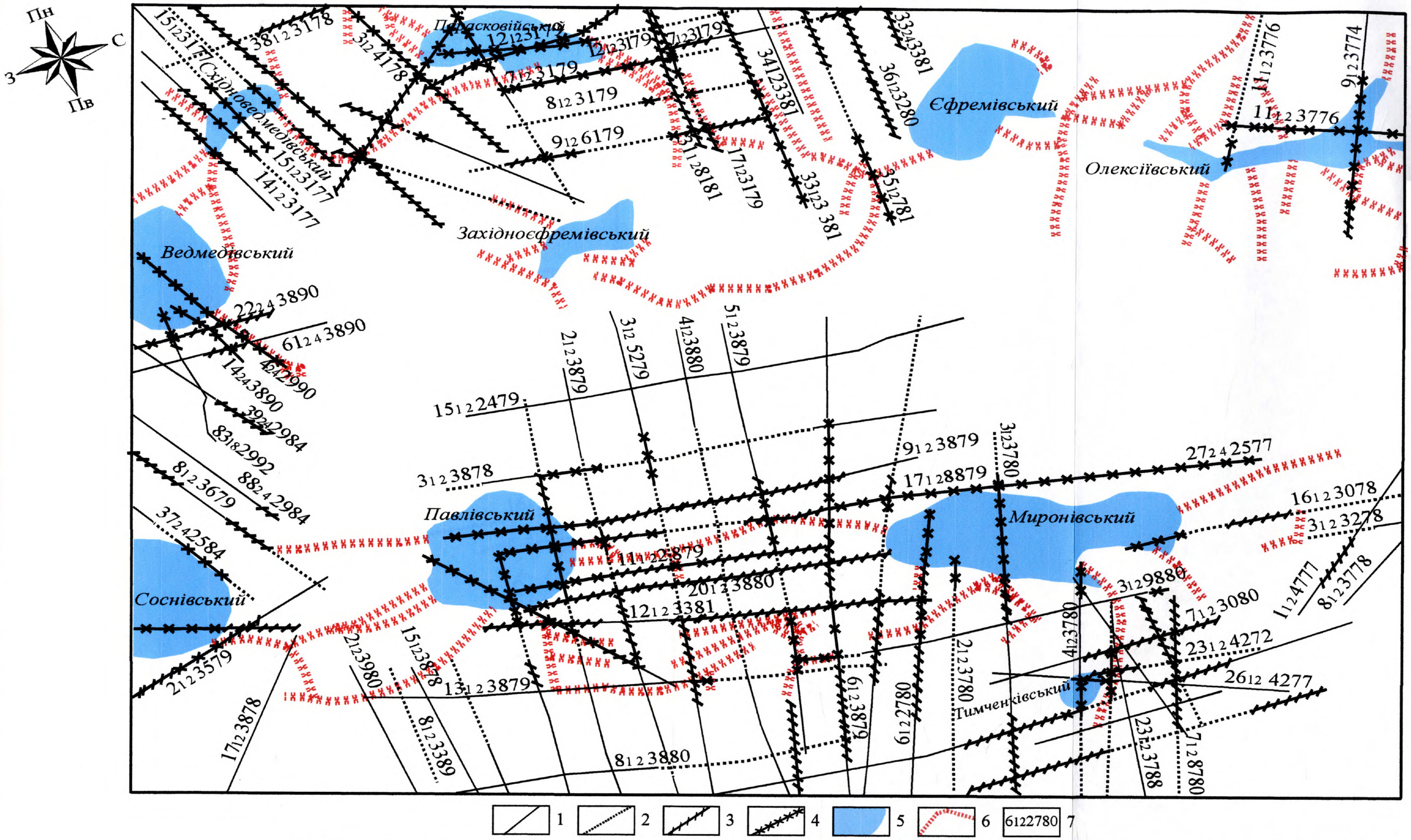
4. Приштокові зони, для яких характерні делювіальні шлейфи, вони є окремим цінним об'єктом пошукових робіт, завдяки тріщинуватості та присутності гравелітової складової зі значними їх товщинами, які зростають до соляних штоків.

РОЗДІЛ ІІІ
АНАЛІЗ ТОВЩИН ВІДКЛАДІВ НАД ПРИШТОКОВИМИ ЗОНАМИ ТА СОЛЯНИМИ ШТОКАМИ

3.1. Огляд методів прогнозування контурів соляних штоків

Сейсмічні дослідження є одним із основних методів глибинного картування нафтогазоносних територій. Однак сейсмічні дані не дозволяють визначити однозначні контури штоків та деталі будови приштокових зон внаслідок розсіювання хвиль на ділянках контакту солі з вміщуючими породами та складності у кореляції хвильової картини відбиттів через порушені тектонікою горизонти [82, 83]. Також на глибині більше 3500 м швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль у теригенних відкладах та в солі стає практично однаковою, тому на фоні теригенних відкладів похилі фланги соляного штоку не простежуються [84]. Оскільки процес інтерпретації – це пошук зв'язку між елементами структури фізичних полів та елементами геологічної будови, то для задовільного встановлення будови, зважаючи на перелічені вище причини, необхідне проведення спеціальних досліджень у великій кількості свердловин [85]. Показовою у цьому відношенні є еволюція уявлень про будову Східноведмедівського штоку. За матеріалами робіт сп. 36/75. 31/79, цей шток виділявся як масивне соляне тіло з розмірами близько 3,7-1,1 км. Після розбурювання району св. 102, 103, 107 Мелехівськими та св. 5 Східноведмедівською була значно зменешена площа штоку і встановлена наявність крутопоставлених блоків [86].

Для визначення рівня відповідності побудови геологічної моделі приштокових зон реальної їх будови на основі даних сейсморозвідки був проведений аналіз якості кореляції відбиттів (рис. 3.1, 3.2, табл. 3.1, 3.2) від надійних регіональних реперів - $IVг_2$ (вапняк Q_8) у підошві микитівської світи нижньої пермі (коливання глибин від 1200 до 3800 м) та сейсмічний горизонт $Vб_2$, що знаходиться в підошві башкірського ярусу середнього карбону



1 2 3 4 5 6 6122780 7

Рис 3.1. Карта якості кореляції сейсмічного відбиваючого горизонту Ivr_2 (вапняк у підошві микитівської світи нижньої пермі P_1^{mk})
по сейсмічним профілям
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Здоровенка М.М., Процика І.С.)
масштаб 1: 150 000, 2007 рік
Якість кореляції сейсмічного відбиваючого горизонту $Vб_2$: 1 - відмінна, 2 - задовільна, 3 - незадовільна, 4 - відсутня
5 - соляні штоки (визначені за сейсмічними даними), 6 - тектонічні порушення (визначені за сейсмічними даними), 7 - номери сейсмічних профілів

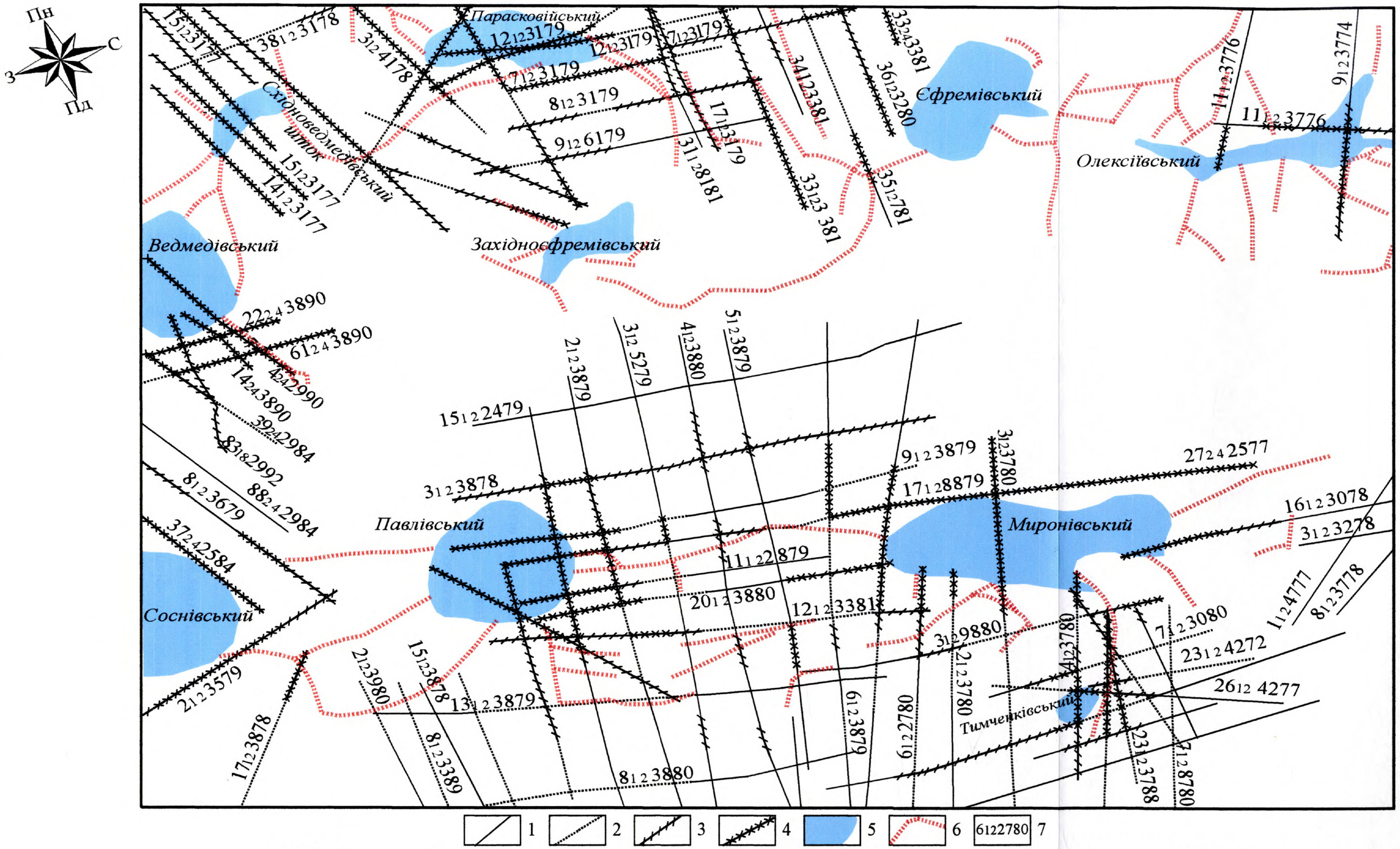


Рис. 3.2. Карта якості кореляції сейсмічного відбиваючого горизонту $Vб_2$ (підошва башкірського ярусу середнього карбону C_2b)
по сейсмічним профілям
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Здоровенка М.М., Процика І.С.)
масштаб 1: 150 000, 2007 рік
Якість кореляції сейсмічного відбиваючого горизонту $Vб_2$: 1 - відмінна, 2 - задовільна, 3 - незадовільна, 4 - відсутня;
5 - соляні штоки (визначені за сейсмічними даними); 6 - тектонічні порушення (визначені за сейсмічними даними); 7 - номери сейсмічних профілів.

Таблиця 3.1

Вплив соляних штоків на якість кореляції відбиттів від сейсмічного горизонту IVт₂
(вапняк у підошві микитівської світи нижньої пермі)*

	Розташування сейсмічних профілів відносно тектонічно-порушених зон	Довжина сейсмічних профілів з різним ступенем якості кореляції сейсмічного горизонту IVт₂				
		Усі профілі	Відмінна	Задовільна	Незадовільна	Відсутня
		км	км (%)	км (%)	км (%)	км (%)
1	Загальна довжина	806	246 (30)	182 (23)	199 (25)	179 (22)
2	Над соляними штоками	60,2	0 (0)	0 (0)	0,6 (0,9)	59,2 (99,1)
3	Над тектонічно-порушеними зонами на відстані від 0 до 100 м від контуру соляних штоків	8,8	0,4 (4,5)	0,8 (9)	0,4 (4,5)	7,2 (82)
4	Над тектонічно-порушеними зонами на відстані від 100 до 500 м від контуру соляних штоків	44,2	3,0 (6,8)	6,4 (14,5)	7,2 (16,3)	27,6 (62,4)

продовження табл. 3.1

	Розташування сейсмічних профілів відносно тектонічно-порушених зон	Довжина сейсмічних профілів із різним ступенем якості кореляції сейсмічного горизонту IVг				
		Усі профілі	Відмінна	Задовільна	Незадовільна	Відсутня
		км	км (%)	км (%)	км (%)	км (%)
5	Над тектонічно-порушеними зонами на відстані від 500 до 750 м від контуру соляних штоків	30,6	5,4 (17,6)	4,7 (15,3)	8,1 (26,5)	12,4 (40,6)
6	Над тектонічно-порушеними зонами на відстані від 750 до 1000 м від контуру соляних штоків	30,3	6,7 (22,1)	4,6 (15,1)	8,7 (28,7)	10,3 (34,1)
7	У зоні тектонічних порушень (за тектонічно-порушену зону прийнята смуга шириною 200 метрів)	30,0	7,2 (24)	6,6 (22)	5,9 (19,6)	10,3 (34)
8	Усі сейсмічні профілі, за межами тектонічного впливу соляних штоків	609	224 (36,8)	159 (26,1)	169 (27,8)	57 (9,3)

* контури соляних штоків та тектонічних порушень визначено за сейсмічними даними

Таблиця 3.2

Вплив тектонічно-порушених зон на якість кореляції відбиттів від сейсмічного горизонту $V\delta_2$ (підошва башкирського ярусу середнього карбону C_2b)*

	Розташування сейсмічних профілів відносно тектонічно-порушених зон	Довжина сейсмічних профілів з різним ступенем якості кореляції сейсмічного горизонту $IV\delta_2$				
		Усі профілі	Відмінна	Задовільна	Незадовільна	Відсутня
		км	км (%)	км (%)	км (%)	км (%)
1	Загальна довжина	789	235 (33)	158 (19)	165 (20)	229 (28)
2	Над соляними штоками	52,7	0 (0)	0 (0)	0,7 (1,3)	52 (98,7)
3	Над тектонічно-порушеними зонами на відстані від 0 до 100 м від контуру соляних штоків	9,4	0,2 (2,1)	0,2 (2,1)	0,3 (3,2)	8,7 (92,6)
4	Над тектонічно-порушеними зонами на відстані від 100 до 500 м від контуру соляних штоків	40	0,7 (1,8)	1,2 (3)	4,8 (12)	33,3 (83,2)

продовження табл. 3.2

	Розташування сейсмічних профілів відносно тектонічно-порушених зон	Довжина сейсмічних профілів із різним ступенем якості кореляції сейсмічного горизонту IVб,				
		Усі профілі	Відмінна	Задовільна	Незадовільна	Відсутня
		км	км (%)	км (%)	км (%)	км (%)
5	Над тектонічно-порушеними зонами на відстані від 500 до 750 м від контуру соляних штоків	29,8	0,4 (1,3)	0,9 (3)	5,0 (16,8)	23,5 (78,9)
6	Над тектонічно-порушеними зонами на відстані від 750 до 1000 м від контуру соляних штоків	29,6	1,1 (3,7)	2,1 (7)	7,7 (26)	18,7 (63,3)
7	У зоні тектонічних порушень (за тектонічно-порушену зону прийнята смуга шириною 200 метрів)	27,7	4,0 (14,0)	7,2 (26,0)	6,8 (24,5)	9,7 (35,5)
8	Усі сейсмічні профілі, за межами тектонічного впливу соляних штоків	605	229 (37,9)	147 (24,3)	141 (23,3)	88 (14,5)

*контури соляних штоків та тектонічних порушень визначено за сейсмічними даними

(коливання глибин від 4700 до 7300 м). За матеріалами М.М. Здоровенка та І.С. Процика, для частини південного сходу ДДз, де якість кореляції цих двох відбиваючих горизонтів поділяється на 4 рівні: відмінна (відбиття динамічно виражені, двофазні); задовільна (відбиття впевнені, але місцями недостатньо чіткі); незадовільна (відбиття простежуються спорадично, інтерференційно, інколи кореляція горизонтів проведена умовно); відсутня (хвильова картина хаотична, корисний запис відсутній). Сумарна довжина взятих для аналізу профілів однакова. Довжина профілів з якісною кореляцією (відмінна та задовільна) становить більше 50 відсотків ($IVг_2$-53%,$Vб_2$-52%), у штоках кореляція відсутня, тільки іноді наявні спорадичні відбиття від уламків порід, які були транспортовані сіллю з глибин під час росту штоків. У приштокових зонах доля корисного сигналу незначна, навіть на відстані від соляного штоку 750-1000 м вона складає $IVг_2$-37%,$Vб_2$-11%.

Таким чином, з наведеного нами аналізу можна зробити наступні висновки:

1. Якість кореляції відбиваючих горизонтів поза тектонічно деформованими зонами майже однакова незалежно від глибини залягання відбиваючих горизонтів $IVг_2$ та $Vб_2$.

2. Якщо умовно припустити, що приштокова зона охоплює територію радіусом 1 км від контуру соляного штоку, встановлено, що на цій відстані частка корисного сигналу не перевищує 11 %. Тобто будова приштокових зон майже не висвітлюється сейсмічною розвідкою, тому контури соляних штоків є досить умовними і, можливо, значно перевищують реальну площу соляного штоку.

3. Довжина профілів з якісною кореляцією відбиттів у приштоковій зоні (радіус навколо штоку 1 км) горизонту $Vб_2$ менша майже в три рази, ніж у горизонті, що залягає вище - $IVг_2$. Тобто кути залягання, тектонічна порушеність і тріщинуватість башкірських порід значно більші.

Загальний висновок із аналізу якості даних сейсмічної розвідки полягає у наступному: визначення контуру соляного штоку невпевнене і похибка

визначення може коливатися більше, ніж на 1000 метрів. Також, на відміну від порід карбону, що прорвані соляним штоком і крутопоставлені внаслідок руху солі, вапняк $Q_8(IVr_2)$ відкладався в умовах виходу соляного штоку на поверхню, і тому значно менше зазнав тектонічного впливу. Внаслідок цього крутопоставлені блоки кам'яновугільних порід майже не визначаються і можуть бути прийняті сейсмічними методами за частину соляного штоку, оскільки в таких блоках практично відсутня кореляція сейсмічних відбиваючих горизонтів. Аналогічні проблеми при використанні цих досліджень спостерігаються не тільки біля соляних штоків України, але й в інших регіонах, де також зустрічається це явище - зона повної втрати кореляції значно більша, ніж тіло соляного штоку [87, 88, 89].

Для дослідження солянокупольних структур широко використовується гравірозвідка, яка реагує на наявність соляних штоків чіткими аномаліями зменшення сили тяжіння, оскільки сіль має дещо меншу густину, ніж породи, які її оточують. Але вплив домішків, які у ній зустрічаються, та регіональні тектонічні порушення суттєво змінюють форму аномалій, що дає можливість тільки визначити присутність штоків, їх контури встановлюються досить умовно. Наприклад, Чутівсько-Розпашнівсько-Білухівський та Хрестищенський штоки на карті гравітаційного поля (рис. 3.3) виражені негативними аномаліями. Але однакові значення цього поля не співставляються з визначеним контуром штоків.

Кам'яна сіль відрізняється від інших осадових порід більшою температурною провідністю, що також слугує для прогнозу контурів. Але різка зміна фізичних властивостей та літологічного складу порід приштокової зони по периметру соляних штоків вносить похибки у визначення їх контурів (рис. 3.4). Рухи соляних штоків певним чином (рис. 3.5, 3.6) відбиваються на сучасному рельєфі земної поверхні. Але часто такі рухи можуть бути властивими не тільки соляним штокам, а й приштоковим зонам, що видно на прикладі Східноведмедівського соляного штоку, де за даними дистанційних досліджень

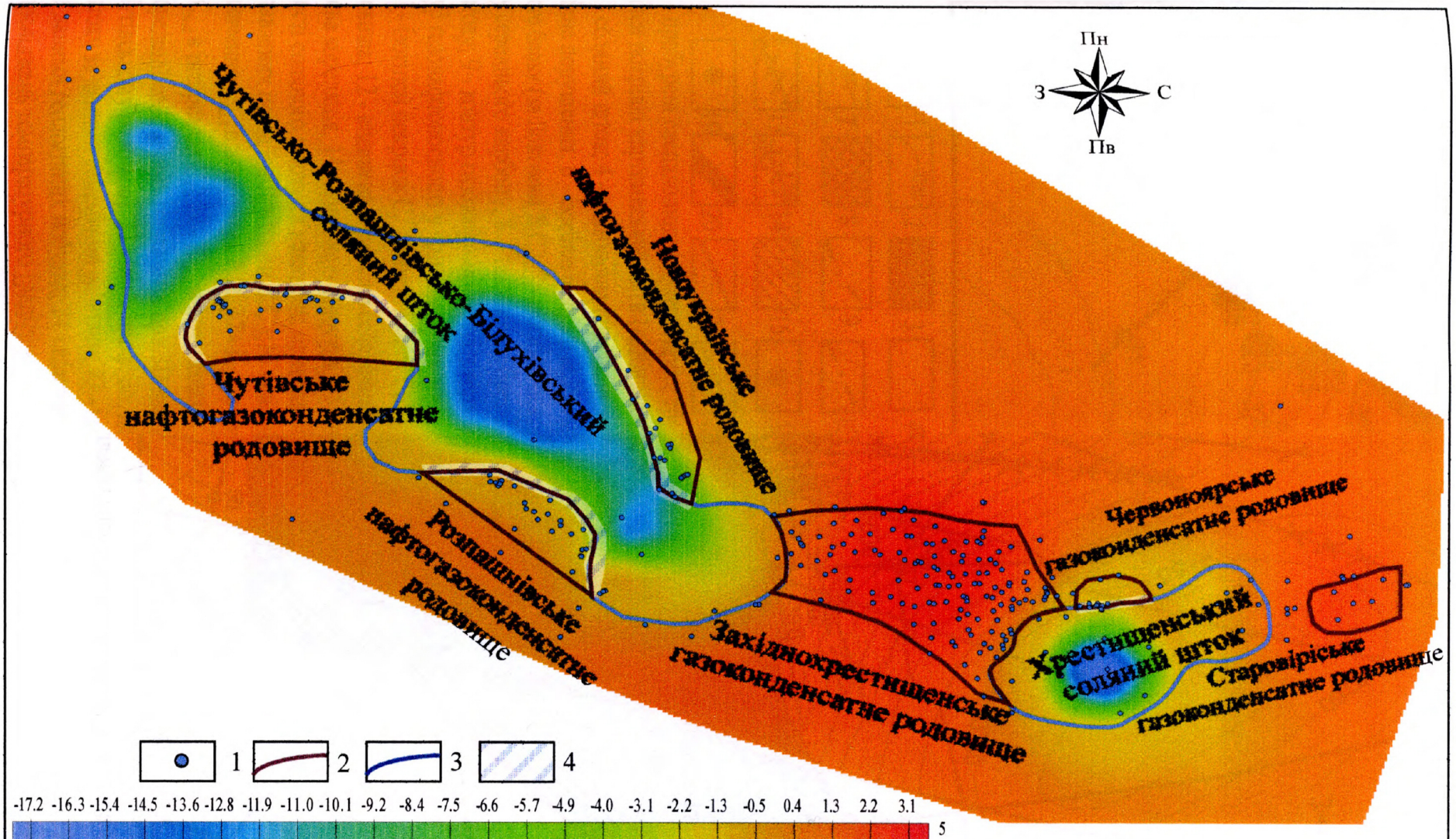
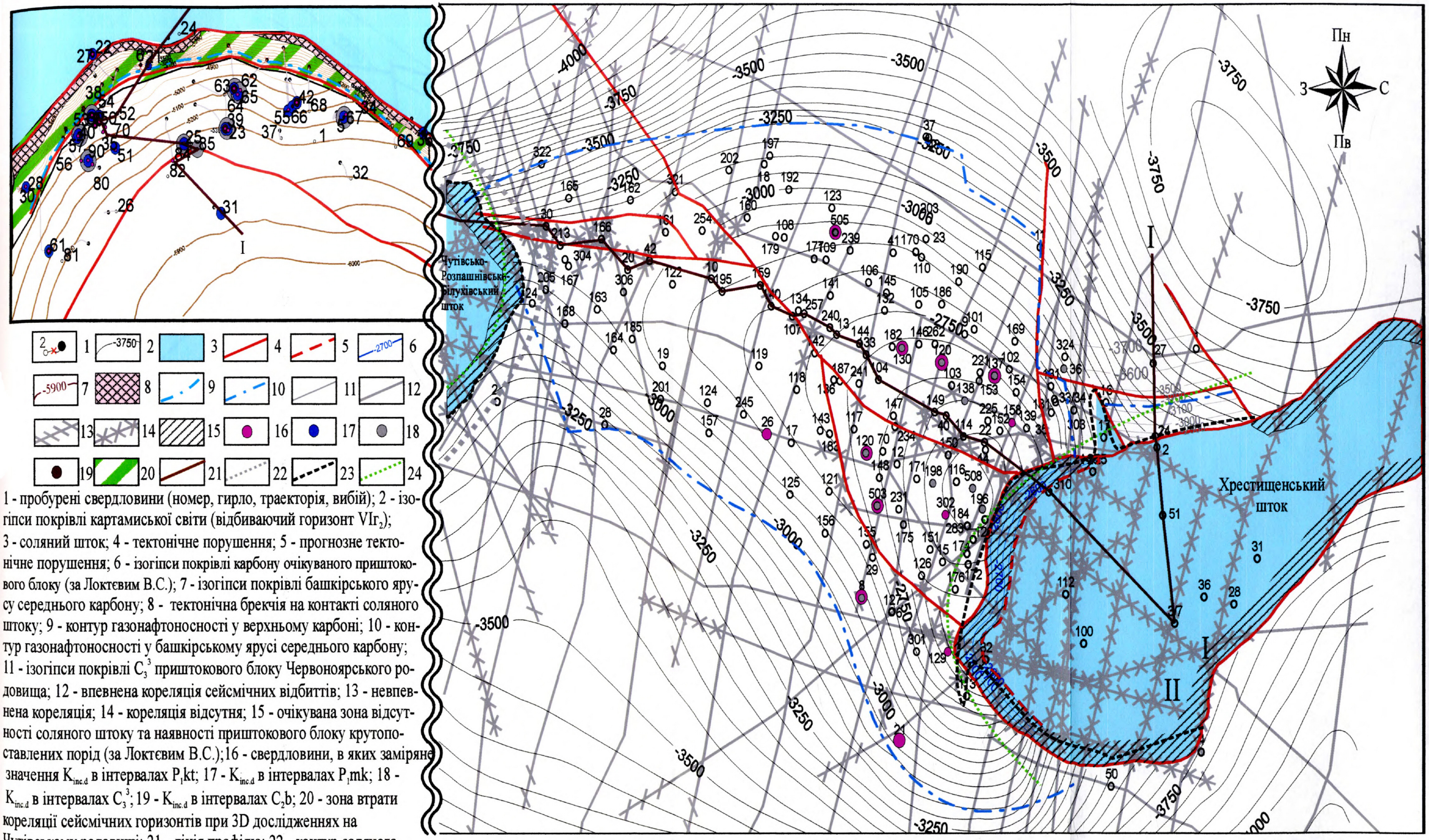


Рис. 3.3. Карта аномалій гравітаційного поля(▵glок. = ▵gзгл.Зт.-▵gзгл.21т., сітка 500х500 м)
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Омельченка В.В.), 2007 р.
масштаб 1 : 300 000
1 - пробурені свердловини; 2 - контури родовищ; 3 - контур штоків;
4 - контур соляного штоку визначений свердловинами; 5 - гравітаційне поле, мГал



1 - пробурені свердловини (номер, гирло, траєкторія, вибій); 2 - ізогіпси покрівлі картамиської світи (відбиваючий горизонт VIr_2); 3 - соляний шток; 4 - тектонічне порушення; 5 - прогнозне тектонічне порушення; 6 - ізогіпси покрівлі карбону очікуваного приштокового блоку (за Локтєвим В.С.); 7 - ізогіпси покрівлі башкірського ярусу середнього карбону; 8 - тектонічна брекчія на контакті соляного штоку; 9 - контур газонафтоносності у верхньому карбоні; 10 - контур газонафтоносності у башкірському ярусі середнього карбону; 11 - ізогіпси покрівлі C_3^3 приштокового блоку Червоноярського родовища; 12 - впевнена кореляція сейсмічних відбиттів; 13 - невпевнена кореляція; 14 - кореляція відсутня; 15 - очікувана зона відсутності соляного штоку та наявності приштокового блоку крутопоставлених порід (за Локтєвим В.С.);16 - свердловини, в яких заміряне значення $K_{inc.d}$ в інтервалах P_1kt; 17 - $K_{inc.d}$ в інтервалах P_1mk; 18 - $K_{inc.d}$ в інтервалах C_3^3; 19 - $K_{inc.d}$ в інтервалах C_2b; 20 - зона втрати кореляції сейсмічних горизонтів при 3D дослідженнях на Чутівському родовищі; 21 - лінія профілю; 22 - контур соляного штоку за даними сейсмічної розвідки; 23 - контур соляного штоку за даними геологічних побудов; 24 - контур соляного штоку за даними досліджень температурного градієнта.

Рис. 3.4. Структурна карта. Західнохрестищенське, Червоноярське газоконденсатні та Чутівське нафтогазоконденсатне родовища
Масштаб 1 : 100 000
склав: Локтєв В.С., 2007 р.
(за матеріалами Недзельського Д.Є., Сердюкова В.В., Чернякова О.М., Головашкіна А.М., Яковлєва О.Е., Кулинича Б.Г.),

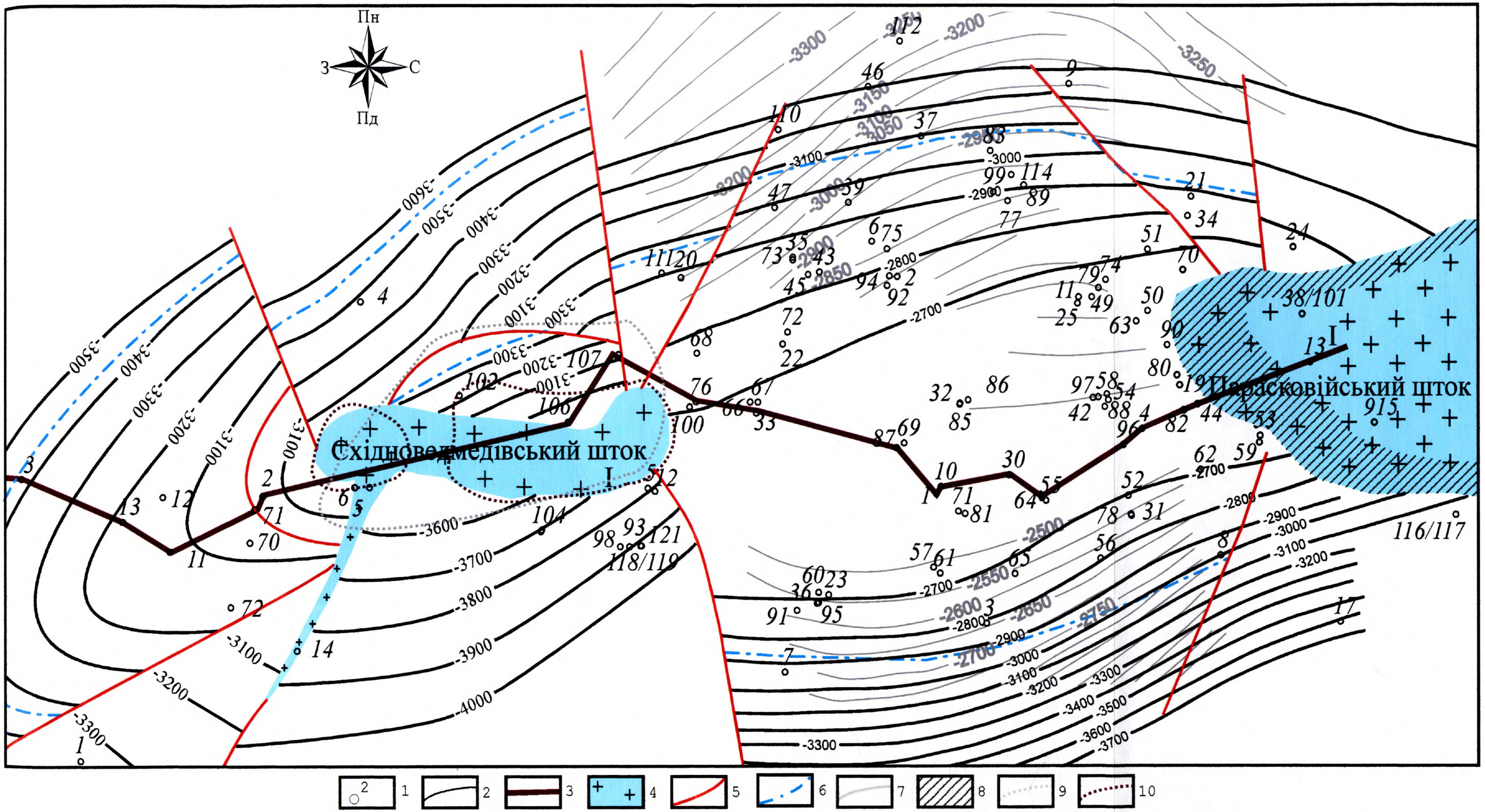


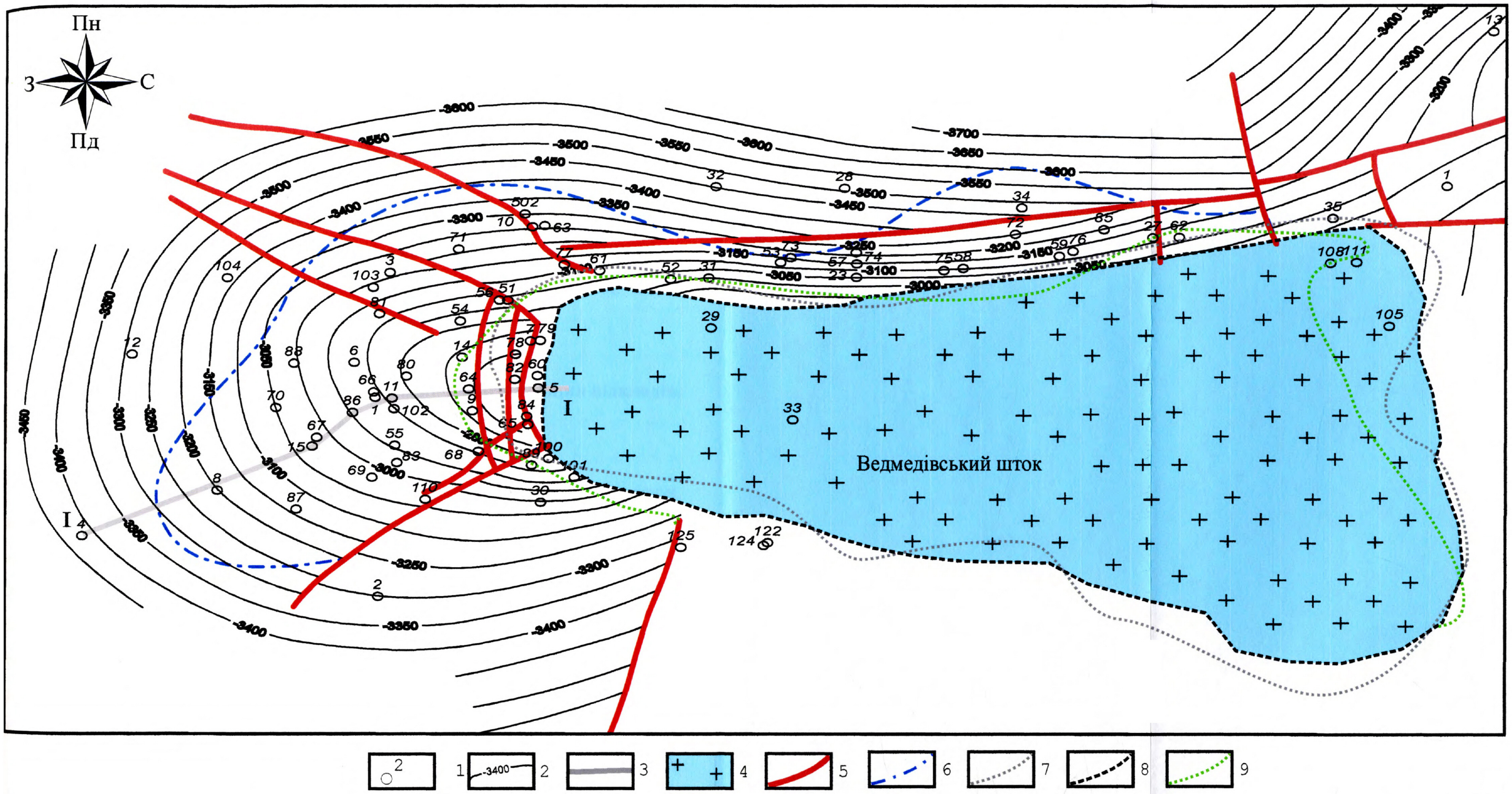
Рис. 3.5. Мелехівське газоконденсатне родовище
(покрівля картамиської світи нижньої пермі P_1kt)

Масштаб 1 : 50 000

склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Істоміна О.М., Чернякова О.М., Головашкіна А.М.)

2007 рік

1 - пробурені свердловини; 2 - ізогіпси; 3 - лінія профілю; 4 - соляний шток;
5 - тектонічне порушення; 6 - контур газоносності; 7 - ізогіпси впевнених видбиттів сейсмічного горизонту IVг (покрівля P_1kt);
8 - зона вірогідної відсутності соляного штоку та наявності приштокового блоку крутопоставлених порід (за Локтєвим В.С.)
9 - контур соляного штоку за даними сейсмічної розвідки; 10 - контур соляного штоку за даними дистанційних досліджень



1 -3400 2 3 4 5 6 7 8 9

Рис. 3.6. Ведмедівське та Західноведмедівське газоконденсатні родовища
Структурна карта покрівлі картамиської світи нижнього карбону P_1kt (відбиваючий горизонт IVr_2)

Масштаб 1 : 50 000

склав: Локтєв В.С. (за даними Головацького Й.М., Худика М.В., Бабаєва В.В., Золоташко В.І.)

2007 рік

1 - пробурені свердловини; 2 - ізогіпси покрівлі P_1kt; 3 - лінія профілю;

4 - соляний шток; 5 - тектонічне порушення; 6 - контур газоносності у відкладах C_3^3;

7 - контур соляного штоку за даними сейсморозвідки; 8 - контур соляного штоку за даними геологічних побудов;

9 - контур соляного штоку за даними досліджень геотемпературного градієнта.

виділяється два окремих соляних тіла, за розмірами більших, ніж встановлено свердловинами.

Для визначення особливостей будови приштокових ділянок необхідно проаналізувати будову нафтогазових родовищ ДДз, пов'язаних із соляними штоками. встановити закономірності їх будови і визначити характерні риси будови, які були встановлені безпосередньо за даними буріння свердловин або за даними сейсмічних чи інших польових досліджень. Таким чином, основним завданням при вивченні будови приштоких зон є визначення ступеня достовірності прийнятої геологічної моделі як окремих родовищ, так і загальноприйнятих закономірностей будови всього регіону.

3.2. Прогноз контурів соляних штоків за даними аналізу товщин відкладів, які їх перекривають

Основні труднощі у вивченні соляних штоків та простору, що їх оточує, пов'язані з тим, що, в силу різних причин, жоден польовий геофізичний метод не здатен однозначно визначити геологічну будову приштокових зон. Яскравими прикладами неінформативності геофізичних методів при вивченні ділянок, ускладнених соляними штоками, є випадкове розкриття експлуатаційною свердловиною Бакейського штоку на Солохівському родовищі, періодична поява та зникнення Яковенківського соляного штоку на різних геолого-сейсмічних картах тощо.

Тому актуальним завданням сьогодення є пошук нових методів визначення контурів соляних штоків, вони мають бути інформативними і базуватися не на якостях фізичних полів, а на особливостях літологічних, тектонічних, стратиграфічних та інших геологічних властивостей гірського масиву.

Розробкою методів уточнення контурів штоків займалися О.М. Черняков та ін. (1974 р.), О.М. Істомін та ін. (1985 р.), І.В. Височанський та ін. (1982 р.). Ці дослідження були описані у фаховій літературі [33, 37, 90, 91]. Контур штоку

пропонувалося визначати за зіставленням товщин його козирка та хемогенних відкладів нижньої пермі. Такий шлях дає задовільні результати, але у багатьох випадках є значні обмеження щодо його використання:

- по-перше, соляний шток не завжди по всьому периметру має козирок, наприклад Хрестищенський на заході, Ведмедівський шток – на півночі та ін.;

- по-друге, відрізнити козиркову кам'яну сіль від кам'яної солі краматорської світи за даними ГДС є складним завданням, яке не завжди можна розв'язати однозначно.

У дисертаційній роботі пропонується для більш надійного оконтурення штоків використовувати результати аналізу товщин стратиграфічних горизонтів, які перекривають соляний шток. Аналогічний спосіб використовують для прогнозування зон з АВПТ у приштокових зонах. Для цього використовують зміну товщин відкладів J_1-J_2bj. Інтерес до цих відкладів викликаний тим, що над соляними штоками у склепінній частині надсольового купола вони мають підвищені товщини та специфічний літологічний склад (містять у тому числі буре вугілля) [92], що досить впевнено дозволяє виділяти ці товщі у розрізі свердловин (рис. 3.7, 3.8, 3.9).

Можливість та надійність використання такого роду непрямих методів для оконтурення соляних штоків обумовлені історією формування соляних штоків. Тобто під час піднімання та опускання території вектори тектонічних рухів різні в соляних штоках і приштокових зонах та просторах, що їх розділяють. Випереджає завжди більш активна тектонічно активна зона, що зафіксовано, з одного боку, зменшенням товщин та повним розмивом порід над штоком і ослабленою зоною, з іншого (тобто в інший час) - підвищеними товщинами порід і відбивається у своєрідному літологічному складі J_1-J_2bj (рис. 3.10), нижньокрейдових відкладів (рис 3.11) та палеоген-неогенової товщі (рис 3.12). Решта складових мезокайнозойського комплексу над цими зонами або накопичувалися в значно менших кількостях, ніж у міжкупольних просторах, або ставали такими внаслідок розмивів [93, 94]. У дисертаційній роботі було проаналізовано зміну товщин нижньоюрських та у південно-східній

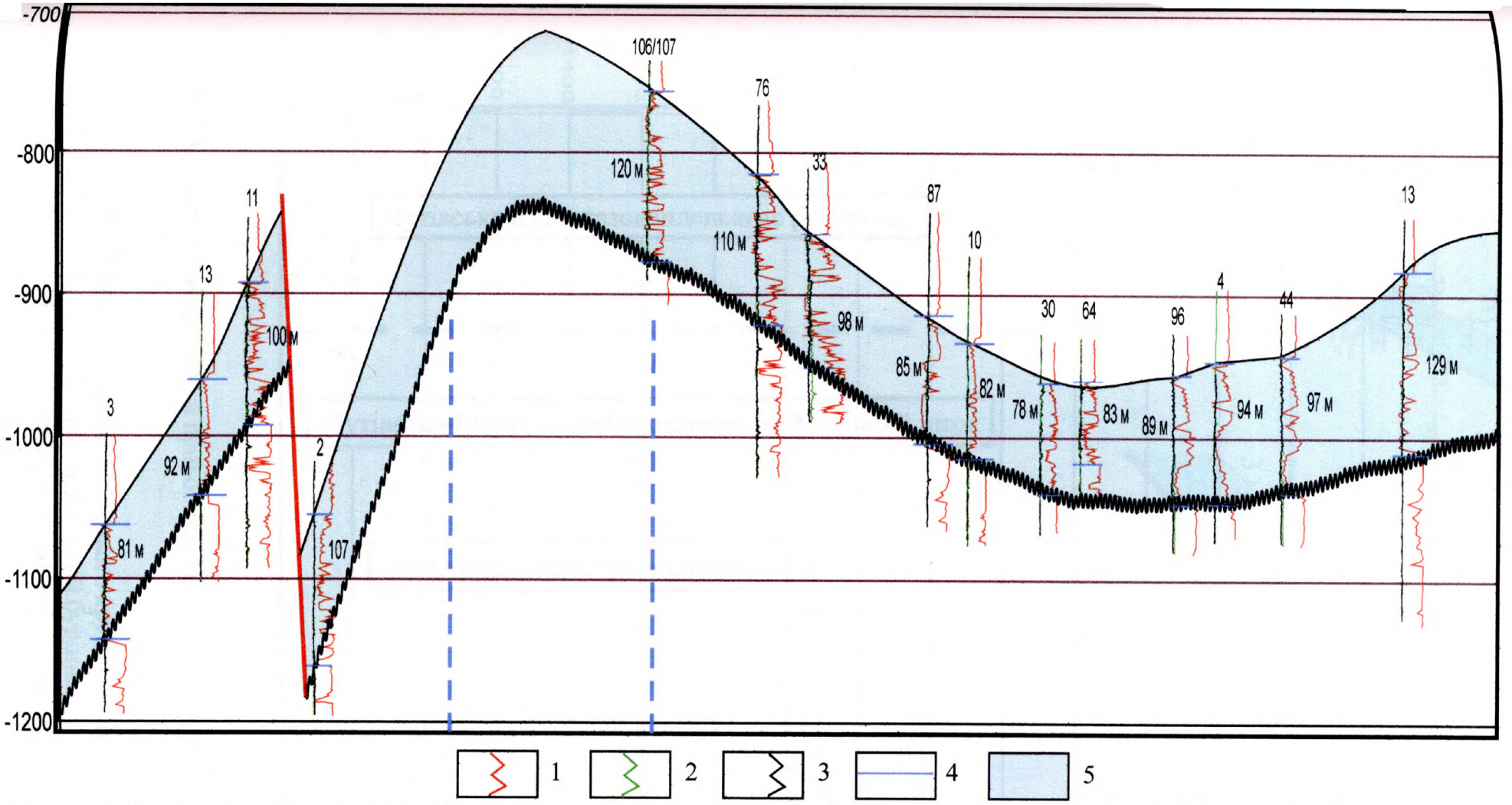


Рис. 3.7. Геолого-геофізичний профіль по свердловинах Мелехівського та Східноведмедівського газоконденсатних родовищ.
Відклади нижньої юри та байоського ярусу середньої юри
склав: Локтєв В.С., 2007 рік
Каротаж: 1 - викликаної поляризації, мВ; 2 - потенціал зонд, ом*м;
3 - градієнт зонд, ом*м; 4 - відклади нижньої юри та байоського ярусу середньої юри.

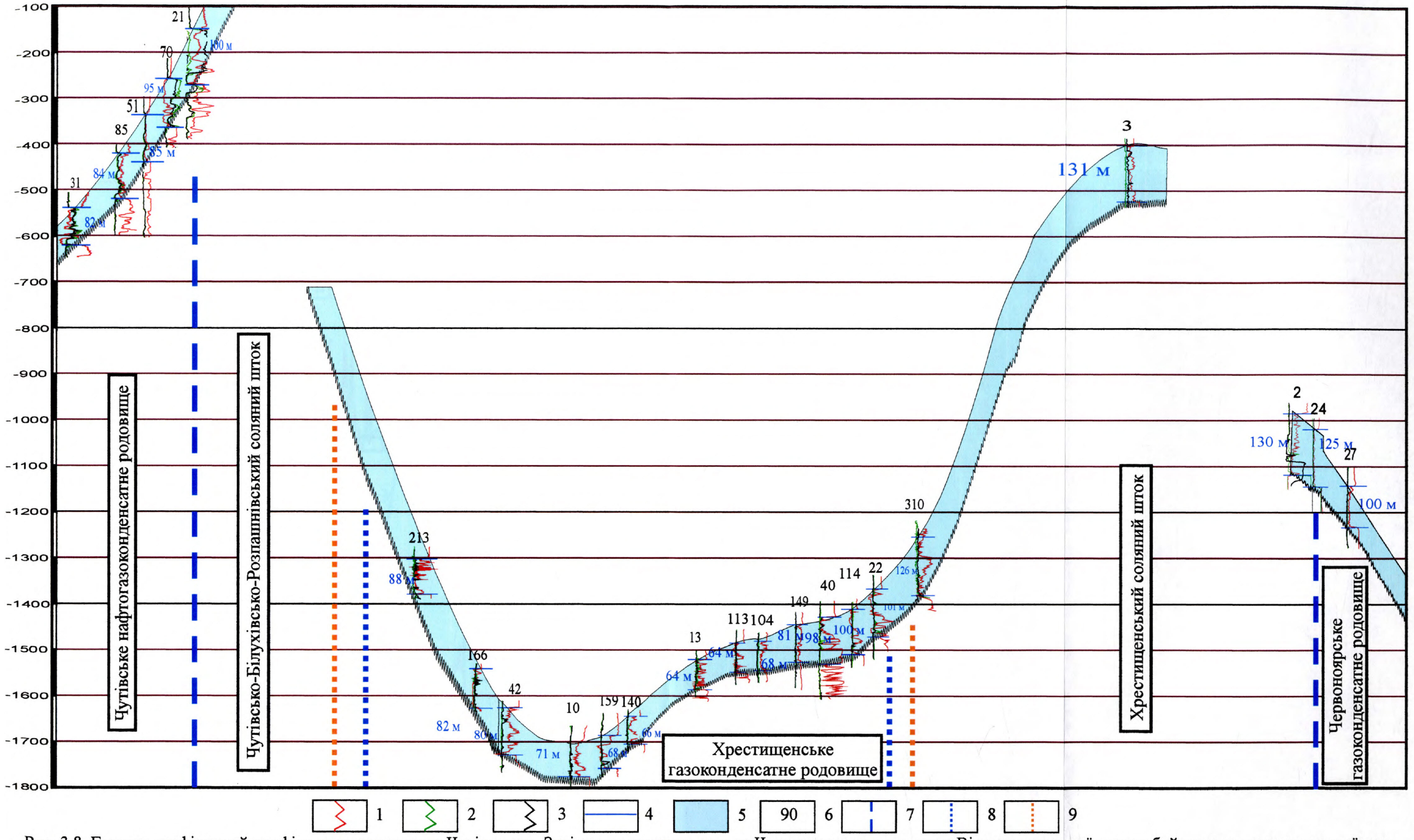


Рис. 3.8. Геолого-геофізичний профіль по свердловинах Чутівського, Західнохрестищенського та Червоноярського родовищ.Відклади нижньої юри та байоського ярусу середньої юри
масштаби: горизонтальний 1: 100 000, вертикальний 1 : 1500
склав: Локтєв В.С., 2007 рік
Каротаж: 1 - викликаної поляризації, мВ; 2 - потенціал зонд, ом*м; 3 - градієнт зонд, ом*м; 4 - межа відкладів нижньої юри та байоського ярусу середньої юри;
5 - нижня юра та байоський ярус середньої юри; 6 - номер свердловини; 7 - проекція контура соляного штоку, який визначений бурінням;
8 - проекція контура соляного штоку визначена за даними сейсмічних досліджень; 9 - проекція контура соляного штоку за даними Локтєва В.С.

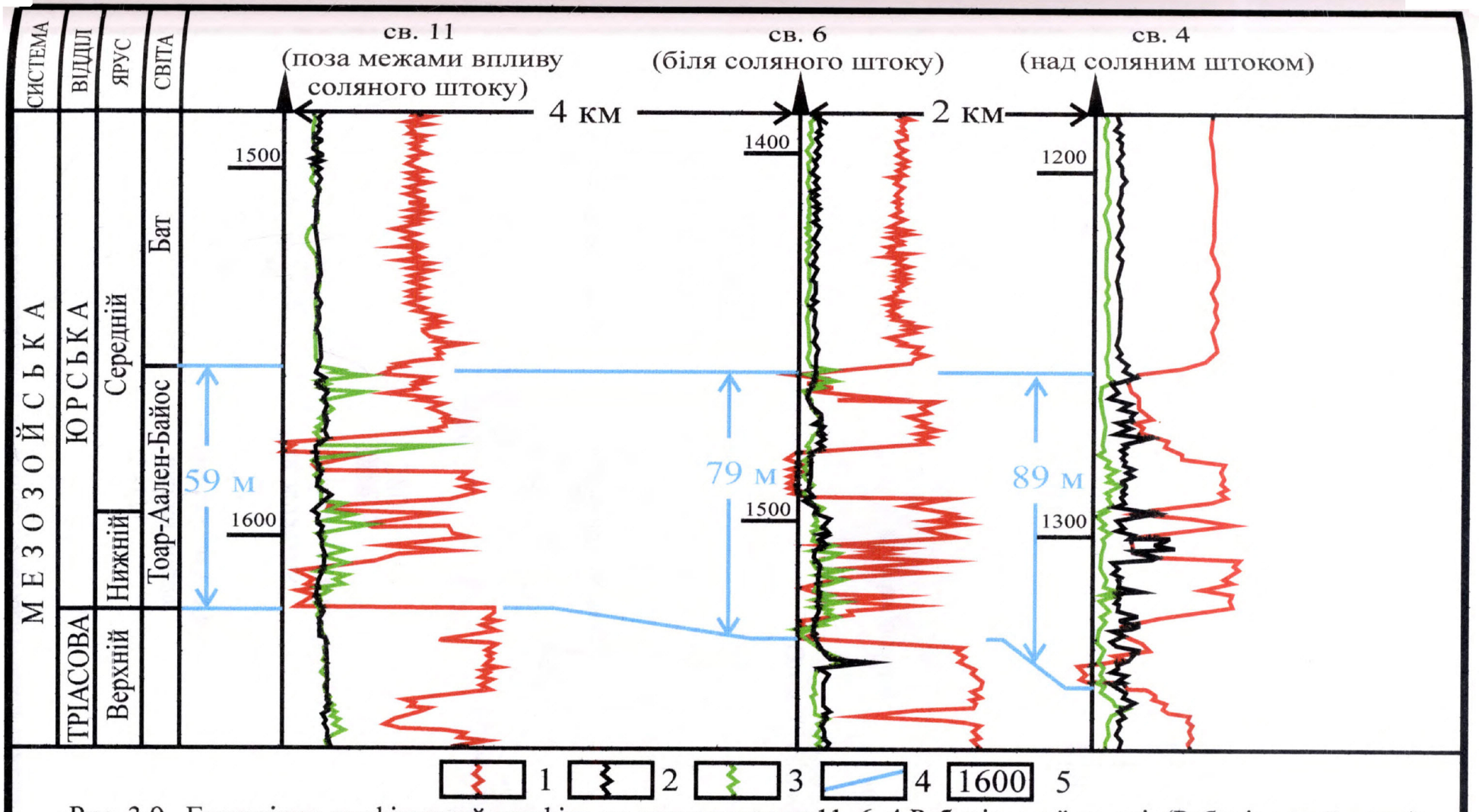


Рис. 3.9. Геологічно-геофізичний профіль по свердловинах 11, 6, 4 Рябухінської площі (Рябухінський шток).
Масштаби: горизонтальний 1 : 20 000 вертикальний 1 : 1000
склав: Локтєв В.С., 2007 рік
Каротаж: 1 - викликаної поляризації; 2 - потенціал зонд; 3 - градієнт зонд;
4 - кровля та підошва пласта J_1-J_2bj; 5 - значення глибини свердловини.

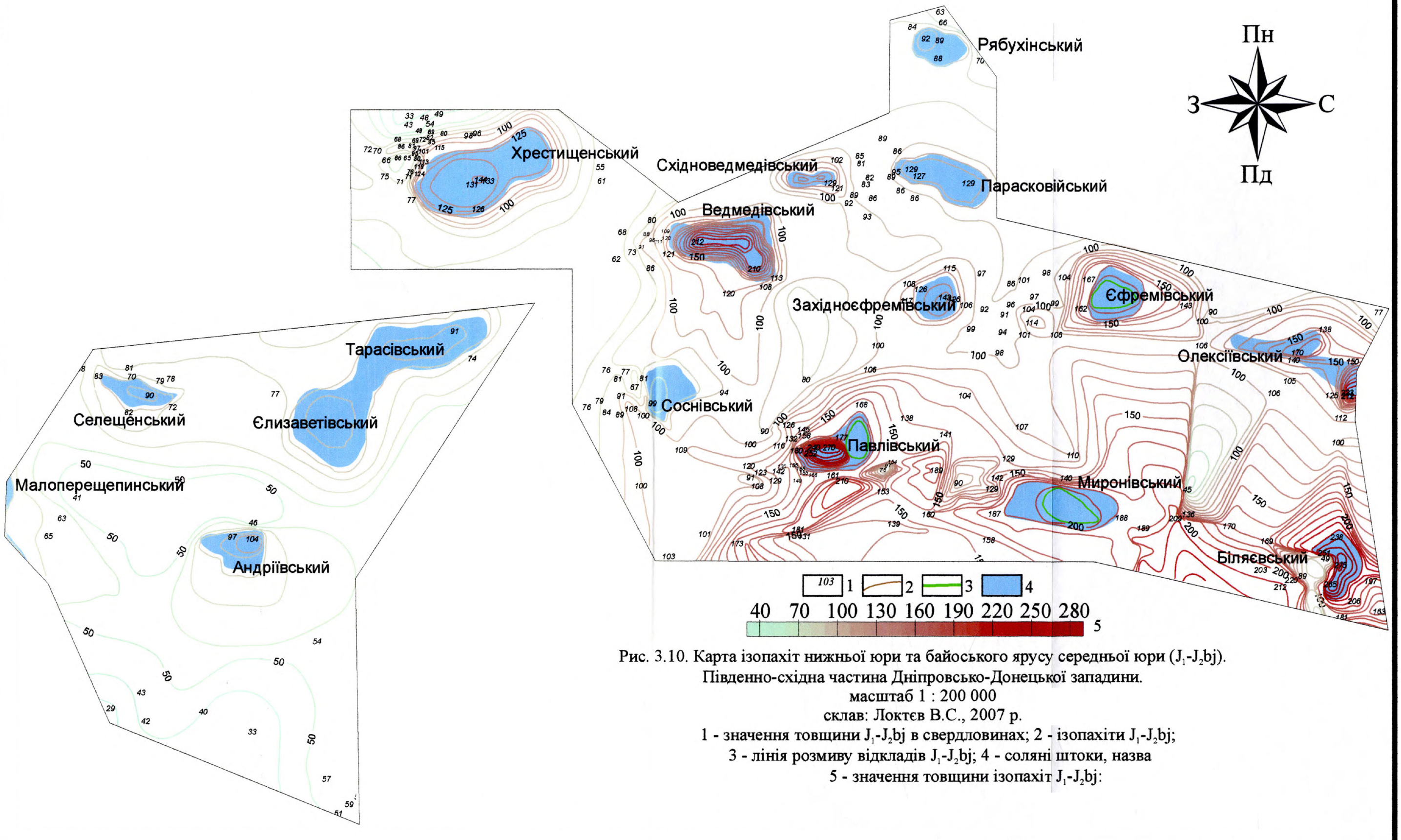


Рис. 3.10. Карта ізопахіт нижньої юри та байоського ярусу середньої юри (J_1-J_2bj).
Південно-східна частина Дніпровсько-Донецької западини.
масштаб 1 : 200 000
склав: Локтєв В.С., 2007 р.
1 - значення товщини J_1-J_2bj в свердловинах; 2 - ізопахіти J_1-J_2bj;
3 - лінія розмиву відкладів J_1-J_2bj; 4 - соляні штоки, назва
5 - значення товщини ізопахіт J_1-J_2bj:

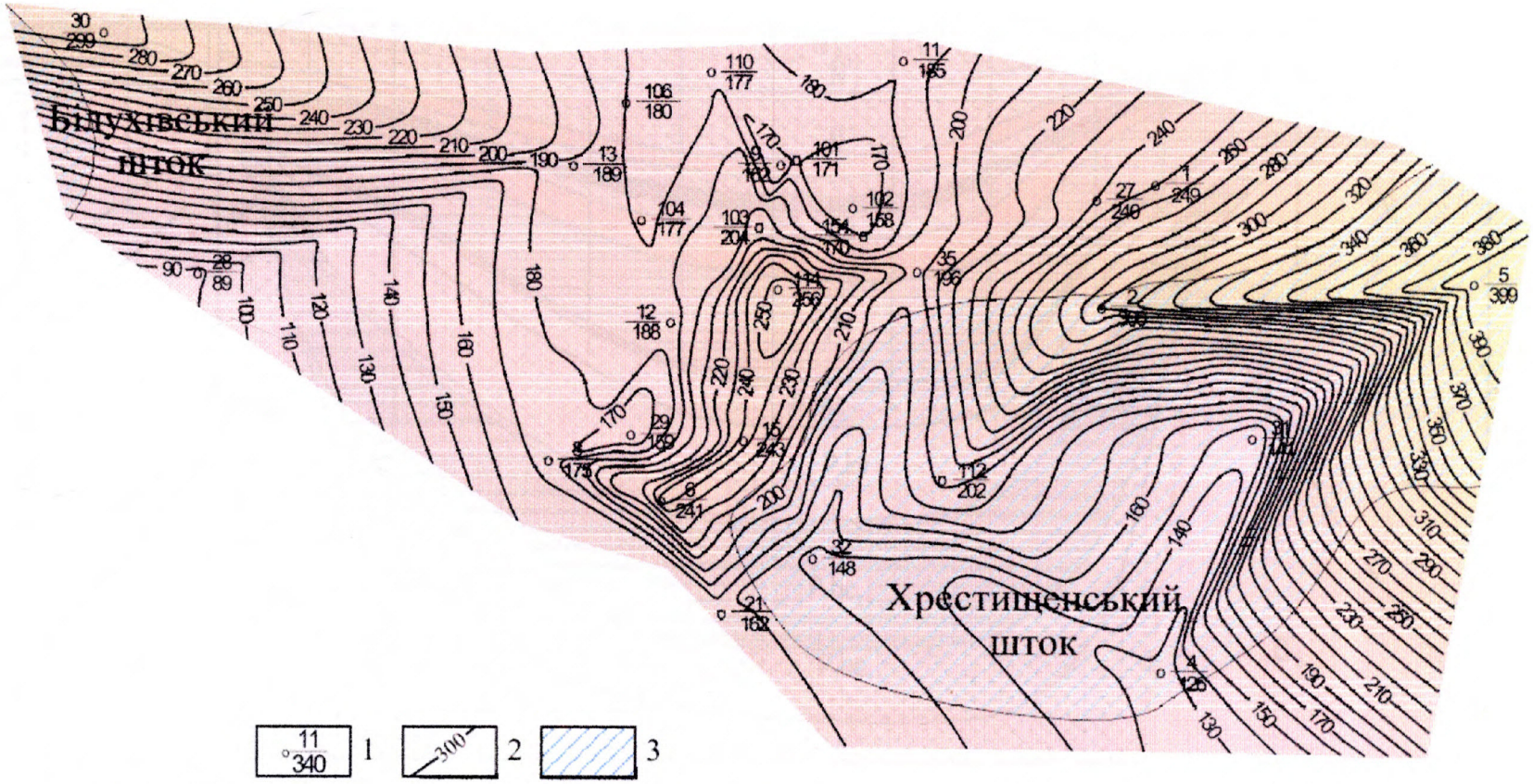


Рис. 3.11. Західнохрестищенське газоконденсатне родовище.
Карта ізопахіт нижньої крейди
Масштаб 1 : 75 000
Склав: Локтєв В.С.
2007 рік
1 - свердловини (номер свердловини/значення товщини); 2 - ізопахіта (значення ізопахіти);
3 - соляний шток, що перекритий відкладами.

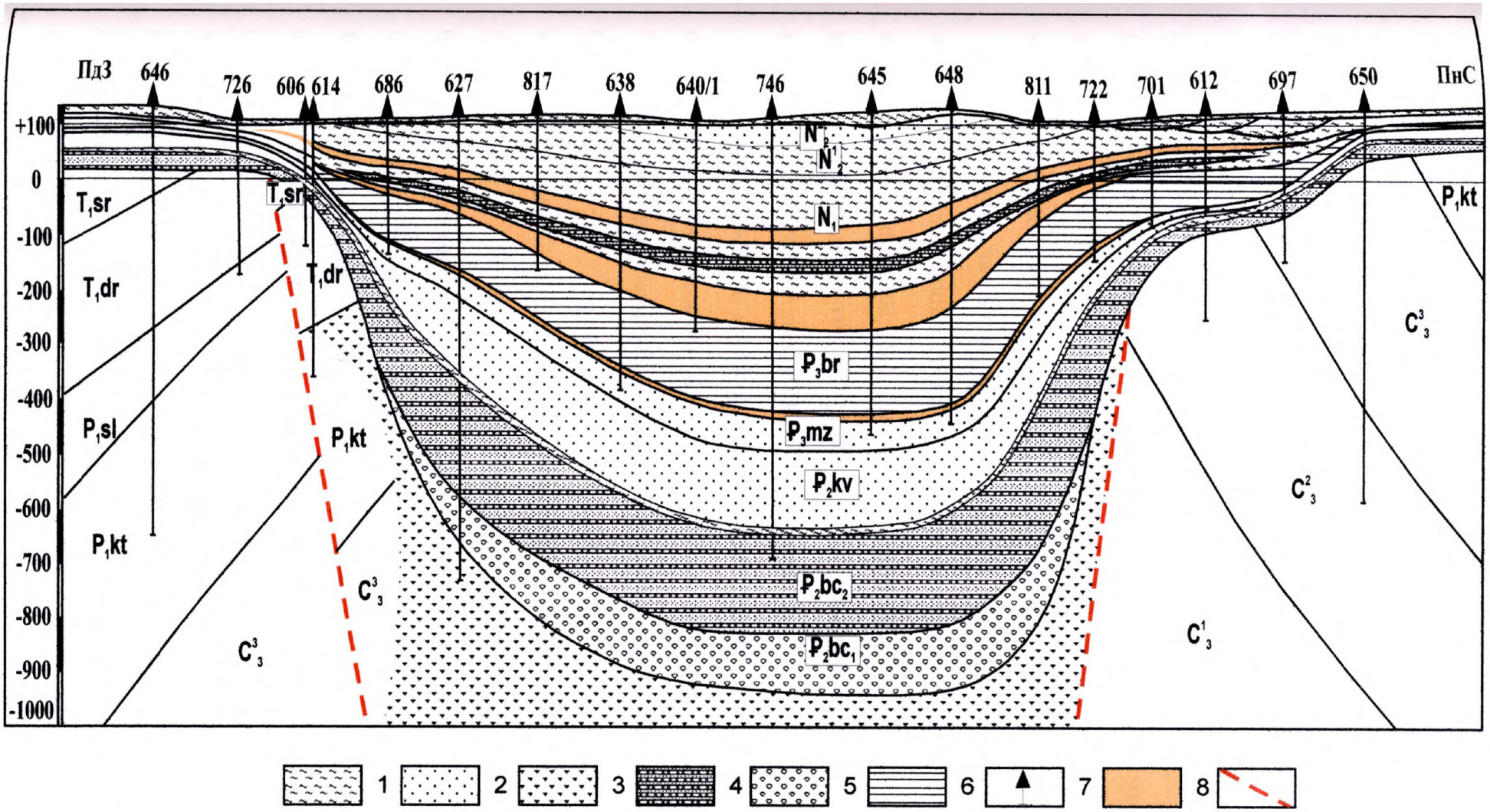


Рис. 3.12. Геологічний профіль через верхню частину Новодмитріївського соляного штоку.
Масштаби: горизонтальний 1 : 10 000
вертикальний 1 : 1 000
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Чернякова О.М.)
2007 рік
1- глина; 2 - пісок; 3 - кепрок; 4 - пісковик; 5 - конгломерат; 6 - глина мергеліста; 7 - свердловина; 8 - порушення

частині ДДз (рис. 3.13, 3.14). Як видно, загальні товщини середніх (фонових) значень зростають у східному напрямку від 60 м до 210-220 м. Аналогічна закономірність зберігається над межею ослабленої зони та соляного штоку - на заході території товщина більша ніж 80-85 м, а на сході більша ніж 150 метрів (табл. 3.3). Над соляними штоками також зростає товщина відкладів і перевищує фонові значення в окремих випадках у півтора, два та більше рази. Іноді, наприклад над Павлівським, Єфремівським, Миронівським, Чутово-Розпашнівсько-Білухівським штоками, в результаті розмиву ці відклади відсутні над частиною соляного штоку. Але над ділянками, де індикаторна товща збереглася, її товщина має значення більші від фонових.

Зважаючи на вище вказане, можна зробити висновок, що відклади нижньої юри та байоського ярусу середньої юри внаслідок особливостей умов накопичення є прямим свідченням тектонічного процесу опускання соляного штоку у відповідний геологічний час. Це дозволяє використовувати описане явище для визначення контурів соляних штоків.

У свердловинах, які розкрили контакт соляного штоку з породами, що їх оточують над Східноведмедівським штоком, товщина J_1-J_2bj 120 м (рис 3.15). Чутівсько-Розпашнівсько-Білухівський шток оконтурюється по значенню 100 м (рис. 3.16). З боку Західнохрестищенського родовища над Хрестищенським штоком контакт солі з приштоковою зоною прийнятий умовно, але товщина порід менша 124 м розкрита свердловинами над приштоковою зоною (рис. 3.17), а з товщиною порід більше ніж 130 розкрита над тілом соляного штоку. З боку Червоноярського родовища межа штоку, над яким значення товщини цих порід – 125 м. Тому доцільно провести роботи з уточнення положення контуру Хрестищенського штоку і тим самим зменшити площу «зайняту» штоком на майже 500 м. Це має велике значення особливо біля Західнохрестищенського родовища. Як видно з історії розвитку штоків, субгоризонтальне прилягання порід до соляного штоку важко пояснити, тому припускається, що між Західнохрестищенським родовищем і штоком є блок крутопоставлених порід з тектонічно екранованими покладами,

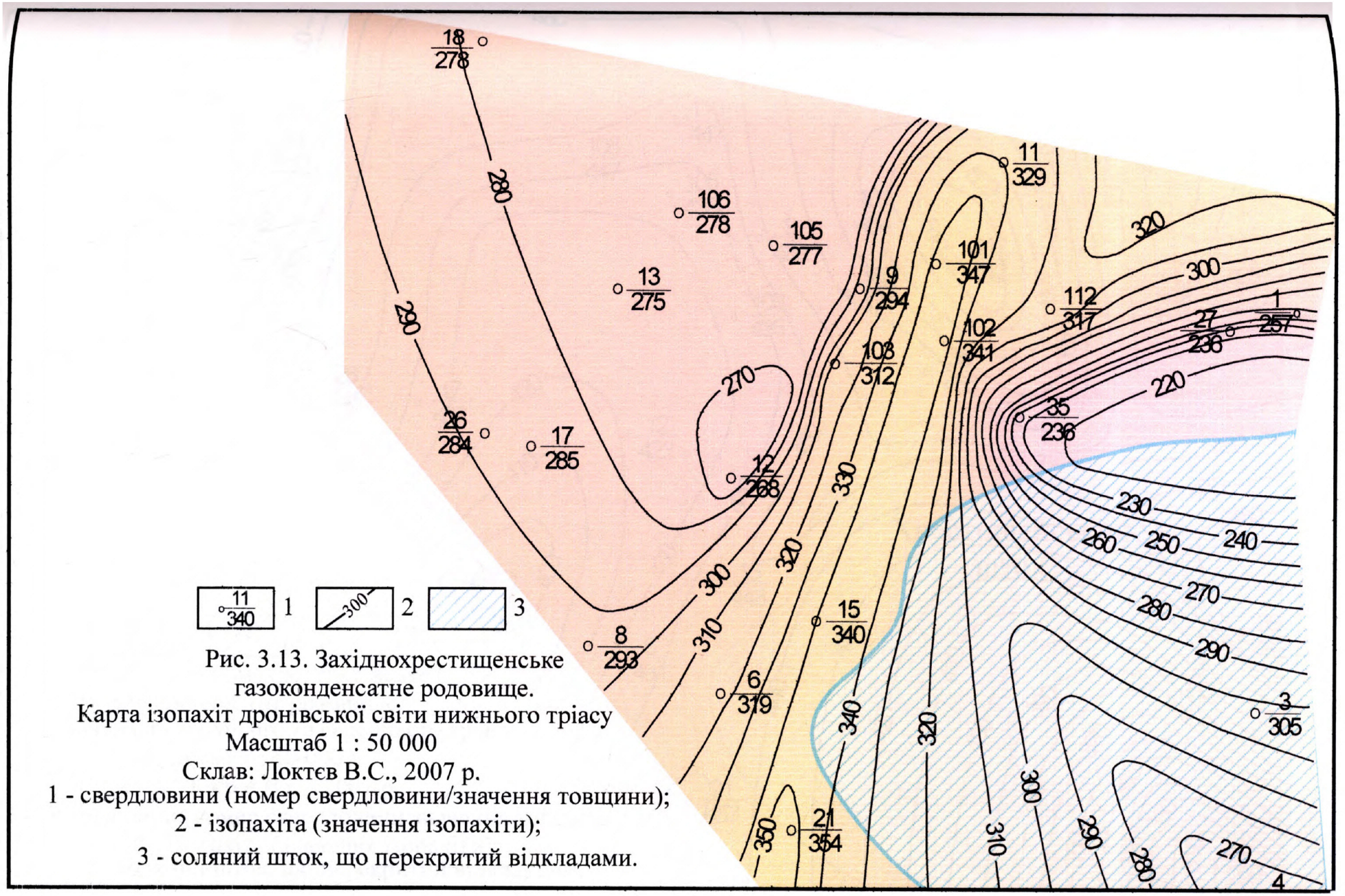


Рис. 3.13. Західнохрестищенське газоконденсатне родовище.
Карта ізопахіт дронівської світи нижнього тріасу
Масштаб 1 : 50 000
Склав: Локтєв В.С., 2007 р.
1 - свердловини (номер свердловини/значення товщини);
2 - ізопахіта (значення ізопахіти);
3 - соляний шток, що перекритий відкладами.

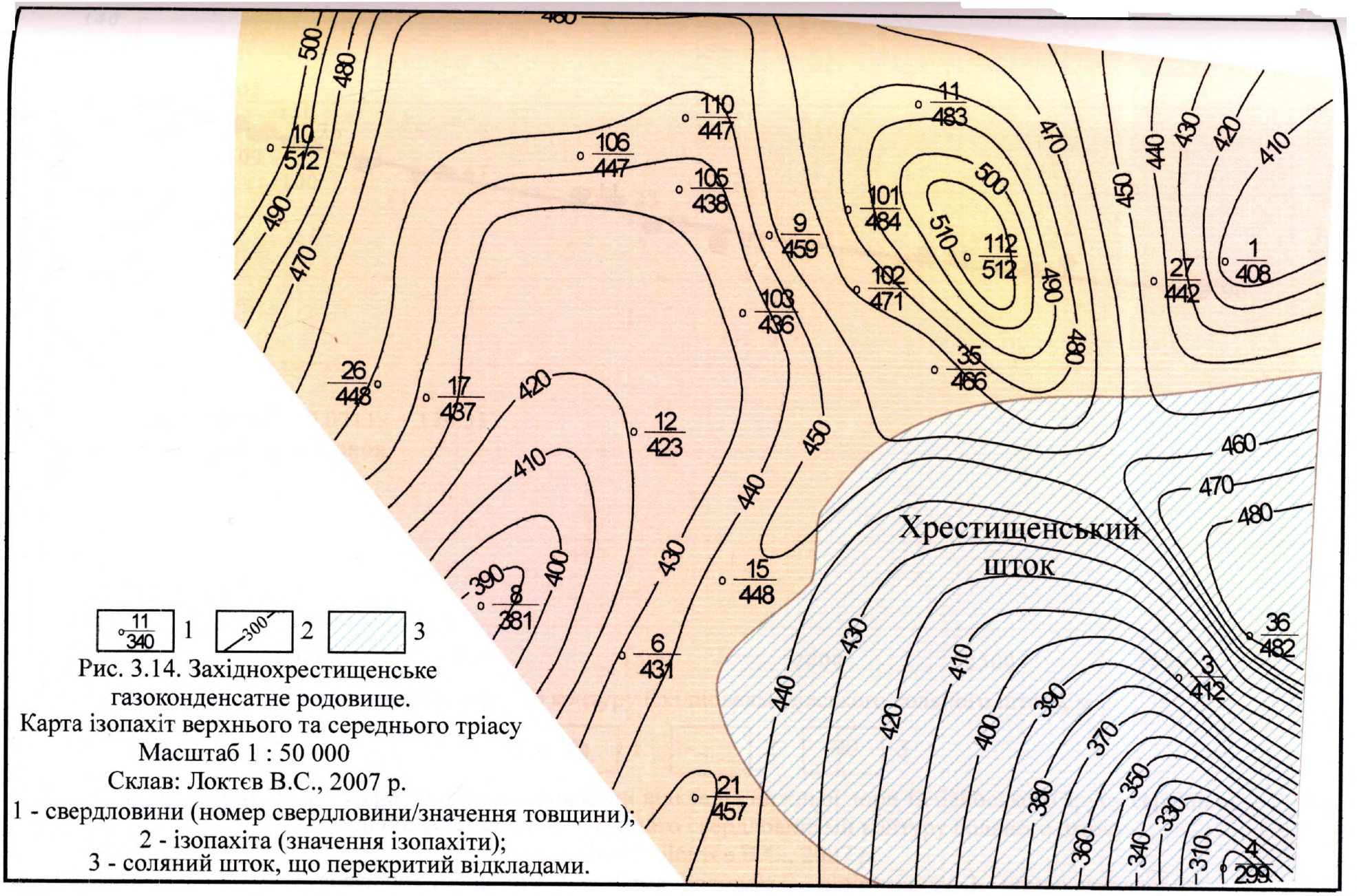


Рис. 3.14. Західнохрестищенське газоконденсатне родовище.
Карта ізопахіт верхнього та середнього тріасу
Масштаб 1 : 50 000
Склав: Локтєв В.С., 2007 р.

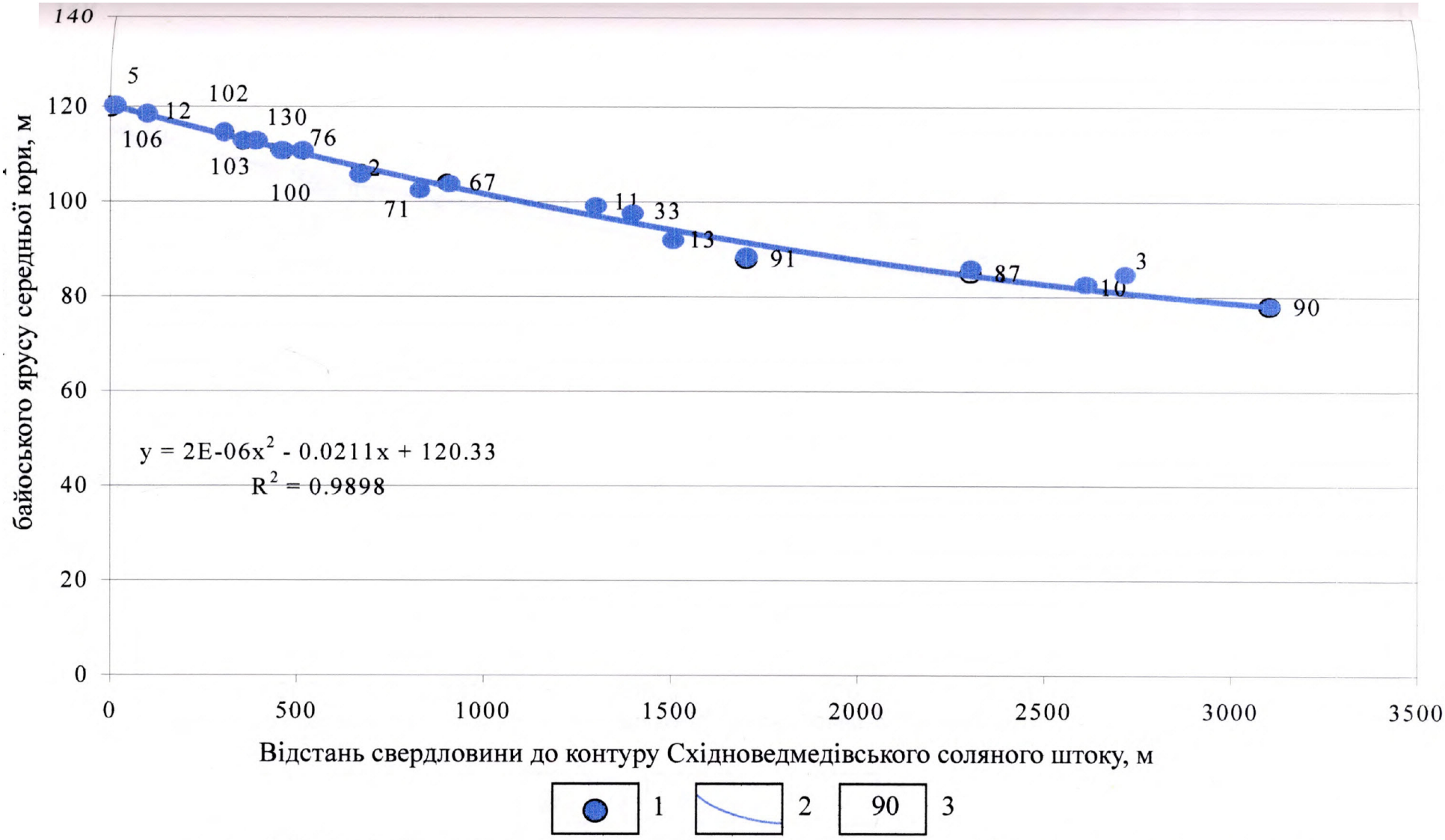


Рис. 3.15. Графік залежності товщини відкладів нижньої юри та байоського ярусу середньої юри від відстані до визначеного свердловинами контуру соляного штоку
Склав: Локтєв В.С., 2007 р.
1 - значення товщини J_1-J_2bj у свердловинах; 2 - лінія тренду; 3 - номер свердловини.

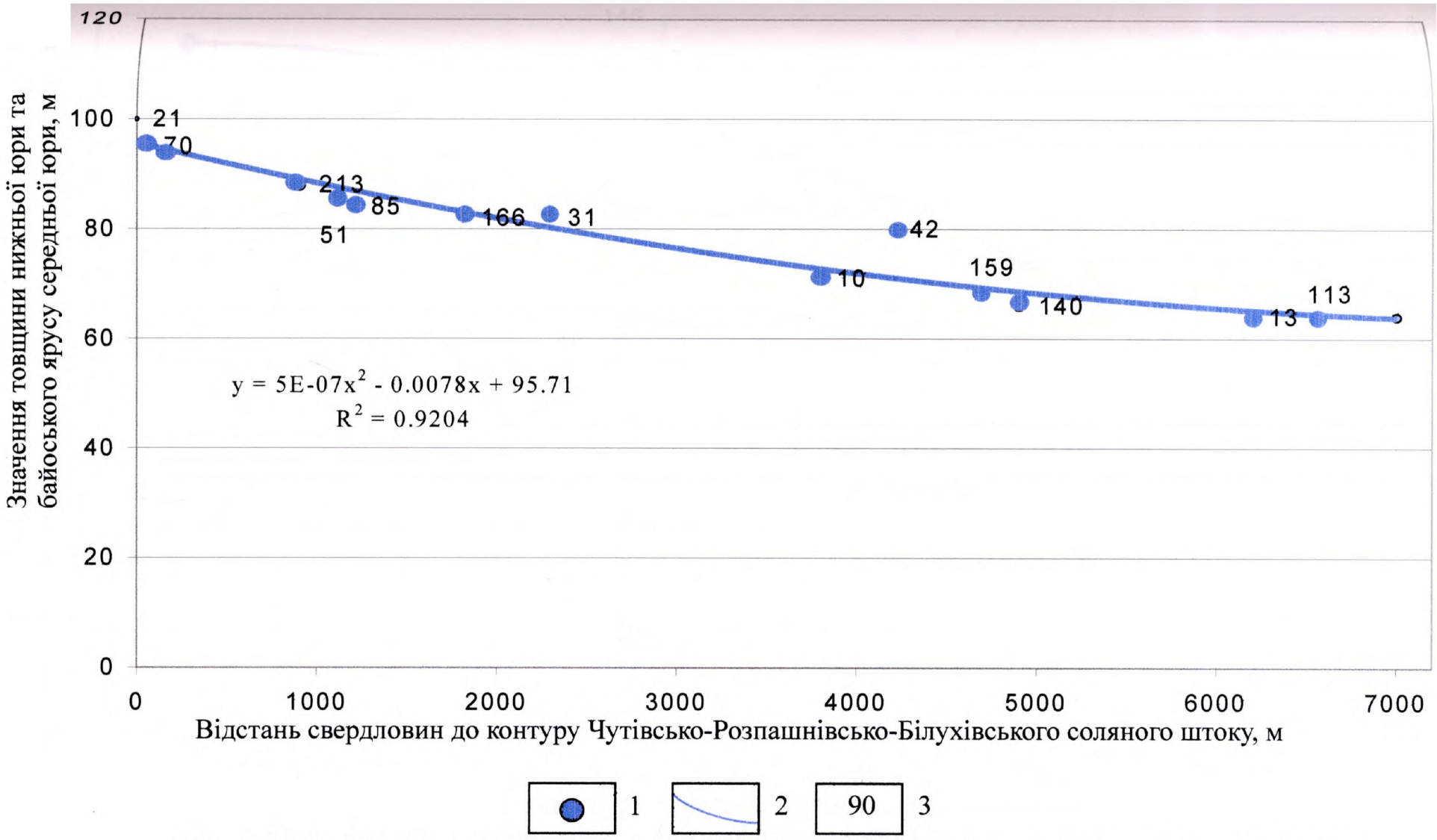


Рис. 3.16. Графік залежності товщини нижньої юри та байоського ярусу середньої юри від відстані до Чутівсько-Розпашнівсько-Білухівського соляного штоку
склав: Локтєв В.С., 2007 р.
1 - значення товщини J_1-J_2bj у свердловинах; 2 - лінія тренду; 3 - номер свердловини.

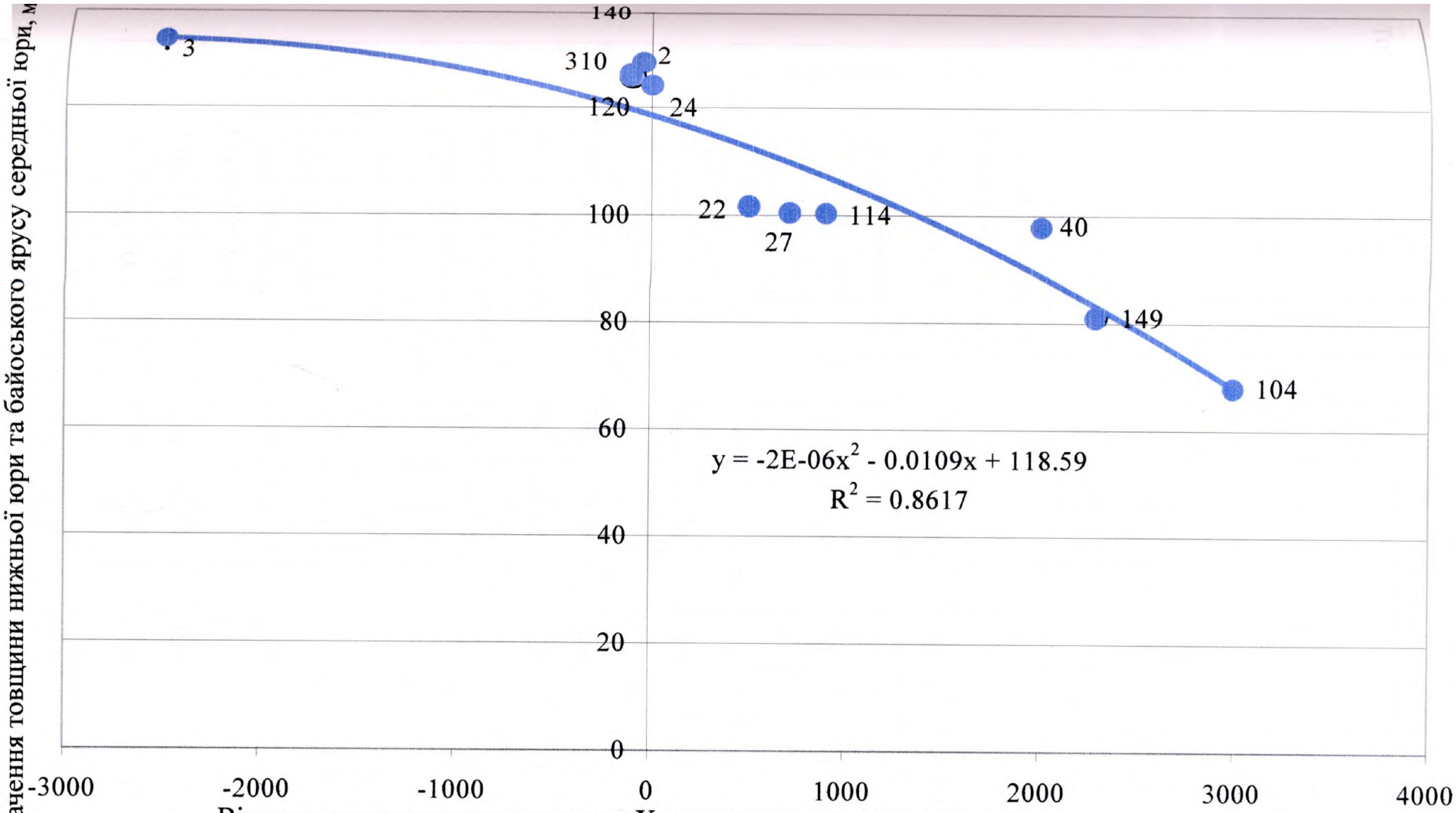
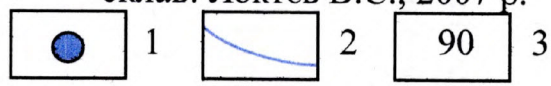


Рис. 3.17. Графік залежності зміни товщини нижньої юри та байоського ярусу середньої юри від відстані до Хрестищенського соляного штоку

склав: Локтєв В.С., 2007 р.



1 - значення товщини J_1-J_2bj у свердловинах; 2 - лінія тренду; 3 - номер свердловини.

Таблиця 3.3

Товщини нижньої юри та байоського ярусу середньої юри над соляними штоками

Назва соляного штоку	Товщини за межами соляних штоків, м	Максимальні товщини над штоком, м	Товщина над контуром штоку на межі перм-карбон, м	Відношення товщини над контуром штоку до товщини за межами штоків	Кількість свердловин, які розкрили контур штоку та визначили товщину J_1-J_2bj
Андріївський, Малоперещепинський	<55	>100	85	1,54	визначено інтерполяцією
Тарасівський	<55	>100	85	1,54	1
Єлизаветівський, Селещенський, Рябухінський, Соснівський	<55	>100	85	1,54	визначено інтерполяцією
Чутівсько-Розпашнівсько-Білухівський	<65	>120	100	1,54	10
Парасковійський	<80	>129	120	1,5	-//-
Ведмедівський	<80	>212	120	1,5	4
Східноведмедівський, Хрестищенський	<80	>150	125	1,56	3
Західноєфремівський	<80	>150	125	1,56	визначено інтерполяцією
Єфремівський, Павлівський, Олексіївський	<110	>300	170	1,54	-//-
Миронівський	<125	>230	190	1,5	-//-
Біляєвський	<150	>275	230	1,53	-//-

середнє значення: 1,52

можливо, навіть повністю гідродинамічно ізольований (рис. 3.18).

Підтвердження свердловинами контакту штоків на родовищах ДДЗ може дати приріст запасів вуглеводнів внаслідок розширення контуру газоносності розвіданих покладів та розкриття пасток, які генетично пов'язані з штоками на відносно невеликих глибинах (до 3 км). Наприклад, пластові тектонічно екрановані поклади покращені делювіальними шлейфами штоків та пластові тектонічно екрановані поклади на значних глибинах (до 5-6 км) [95, 96].

Як видно з табл. 3.3, середнє відношення товщини нижньої юри та байоського ярусу середньої юри над контуром штоку та поза межами тектонічного впливу штоку складає у середньому 1,52 (рис. 3.19). Це дає змогу прогнозувати місцерозташування контурів штоків на рівні пермі та карбону у південно-східній частині ДДз. Точність цього прогнозу становить 50 м, оскільки товщина відкладів на такій відстані вже, як правило, змінюється [97].

Прогноз для контурів штоків буде саме на рівні межі пермських і карбонових відкладів, це пояснюється тим, що якраз в цей час відбувся прорив штоків, після чого сіль вийшла на поверхню, в результаті у пермських відкладах контур стає більшим за рахунок козирка штоку, форма якого контролюється не тільки тектонічними, а й іншими чинниками. Тобто, для оптимального закладання свердловин та їх раціональної траєкторії доцільно поряд із геофізичними використовувати суто геологічні методи, такі як аналіз товщин відкладів, що перекривають штоки і відображають динаміку розвитку, а саме етапи їх опускання. Це дозволить уточнити контури штоків, простір навколо яких опошуковувався, а також ефективніше вивчати нові, які будуть виявлені. При розміщенні свердловин у приштокових зонах, що не вивчені по всьому периметру, необхідно враховувати цю геологічну закономірність[98].

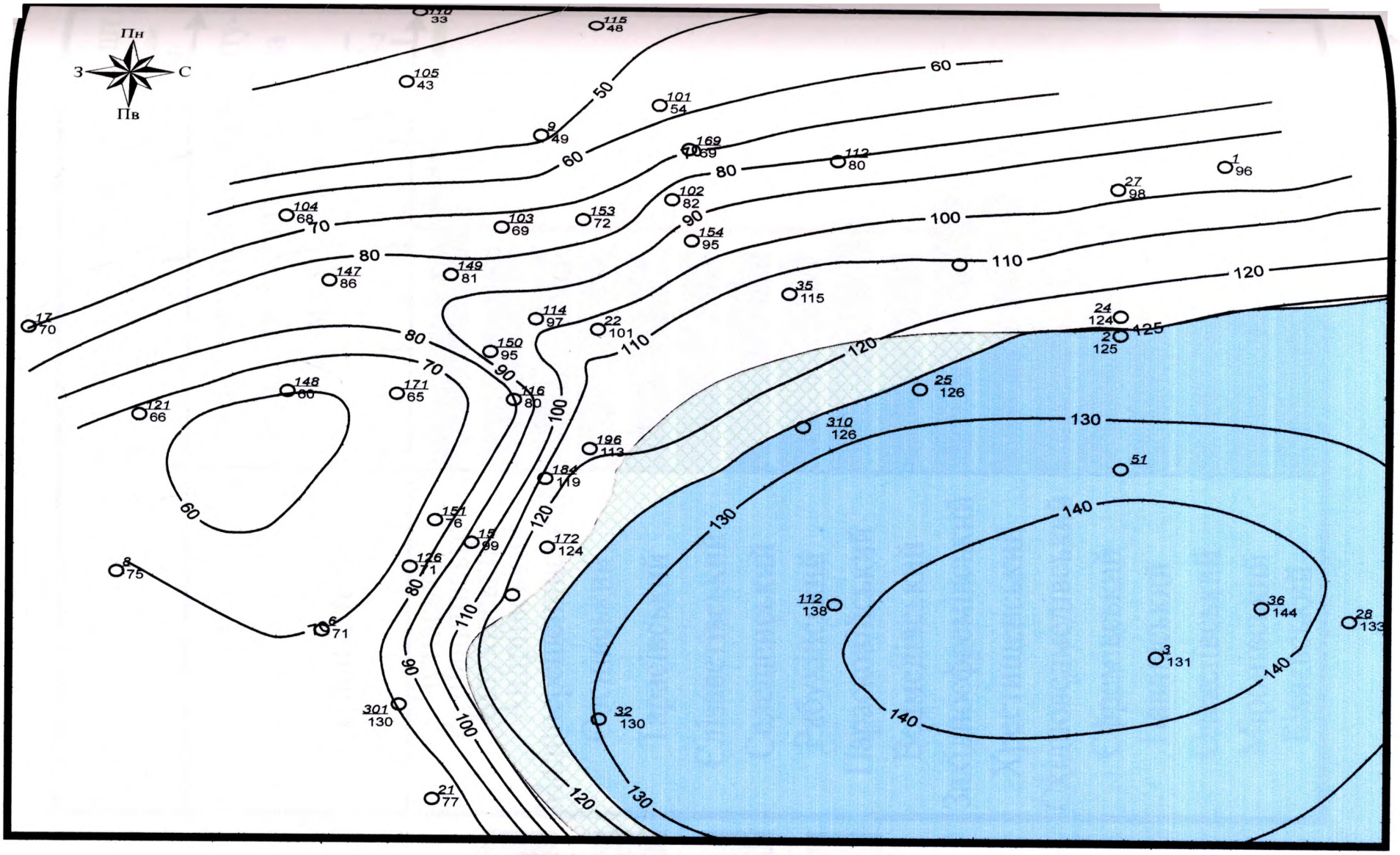


Рис. 3.18. Західнохрестищенське газоконденсатне родовище. Карта товщин нижньої юри та байоського ярусу середньої юри (J_1+J_2bj)
Масштаб 1 : 25 000
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Зільбермана В.Й., Чернякова О.М.), 2007 р.
1 - свердловина, номер, товщина; 2 - ізопахіта; 3 - соляний шток;
4 - площа можливої відсутності соляного штоку та наявності приштокового блоку крутопоставлених порід (за Локтєвим В.С.)

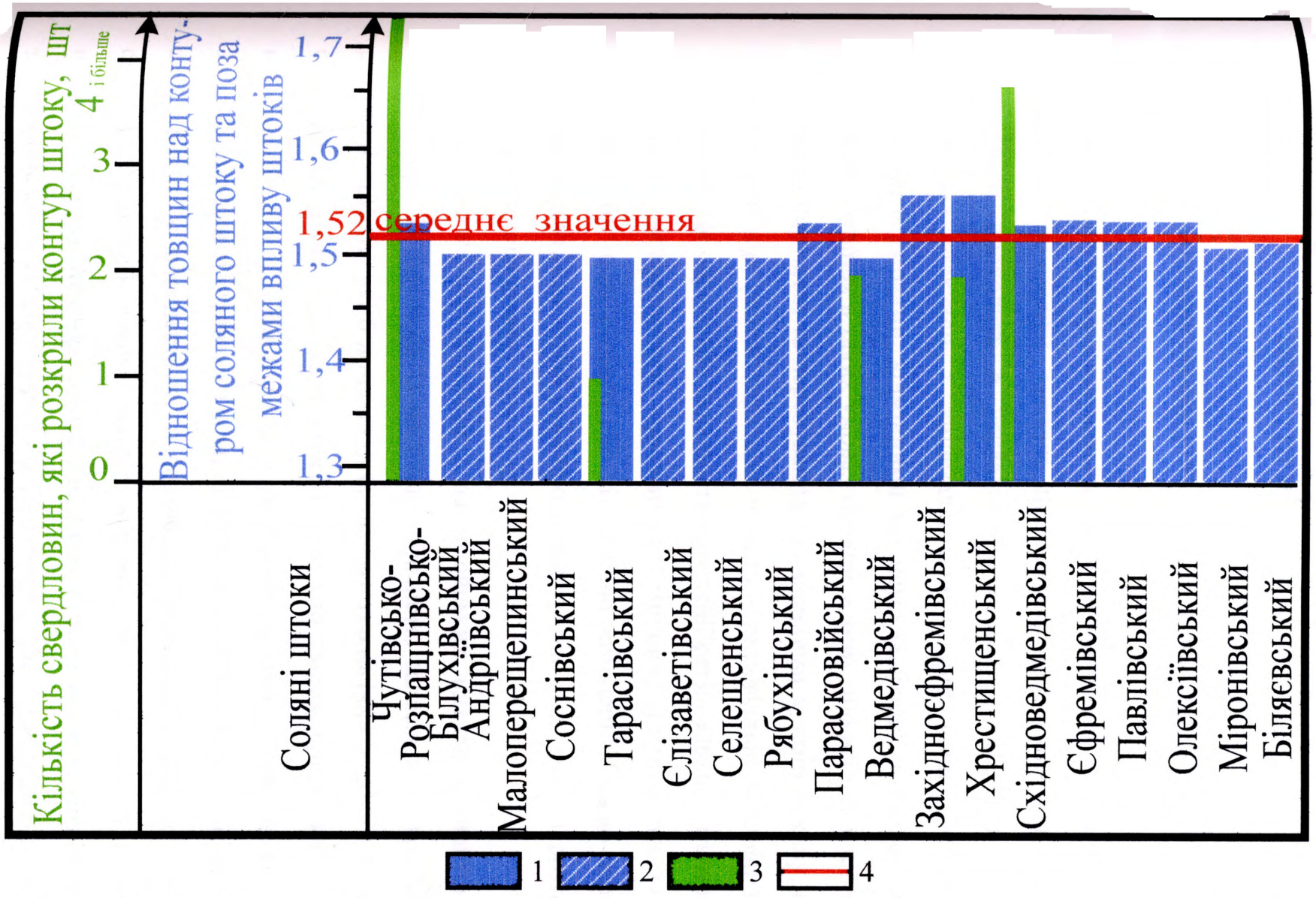


Рис. 3.19. Графік відношення товщини J_1-J_2bj над контуром соляних штоків та поза межами впливу штоків
склав: Локтєв В.С., 2007 р.
1 - соляні штоки, контури яких визначено свердловинами; 2 - соляні штоки, контури яких не визначено свердловинами:
3 - кількість свердловини, які розкрили соляні штоки; 4 - середнє значення відношення.

РОЗДІЛ 4
ВИЗНАЧЕННЯ РІВНЯ ТЕКТОНІЧНО ДЕФОРМОВАНОГО СТАНУ ПОРІД ПРИШТОКОВИХ ЗОН

4.1. Огляд методів визначення рівня тектонічно деформованого стану порід

При пошуково-розвідувальних роботах на нафту і газ у приштокових зонах південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини буріння свердловин проходить в ускладнених умовах. Адже, при входжені у палеозойські відклади з вищезалягаючих порід вони зустрічаються з геологічними умовами, відмінними від неускладнених соляною тектонікою. Складність буріння в таких умовах полягає в тому, що всі породи в цих зонах тектонічно порушені та перебувають під значними кутами нахилу, вміщують нехарактерні для решти території породи - делювіальні шлейфи штоків та незгідності. Це спричиняє складність кореляції регіональних стратиграфічних реперів та неможливість кореляції сейсмічних відбиваючих горизонтів, оскільки вони іноді розмиті або літологічно заміщені. У свою чергу все це викликає відсутність чіткої уяви про конфігурацію і навіть місцерозташування контуру соляного штоку.

Але висока перспективність палеозойських відкладів приштокових зон щодо відкриття покладів із великою щільністю запасів вуглеводнів вимагає розробки методів, які б дозволили визначати геологічну будову таких ділянок. Основна складова, що характеризує гірський масив приштокових зон,- це підвищений рівень тріщинуватості. Дослідження зміни даного критерія дадуть змогу розподілити приштокові зони на підзони та майже одразу після входження свердловини у перспективні палеозойські відклади коригувати траєкторію стовбура з метою максимального наближення до соляного штоку. Тому необхідно розробити придатний метод для оперативного визначення рівня тектонічно-напруженого стану гірських порід. Оскільки саме соляний шток спричиняє підвищений рівень тектонічно-деформованого стану гірських порід

у приштокових зонах. Зміна цього показника дозволить прогнозувати підзону, тобто тип блоку, кути падіння порід, перспективи нафтогазоносності та відстань вибою свердловини до соляного штоку, з метою максимального розкриття крутопоставлених приштокових блоків порід.

Для дослідження тектонічно-напруженого стану гірських порід та оцінки макро- і мікротріщинуватості загальноприйнятого методу немає. Тріщини, які утворюються в гірських породах, істотно відрізняються за довжиною, розкритістю, формою, взаєморозташуванням, щільністю та орієнтуванням. Макро- і мікротріщини розвиваються в породах різноманітного речовинного складу в залежності від фізико-механічних властивостей останніх. Здатність порід до тріщиноутворення залежить від їх міцності, пластичності та пружності, тектонічних напруг та термодинамічних умов [99].

Методи дослідження тріщинуватості гірських порід умовно поділяються на прямі та непрямі. Прямі методи дозволяють візуально спостерігати тріщини, оцінювати їх параметри якісно та кількісно, проводити розрахунки фільтраційних, ємнісних характеристик, виявляти ступінь впливу різноманітних параметрів на ці характеристики для порід-колекторів різних типів, що залягають на різних глибинах.

Вивчення тріщинуватості гірських порід непрямими методами полягає у дослідженні характеру та величини змін, які викликають наявність тріщин: у геофізичних полях при свердловинних спостереженнях; у фільтраційно-ємнісних властивостях при дослідженнях пласта; у механічних властивостях при бурінні свердловин. Також до непрямих методів слід віднести трасування зон розвитку тріщинуватості, яке базується на визначенні тектонічних особливостей геологічної будови регіону.

Слід зазначити, що прямими методами вивчаються, як правило, мікротріщини, розвинуті в окремих зразках гірської породи, а непрямими – мікро- та макротріщинуватість, що присутні в гірських породах.

Домінуючий вплив тріщин на фільтраційно-ємнісні властивості пласта визнається багатьма дослідниками. Однак відсутній єдиний підхід до оцінки впливу макро- і мікротріщинуватості.

Тріщинуватість гірських порід - це сукупність макро- і мікротріщин, які розбивають окремі пласти, прошарки, товщі.

Тріщини – це розриви суцільності порід, які характеризуються відсутністю зсуву чи незначною його величиною.

Тектонічні напруження – це напруження в гірських породах, які виникають при протіканні тектонічних процесів, а також залишкові напруження від тектонічних процесів, що вже припинилися [100].

Морфологія, взаємосполученість та ступінь розкритості тріщин визначають можливість руху по них флюїдів. Макро- і мікротріщини розвиваються в породах різноманітного речовинного складу вибірково, в залежності від фізико-механічних властивостей останніх. Здатність порід до тріщиноутворення залежить від їх міцності, пластичності та пружності, тектонічних напруг та термодинамічних умов – температури та тиску. Різноспрямованість та неоднозначність впливу процесів складкоутворення, розривних порушень, зміни напрямку деформацій обумовлюють велику кількість тріщин різного генезису та розміру.

Питання впливу розривних порушень на формування тріщинуватості є також важливим, хоча існує велика кількість прикладів наявності підвищеної щільності тріщин у прирозломних зонах. Визначна роль належить тектонічним порушенням при процесах міграції та утворення скупчень вуглеводнів. Наявність гідродинамічно ізольованих покладів нафти і газу в межах єдиної структури, яка ускладнена розривним порушенням, доводить наявність непроникних гірських порід у зонах розломів. Це свідчить про подвійний, різнонаправлений вплив розривних порушень у формуванні колекторів тріщинного типу і їх оцінки. З одного боку, поблизу порушень спостерігаються зони підвищеної тріщинуватості, які сприяють збільшенню фільтрації флюїдів, а з іншого – в безпосередній близькості від порушень значно інтенсивніше

відбувається процес вторинного мінералоутворення, завдяки чому тріщини заліковуються та утворюється непроникна екрануюча зона.

Здатність порід до тріщиноутворення визначається їх міцнісними властивостями, які тісно пов'язані з речовинним складом, присутністю мінеральних домішків та будовою порового простору [99]. На формування тріщинуватості в осадових породах значний вплив також мають умови седиментації та інші процеси.

За допомогою багатьох відомих на цей час прямих (лабораторних та польових) методів визначення тріщинуватості вирішується широке коло питань, до яких належать отримання геометричних параметрів тріщин, визначення рівня фільтрації по них флюїдів, встановлення екстраполяції на великі глибини, оцінка ємності та ступеня розкриття тріщин.

Інтерпретація результатів спостережень тріщинуватості даними методами вимагає встановлення зв'язку з параметрами тріщин розрахунковим або дослідним шляхами.

Гравіметричними дослідженнями (при спеціальній обробці даних для виключення гравітаційних ефектів від відомих геологічних тіл і верхньої частини геологічного розрізу гірського масиву) на заданій глибині можна виділяти зони відносно меншої густини порід, тобто більшої тріщинуватості [94].

Гідродинамічні методи досліджень тріщинних колекторів, завдяки особливостям течії в них флюїдів, суттєво відмінні від методів, які використовуються для вивчення колекторів порового типу. Це обумовлено складним процесом обміну флюїдами між блоком породи та тріщиною, що характеризується часом запізнення, а також явищем анізотропії проникності. Основним методом, що дозволяє оцінювати ємнісні та фільтраційні параметри пласта, є метод відновлення тиску. Для сумісної інтерпретації залучаються також методи гідропрослуховування, індикаторних діаграм, зондування. Використовуються дані відбору флюїду при усталених та неусталених режимах фільтрації.

Метод визначення параметрів пласта за кривими відновлення тиску (КВТ) вперше використав А. Бан у 1962 році. Він базувався на визначенні параметрів kh/μ і x/r^2, де k – коефіцієнт проникності, h - товщина пласта, μ - в'язкість, x - п'єзопровідність, r - радіус свердловини. Фактична крива поєднується теоретично розрахованими для різноманітних часів запізнення τ з кривими. По найкращому співпадінню кривих визначається τ. Для отримання співвідношень, які пов'язують геометрію тріщин із пористістю та проникністю, використовується тріщинно-капілярна модель анізотропії тріщинуватих середовищ [101]. Вона дозволяє визначати параметри анізотропії, оцінити ефективну ємність тріщин різноманітними гідродинамічними методами при сталій фільтрації.

Існують методи дослідження неоднорідних колекторів шляхом гідродинамічного зондування, що базується на утворенні гармонійного збудження пласта. При низьких частотах коливань дебіту можна отримати усереднені характеристики, високі ж частоти дозволяють визначити параметри високопроникної частини пласта (тріщин), тому що в малопроникних блоках тиск не змінюється [102]. У промисловій практиці використовуються різні методи виділення зон природньої тріщинуватості[103]. Частіше за все лінії інтенсивного розвитку тріщин фіксуються по аномально високих пластових дебітах свердловин, аномально низьких чи аномально високих пластових тисках, тиску гідророзриву пласта, ступеню взаємного впливу свердловин, по швидкості обводнення свердловин, характеристиках руху індікаторних рідин, що закачуються в пласт [103].

Виділення зон тріщинуватості у розрізах свердловин і простеження їх по площі – завдання, для вирішення яких у світі широко використовують методи геофізичних досліджень свердловин (ГДС). У літературних джерелах [104, 105, 106] наведено якісні ознаки тріщинних колекторів, які відмічаються на каротажних діаграмах, отриманих при використанні наступних методів:

1. Методи визначення діаметра стовбура свердловини (кавернометрія, профілеметрія) – зміна діаметра свердловин у порівнянні з номінальним (у пластах з переважанням глинистої складової).

2. Акустичний каротаж – підвищення коефіцієнта затухання подовжної хвилі та "проковзування" циклів.

3. Фільтраційний каротаж – інтенсивне поглинання промивної рідини.

4. Механічний каротаж – збільшення швидкості проходки свердловин.

5. Електрометричні мікрометоди – сильна зазубреність кривих у щільних породах.

6. Газовий каротаж – підвищення газопоказників у низькопористих пластах.

У ряді випадків задовільні результати дає співставлення матеріалів, отриманих за допомогою акустичного, нейтронних, гамма-гамма методів із результатами електрометрії (БКЗ, БК, ІК) [104, 107, 108]. Зони тріщинуватості виділяються по зниженню питомого опору розбитих тріщинами блоків відносно непорушених зон. Найбільш ефективні ці методи при низьких значеннях пористості матриці (пористості блоків) та значній мінералізації рідини у тріщинах.

Аналогічним за своїм фізичним змістом є спосіб "нормалізованих кривих" БК, НГК (НК) і АК, що дозволяє безперервно простежувати розвиток зон тріщинуватості по розрізу. Методика грунтується на тому, що показники НГК та логарифми питомого опору водонасичених порід порових колекторів лінійно пов'язані з логарифмом пористості. У випадку тріщинних та кавернотріщинних колекторів, як правило, відзначається зменшення кривої опору відносно кривої пористості. У сприятливих умовах, при оптимальних строках проведення досліджень, може оцінюватися характер насичення колекторів. При достатньо великому значенні кавернової складової можливо оцінити її значення як різницю між загальною пористістю, визначеною за НГК, та пористістю матриці, що отримана за АК (ΔT).

Орієнтація тріщин у просторі суттєво впливає на показники індукційних та екранованих зондів, оскільки за їх даними опір гірських порід відповідно

визначається в горизонтальному та вертикальному напрямках [104]. Відмінності в показниках ІК та БК можуть слугувати ознакою тріщинуватості, а величини розходжень дозволяють якісно оцінювати орієнтацію тріщин [109]. Якщо зона тріщинуватості характеризується незначним проникненням фільтрату промивної рідини, то можна її визначати за допомогою різноглибинних електричних методів, наприклад з використанням двохзондових приладів БК [104], або шляхом співставлення даних бокового та мікробокового каротажу.

Однак у випадку глибокої зони проникнення, яка утворюється при великому ступені розкриття тріщин, така можливість відсутня. Це викликає необхідність використання інших методів ГДС.

Також для оцінки зони тріщинуватості гірських порід запропоновано спосіб, пов'язаний із вивченням зміни в часі питомого електричного опору зони проникнення фільтрату промивної рідини в тріщинуваті колектори. Виміри проводяться одним і тим же зондом, причому зниження опору в часі швидше за все є ознакою нафтонасиченого або газонасиченого колектора. Підвищення опору є свідченням вірогідності водонасиченого колектора. Але є певні складності в інтерпретації часових замірів, що пов'язано з незначною розбіжністю кривих першого та наступних замірів [104, 105, 108]. Слід відзначити, що ефективність таких досліджень визначається як інтервалом часу між розкриттям пласта та проведенням першого заміру, так і проміжком часу між першим та другим заміром. До недоліків методу належить тривалість виконання часових замірів, а також необхідність розробки для кожного конкретного випадку спеціального графіка таких замірів, що не завжди вдається [109].

На практиці широко застосовувся і відомий спосіб виділення тріщинних та каверно-тріщинних колекторів - спосіб двох розчинів [110]. Розрахунки свідчать, що для отримання відносно невеликої похибки в оцінці ємності тріщин (20-35%) опір розчинів повинен бути відмінним у 3-5 разів [108].

Ефективний також спосіб виділення тріщинних колекторів - вивчення за схемою "ГДС – вплив – ГДС", відомий в декількох варіантах [105]. Найбільш широко використовуються варіанти ГДС – тиск – ГДС, ГДС – випробування – ГДС, ГДС – активація розчину – ГДС. У перших двох випадках методами ГДС реєструються (за допомогою повторних замірів) зміни фізичних параметрів присвердловинної зони (найчастіше – електричних), що виникають внаслідок штучного формування чи розформування зони проникнення фільтрату бурового розчину. При використанні схеми ГДС – активація розчину – ГДС перед повторними замірами нейтронними чи гамма-методами проводиться заміна промивної рідини на нову, що вміщує нейтронно-активні або гамма-активні елементи. У цьому випадку тріщинуваті ділянки розрізу виділяються відповідно до зміни показників ядерних методів ГДС.

Досить перспективним методом є широкосмуговий акустичний каротаж, у результаті використання якого тріщинуваті зони виділяються по інтенсивному поглинанню пружних хвиль (зменшення амплітуд повздовжніх та поперечних хвиль), різкій зміні хвильової картини на фазокореляційних діаграмах. Цей метод дає можливість поділяти тріщини на ті, в яких відбувається фільтрація флюїду, та ті, в яких не відбувається (наприклад, тріщини, заповнені кальцитом та ін.) за величиною декременту затухання хвилі Лемба (трубної хвилі), амплітуда якої пов'язана з проникністю колектора. Однак лабораторні дослідження тріщинуватих порід за допомогою акустичних методів довели, що кількісний ефект впливу тріщинуватості на швидкість ультразвуку встановлюється із значною похибкою, оскільки він спотворюється ефектом, викликаним мікрошаруватістю порід [109]. Існує принципова можливість при відповідних прийомах аналізу повного акустичного сигналу оцінити тріщинуватість, але тільки її якісні параметри [112, 111].

Метод похилометрії свердловин для виділення тріщинуватих зон [104,112] забезпечує реєстрування чотирьох кривих мікрозондування у взаємоперпендикулярних напрямках. Горизонтальні тріщини виділяються за

одночасними відхиленнями на всіх кривих по відношенню до інших. Такі прилади з урахуванням даних профілеметрії та контролю положення електродів приладу відносно сторін світу дозволяють визначати просторову орієнтацію переважаючої системи тріщин [113].

Свердловинне акустичне телебачення дозволяє безпосередньо спостерігати розгорнуту картину стінок свердловини, на якій фіксуються нерівності, каверни та тріщини. Таким чином, можна визначати нахил та орієнтацію тріщин у просторі. У комплексі з іншими методами (наприклад дебітометрією у відкритому стовбурі свердловини) цей метод досить перспективний, оскільки іноді дає можливість співставляти розкритість тріщин та продуктивність інтервалів [109].

Тріщинні колектори можуть виділятися за даними спектрального гамма-каротажу, оскільки підвищеним вмістом урану характеризуються більш тріщинуваті ділянки. Завдяки великій розчинності урану, для ділянок розрізу, в яких відбуваються процеси інтенсивної фільтрації підземних вод, характерний підвищений вміст солей урану, адсорбованих на поверхні тріщин[109].

Слід зауважити, що при використанні розглянутих методів або прийомів інтерпретації завжди існує вірогідність помилкових висновків про наявність чи відсутність у розрізі зон тріщинуватості. Найчастіше недостовірність висновків пов'язана з тим, що величина корисного сигналу, обумовлена тріщинуватістю, часто наближається до значень похибки свердловинних вимірів [104]. У зв'язку з цим у більшості випадків можлива лише якісна оцінка ємності тріщин. Надійні методи оцінки ступеня розкриття тріщин за даними ГДС досі не розроблені, однак, на думку різних дослідників [104, 105, 108, 109], перспективи вирішення цієї задачі пов'язані з використанням свердловинного телебачення, широкосмугового акустичного каротажу, термометрії при нестаціонарному потоці [114].

Таким чином, завдяки прямим та непрямим методам досліджень тріщинуватості, особливо при їх використанні у комплексі, можна визначати рівень тріщинуватості гірських порід. Проте є недоліки, що роблять ці методи

непридатними для визначення тріщинуватості і прогнозу відстані до соляного штоку під час буріння свердловини. Як видно з таблиці 4.1., рівень тріщинуватості найбільш точно визначається при лабораторних дослідженнях керну та шліфів, але, по-перше, епізодичність відбору керну в розвідувальних свердловинах та повністю відсутній відбір в експлуатаційних свердловинах, по-друге, значний час, необхідний для лабораторної обробки цього матеріалу, роблять майже неможливим оперативне отримання даних для визначення рівня тріщинуватості.

Таким чином, жоден із перелічених методів і методик визначення рівня тріщинуватості не можуть використовуватися для оцінки рівня тектонічно деформованого стану порід. Але, виходячи із завдання оперативного визначення рівня деформованості порід приштокових зон, потреби у кількісному визначені тріщинуватості (наприклад, розрахунку щільності тріщин) немає. Тому кавернометрія, як метод, що дозволяє виділяти зони відносної деформованості порід, найбільш придатний для вирішення поставленого завдання у розрізі палеозойських порід південно-східної частини ДДз.

4.2. Визначення рівня деформованості порід за даними кавернометрії

На підставі численних замірів діаметра свердловин каверноміром відомо, що фактичний їх діаметр часто відрізняється від номінального, який відповідає діаметру долота. В літературі та на практиці широко використовується термін "коефіцієнт кавернозності" - відношення реального діаметра свердловини до номінального. Але в той же час "коефіцієнт кавернозності" є відношенням загального об'єму порід до об'єму каверен (наприклад, у кавернозних вапняках).

Отже, такий термін може бути сприйнятий двояко, і тому в дисертаційній роботі автор пропонує використовувати термін "коефіцієнт збільшення діаметра свердловини ($K_{inc.d}$)".

Таблиця 4.1

Методи визначення рівня тріщинуватості порід

Типи методів	Назва методу	Основний принцип методу дослідження тріщинуватості	Складності щодо оперативного визначення рівня тріщинуватості гірських порід
Прямі	Широкий спектр польових досліджень	Інструментальні виміри параметрів	Малий ступінь надійності екстраполяції результатів на великі глибини (більше 1 км)
	Лабораторні дослідження керну	Безпосередні інструментальні виміри параметрів	- Низький відсоток відбору керну в порівнянні з загальною глибиною свердловини; - Підвищення щільності тріщин у керні супроводжується зниженням його виносу; - Значний час між відбором керну та отриманням результатів його дослідження
	Дослідження шліфів	Безпосередні інструментальні виміри параметрів	- Ті ж, що й для керну; - Дослідження тільки мікротріщинуватості
Непрямі	Сейсмічні польові дослідження	Дослідження штучних сейсмічних полів	Виділяється сам факт наявності тріщинуватості гірського масиву по втраті кореляції, без кількісних виразів

Типи методів	Назва методу	Основний принцип методу дослідження тріщинуватості	Складності щодо оперативного визначення рівня тріщинуватості гірських порід
Непрямі	Гідродинамічні методи досліджень [101, 102, 103]	Вимір пластового тиску, дебітів, визначення фільтраційно ємнісних властивостей	- Обов'язкова наявність продуктивного пласта; - Закольматовані пласти вносять значну похибку
	Механічний каротаж	Вимір механічної швидкості розбурювання породи долотом	Збільшення швидкості проходки, крім тріщинуватості, зміна літологічного складу, АВПТ та інші причини
	Методи визначення діаметра ствола свердловини (кавернометрія, профілеметрія) [104]	Досліджується діаметр ствола свердловини	У літературних джерелах та нормативних документах майже відсутні рекомендації щодо методики досліджень
	Газовий каротаж	Вимір рівня газонасичення бурового розчину	Необхідна наявність проникних насичених вуглеводнями колекторів

Продовження таблиці 4.1

Типи методів	Назва методу	Основний принцип методу дослідження тріщинуватості	Складності щодо оперативного визначення рівня тріщинуватості гірських порід
Непрямі	1. Співставлення АК, НГК (НК) і гамма-гамма каротажу [104, 107]; 2. Спосіб “нормалізованих кривих” БК, НГК (НК) і АК [108, 109]; 3. ГДС – вплив – ГДС [115]; 4. Спектральний гамма-каротаж [108]; 5.Термометрія [116].	Дослідження природних та штучних фізичних полів	- Обов’язкова наявність проникних колекторів; - Кольматація пластів буровим розчином робить дослідження майже неможливими
	Повторний замір питомого опору через задані інтервали часу [104, 115, 108, 109]	те ж	- Необхідна наявність проникних колекторів; - Кольматація пластів буровим розчином робить дослідження майже неможливими; - Складність інтерпретації (перший та другий заміри дають ледь помітну зміну опору)

Типи методів	Назва методу	Основний принцип методу дослідження тріщинуватості	Складності щодо оперативного визначення рівня тріщинуватості гірських порід
Непрямі	Широкосмуговий акустичний каротаж [109, 111, 112]	Дослідження природних та штучних фізичних полів	- Можлива похибка у випадку мікрошаруватості; - Виділяється сам факт наявності тріщинуватості гірського масиву, майже без кількісних виразів
	Спосіб двох розчинів [108]	те ж	- Кольматація пластів буровим розчином робить дослідження майже не можливими; - Потрібен значний час для вимірів
	Метод похилометрії свердловин у варіанті для виділення тріщинуватих зон [104, 112, 113], свердловинне акустичне телебачення [109]	-\\-	Виділяється сам факт наявності тріщинуватості гірського масиву, майже без кількісних виразів
	Фільтраційний каротаж [117]	Вимір рівня поглинутого пластами бурового розчину	- Необхідна наявність проникних колекторів; - Кольматація робить дослідження неможливими.

Зміна діаметра стовбуру свердловини у необсадженій частині (неперекритій обсадними колонами) залежить від ряду факторів [118], які умовно поділяються на геологічні та технологічні. Нижче розглядаються ті основні чинники, що мають вплив на рівень тектонічно-деформованого стану порід та зміну $K_{inc.d}$ в залежності від відстані до соляного штоку:

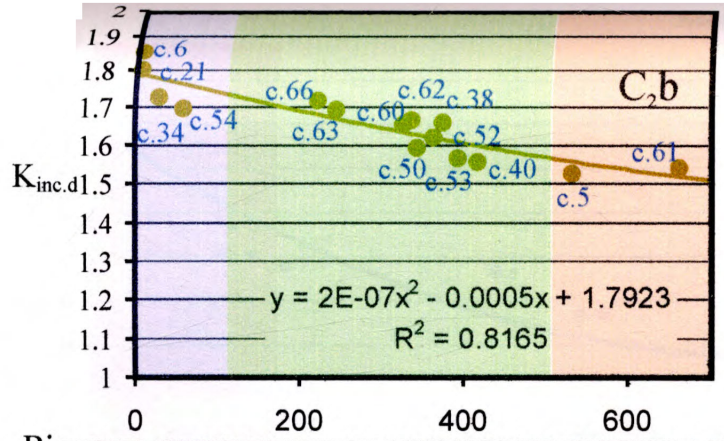
- фізико-літологічні властивості порід;
- твердість та міцність гірських порід;
- дефекти структури гірських порід (наявність тріщинуватості, неоднорідність, плитчатість, перем'ятість);
- напружений стан порід присвердловинної зони;
- кути залягання порід;
- термічні напруги;
- протитиск бурового розчину;
- утворення глинистої кірки у свердловинах навпроти проникних порід;
- фізико-хімічна взаємодія фільтрату промивної рідини з гірськими породами (яка призводить до їх зволоження, зменшення міцності та хімічного розпаду) і залежить від фізичних, хімічних, механічних властивостей гірських порід;
- амплітуди і частоти коливання перепаду температури, які перебувають у прямій залежності від механічних та рейсових швидкостей буріння і теплофізичних властивостей породи та промивної рідини;
- швидкості циркуляції промивної рідини і кількості інтенсивних промивок, які пришвидщують ерозійні процеси;
- вологість гірських порід і наявність високонапірних пластових вод призводять до сильних змін властивостей промивних рідин і їх міграції по стовбуру;
- профіль свердловини і вплив компоновки низу бурильної колони (КНБК) та ріжучих її частин, які викликають порушення стінок свердловини і глинистої кірки;
- тривалість часу буріння неперекритої частини стовбура.

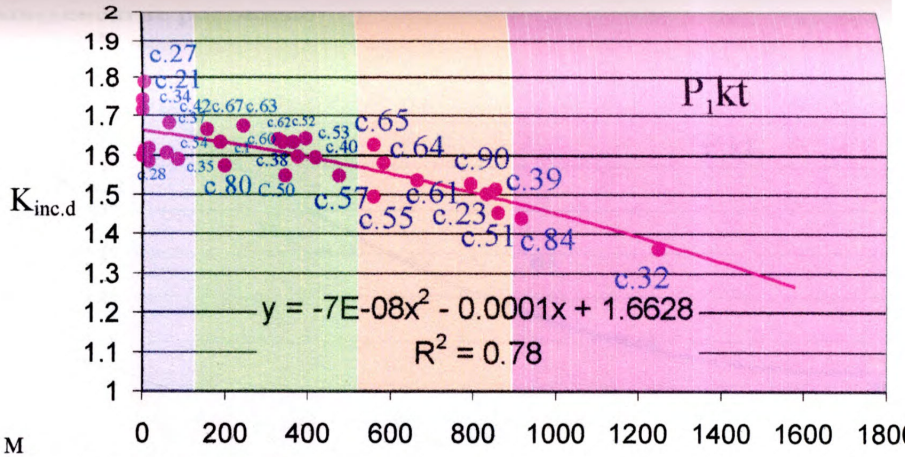
Збільшення діаметра свердловини в процесі буріння спостерігається у тріщинуватих мало- та непроникних породах унаслідок ослаблення їх міцності [108, 116]. У склепінних та присклепінних частинах структур і поблизу тектонічних порушень [41] та соляних штоків тріщини мають переважно тектонічне походження [119]. З наближенням до соляних штоків усі чинники, які впливають на руйнування стінок свердловин, зростають з причини впливу процесу розвитку соляних штоків на породи, які їх оточують, що і призводить до виникнення значних горизонтальних напружень, рівень яких збільшується з наближенням до соляних штоків. Збільшення інтенсивності осипів і розмірів каверн виникає у випадку підвищеного деформованого стану тріщинуватих порід, як правило, аргілітів. У нижньопермських та верхньокам'яновугільних відкладах зафіксовано значні осипи тільки у свердловинах, що знаходяться біля штоків [120]. Таким чином, збільшення діаметра свердловини може бути показником наближення до соляного штока, завдяки збільшенню рівня тріщинуватості гірського масиву та тектонічно-деформованого стану. І, як видно з рис. 4.1, 4.2 та табл. 4.2, значення $K_{inc.d}$ збільшується з наближенням до соляного штоку.

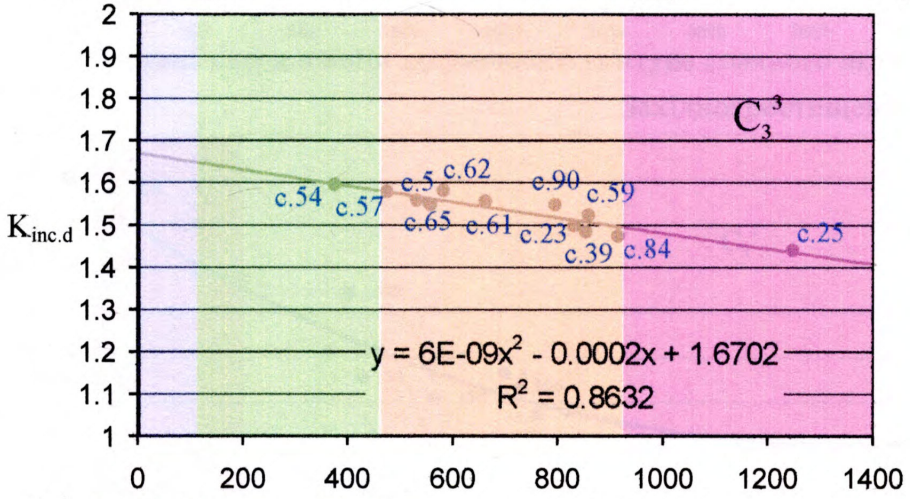
Аналіз $K_{inc.d}$ на Чутівському родовищі був проведений окремо в інтервалах башкірських, верхньокам'яновугільних, картамиських, микитівських відкладів.За отриманими значеннями було побудовано графіки залежності $K_{inc.d}$ від відстані до ніжки соляного штоку. У побудованих поліномінальних лініях тренду коефіцієнти кореляції від 0,74 до 0,86. Виявлена закономірність перевірена ще на декількох площах у різних відкладах. Коефіцієнт кореляції більше 0,8.

На збільшення діаметра свердловини впливають також інші фактори, що набувають більшого значення з наближенням до штоків і тим самим зменшують стійкість стінок свердловини:

- породи приштокової зони більш прогріті, ніж поза її межами, оскільки кам'яна сіль, з якої складаються штоки, має значно більшу теплопровідність;







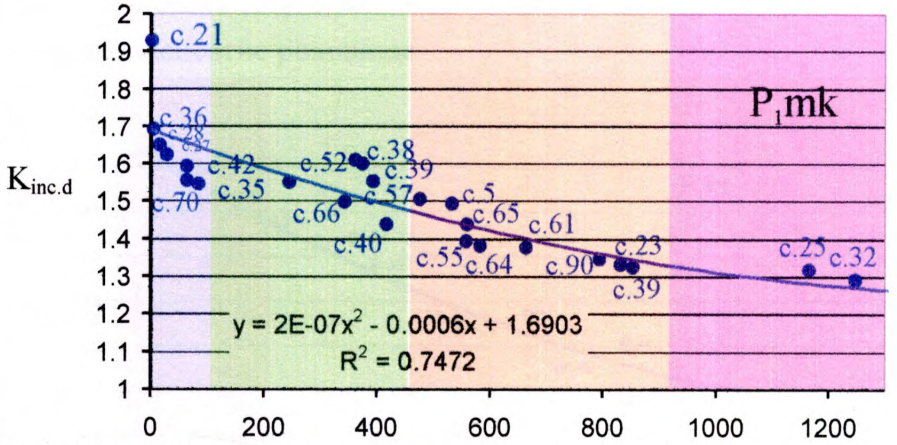
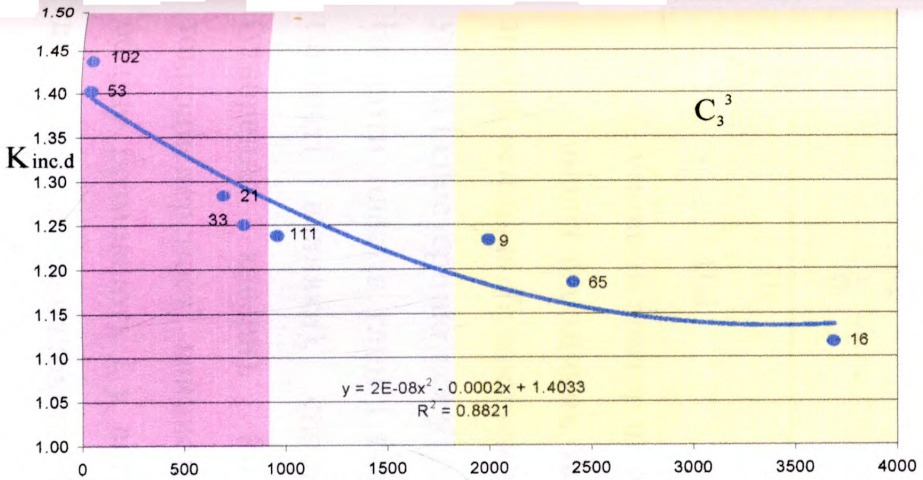
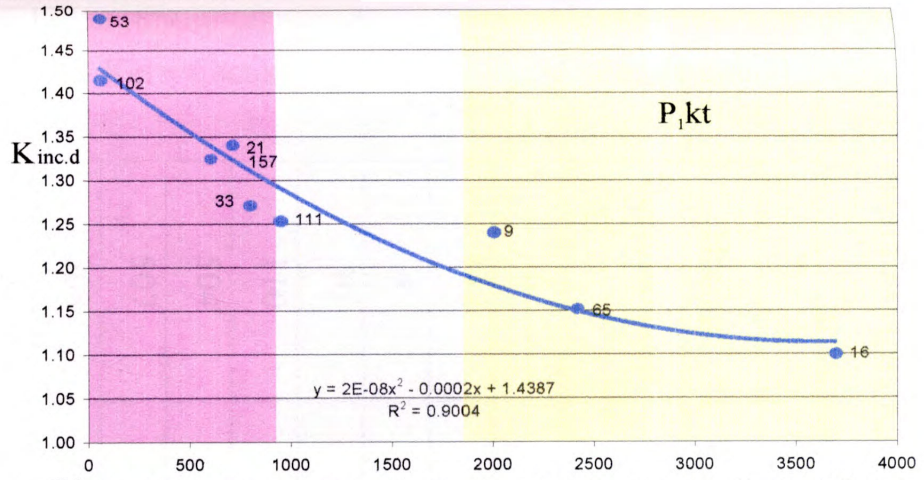




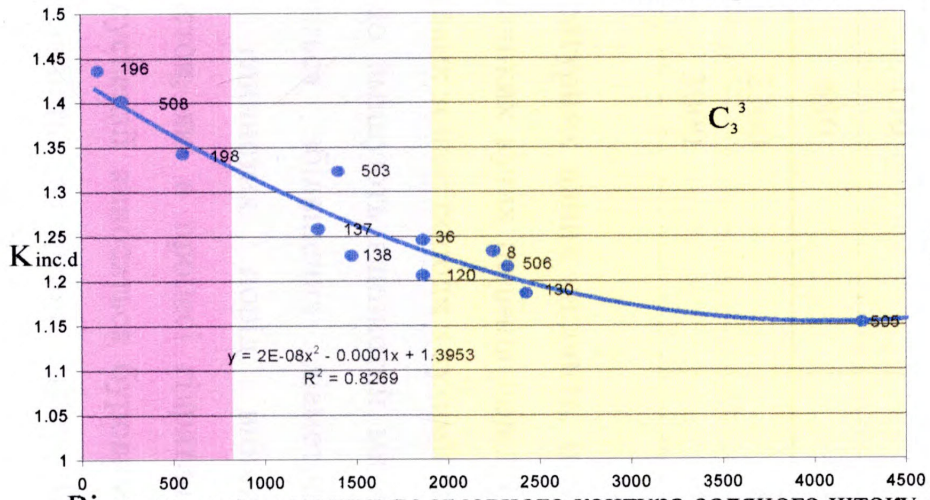
Рис. 4.1. Графік залежності зміни коефіцієнта збільшення діаметра стовбура свердловин від відстані до контура штоку в теригенних відкладах
Чутівське нафтогазоконденсатне родовище
склав: Локтєв В.С., 2007 р.
Значення Kinc.d: 1 - C_2b; 2 - P_1kt; 3 - C_3^3; 4 - P_1mk; лінія тренду 5 - C_2b; 6 - P_1kt; 7 - C_3^3; 8 - P_1mk;
9 - контур соляного штоку; 10 - I приштокова підзона; 11 - II приштокова підзона; 12 - III приштокова підзона.

Мелехівське газоконденсатне родовище





Західнохрестищенське газоконденсатне родовище



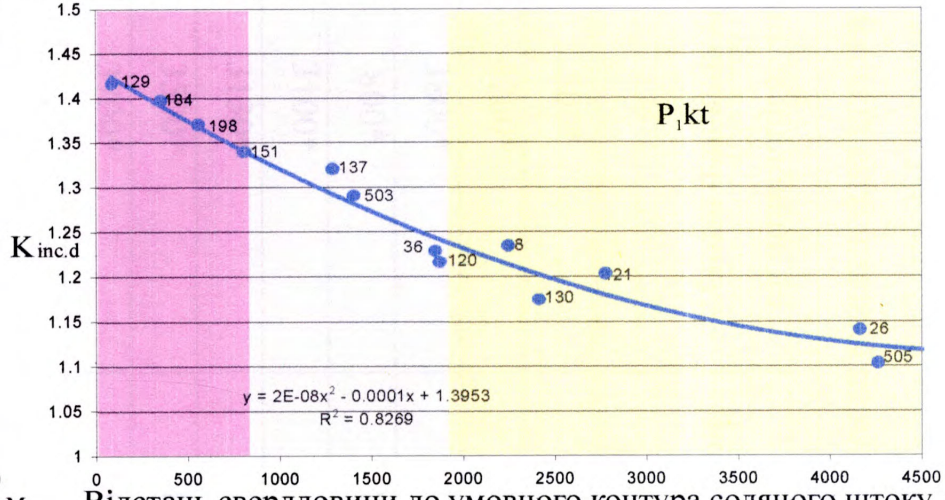




Рис. 4.2. Графік залежності зміни коефіцієнта збільшення діаметра стовбура свердловин від відстані до умовного контуру соляного штоку в теригенних відкладах
склав: Локтєв В.С., 2007 р.
1 - значення Kinc.d; 2 - лінія тренду; 3 - III приштокова підзона; 4 - IV приштокова підзона; 5 - зона відсутності впливу соляного штоку.

Таблиця 4.2

Розподіл значень $K_{inc.d}$ на родовищах ускладнених пов'язаних із соляними штоками в картамиській світі нижньої пермі

Родовище	Номер свердловини	Відстань свердловини до контуру соляного штоку, м	Значення $K_{inc.d}$
Єфремівське	6	500*	1.277
	114	3200*	1.118
	4	3800*	1.097
Кегичівське	30	800*	1.404
	110	3100*	1.23
	504	3130*	1.228
	507	3500*	1.212
	508	3700*	1.203
Ведмедівське	5	0	1.75
	82	150	1.65
	9	650	1.605
	70	2300	1.242
	104	3000	1.089

*- умовний контур штоку

- аналіз фактичних та літературних даних свідчить, що більш часті та значні осипи відбуваються при великих кутах падіння порід [121]. Саме такі умови і спостерігаються у приштокових зонах: породи з кутами залягання до 90°. Напроти пластів глин і порід, що вміщують глинистий матеріал (мергелі і глинисті вапняки), спостерігається збільшення діаметра свердловини (утворення каверн). Розмив глинистих порід виникає внаслідок тонкодисперсності глинистих часток, які в процесі гідратації і катіонного обміну розмокають і у вигляді суспензії виносяться буровим розчином, що циркулює у свердловині. Інтенсивність руйнування глин залежить від їх

фізичних властивостей: монтморилонітові тонкодисперсні колоїдальні глини руйнуються більш інтенсивно, ніж каолінові. Пісковисті, вапняковисті і грубодисперсні глини руйнуються повільніше. Міцні породи (щільні вапняки, пісковики, доломіти та ін.) характеризуються стійкістю, і фактичний діаметр напроти них майже співпадає з номінальним.

Взагалі кавернометрія з іншими даними геофізичних досліджень свердловин слугує для виділення пластів із різним літологічним складом. Особливо часто кавернометрія використовується при виділенні піщаних пластів, тому що в інтервалах, де вони фіксуються, спостерігається зменшення діаметра свердловини (навіть іноді значення сягає відміток менше номінального діаметра). Це явище виникає внаслідок того, що водний фільтрат глинистого розчину (промивальної рідини) адсорбується проникними пластами і на стінках свердловини утворюється глиниста кірка. Тому для визначення рівня деформованості гірського масиву за допомогою кавернометрії необхідно виключити вплив проникних порід, в які може проникати фільтрат бурового розчину. Для цього необхідно використовувати значення кривої кавернометрії тільки в інтервалах, де діаметр більший від номінального.

Напруження у породах зростає через дію фізико-хімічних процесів у результаті надходження в тріщини порід води з бурового розчину. І в мало- та непроникних породах (наприклад у аргіллітах) релаксація напружень відбувається шляхом руйнування породи, оскільки тріщини не мають між собою гідродинамічного зв'язку [122]. У тріщинах проникних колекторів релаксація проходить шляхом проникнення по порово-тріщинному простору води в глибину породи. З цієї причини у приштокових зонах виникають осипи та катастрофічні обвали порід, як правило, аргілітів, що часто призводить до втрати і ліквідації свердловин [123]. Для зменшення руйнування стінок свердловин у приштокових умовах використовується не широкорозповсюджений глинистий, а вапняний, полімерно- та гуматно-акріловий бурові розчини з підвищеними інгібуючими властовостями, в яких вода перебуває у зв'язаному стані. Використання таких типів розчинів

зменшує руйнування стінок свердловин у середньому на 20 відсотків [124]. Тому для визначення рівня тектонічно-напруженого стану порід та залежності $K_{inc.d}$ від відстані до соляного штоку необхідно враховувати властивості бурових розчинів.

Хоча свердловини і поділяються на вертикальні, похило спрямовані і горизонтальні. Як свідчить практика буріння, глибокі (понад 3500 м) суто вертикальні свердловини - явище досить рідкісне з багатьох причин технічного та геологічного характеру. Вони, як правило, мають субвертикальний профіль [125]. Для розвідки приштокових блоків часто використовуються похило спрямовані свердловини. В таких свердловинах стовбур руйнується під час буріння та спуско-підйомих операцій частинами бурової колони, які торкаються стінок свердловини. Інтервалами дотику частіше бувають ті породи, які є уступами, тобто при взаємодії з промивальною рідиною не втрачають суцільності. Номінальний діаметр долота – менший, ніж номінальний діаметр пробуреного ствола свердловини, тому що при бурінні для запобігання ускладнень та аварій (осипів, обвалів та ін.) використовуються калібратори, центратори та розширювачі, які збільшують діаметр свердловини, в середньому на 2 відсотки [126]. Тобто номінальний діаметр свердловини, що викликаний механічним руйнуванням, більший від номінального діаметра долота. Таким чином, для визначення $K_{inc.d}$ необхідно враховувати інтервали, в яких значення більші ніж 1,02 [127]. Також, завдяки введенню цього коефіцієнта, породи, які реагують на підвищений рівень деформованості зменшенням діаметра свердловини, не будуть брати участі в розрахунках. Такими породами є проникні пісковики, алевроліти, вапняки, доломіти тощо. Тому в цих породах збільшення діаметра треба також виключити при оцінці тектонічно-деформованого стану за допомогою аналізу зміни $K_{inc.d}$.

Бурильна колона зазнає значних коливань, в ході яких компоновка її низу, особливо центратори, калібратори та розширювачі, контактують із стінками свердловин, в силу чого стінки руйнуються. Як наслідок - діаметр свердловин, навіть у міцних породах, більший від номінального долота [128]. Необхідно

враховувати цей чинник, оскільки виникає збільшення діаметра свердловини не з геологічних причин, що може вносити значну похибку при визначенні значення $K_{inc.d}$. Як видно (рис. 4.3), з віддаленням від штоку в свердловинах $K_{inc.d}$ зростає від значень у св. 508 Західнохрестищенського газоконденсатного родовища - 1,3 (відстань 250 м до умовного контуру соляного штоку) у свердловині 130 до 1,08 (2500 м). Між ними у св. 137 (1250 м), 149 (1700 м) значення $K_{inc.d}$ 1,21 та 1,14 відповідно. Дві св. 198 та 8 (рис. 4.4) у відкладах нижньопідбрянцевської підсвіти нижньої пермі $K_{inc.d}$ мають однакові значення - 1,21, але якщо враховувати інтервали, де $K_{inc.d}$ більший ніж 1,02, то значення 1,31 і 1,29 відповідно. Таким чином, при визначенні середнього значення по стратиграфічному підрозділу необхідно брати до уваги тільки інтервали, де $K_{inc.d}$ більше ніж 1,02.

Буріння у відкладах палеозою у ДДз відбувається одним, двома, рідше трьома частинами відкритого стовбура, породи в покрівлі цього інтервалу перебувають під впливом руйнівних процесів довше, ніж у підошві. У породах із глинистою складовою процес каверноутворення відбувається особливо інтенсивно в перші декілька діб після їх розкриття. Потім інтенсивність росту каверн припиняється, оскільки в даному інтервалі встановлюється динамічна рівновага [120]. Також спуск обсадних колон свердловин приурочений до одних і тих же стратиграфічних інтервалів, тобто певний стратиграфічний відрізок у різних свердловинах перебуває приблизно однаковий час під впливом бурових розчинів [129]. Тому часом перебування інтервалу порід у необсадженій частині ствола свердловини можна знехтувати. Таким чином, основним геологічним чинником, що контролює діаметр совбура неперекритої частини свердловин обсадними колонами напроти мало- та непроникних порід навколо соляних штоків є рівень тектонічно-деформованого стану, тобто рівень тріщинуватості гірського масиву, яка викликана процесом розвитку соляного штоку. При визначенні відносного рівня деформованості порід через показники кавернометрії необхідне введення поправок на розчини з інгібуючими

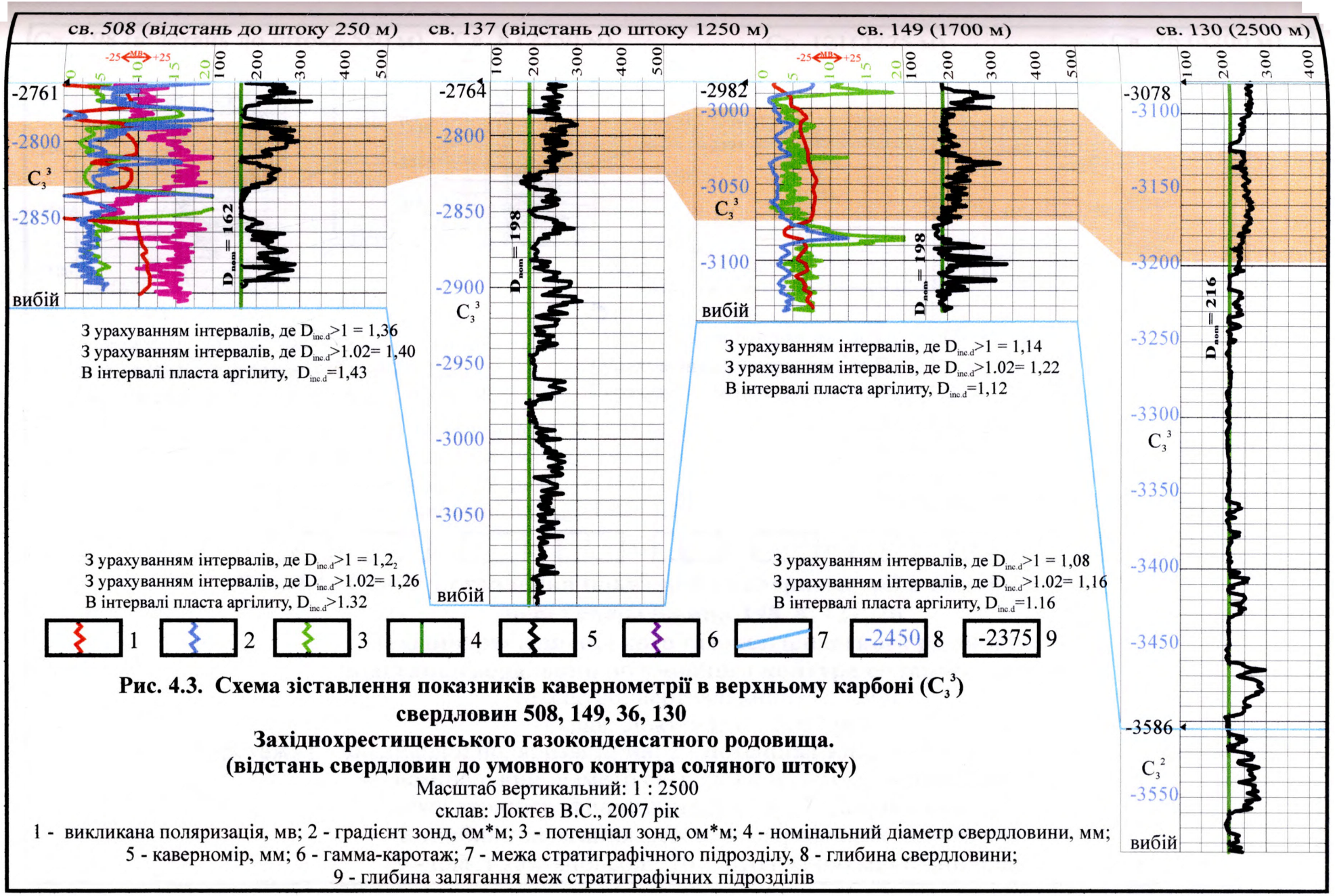


Рис. 4.3. Схема зіставлення показників кавернометрії в верхньому карбоні (C_3^3)
свердловин 508, 149, 36, 130
Західнохрестищенського газоконденсатного родовища.
(відстань свердловин до умовного контура соляного штоку)

Масштаб вертикальний: 1 : 2500

склав: Локтєв В.С., 2007 рік

1 - викликана поляризація, мв; 2 - градієнт зонд, ом*м; 3 - потенціал зонд, ом*м; 4 - номінальний діаметр свердловини, мм; 5 - каверномір, мм; 6 - гамма-каротаж; 7 - межа стратиграфічного підрозділу, 8 - глибина свердловини; 9 - глибина залягання меж стратиграфічних підрозділів

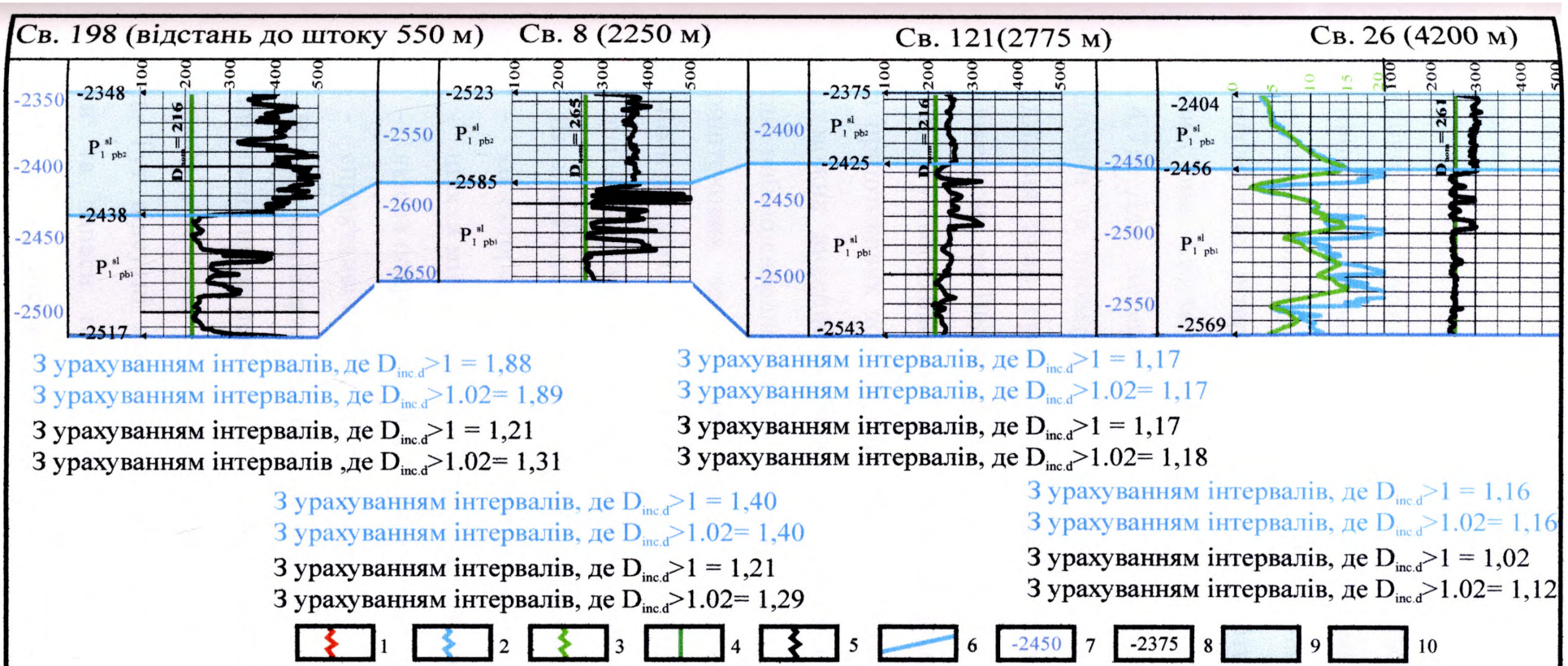


Рис. 4.4. Схема зіставлення показників кавернометрії в нижній пермі (P_1pb) через свердловини 198, 8, 121, 26 Західнохрестищенського газоконденсатного родовища. (відстань свердловин до умовного контура соляного штоку)

Масштаб: вертикальний: 1 : 2500

склав: Локтєв В.С., 2007 рік

Каротаж: 1 - викликаної поляризації, мв; 2 - потенціал зонд, ом*м; 3 - градієнт зонд, ом*м; 4 - номінальний діаметр свердловини, мм; 5 - каверномір, мм; 6 - межа стратиграфічного підрозділу; 7-глибина свердловини; 8-глибина залягання меж стратиграфічних підрозділів; 9 - пласт кам'яної солі; 10 - літологічно мінливий пласт.

властивостями і на механічне руйнування стовбура свердловини частинами бурової колони.

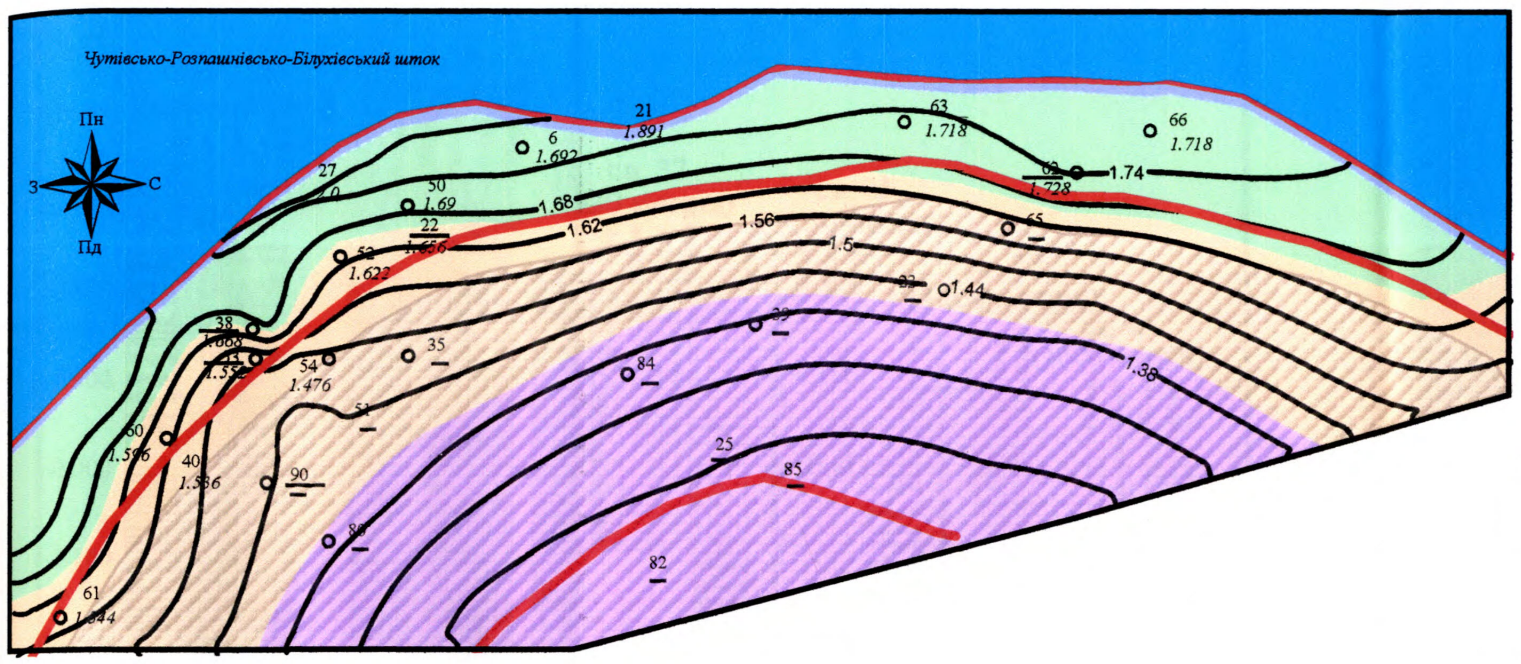
Дисертантом було проведено аналіз зміни $K_{inc.d}$ з наближенням свердловин до соляних штоків [130]. Полігоном для розробки методики оцінки тектонічно-деформованого стану за даними кавернометрії було обрано Чутівське родовище [131]. Для цього був визначений сумарний $K_{inc.d}$ для різних стратиграфічних інтервалів, побудовано карти (рис. 4.5), графіки (рис. 4.1), розрізи (рис. 4.6) та проведено поділ приштокової зони на підзони за $K_{inc.d}$ (рис. 4.7). Для перевірки виявленої закономірності збільшення діаметра свердловин та проведений поділ приштокових зон на підзони. Аналогічні дослідження були проведено на Західнохрестищенському, Єфремівському, Мелехівському та Ведмедівському родовищах (табл. 4.2). Цим підтверджено зміну $K_{inc.d}$ у свердловинах у залежності від відстані до штоку та запропоновано поділ приштокових зон ДДз на підзони за значеннями $K_{inc.d}$ (табл. 5.3). Цей поділ можна використовувати для визначення типу блоку, прогнозування відстані вибою свердловини до контуру штоку, тобто при пошуках вуглеводнів у приштокових зонах після входу свердловин у палеозойські відклади. Відомими геолого-геофізичними методами такий прогноз зробити неможливо. Тому аналіз $K_{inc.d}$ матиме велике практичне значення.

Як відомо для формування покладів необхідні певні чинники:

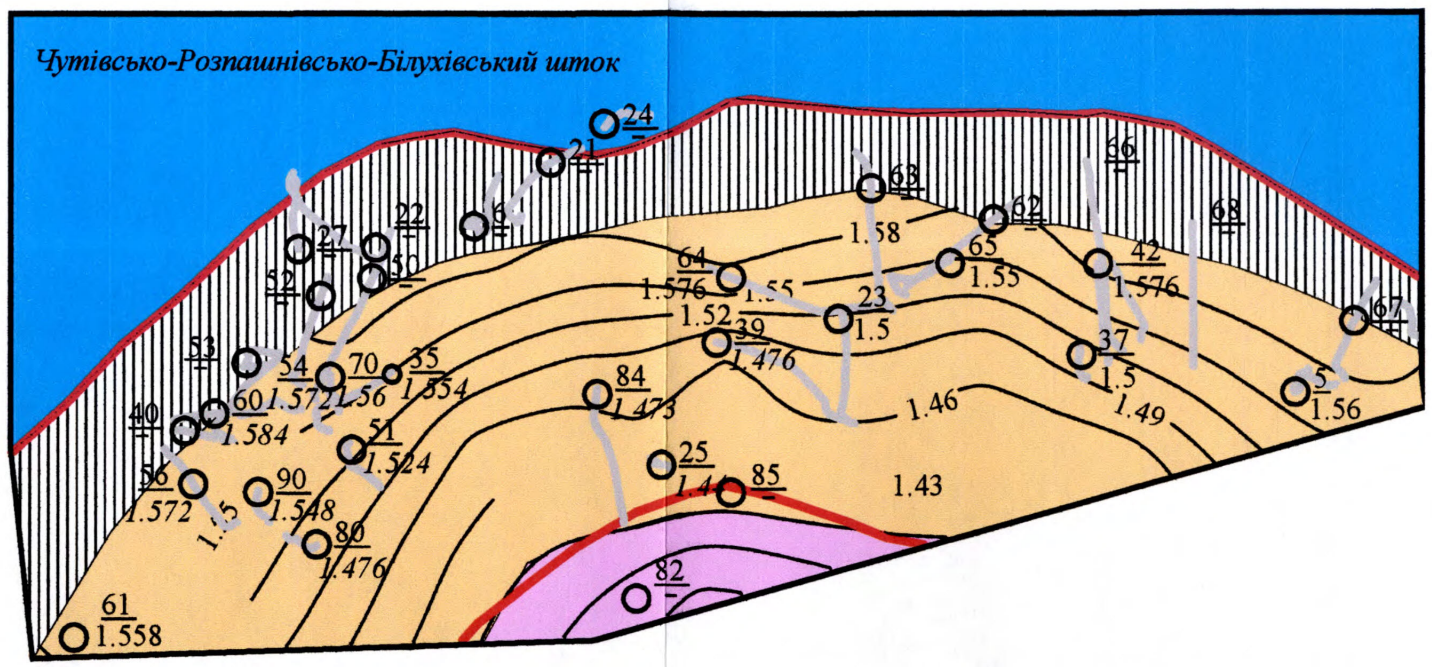
- колектори, здатні вміщувати вуглеводні;
- шляхи міграції вуглеводнів з нафтогазогенераційних ділянок;
- якісна покришка, майже не проникна для вуглеводнів;
- сприятливі структурні умови.

В силу особливостей геологічної будови виділених підзон, які мають, певний рівень щодо перспектив у нафтогазоносності. Зона межі штоку (0-100 м від штоку) складена сумішшю кам'яної солі, тектонічної брекчії, уламками порід. Тут відсутні якісні колектори, внаслідок чого значно зменшуються дебіти та запаси газу. У першій підзоні (100-450 м) значний рівень тріщинуватості, гіпсометрична припіднятість блоків порід по порушеннях та

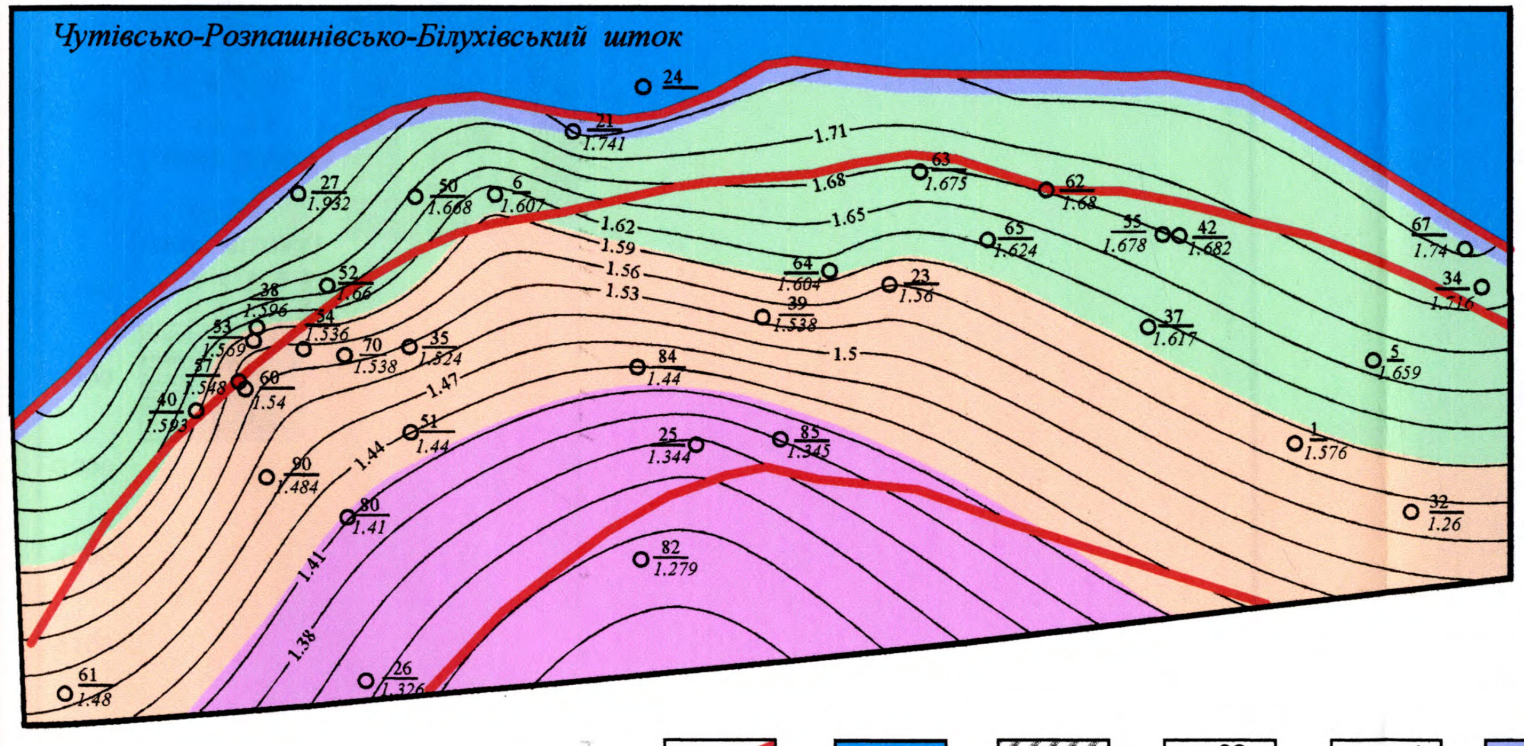
Башкірський ярус середнього карбону



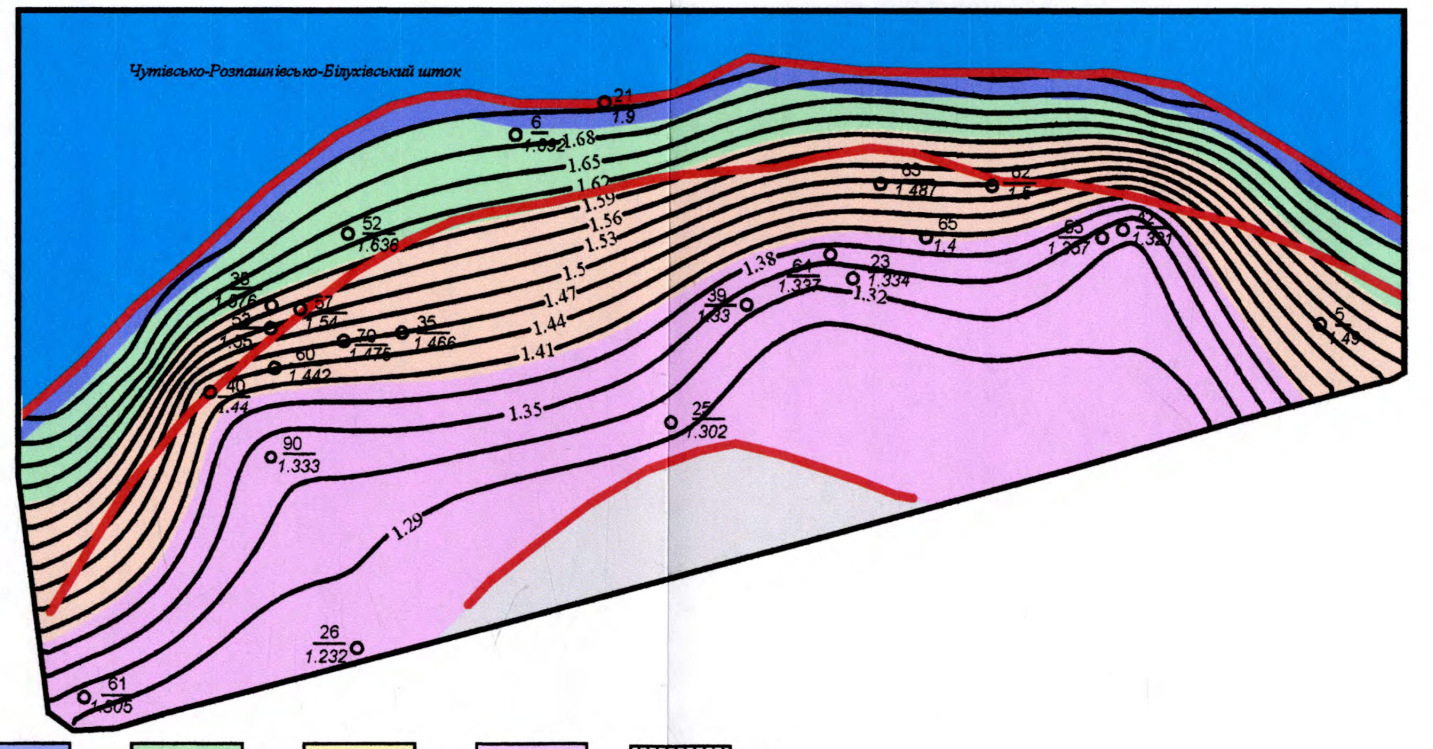
Верхній карбон



Картамиська світа нижньої пермі



Микитівська світа нижньої пермі



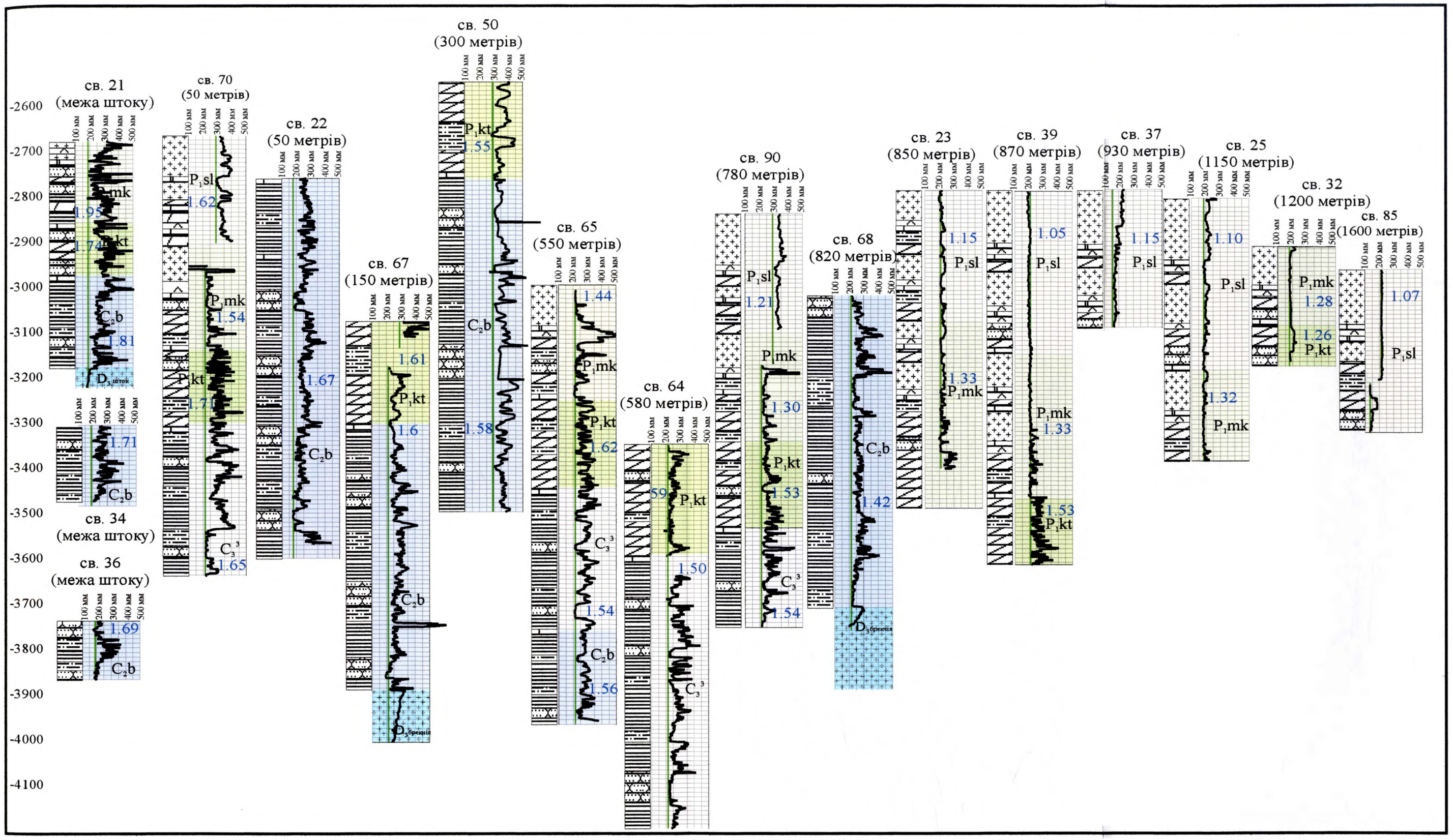
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Рис 4.5. Карта розподілу значень коефіцієнта збільшення діаметра свердловин на Чутівському нафтогазоконденсатному родовищі

Масштаб: 1 : 50 000

склав: Локтєв В.С., 2007 р.

1-тектонічне порушення; 2 - соляний шток; 3 - зона недоступних глибин залягання башкірського ярусу для буріння; 4 - свердловина, номер, значення $K_{inc.d}$; 5 - ізолінії $K_{inc.d}$; 6 - контур соляного штоку; 7 - I приштокова підзона; 8 - II приштокова підзона; 9 - III приштокова підзона; 10 - зона повного розмиву відкладів.



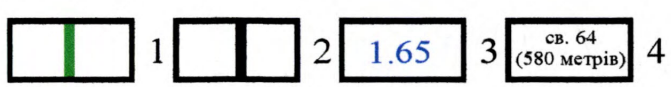


Рис. 4.6. Схема співставлення зміни реального діаметра свердловин
на Чутівському нафтогазоконденсатному родовищі
від відстані до Чутівсько-Розпашнівсько-Білухівського соляного штоку
склав: Локтєв В.С., 2007 р.

1 - номінальний діаметр свердловини, мм; 2 - кавернометрія, мм; 3 - значення коефіцієнта збільшення діаметра свердловини для стратиграфічного підрозділу; 4 - номер свердловини (відстань до встановленого свердловинами контуру соляного штоку)

Відстань до соляного штоку, м	Значення $K_{inc.d}$	приштокова підзона	Родовища, де проведено дослідження розподілу значень $K_{inc.d}$ та визначено підзону
0 - 100	більше 1,65 до 2	Контур соляного штоку	Чутівське, Ведмедівське
100 - 450	1,4-1,65	I	Чутівське, Ведмедівське
450 - 900	1,35-1,6	II	Чутівське, Ведмедівське
900 - 1800	1,2-1,5	III	Чутівське, Ведмедівське, Мелехівське, Єфремівське Західнохрестищенське, Кегичівське
1800 - 2700	1,15-1,4	IV	Єфремівське, Західнохрестищенське, Кегичівське
>2700	1,25 і менше	вплив штоку відсутній	Єфремівське, Західнохрестищенське, Кегичівське

Рис. 4.7. Розподіл приштокових зон на підзони за значеннями $K_{inc.d}$ у теригенних відкладах

Склав: Локтєв В.С.,
2007 р.

значні кути залягання порід створюють сприятливі умови для формування покладів. Присутність у цій підзоні делювіальних шлейфів порід сприяє накопиченню значних запасів нафти і газу та високим дебітам у свердловинах.

У другій (450-900 м) та третій (900-1800 м) підзонах на відміну від попередньої зменшуються кути нахилу порід, рівень деформованості, тріщинуватість, проникність та товщина делювіальних шлейфів, що в свою чергу зменшує перспективність цих підзон, що виражається в зменшенні щільності запасів вуглеводнів та дебітів. Тектонічний вплив штоків на породи у четвертій (1800-2700 метрів від контуру штоку) підзоні майже відсутній, делювіальні шлейфи мінімальної товщини чи відсутні, на території поза межами тектонічного впливу (більше 2700 м) штоків нафтогазоносність контролюються чинниками, не пов'язаними з соляною тектонікою.

У І приштоковій підзоні є велика кількість шарів пісковиків та делювіальних шлейфів. Вона обмежена порушеннями як зі сторони штоків, так і зовні, які могли слугувати каналами для міграції вуглеводнів. Також вона перекрита козирком, чи в разі його відсутності при значному рівні розмиву, пласти колекторів екрануються ніжкою соляного штоку. Шари порід у цій зоні залягають зі значними кутами нахилу, не менше ніж 45°. Це все створює максимально сприятливі умови для формування і збереження покладів. Тому тут спостерігається збільшення щільності запасів та дебітів газу. Максимальні рівні цих показників спостерігаються у І та дещо менші у ІІ приштоковій підзоні (рис 4.8, 4.9). Зменшуються вони на відстані 100 м і менше до межі штоку, це є підзона, яка знаходиться на контурі соляного штоку, в ній значний вплив тектонічних процесів сприяв виникненнню тектонічної брекчії із значним вмістом кам'яної солі, а метасоматичні процеси тут спричинили різке погіршення колекторських властивостей продуктивних горизонтів. Як видно з наведеного, у крутопоставлених блоках порід біля соляних штоків у першій та другій підзоні створюються сприятливі умови для формування та зберігання покладів вуглеводнів.

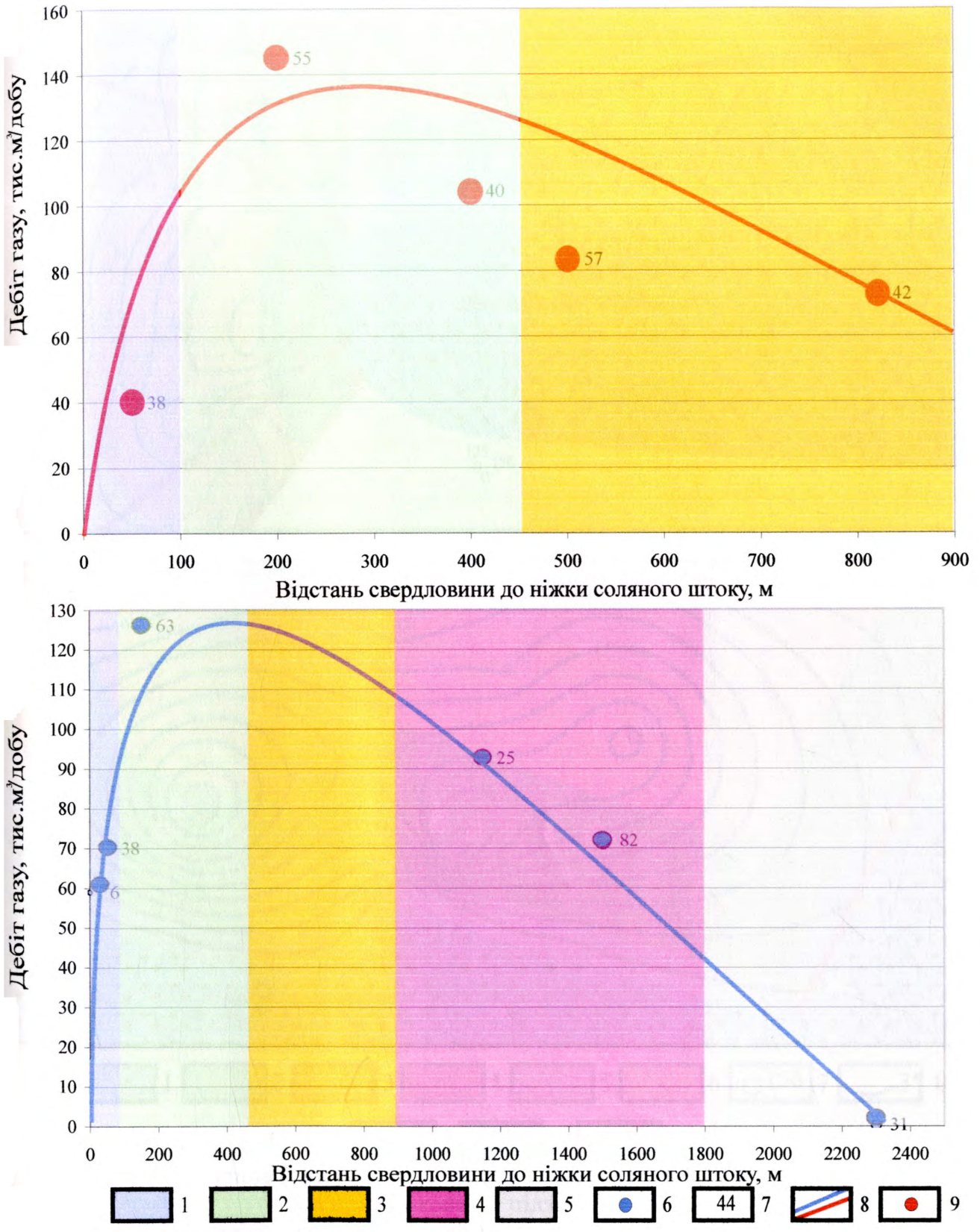


Рис. 4.8. Схема зіставлення дебітів газу свердловин з приштоковими підзонами на Чутівському нафтогазоконденсатному родовищі
склав: Локтєв В.С., 2007 р.
1 - контур соляного штоку; 2 - I приштокова підзона; 3 - II приштокова підзона; 4 - III приштокова підзона; 5 - IV приштокова підзона; 6 - рівень дебіту з горизонту А-2 (слав'янська світа верхнього карбону); 7 - номер свердловини; 8 - лінія тренду; 9 - рівень дебіту з горизонту Б-1 (башкірський ярус середнього карбону).

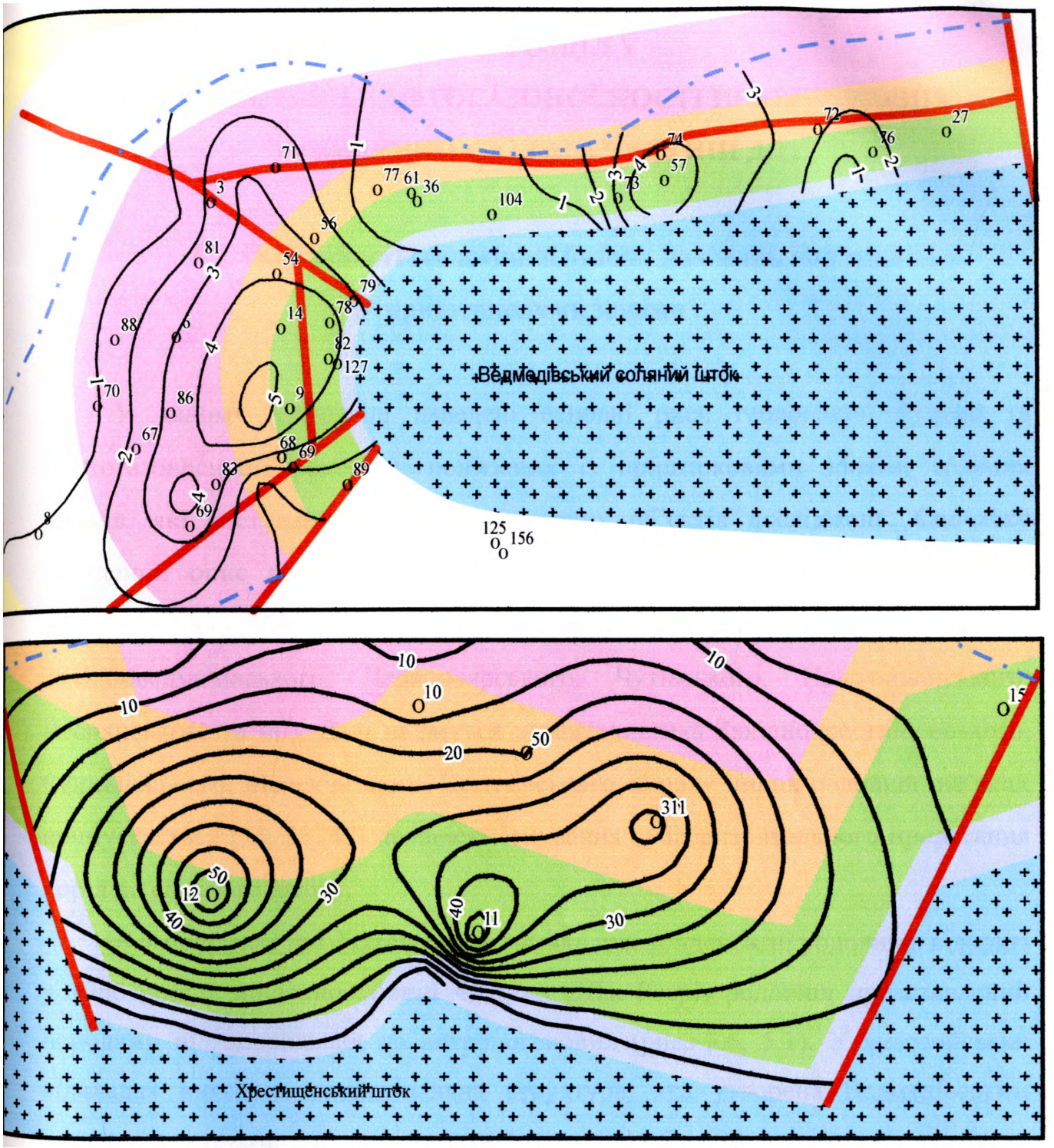


Рис. 4.9. Карта mha (газонасичена товщина*пористість*газонасиченість) з приштоковими підзонами

Ведмедівське газоконденсатне родовище (P_1kt) масштаб: 1 : 75 000

Червоноярське газоконденсатне родовище (P_1kt) масштаб: 1 : 35 000

склав: Локтєв В.С., 2007 р.

1 - контур соляного штоку; 2 - I приштокова підзона; 4 - II приштокова підзона; 5 - III приштокова підзона; 6 - IV приштокова підзона; 7 - свердловина, номер; 8 - лінії рівних значень mha; 9 - контур газоносності; 10 - соляний шток; 11 - тектонічне порушення.

РОЗДІЛ V
ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ПРИШТОКОВИХ ЗОН У ПІВДЕННО-СХІДНІЙ ЧАСТИНІ ДДЗ

5.1. Особливості геологічної будови родовищ, пов'язаних з приштоковими зонами

У даному підрозділі наведені основні риси геологічної будови та нафтогазоносності родовищ, пов'язаних із приштоковими зонами соляних штоків, які виступають в якості основних об'єктів досліджень. Спочатку наведений опис родовищ, із встановленими і доведеними приштоковими зонами з блоками крутозалягаючих порід (Ведмедівського, Західноведмедівського, Червоноярського, Чутівського, Новоукраїнського, Веснянського та ін.). Далі надається характеристика Західнохрестищенського, Єфремівського, Мелехівського, Кегичівського та ряду інших родовищ, на яких припускається [33, 38, 47] наявність існування субгоризонтального прилягання порід до соляного штоку.

Ведмедівське та Західноведмедівське газоконденсатні родовища відкриті у 1966 році у південно-східній частини ДДз. Розріз родовищ представлений породами від девонських до антропогенових (рис. 3.6, 5.1). У мезозойських відкладах виявлена антиклінальна структура, яка утворена Ведмедівським соляним штоком, а у палеозойських - брахіантиклінальна складка субширотного простягання, склепіння якої частково зруйноване соляним діапіром. Тектонічні порушення на північному заході поділяють площу на північну та західну частини, тобто окремо виділяються Ведмедівське та Західноведмедівське газоконденсатні родовища. Західноведмедівська переклінальна частина палеозойської складки по ізогіпсі -4000 м має розміри 5,5х4,5 км і амплітуду 650 м. Продуктивними є відклади верхнього карбону і нижньої пермі. Пермські колектори літологічно мінливі, поклади масивно-

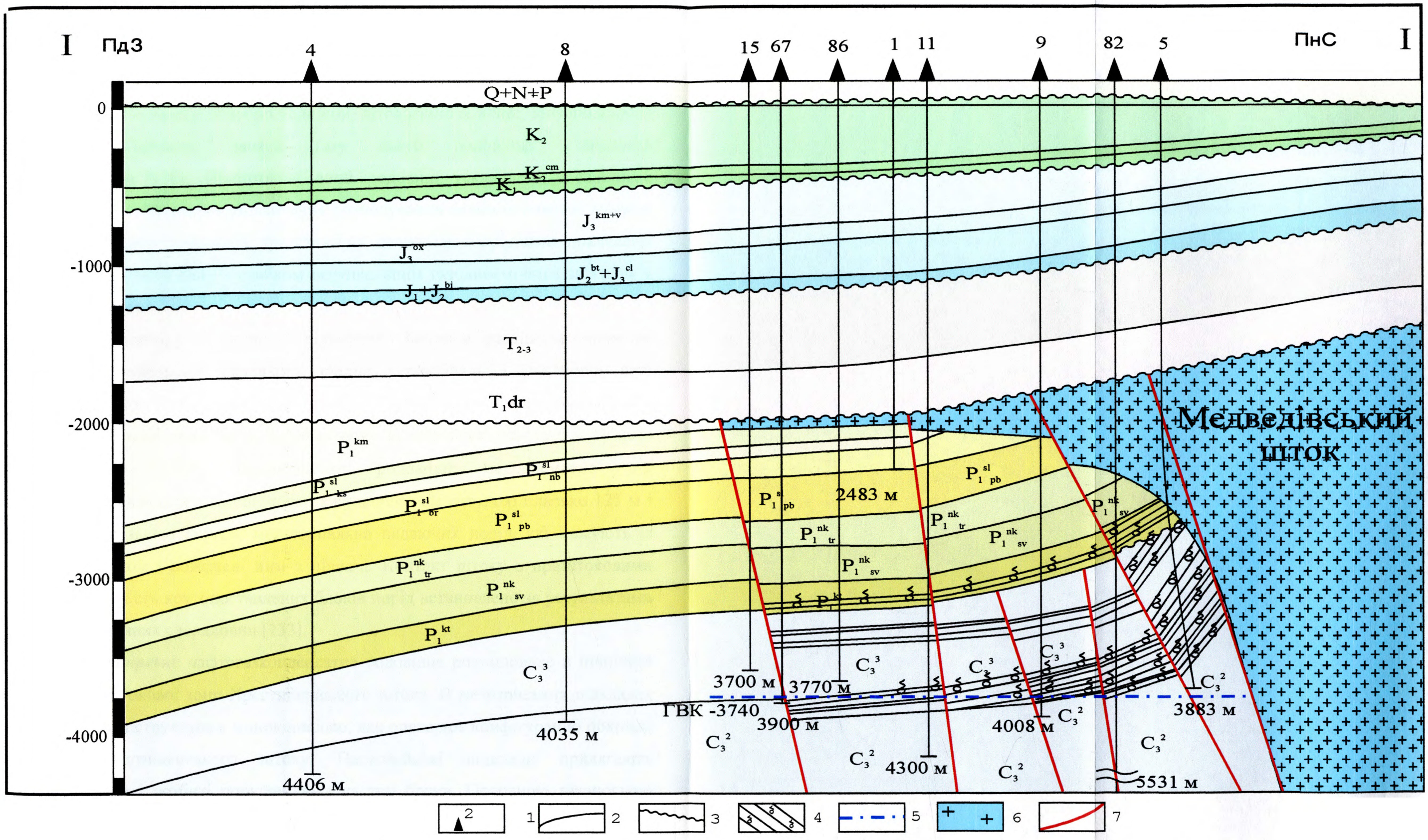


Рис. 5.1. Ведмедівське газоконденсатне родовище.
Геологічний розріз по профілю I-I
Масштаби: горизонтальний 1 : 20 000
вертикальний 1 : 20 000
склав: Локтєв В.С., 2007 рік
1 - пробурені свердловини; 2 - межі стратиграфічних горизонтів; 3 - лінія розмиву; 4 - газонасичений пласт;
5 - ГВК; 6 - соляний шток; 7 - тектонічні порушення.

пластові склепінні, тектонічно екрановані і літологічно обмежені. Пласти араукаритової світи якісно відрізняються від продуктивних пластів картамиської світи. Перші – потужні, витримані по площі, масивно-пластові поклади, другі – мають незначні товщини, літологічно мінливі, лінзоподібного характеру. Первинні запаси газу цього родовища становлять 2,04 млрд.м^3/км^2 [132]. Приштокові зони родовищ ускладнені численними розломами, які обумовлюють хаотичне розташування окремих пластів. Модель нафтогазоносності родовища представлена двома неоднорідними покладами масивно-пластового типу з слабким вертикальним газодинамічним зв'язком у приштоковій зоні.

Таким чином, у тектонічному відношенні Західноведмедівське родовище є брахіантикліналь ною складкою, східна перикліналь і склепіння якої ускладнені Ведмедівським соляним штоком. У приштоковій зоні тектонічним порушенням відділений блок, в межах якого палеозойські відклади залягають під кутом 40-50°. Ведмедівське родовище відокремлене від Західноведемедівського тектонічним порушенням амплітудою близько 125 м і пов'язане з вузькою смугою моноклінально падаючих порід, які межують із соляним штоком і обмежені ним з півночі. Контакт штоку з приштоковими зонами і наявність крутопоставлених блоків порід встановлено за результатами буріння численних свердловин [133].

Червоноярське нафтогазконденсатне родовище розташоване в північній частині приштокової зони Хрестищенського штоку. В мезозойських відкладах Червоноярська структура є монокліналлю, яка повторює конфігурацію покрівлі козирка Хрестищенського штоку. Палеозойські відклади прилягають моноклінально і розбиті порушеннями на три блоки. Основною газоносною частиною Червоноярського родовища є блок шириною до 600 м, який залягає з кутами нахилу більше 45° (рис. 3.4, 5.2) та прилягає до соляного штоку [134].

Чутівське нафтогазоконденсатне родовище розташоване у приштоковій зоні з півдня Білухівсько-Розпашнівсько-Чутівського соляного штоку (рис. 3.4, 5.2, 5.3, 5.4).

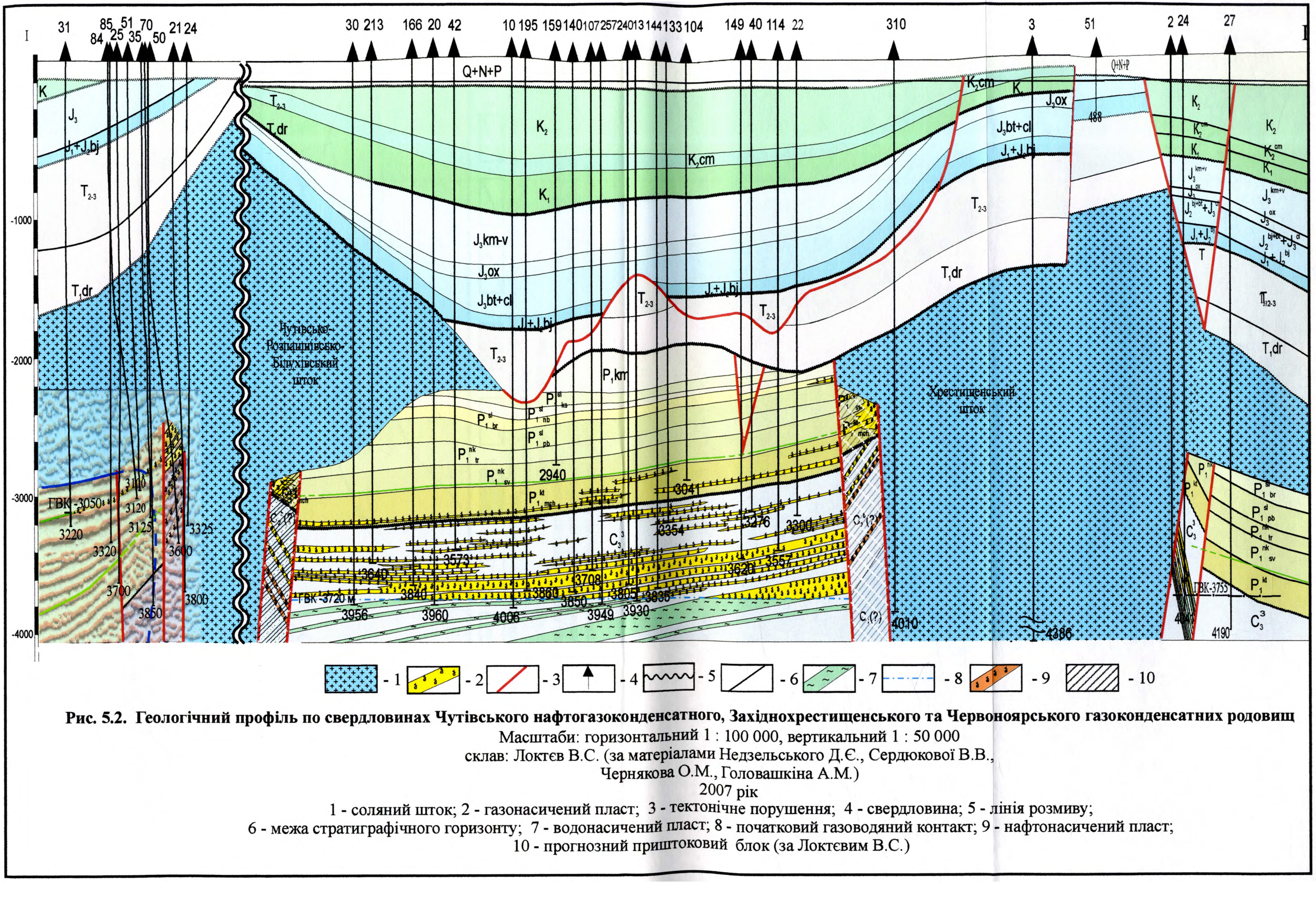


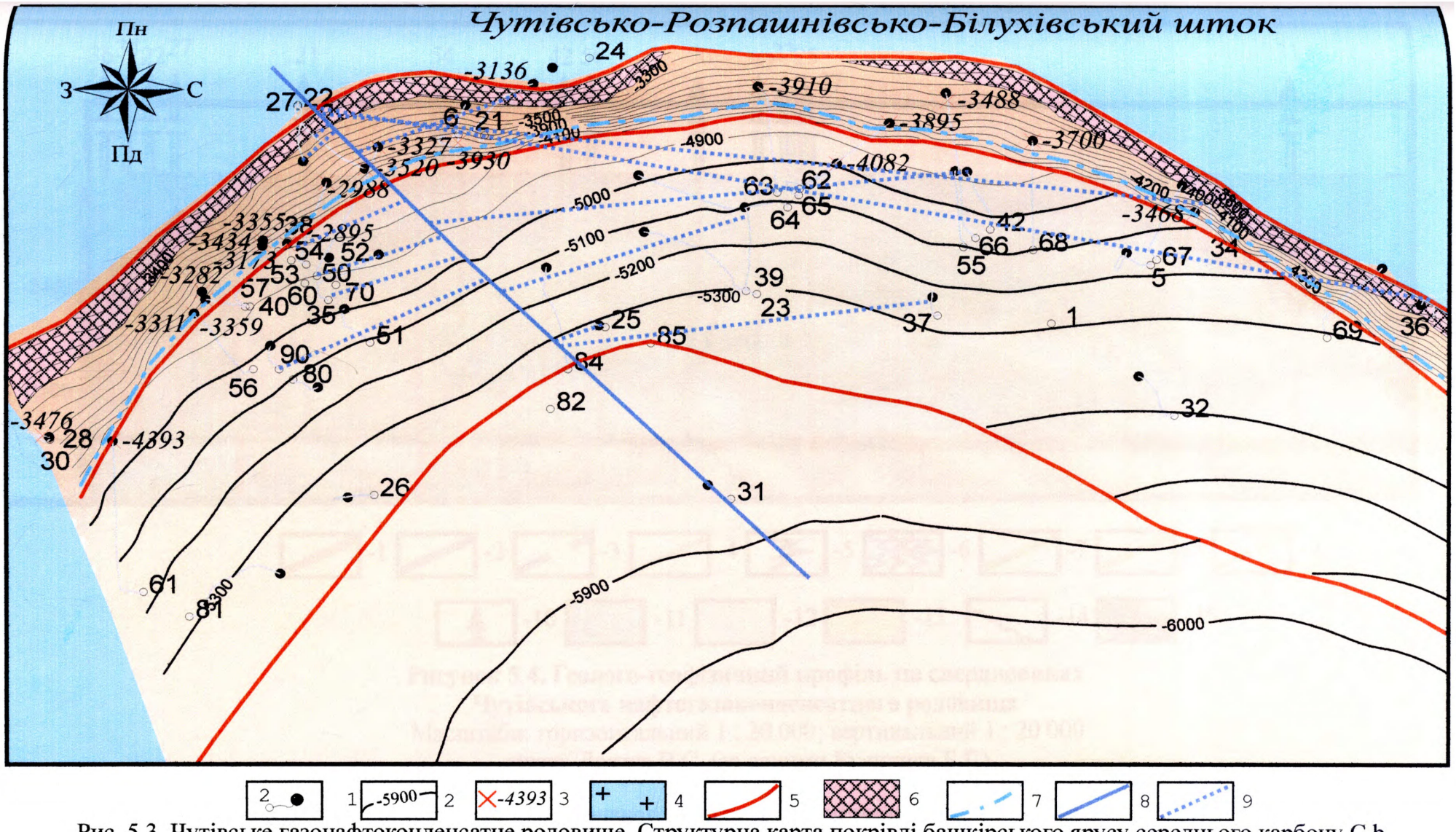
Рис. 5.2. Геологічний профіль по свердловинах Чутівського нафтогазоконденсатного, Західнохрестищенського та Червоноярського газоконденсатних родовищ

Масштаби: горизонтальний 1 : 100 000, вертикальний 1 : 50 000

склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Недзельського Д.Є., Сердюкової В.В., Чернякова О.М., Головашкіна А.М.)

2007 рік

1 - соляний шток; 2 - газонасичений пласт; 3 - тектонічне порушення; 4 - свердловина; 5 - лінія розмиву; 6 - межа стратиграфічного горизонту; 7 - водонасичений пласт; 8 - початковий газоводяний контакт; 9 - нафтонасичений пласт; 10 - прогнозний приштоковий блок (за Локтєвим В.С.)



2 1 -5900 2 -4393 3 4 5 6 7 8 9

Рис. 5.3. Чутівське газонафтоконденсатне родовище. Структурна карта покрівлі башкірського ярусу середнього карбону C_2b
Масштаб 1 : 25 000
склав: Локтєв В.С., 2007 рік
1 - пробурені свердловини (номер, гирло, траекторія, вибій); 2 - ізогіпси; 3 - точка перетинання свердловиною стратиграфічного горизонту, відмітка; 4 - соляний шток; 5 - тектонічне порушення; 6 - тектонічна брекчія на контакті соляного штоку; 7 - контур газонафтоносності; 8 - лінія профілю; 9 - лінія зносу свердловин на профіль

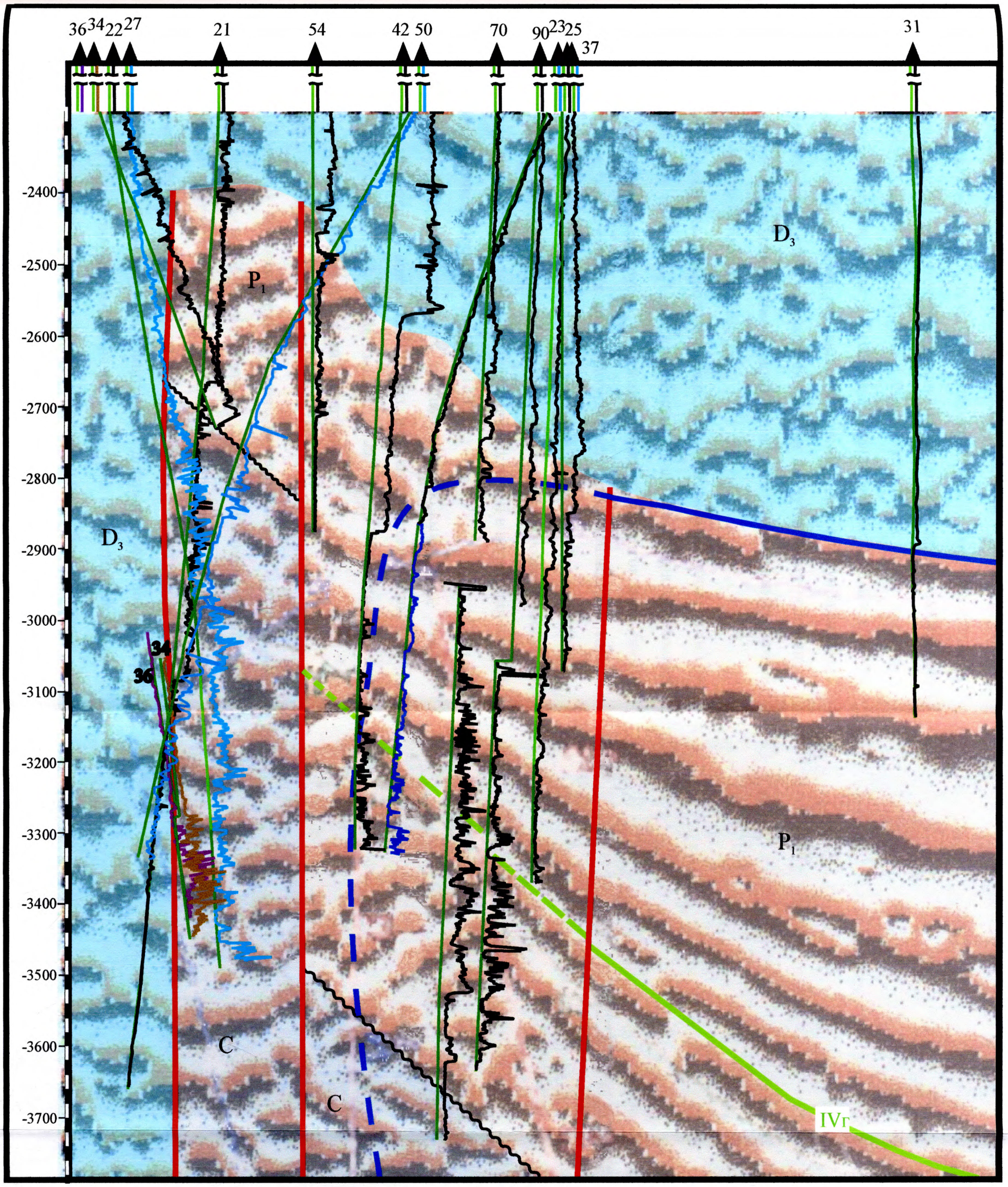


Рисунок 5.4. Геолого-геофізичний профіль по свердловинах Чутівського нафтогазоконденсатного родовища

Масштаби: горизонтальний 1 : 20 000; вертикальний 1 : 20 000

склав: Локтєв В.С. (за даними Кулинича Б.Г.)

2007 рік

1-тектонічне порушення; 2 - впевнена межа соляного штоку за сейсмічними даними; 3 - невпевнена межа соляного штоку за сейсмічними даними; 4 - номінальний діаметр свердловин; 5, 6 - кавернометрія; відбиваючий горизонт IVг (вапняк Q_8): 7 - впевнена кореляція, 8 - невпевнена кореляція; 9 - майже відсутня кореляція; 10 - свердловини; 11 - соляний шток; 12 - кам'яновугільні відклади; 13 - пермські відклади; 14 - лінія розмиву відкладів; 15 - сейсмічний хвильовий розріз

Тектонічна структура родовища складається з двох елементів: нормальнозалягаючі відклади P_1 та C_3^3 та приштокові блоки башкірських відкладів, які були відірвані рухом солі штоку та піднесені разом з ним. За даними досліджень керну та структурних побудов, башкірські шари в межах цих блоків падають з великими кутами від стінок штоку. Кути падіння башкірських відкладів у межах приштокових блоків Чутівського родовища сягають 70°. Цей кут був визначений кореляцією горизонтів та структурними побудовами на Чутівському родовищі, а також за аналогією з Розпашнівським та Новоукраїнським родовищами, геологічні умови яких подібні до Чутівського [135].

У межах родовища промислова газоносність пов'язана з горизонтами C_2b (Б-1-6), P_1 (А-2-8) та C_3^3 (Г-12). Слід зазначити, що кореляція газоносних горизонтів башкірського ярусу у межах піднятих приштокових блоків ускладнена, тому визначення їх номенклатури достатньо умовне. Крім того, є певні труднощі в кореляції пермських відкладів на приштокових ділянках. Вони пов'язані з розвитком у приштокових розрізах шлейфових утворень – рештків, що містилися у солі штоку та були перевідкладені в пермський час при її розчиненні в умовах морського басейну[136].

Шлейф заміщує у приштокових ділянках різні об'єми розрізу P_1. Так, наприклад, св. 6 розкрила шлейфовий розріз, який формувався з P_1nk до P_1kt включно. На ділянці св. 63 шлейф займає об'єм P_1nk. Відклади P_1kt тут представлені горизонтальними пластовими шарами.

У межах приштокових блоків відклади башкіру на більшій розбуреній частині родовища з кутовим неузгодженням перекриваються пермськими відкладами. Свердловини 66 та 68 виявили, що у приштоковому блоці у північно-східній частині родовища відклади P_1 відсутні і шари C_2b тут залягають безпосередньо під козирком штоку. При відсутності даних буріння можна передбачати, що така будова приштокових ділянок характерна для всієї східної частини родовища, що пов'язана з цим штоком. На частині родовища з нормальним заляганням порід (субмоноклінальне) безпосередньо у свердловинах випадіння частин розрізу не відмічалося. Водночас кореляція

розрізів свердловин 61 та 70, а також газоносність горизонтів Г-11, Г-12 в св. 61 та їх водонасиченість у св. 70 вказують на розташованість цих свердловин по відкладах C_3^3 у різних блоках. При цьому св. 70 виявляється опущеною відносно св. 61 на ~150 м. Враховуючи логічність паралельності тектонічних порушень межам штоку та аналіз сейсмічних профілів 3D, вказаний скид трасується як своєрідне порушення, що обмежує приштокові блоки на півночі родовища.

На західній частині родовища, також виділяється порушення, яке трасується паралельно приштоковому блоку з падінням від штоку. Аналіз сейсмічних профілів та співставлення їх з розрізами свердловин 70, 35 і 51 свідчать про відсутність порушення по відкладах P_1. Цей скид, як і попередній, також не прослідковується вище передмелехівського розмиву.

На підставі структурних побудов було виділено порушення, що простежується з амплітудою близько 100 м по структурних планах C_3^3 та P_1 у північно-східній частині родовища. Падіння площини скиду орієнтоване на південний захід. За аналогією з порушеннями, що описані вище, воно трасується паралельно до стінки штоку та приштокового блоку.

Південно-східна частина родовища бурінням мало вивчена. Тут пробурені св. 8 та 33. Свердловина 33 після виходу з козирка розкрила слав'янську світу. Св. 8 з козирка увійшла у відклади C_2b та з глибини 3960 м – в ніжку. Данні св. 8 підтверджують існування у східній частині структури приштокових блоків башкірського віку, газоносність яких у північній та північно-західній частинах встановлена численними свердловинами.

Результати сейсморозвідувальних робіт, в тому числі 3D, даних буріння останніх свердловин та виконані за їх результатами побудови на кожному з етапів розвідки цього родовища дозволили зробити висновок, що Чутівська площа тектонічно порушена і роздроблена більше, ніж уявлялося до останнього часу [137].

У будові ***Копилівського газоконденсатного*** (рис. 5.5) [138], ***Новоукраїнського*** (рис. 5.6) [139, 140], ***Веснянського*** (рис. 5.7) [141],

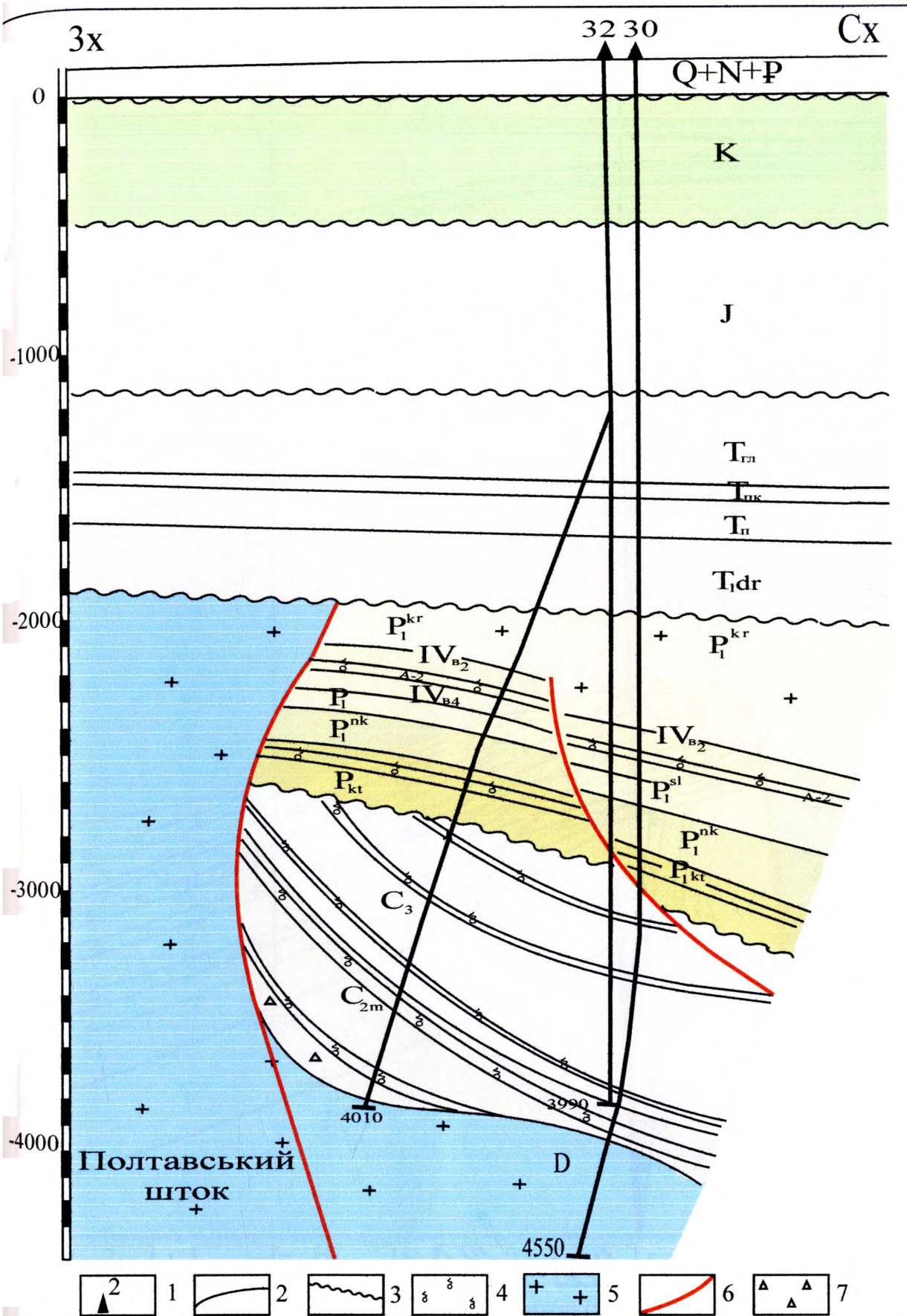


Рис. 5.5. Копилівське газоконденсатне родовище. Геологічний профіль по свердловинах 30, 32
Масштаби: горизонтальний 1 : 15 000, вертикальний 1 : 15 000
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Лагутіна А.А., Бутенко А.В.)
2007 рік
1 - свердловини; 2 -межі стратиграфічних горизонтів; 3 -лінія розмиву;
4 - газонасичені пласти; 5 - соляний шток; 6 - тектонічні порушення: 7 - тектонічна брекчія

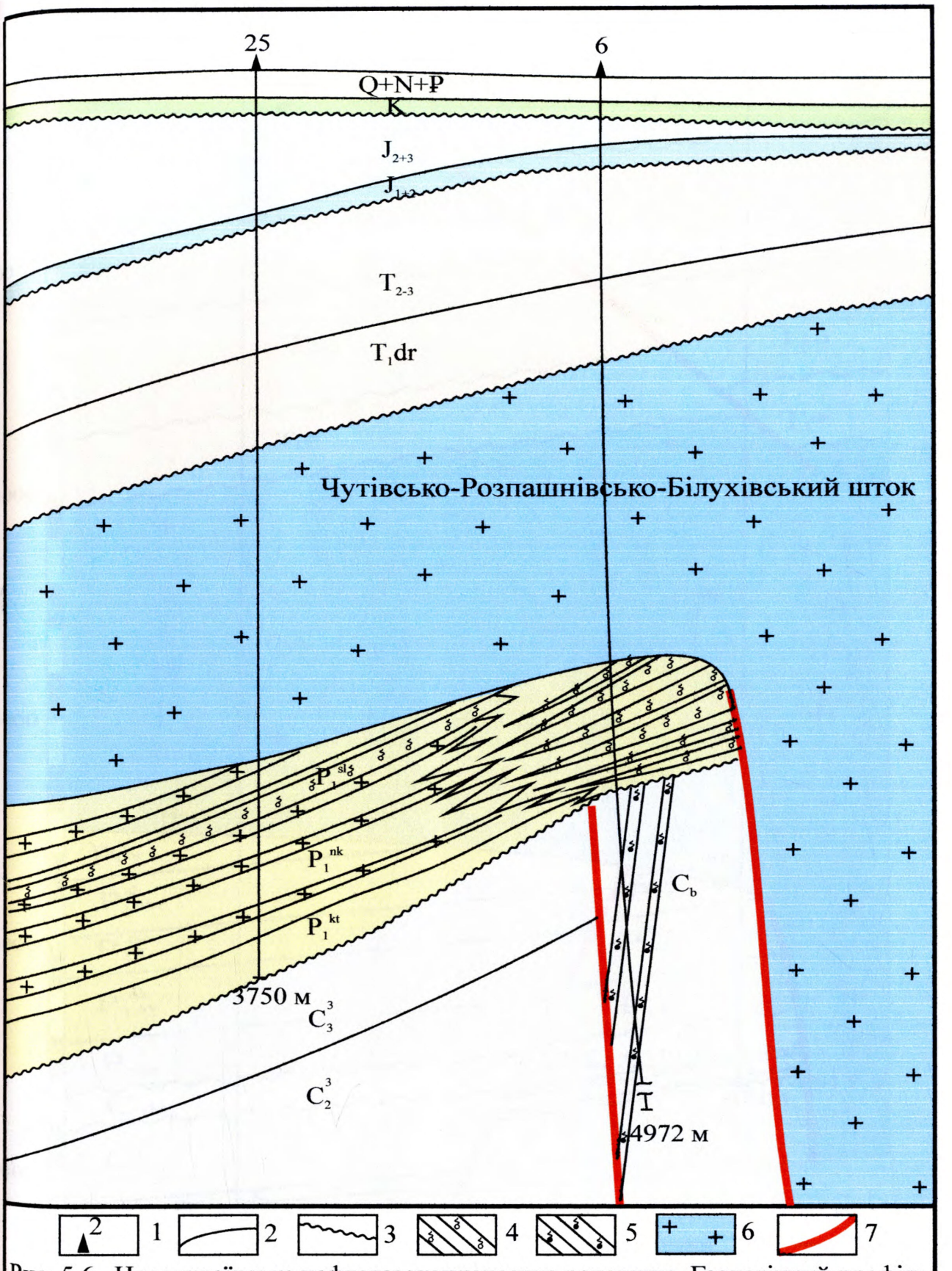
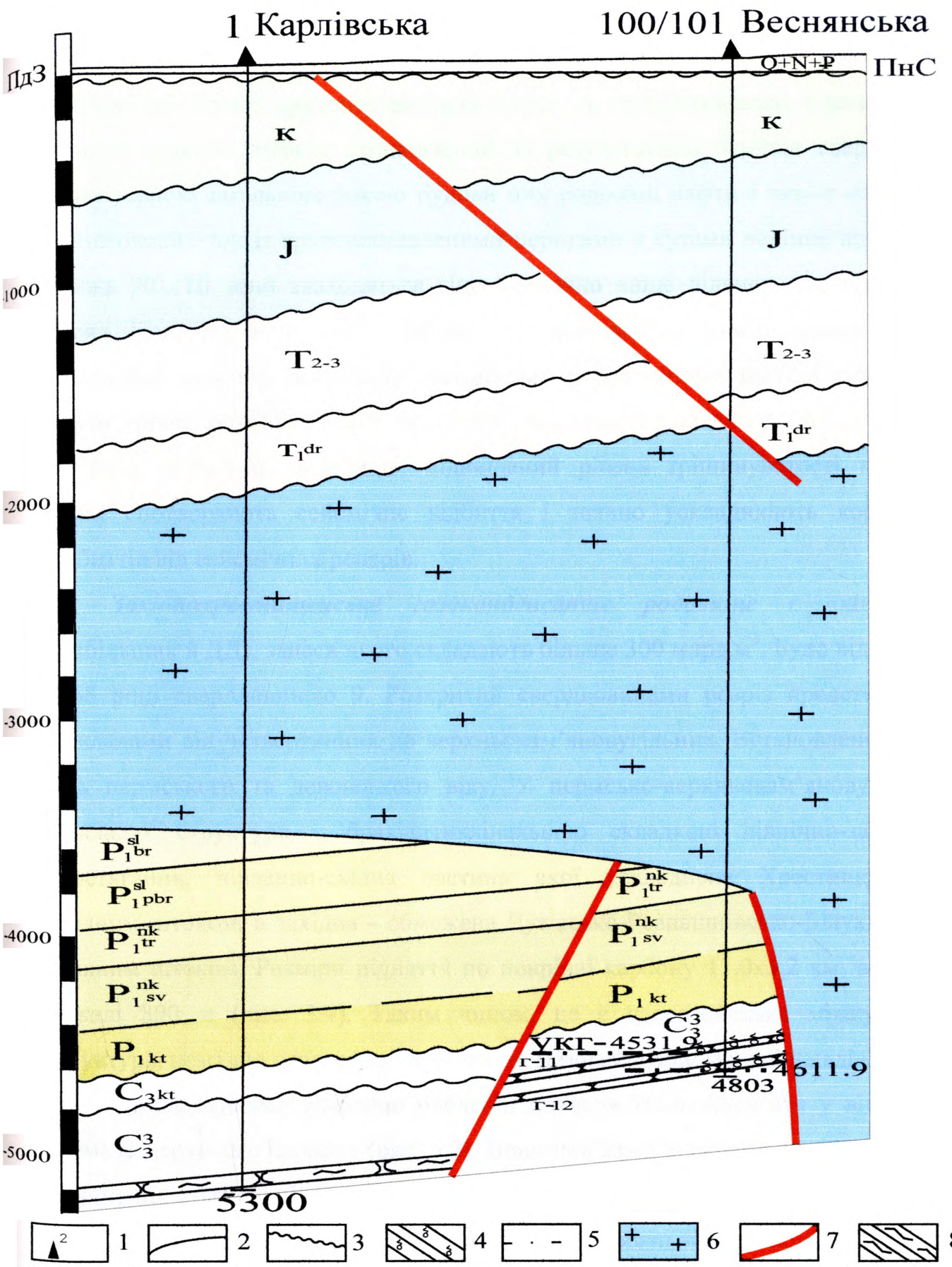


Рис. 5.6. Новоукраїнське нафтогазоконденсатне родовище. Геологічний профіль
Масштаби: горизонтальний 1 : 40 000, вертикальний 1 : 40 000
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Яковлєва О.Е., Коломієць Я.І.), 2007 р.
1 - пробурені свердловини; 2 - межі стратиграфічних горизонтів;
3 -лінія розмиву; 4 - газонасичений пласт; 5 - нафтонасичені пласти;
6 - соляний шток; 7 - тектонічне порушення.



1 2 3 4 5 6 7 8

Рис. 5.7. Веснянське нафтогазоконденсатне родовище. Геологічний профіль.
Масштаби: горизонтальний 1 : 15 000, вертикальний 1 : 15 000
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Істоміна О.М.), 2007 рік
1 - свердловини; 2 - стратиграфічні горизонти; 3 - лінія розмиву; 4 - газонасичені пласти; 5 - ГВК; 6 - соляний шток; 7 - тектонічні порушення; 8 - водоносичені пласти

Розпашнівського, ***Котлярівського*** нафтоконденсатних родовищ виділяються приштокові блоки крутопоставлених порід із продуктивними горизонтами. Контур соляних штоків встановлений за результатами буріння свердловин. Характерною загальною рисою будови цих родовищ нафти і газу є наявність приштокових зон із крутопоставленими породами з кутами падіння від 15° до майже 90°. Ці зони знаходяться гіпсометрично вище ділянок, розташованих поряд. Поклади, як правило, тектонічно екрановані соляними штоками, а із зовнішньої сторони екрановані тектонічним порушеннями значної амплітуди. Значні рівні розмиву порід та кутові незгідності, наявність делювіальних шлейфів пермських відкладів, підвищений рівень тріщинуватості гірських порід спотворюють сейсмічне відбиття і значно ускладнюють кореляцію відбиттів від сейсмічних реперів.

Західнохрестищенське газоконденсатне родовище є одним із найбільших в ДДз, запаси якого складають більше 300 млрд.м^3. Було відкрито у 1968 році свердловиною 9. Розкритий свердловинами розріз представлений відкладами від четвертинних до верхньокам'яновугільних. Встановлено також сіль пермського та девонського віку. У пермсько-верхньокам'яновугільних відкладах структура є брахіантиклінальною складкою північно-західного простягання, південно-східна частина якої ускладнена Хрестищенським соляним штоком, а західна - обмежена Чутівсько-Розпашнівсько-Білухівським соляним штоком. Розміри підняття по покрівлі карбону 11,0х5,2 км, висота в апікалі 800 м (рис. 3.4). Таким чином, це є палеозойскька міжкупольна структура, незгідно перекрита комплексом мезокайнозойських відкладів.

Свердловинами виявлено численні поклади газоконденсату у відкладах пермі та верхнього карбону (рис. 5.2). Вони пов'язані із склепінними пастками. Скупчення вуглеводнів утворили родовище з поверхом газоносності більше ніж 1500 м завдяки значній товщі хемогенної нижньопермської солі [142]. Масивно-пластовий поклад, приурочений до нижньопермських та верхньокам'яновугільних відкладів, тектонічно екранований соляними штоками на перекліналі і частково літологічно екранований.

Середньо та крупнозернисті однорідні пісковики грауваково та олігоміктово-кварцевого складу з переважанням полімінерального цементу порового та контактово-порового типів характеризуються незначною зміною колекторських властивостей зі збільшенням глибини їх залягання. На Західнохрестищенському родовищі пісковики алювіального та пролювіального генезису на глибинах 4000-3000 м є колекторами першого-третього класу, при відкритій пористості 16-20%, проникності до 500-2848 мД. У площинному вимірі також спостерігається певна закономірність зміни колекторських властивостей та товщини алеврито-піщанистих порід верхньої частини араукаритової та картамиської світ. Так, в араукаритовій світі в присклепінній частині Західнохрестищенської структури сумарна товщина алеврито-піщаних порід становить 155-185 м при середній міжгранулярній пористості 11-16% (св. 9, 12, 13, 30, 35 та ін), тоді як на крилах вона зменшується до 140 метрів на північному крилі (св. 11) та до 120 м на південному (св. 26). Середня пористість становить 7-9% [81].

Особливістю будови цього родовища є значно покращені фільтраційно-ємнісні властивості біля Хрестищенського штоку. Це викликано тим, що на ділянці спостерігається максимальна висота поверху газоносності, а значна деформованість порід спричинила високу проникність внаслідок розвитку соляного штоку [77]. Щільність первинних запасів газу біля штоку складають до 12 млрд.м^3/км^2 газу, тоді як загалом на родовищі 7,5-9 млрд.м^3/км^2 [132].

Контури Хрестищенського та Чутівсько-Розпашнівсько-Білухівського соляних штоків не встановлені жодною свердловиною і проведені по межі втрати кореляції сейсмічних хвиль (рис.3.12, рис. 3.13). Таким чином, за аналогією з поряд розташованим Червоноярським родовищем, з боку вище перелічених соляних штоків можна очікувати наявність приштокової зони з продуктивними крутопоставленими блоками теригенних порід.

Ефремівське газоконденсатне родовище відкрито у 1965 році (рис 5.8, 5.9) Характерною його рисою є невідповідність мезозойського і палеозойського

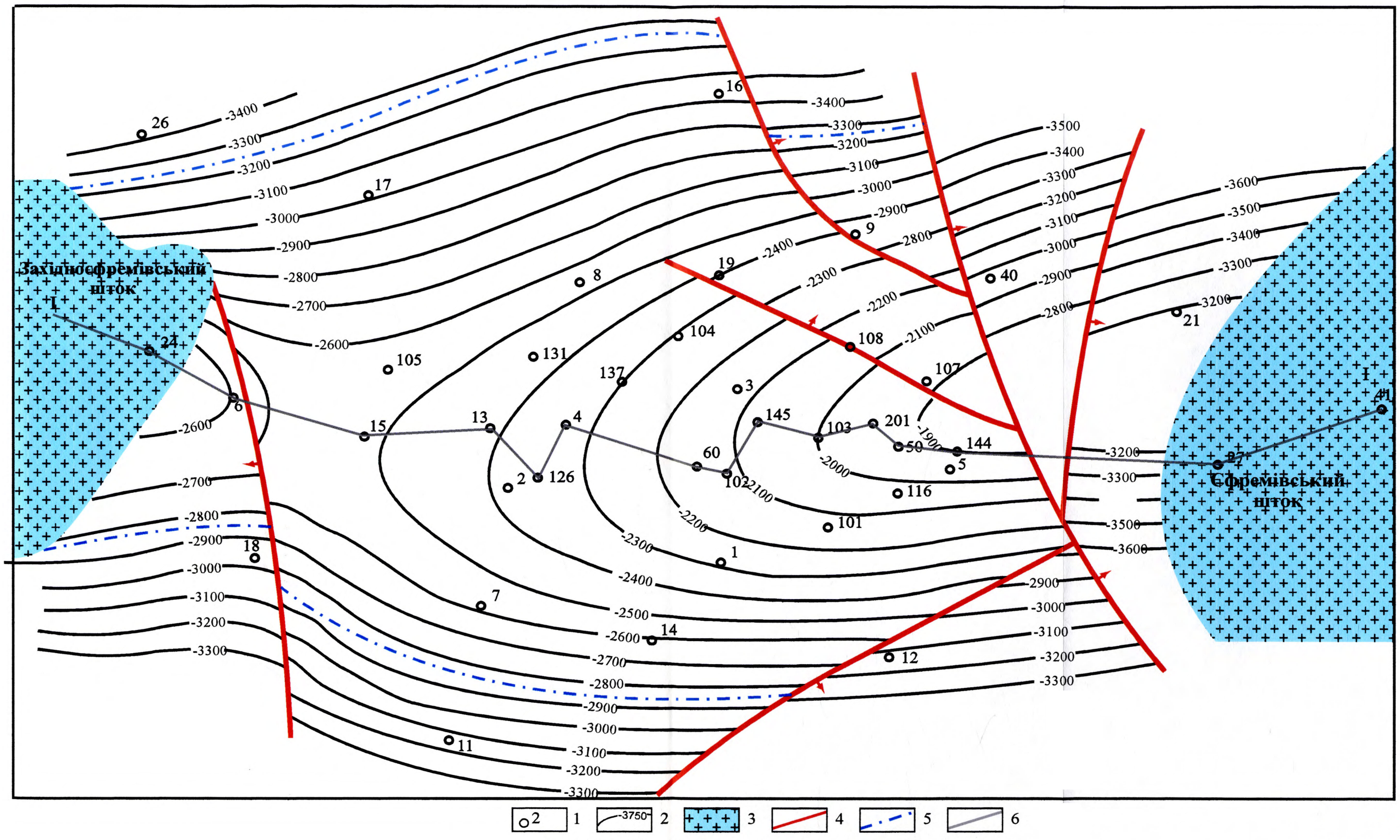
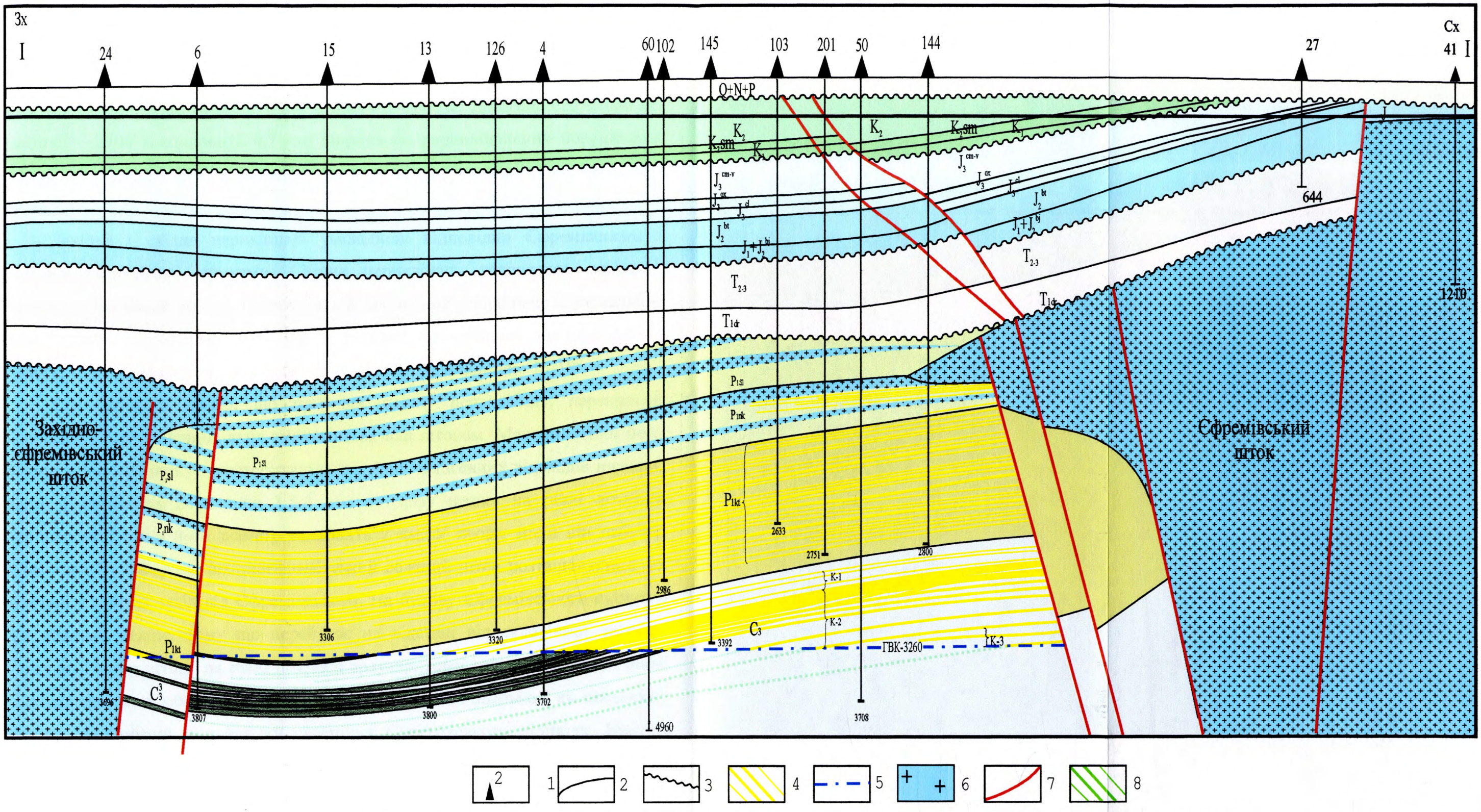


Рис. 5.8. Єфремівське газоконденсатне родовище
Структурна карта покрівлі картамиської світи (відбивіваючий горизонт $VIг_2$)
Масштаб 1 : 50 000
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Остапенко О.Ф., Халькової Л.П.)
2007 рік
1 - свердловина, номер; 2 - ізогіпса покрівлі картамиської світи нижньої пермі;
3 - соляний шток; 4 -тектонічне порушення; 5 - контур газоносності; 6 - лінія розрізу



1 2 3 4 5 6 7 8

Рис. 5.9. Геологічний профіль по свердловинах Єфремівського газоконденсатного родовища

Масштаби: горизонтальний 1 : 50 000

вертикальний 1 : 10 000

склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Остапенко О.Ф., Халькової Л.П.)

2007 рік

1 - пробурені свердловини; 2 - межі стратиграфічних горизонтів; 3 - лінія розмиву;

4 - газонасичені пласти; 5 - газоводяний контакт; 6 - соляний шток; 7 - тектонічні порушення: 8 - водонасичені пласти.

структурних планів. Єфремівська структура є витягнутою в субширотному напрямку асиметричною брахіантикліналлю, яка ускладненена скидами, що облямовують структуру. Склепіння структури не порушене й абсолютна відмітка склепіння по горизонту IVг становить 1800 м. Довжина структури по ізогипсі – 2700 м становить 8,7 км, ширина по периклінальних порушеннях 5,5 км; по ізогіпсі - 3300 м розміри - по короткій осі складки 8 км, по довгій 11 км.

Західна і східна перикліналі ускладнені відповідно Єфремівським і Західноєфремівським штоками. Східна перикліналь ускладнена скидами. Західна перикліналь полога, витягнута, а її закінчення ускладнене порушенням. Кути падіння переклиналі 6-8°. Крила складки асиметричні: північне крило пологе, тоді як південне крило падає з кутами 10-14°, а північне 16-18°.

Єфремівський діапір, що прориває східну перекліналь, перекритий відкладами T_1dr, товщина яких зменшується над штоком. Максимальний його розмір (у поперечнику) спостерігається на рівні хемогенних відкладів нижньої пермі і становить не менше 3,5-4 км, по зрізу штоку на рівні покрівлі картамиської світи його діаметр становить 2 км. У цьому місці він набуває стовбоподібної форми. Західноєфремівський соляний шток розташовується на відстані 15 км на захід від Єфремівського. На будову Єфремівського підняття він впливає менше, тому що перебуває на відстані від склепінної частини складки. Розмір штоку на рівні покрівлі араукаритової світи 1,5-2 км, на рівні нижньопермських хемогених відкладів 4-4,5 км, із яких близько 2 км становить карниз, розвинутий у напрямку склепіння Єфремівського підняття. Контур ніжки Єфремівського та Західноєфремівського штоків не підтверджено жодною свердловиною.

У будові Єфремівської структури спостерігається значна кількість розривних порушень, які обмежують її майже з усіх боків. Найбільш значне за довжиною, амплітудою та структурним значенням порушення розташоване у склепінній частині палеозойського підняття. Воно простягається з півночі на південь майже прямолінійно і простежується від карбону до дронівської світи

тріасу. Напрямок падіння скиду східний, під кутом 70-75°. Амплітуда скиду по картамиських відкладах (вапняк Q_{10}) до 1600 метрів. Це порушення виконує роль екрану, завдяки чому газоносний розріз контактує із соленосними породами нижньої пермі, які забезпечують надійну ізоляцію покладу.

Як видно з наведених рис. 5.8, 5.9, усі порушення на родовищі можна поділити на два типи:

1. Порушення скидового типу незначної амплітуди, які не екранують поклади, тому що по площині зміщувача не відбувається зсув хемогенних відкладів нижньої пермі на рівень газоносних горизонтів теригенної частини нижньої пермі та верхнього карбону.

2. Порушення в центральній і південній частині структури, які мають значну амплітуду зсуву, внаслідок чого екранують пласти у нижньопермській та верхньокам'яновугільній частинах розрізу.

Таким чином, одні тектонічні порушення виступають в якості екранів, що утворюють пастку і сприяють збереженню покладів, а інші поклади не екранують.

На глибинах 3000-4000 м збільшується тріщинуватість порід, яка відіграє важливу роль на ділянках розвитку дрібнозернистих глинистих пісковиків та алевролітів, міжгранулярна пористість та проникність яких на цих глибинах зазвичай невелика. [81].

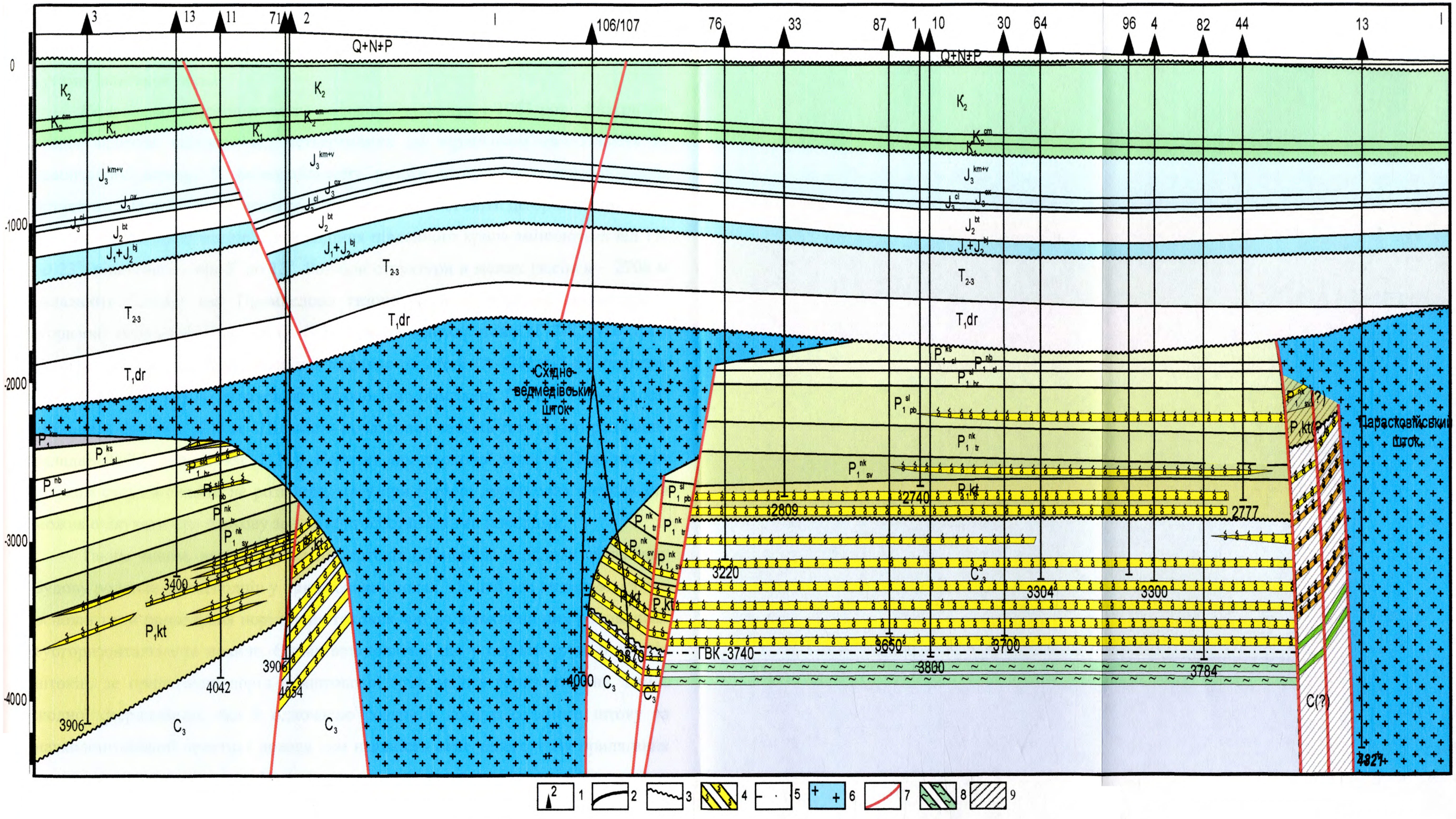
Два соляних діапіри, Єфремівський і Західноєфремівський, не відіграють значної ролі в екрануванні покладу Єфремівського родовища. Основний блок родовища, що містить великий масивно-пластовий поклад у картамиській світі нижної пермі, араукаритовій та авилівській світах верхнього карбону, обмежений з усіх боків розривними порушеннями типу скидів, амплітуда яких коливається від 150-200 до більше 1000 метрів, тобто з амплітудами, які співвідносяться з висотою газового покладу. Ніжка Єфремівського штоку сама по собі не є екраном масивно-пластового покладу і роль екрану в цій частині родовища виконують розломи, по яких газоносний розріз контактує з соленосними породами хемогеної частини нижньої пермі, що забезпечує

надійне запечатування покладу. Аналогічне екранування спостерігається майже по всьому периметру газового покладу, аж до Західно-Єфремівського штоку [143].

Контур Західноєфремівського штоку не розкрито свердловинами. Але свердловина 6 довела наявність приштокової зони, в якій породи залягають під кутом більше ніж 15°.

Мелехівське газоконденсатне родовище відкрито у 1967 році (рис. 3.5, 5.10). Розкритий розріз включає відклади від четвертинних до девонських. По верхньокам'яновугільних відкладах структура є брахіантикліналлю субширотного простягання з широким склепінням і досить крутими крилами (10°-15°). Західна та східна перекліналі обмежені Східноведмедівським та Парасковійським соляними штоками. В межах ізогіпси -3700 м розмір підняття складає 6,2х4,2 км, амплітуда 450 м. З горизонтами А-6-7, Г-7-9, Г-10-12 пов'язані масивно-пластові склепінні тектонічно та літологічно екрановані поклади, а з горизонтами А-3, А-5 – пластові склепінні літологічно обмежені (рис. 5.10). Колекторами газу в хемогенній товщі нижньої пермі виступають мергельно-вапнякові породи і доломіти псевдоолітової структури кавернозно-порового і тріщинно-порового типу. Їх відкрита пористість коливається в широких межах, від 5,2 до 18%, іноді до 22,6%. У газоносних інтервалах переважають значення 15-16%. По керну газопроникність змінюється від 0,2 до 1-4 мД. Тут колекторами є вапняки, пісковики та алевроліти. Теригенні породи розповсюджені здебільшого в святогірському горизонті і характеризуються значенням пористості від 4,1 до 18,1%, зазвичай 6-9%, і газопроникністю менше 0,16 мД. У вапняках відкрита пористість коливається від 4.9 до 12,6%. У розрізі хемогенної товщі карбонатні і теригенні пласти вміщують значну частину кам'яної солі та характеризуються мінливими колекторськими властивостями [144].

Початкові запаси газу на цьому родовищі становлять 2,1 млрд.м^3/км^2 [132]. Висота поверху газоносності сягає до 1690 м. Контакт Парасковійського соляного штоку з родовищем свердловинами не



1 2 3 4 5 6 7 8 9

Рис. 5.10. Геологічний профіль по свердловинах Мелехівського газоконденсатного родовища

Масштаби: горизонтальний 1 : 40 000

вертикальний 1 : 20 000

склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Бартащука О.В., Істоміна О.М., Чернякова О.М., Головашкіна А.О.)

2007 рік

1 - пробурені свердловини; 2 -межі стратиграфічних горизонтів; 3 -лінія розмиву;

4 - газонасичений пласт; 5 - ГВК; 6 - соляний шток; 7 - тектонічне порушення; 8 - водоносний пласт; 9 - прогнозний приштоковий блок (за Локтєвим В.С.)

розкритий. Контакт Східноведмедівського соляного штоку свердловинами розкритий, св. 12 двічі. Ними доведено наявність приштокової зони із значними кутами залягання порід.

Кегичівське газоконденсатне родовище відкрито у 1963 році. Розкритий розріз включає відклади від четвертинних до верхньокам'яновугільних та девонського штоку. У палеозойському розрізі структура є міжкупольним підняттям. По покрівлі горизонту А-6-7 картамиської світи це брахіантикліналь субширотного простягання. Кути падіння південного крила змінюються від 15° до 23°, північного - від 5° до 13°. Розміри структури в межах ізогіпси – 2700 м складають 7,1х4,3 км. Промислово газоносними є відклади микитівської (горизонт А-3) і картамиської (А-6-7), а також араукаритової (Г-7-8, Г-10) світ. Газоконденсатні поклади склепінні масивно-пластові (А-6-7, А-7-8), пластові (А-3, Г-10) тектонічно екрановані і літологічно обмежені. Поверх газоносності становить близько 1200 м. Щільність початкових запасів газу цього родовища складає 0,675 млрд.м^3/км^2 [132]. Контакт приштокової зони з Павлівським штоком свердловинами не розкрито, тому при бурінні додаткових свердловин можна очікувати приштокову зону з крутопоставленими породами.

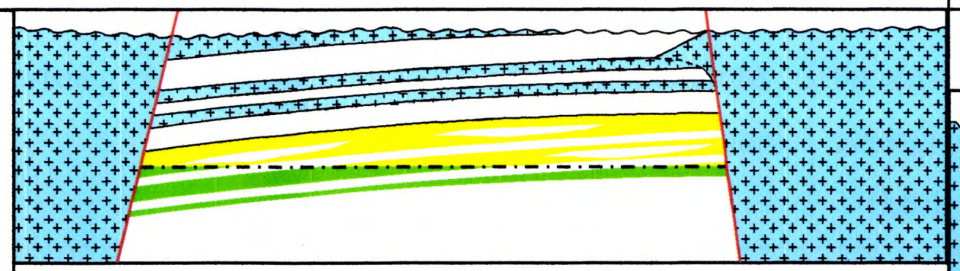
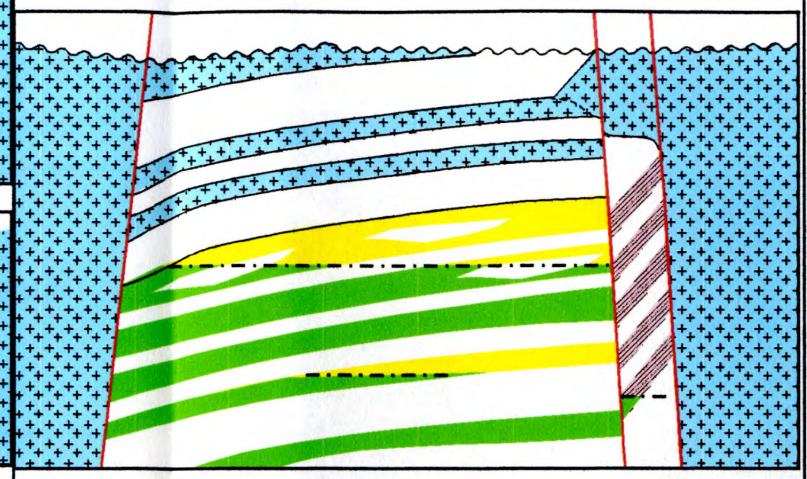
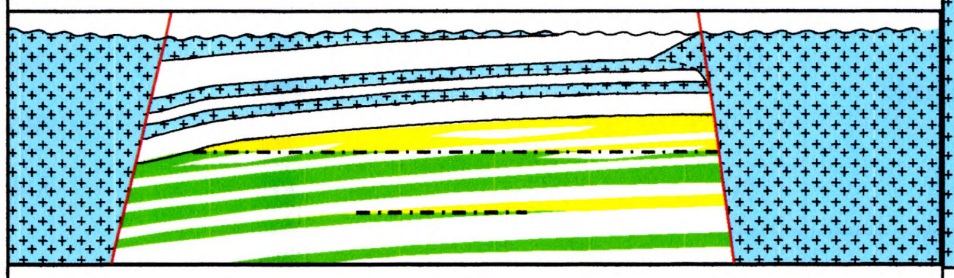
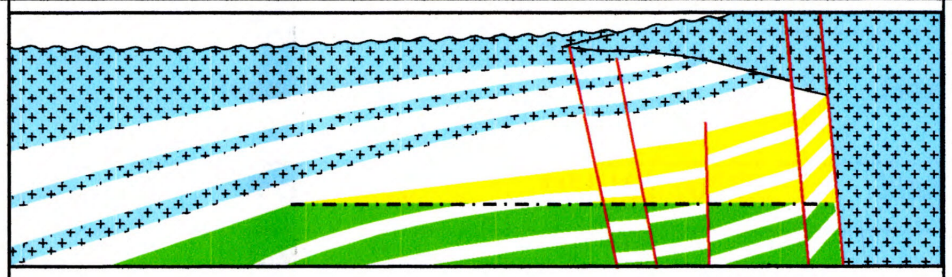
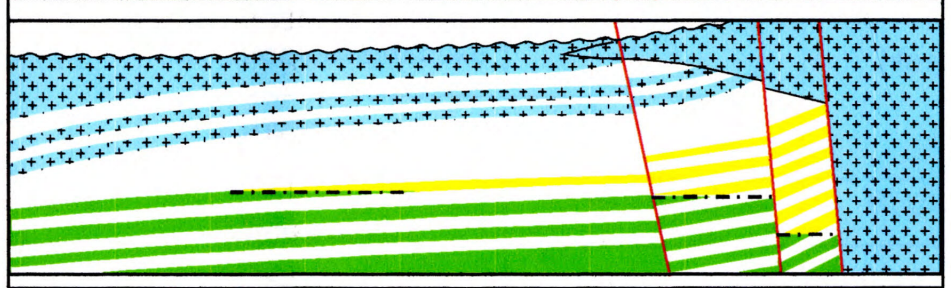
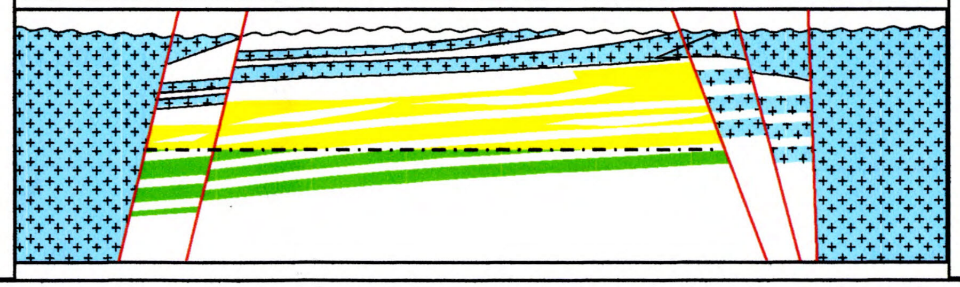
Таким чином, наявність соляних штоків обумовила особливу геологічну будову родовищ вуглеводнів у приштокових зонах. На цей час виділяються два основні типи прилягання порід приштокових зон до штоків на цих родовищах: субгоризонтальне та похиле. Однак встановлено, що у першій групі біля всіх штоків, де прилягання порід приштокової зони майже горизонтальне, немає жодної свердловини, яка б одночасно розкрила контур соляного штоку та навколоштоковий простір і довела тим наявність саме такого типу прилягання порід до соляного штоку. На всіх інших групах родовищ контакти порід з соляними штоками, а отже, і типи пасток, підтверджено свердловинами. Це дає змогу дійти висновку, що виключно субгоризонтальне прилягання порід до соляного штоку на цих структурах можна поставити під сумнів. Більш того, можна висловити припущення, що такого способу прилягання кам'яновугільних порід до соляних штоків не існує (рис. 5.11.).

Проаналізувавши вищевказане, можна зробити загальний висновок: по периметру соляних штоків у південно-східній частині ДДз обов'язково повинні знаходитися крутопоставлені приштокові блоки порід (задири), що встановлено шляхом аналізу будови родовищ, ускладнених соляними штоками, та інформативності сейсмічних методів, тому що, по-перше, низька здатність польових геофізичних методів не дозволяє виявляти такі блоки; по-друге, приштокові зони недостатньо вивчені свердловинами(табл. 5.1).

Тобто основною із виявлених закономірностей геологічної будови родовщ, що розташовані біля соляних штоків, є обов'язкова наявність блоків крутопоставлених порід (задири) у приштокових зонах.

5.2. Перспективи нафтогазоносності приштокових зон у південно-східній частині ДДЗ

Щодо перспектив, які витікають із проведеного аналізу, слід виділити наступний першочерговий об'єкт для пошуку покладів вуглеводнів — ділянку між Західнохрестищенським ГКР та Хрестищенським штоком, де у приштоковій зоні слід очікувати крутопоставлені блоки шарів порід. Це родовище знаходиться між Білухівським та Хрестищенським соляними штоками і за величиною початкових запасів є другим в Україні. Контур цього штоку не розкритий свердловинами і умовно прийнятий по зоні втрати кореляції сейсмічних відбиваючих горизонтів. Але Червоноярське газоконденсатне родовище, яке розташоване на відстані 2 км на північний схід від Західнохрестищенського і ускладнене цим же соляним штоком, має у своїй будові крутопоставлений блок верхньокам'яновугільних порід. Тобто можна висловити припущення, що і на Західнохрестищенському родовищі є приштоковий блок шириною до 1 км, екранований розривним порушенням зі своїм газоводяним контактом. Виходячи з того, що за аналогією з Червоноярським ГКР, на якому щільність початкових запасів на 1 км^2 складали

Номер групи	Підгрупа	Будова відкритих родовищ (принципова схема - повздовжні профілі)	Прогнозна будова родовищ (принципова схема)	Характеристика родовищ	Родовища, де зустрінуто представлені типи покладів
1	А			Масивно-пластові чи багатопластові поклади з субгоризонтальним приляганням порід до соляного штоку. *Покришка*(1А) - ритмічне перешарування солі та евапорітових порід хемогенної частини нижньої пермі; *Покришка*(1Б) - те ж саме що і в 1А, для окремих пластів - аргіліти. *Боковий екран* - ніжка соляного штоку(?). ***Прогнозуються*** приштоковий блок крутопоставлених порід з нафтогазоносними горизонтами	Західнохрестищенське, Мелехівське (зі сторони Парасковійського штоку), Західнососнівське
	Б				Кегичівське, Машівське, Ланнівське, Західно-єфремівське
2	А			Масивно-пластові чи багатопластові поклади з крутопоставленими блоками порід, що прилягають до соляного штоку. *Покришка* - ритмічне перешарування кам'яної солі та евапорітових порід хемогенної частини нижньої пермі; *Боковий екран:* 2А - ніжка соляного штоку; 2Б - для приштокових покладів - ніжка соляного штоку, для інших покладів, що перебувають у приштоковій зоні, але не мають контакту з соляним штоком - тектонічні порушення; Крутопоставлені приштокові блоки по периферії екрануються тектонічними порушеннями. 2В - опущений приштоковий блок, складений хемогенними породами нижньої пермі (не продуктивний). Екран для родовищ першої (1) та другої (2) групи по периферії структурний, літологічний чи тектонічний (значно опущені блоки хемогенних порід).	Ведмедівське, Західно-ведмедівське, Новоукраїнське, Чутівське, Веснянське, Розпашнівське, Червоноярське, Східноведмедівське, Котлярівське
	Б				
	В				Єфремівське (зі сторони Єфремівського штоку), частково Мелехівське (зі сторони Східно-ведмедівського штоку)

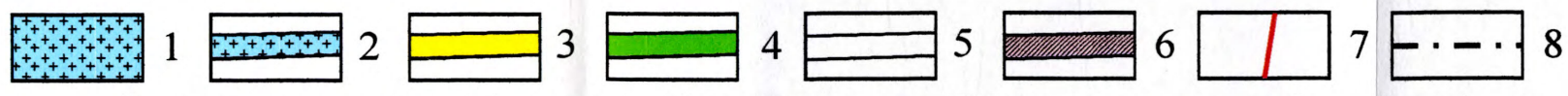


Рис. 5.11. Принципові схеми відкритих родовищ південно-східної частини ДДз, що ускладнені соляними штоками
Склав: Локтєв В.С.
2007 р.
1 - соляний шток; 2 - пласти кам'яної нижньопермської солі; 3 - колектори з газонафтовим насиченням;
4 - водонасичені колектори;5 - щільні породи; 6 - перспективні горизонти, що прогнозуються; 7 - розривні порушення; 8 - газоводяний контакт

Таблиця 5.1.

Перспективність відкриття приштокових блоків крутопоставлених порід

	Соляний шток	Родовища, пов'язані з соляними штоками	Свердловини, які розкрили контур соляного штоку	Наявність приштокових блоків з кутами залягання порід більше 30°
1	Білухівсько-Розпашнівсько-Чутівський	Новоукраїнське	103, 105	Наявні
		Чутівське	6, 8, 21, 28, 30, 62, 66-68	
		Розпашнівське	5, 11, 8, 89-91,	
		Західно-хрестищенське	Відсутні	Відсутні
2	Хрестищенський	Червоноярське	2, 8, 17, 18, 20, 14/25	Наявні
3	Тарасівський	Веснянське	100/101 105біс	Наявні
4	Ведмедівський	Ведмедівське	29, 11/15, 118, 124	Наявні
		Західноведмедівське		
		Котлярівське	3, 8/16	
5	Парасковійський	Мелехівське	Відсутні	Відсутні
6	Східноведмедівський		5, 15, 106	Наявні
		Східноведмедівське	5, 6	
7	Західно-єфремівський	Західноєфремівське	Відсутні	Відсутні
		Єфремівське		
8	Єфремівський			
9	Соснівський	Західнососнівське	Відсутні	Відсутні
10	Павлівський	Кегичівське	Відсутні	Відсутні

до 4 млрд.м^3/км^2 [145], запаси газу в цьому блоці Західнохрестищенського родовища можуть бути понад 10 млрд.м^3 (довжина блоку по периметру контуру штоку – до 8 км, мінімальна ширина блоку, що прогнозується, до 0,3 км). Аналогічні пошукові об'єкти нами виділено також і на інших територіях. Нижче наведена класифікація за черговістю вводу у пошукове буріння:

- першочергові об'єкти: прогнозні блоки крутопоставлених порід, що знаходяться між відомими родовищами та відомими соляними штоками (Західнохрестищенське газоконденсатне родовище, Мелехівське газоконденсатне родовище (біля Парасковійського соляного штоку) та ін.). Опошукування цих об'єктів буде проведене з мінімальним фінансовим ризиком. у разі якщо продуктивність виділених блоків не підтвердиться, оскільки приштоковий блок може бути гіпсометрично нижче, ніж відповідні породи поза приштоковою зоною, то траєкторію свердловин можна буде спрямувати в продуктивні горизонти розташованого поряд родовища. При успішній розвідці цих блоків введення їх в експлуатацію буде проведено також з мінімальними витратами, оскільки поряд є необхідна інфраструктура. Сумарна довжина площі приштокових блоків цієї черги складає 25 км, перспективні ресурси вуглеводневої сировини становлять близько 50 млн. т у.п.;

- другочергові об'єкти: прогнозні блоки порід навколо відомих соляних штоків. Відрізняються від попередніх тим, що перспективні блоки безпосередньо не межують з відомими родовищами. Навколо даних соляних штоків родовища з крутопоставленими блоками у приштокових зонах (I підзона) вже відкрито, але ще залишились нерозвідані блоки (Західноновоукраїнська площа, що примикає до Чутівсько-Розпашнівсько-Білухівського соляного штоку, Берестовеньківська чи Південнохрестищенська площа, яка знаходиться з південної сторони Хрестищенського соляного штоку, перспективні блоки по периметру Тарасівсько-Єлізаветівського соляного штоку та багато інших). Розвідка таких блоків більш ризикована. Довжина площі з

приштоковими блоками цієї черги складає 90 км, ресурси вуглеводневої сировини становлять 180 млн. т у.п.;

- об'єкти третьої черги: блоки прогнозуються між відкритими родовищами біля соляних штоків, навколо яких родовища з крутопоставленими приштоковими зонами ще не відкриті, але прогнозуються з різним ступенем вірогідності за гравіметричними (рис. 3.20) та іншими [146, 147] даними, тобто де значення Kinc.d біля умовного контуру штоку не перевищує 1,5. Такими є приштокові зони навколо Павлівського, Соснівського, Парасковійського та інших соляних штоків. Довжина площі розповсюдження приштокових блоків цієї черги складає 70 км, ресурси вуглеводневої сировини становлять 140 млн. т у.п.;

- об'єкти четвертої черги: прогнозні блоки навколо соляних штоків, де регіонально промислові поклади ще не відомі, але прогнозуються за результатами різних досліджень (Олексіївський, Миронівський, Біляєвський, Берецький та ін.). Довжина приштокових блоків цієї черги складає щонайменше 250 км, перспективні ресурси вуглеводневої сировини становлять 500 млн. т у.п. (рис. 5.12);

- об'єкти п'ятої черги: прогнозні блоки навколо соляних штоків, які тільки прогнозуються за даними польових геофізичних та інших методів по всій території південно-східної частини ДДз з різним ступенем вірогідності (Яковенківський(?) шток та ін.). Мінімальна прогнозна довжина приштокових зон складає 50 км, мінімальні ресурси вуглеводневої сировини становлять 100 млн. т у.п.

Для успішного опошукування таких об'єктів актуальним завданням є розробка методів для більш упевненого визначення контурів соляних штоків: таких методів, що базуються не на властивостях фізичних полів, а на літологічних, тектонічних, стратиграфічних особливостях та інших, суто геологічних параметрах гірського масиву. Тому проблема визначення контуру соляного штоку залишається актуальною і на сьогодні, її вирішення може бути

здійснено шляхом планомірної розвідки приштокових зон та за результатами буріння свердловин [148].

При визначенні прогнозних ресурсів використовувалась наступні параметри: середня ширина відомих приштокових блоків крутопоставлених порід приблизно 1 км, середня щільність запасів для продуктивних горизонтів цих зон 2 млн. т у.п., причому мінімальна щільність запасів на відомих родовищах у продуктивних горизонтах блоків крутопоставлених порід складала 0,5 млн. т у.п. на км^2 (Котлярівське родовище, яке знаходиться із південного боку Ведмедівського штоку), а максимальна 6,5 млн. т. у.п. на км^2 (Західноведмедівське родовище - північний бік цього ж штоку). Тобто, сумарна довжина прогнозних приштокових блоків складає близько 450 км, та сумарні прогнозні ресурси газу досягають майже 1 млрд. т у.п. Визначення кількості прогнозних соляних штоків проводилося на основі аналізу гравіметричних та інших методів польової геофізики (рис. 5.13).

Оскільки у південно-східній частині ДДз коефіцієнт успішності пошуково-розвідувальних робіт дорівнює 0,3, то досить впевнено можна прогнозувати розширення відомих та відкриття нових родовищ нафти і газу з сумарними запасами щонайменше 300 млн. т у.п., що відповідає майже половині унікального Шебелинського газоконденстатного родовища [149].

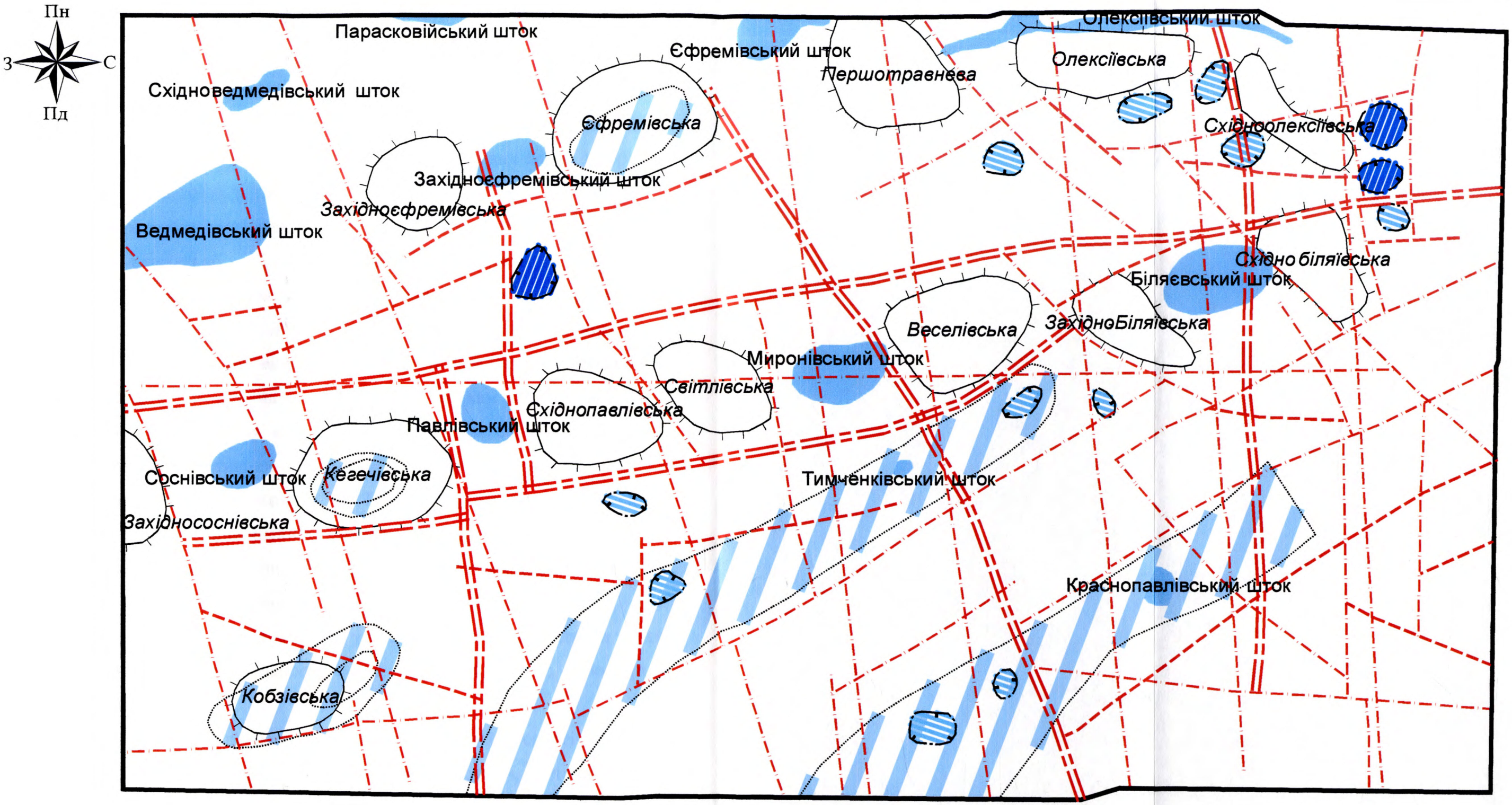


Рис. 5.13. Тектонічна схема
з прогнозними соляними штоками, виділеними за гравіметричними даними
склав: Локтєв В.С. (за матеріалами Чернякова О.М.)
Масштаб 1:200 000
2007 рік

1 - регіональні тектонічні порушення I рангу; 2 - регіональні тектонічні порушення II рангу;
3 - регіональні тектонічні порушення III рангу; 4 - соляні штоки; 5- можливі соляні тіла; 6 - виявлені великі підняття;
7 - можливі соляні штоки з високим ступенем вірогідності; 8 - можливі соляні штоки з низьким ступенем вірогідності

ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі науково і практично обґрунтовано вирішення актуальної проблеми нафтогазової геології - визначення контурів соляних штоків у південно-східній частині ДДз, де у приштокових зонах зосереджена значна кількість нафтових та газових родовищ.

За результатами дослідження відкладів, які перекривають соляні штоки встановлене аномальне збільшення товщин окремих стратиграфічних комплексів порід. Одним з таких стратиграфічних підрозділів є горизонт, що вміщує відклади нижньої юри та байоського ярусу середньої юри. Також встановлено, що певні значення товщин цього комплексу співпадають із контурами соляних штоків на рівні пермської та кам'яновугільної систем. Співвідношення товщин цих відкладів над контуром соляного штоку та в межах тектонічно неактивних ділянок за межами впливу соляних штоків однакове і складає у середньому 1,52. Точність прогнозу контурів соляних штоків за вказаним співвідношенням становить не менше 50 метрів.

Проведеними дослідженнями встановлена закономірність зростання коефіцієнта збільшення діаметра свердловин з наближенням до штоку. Статистичний аналіз дозволив виділяти у приштокових зонах підзони з різним рівнем тектонічної деформованості порід, яка виникла під дією процесу розвитку соляних штоків.

На підставі проведенного аналізу особливостей геологічної будови родовищ вуглеводнів, ускладнених соляними штоками, встановлено, що найбільш перспективними для утворення покладів вуглеводнів є перша підзона, що вміщує у собі приштокові блоки крутопоставлених шарів деформованих гірських порід (задири), які утворилися при прориві осадових порід соляними штоками.

Практичне значення проведених наукових висновків надає можливість:

- прогнозувати контури соляних штоків на рівні пермі та карбону шляхом визначення товщини комплексу, що вміщує відклади нижньої юри та байоського ярусу середньої юри;

- підвищити можливість геологічного прогнозування нафтогазоносності у приштокових зонах за рахунок аналізу рівня деформованогоко стану порід через коефіцієнт збільшення діаметра стовбуру свердловин;

- обґрунтувати черговість введення приштокових зон у пошукове буріння за їх перспективністю в нафтогазоносному відношенні та оцінити їх прогнозні ресурси.



СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. *Толкунов А.А.* Огляд деяких басейнів світу з проявами соляної тектоніки у зв'язку з нафтогазоносністю // Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. праць. Вип. 2 – К., 2005. – С.65-69.
2. *Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф.* Парагенезисы соляных минералов и гидрохимические типы галогенеза. – Исв. АН СССР. Сер. Геол., 1975, № 8.– С.88-94.
3. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза.–М.: АН СССР, 1962. – 550 с.
4. *Яншин А.Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторые вопросы формирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика. – 1961.-№1.- С. 3-15.
5. *Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей.–М.: Изд-во Моск. ун-т, 1962. – 397 с.
6. *Рослий І.С.* Регіональний рифтогенез, геодинаміка і нафтогазоносність Дніпровсько-Донецького авлакогену. Монографія.-К.:УкрДГРІ, 2006.-330 с.
7. *Доленко Г.Н.* Происхождение нефти и газа и нефтегазонакопление в земной коре.–К.: Наук. думка, 1986. – 136 с.
8. *Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф.* Геология галогенных отложений (формаций) СССР.-М.: Гостоптехиздат, 1960. – 424 с.
9. *Richter-Bernburg G.* Zur frange der Absoluten Geschwindigkeit Geologishcer Vorgangs// Naturnisseschaften.-1950.-Vol. 37, №1. – P. 49-58.
10. *Фивег М.П.* О длительности накопления соляных толщ: Сб. науч. тр.-М.: ВНИИГ.-1954.-Вып. 29. – С. 341-350.
11. *Lotze F.* Steinsalz und Kalisalz. 2. Aufl., 1 Tail, Vorlag Gebruder Borntraeger.- Berlin: Nikolassee, 1957. –P. 37-53.
12. *Borchert H.* Ozeane Salzlagerstaetten. Vorlag Gebruder Bornfraeger.–Berlin: Nikolassee, 1959.-237 p.
13. *Линецкий В.Ф.* Миграция нефти и формирование ее залежей.–К.: Наук. думка, 1965.-198 с.

14. *Кип R.* Tiefenberechnung des Zechsteinsmeires nach dem Bromgehalt der Zalze // Zeitschrift d. deutsche geol. Ges.-Hannover, 1955.-P. 646-663.

15. *Китык В.И.* Условия образования соляных структур. – К.: АН УССР, 1963.-291 с.

16. *Китык В.И.* К проблеме соляного тектогенеза // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. – К.: Наук. думка, 1966.–С. 5-25.

17. *Voitesti I.P.* Zagadnienie Pochodzenia ropy w Karpatach Rumunskich// Zjawiska diapirysm oraz geologia zloz bitumicznych Rumunij.-1935.-P. 70-97.

18. *Галушко П.Я.* О происхождении соляных куполов УССР // Тр. нефтяной конференции 1938 г.–К.: Изд-во АН УССР, 1939. – С. 217-226.

19. *Сельський В.А.* Основні риси тектоніки Дніпровсько-Донецької западини в світлі результатів геофізичних робіт. – К.: АН УРСР, 1940.–С. 184-193.

20. *Скачедуб Е.А.* Использование данных о составе пород кепроков соляных структур для реконструкции условий формирования Днепровско-Донецкой впадины в позднем девоне // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза.-М.: Наука, 1986. – С. 154 - 158.

21. *Доленко Г.Н.* Геология нефти и газа Карпат.–К.: АН УССР, 1962.–386 с.

22. *Доленко Г.Н.* Особенности строения и условия накопления соленосных толщ Карпатского региона // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур.–К.: Наук. думка, 1996. – С. 252-261.

23. *Доленко Г.Н.* Соляной тектогенез и нефтегазоносность // Геология и геохимия соленосных отложений нефтегазоносных провинций.-К.: Наукова думка, 1990.- С.4-15

24. *Созанский В.И.* Геология и генезис соленосных образований. – Киев: Наукова думка, 1973. – 200 с.

25. *Васильченко А.А., Черняков А.М.* Палеогеографические и геохимические аспекты процесса накопления мощных соленосных толщ // Литология

осадочного чехла УССР (палеогеографические аспекты): Мат. IV республ. совещ. (Керчь, 29 сентября – 2 октября 1987 г.)/ АН УССР. Ин-т геол. наук.- Киве: Наук.думка, 1991.-С.253-259.

26. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники нефтегазоносных областей.–М.: Гостоптехиздат, 1952. – 506 с.
27. *Китык В.И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины.–К.: Наук. думка, 1970. – 200 с.
28. *Чекалюк Э.Б.* Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти.–К.: Наук. думка, 1971. –253 с.
29. *Линецкий В.Ф.* Миграция нефти и формирование ее залежей.-К.: Наук. думка, 1965. – 198 с.
30. *Колодий В.В.* Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти и газа.-К.: Наук. думка, 1983.–246 с.
31. *Гончаров Е.К.* Особенности размещения залежей углеводородов Днепровско-Донецкой впадины в связи с разрывной тектоникой: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук.:04.00.17 / Институт геологии и разработки горючих ископаемых.-М., 1982.- 24 с.
32. *Брынза Н.Ф.* Геологическое развитие, строение и перспективы нефтегазоности юго-востока Доно-Днепровского авлакогена/ Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук.:04.00.17/ Исктитут геологических наук АН УССР.- К., 1975.-26 с.
33. *Черняков А.М.* Соляные тела юго-востока Днепровско-Донецкой впадины и их участие в формировании месторождений газа и нефти: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.:04.00.17 / Московский ордена Трудового Красного Знамени институт нефтехимической и газовой промышленности им. И.М. Губкина.-М., 1974.-25 с.
34. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология / изд-во Московского университета. – М., 1956.- 479 с.
35. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники / изд-во “Недра”.- М., 1975. – 264 с.

36. Інтенсивність галокінезу – критерій оцінки перспективності солянокупольних структур / *Височанський І.В., Зюзкевич М.П., Макрідіна Л.В., Павленко П.Т., Тесленко-Паномаренко В.М.* // Нафта і газ України: Матеріали 6-ї Міжнародної науково-практичної конференції «Нафта і газ України - 2000». Івано-Франківськ, 31 жовтня – 31 листопада 2000р.: Івано-Франківськ:Факел,2000.-Том.1.-207-208 С.

37. *Височанський І.В.* Структури-пастки нафти і газу платформових регіонів (на прикладі Дніпровсько-Донецької западини): Автореф. дис. … докт. геол.-мін.наук.: 04.00.17 / Інститут геології і геохімії горючих копалин.-Львів, 1994.-61 с.

38. Методика разведки ловушек газа в приштоковых зонах ДДВ / *Истомин А.Н., Брынза Н.Ф., Цупило Т.С., Ульянов М.Г.* // Геология нефти и газа.-1987.-№ 3.-С. 22-24.

39. По поводу критических замечаний к методике разведки ловушек газа в приштоковых зонах ДДВ / *Истомин А.Н., Брынза Н.Ф., Цупило Т.С.* // Геология нефти и газа. № 7, М.-1989.-С. 12 – 14.

40. Способ оконтуривания соляных штоков, имеющих козырьки.ВДНХ СССР. Павильон «Газовая промышленность» / *Истомин А.Н., Брынза Н.Ф., Сороченко Д.Р., Глова Г.И., Ульянов М.Г., Решетняк Л.Я.* // Москва, 1987.

41. *Орлов А.А.* Тектонические условия формирования сверхгидростатических пластовых давлений в нефтегазоносных регионах: Автореф. дис. … докт. геол.-мин.наук.:04.00.17 / Московский ордена Октябрської революции и ордена Трудового Красного Знамени институт нефтехимической и газовой промышленности им. И.М. Губкина.-М., 1983.- 41 с.

42. *Яковлев О.Э.* Условия формирования и перспективы открытия залежей газа в карбонатно галогенной толще перми юго-востока Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук.:04.00.17 / Всесоюзный научно-исследовательский институт природных газов.- М., 1984.- 23 с.

43. *Рослий І.С.* Геодинаміка і нафтогазоносність Дніпровсько-Донецького рифтогену: Автореф. дис. … докт. геол. наук.:04.00.17 / ІГН НАНУ. - Київ, 2001 р. – 36 с.

44. *Брагин Ю.Н.* Закономерности накопления и гипергенного изменения нижнепермской соленосной формации в Донецком бассейне // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза.-М.: Наука, 1986. – С. 129 - 135.

45. *Карпова В.Г., Шумилина Т.И.* О распространении глинистых минералов в триасовых отложениях восточной частин Днепровско-Донецкой впадины // доклады академии наук СССР.-1968.-Т. 178, № 4.-С. 931-934.

46. *Билык О.Д., Сухорский Р.Ф.* Основные экранирующие горизонты верхнего этажа нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины // Нефтяная и газовая промышленность.- 1968.-№3.-С. 4-6.

47. Типы соляных диапиров и их роль при формировании локальных структур Днепровско-Донецкой впадины / *Чирвинская М.В., Забелло Г.Д., Смекалина Л.В., Турчаненко Н.Т.* // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур (материалы певрвого симпозиума, г.Львов, 1964 г.).-К.:Наукова думка, 1966.-С.160-169.

48. *Солодуб В.Б., Бородулин М.И., Чекунов А.В.* Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов // Геологический журнал.-1977.-т.37, №2.-С. 23-31.

49. *Андреева Р.И., Червинская М.В.* Гипсометрия фундамента Днепровско-Донецкой впадины // Геология нефти.-1958.-№6.-С. 55-61.

50. Блоковая тектоника кристаллического фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена (в связи с нефтегазоносностью) / *И.И. Чебаненко, А.В. Чекунов, В.П. Клочко и др.*-К.: Наук. думка, 1991.- 102 с.

51. *Тхоржевский С.А., Черняков А.М.* О бортовых “зонах окаймления” Днепровско-Донецкой впадины // Нефтегазовая геология и геофизика.-1969.-№ 3.-С. 27-32.

52. *Черняков О.М., Лизанець А.В., Ульянов М.Г.* Перспективи і тактика пошуків крупних родовищ газу та нафти // Питання розвитку газової промисловості України.-Харків:УкрНДІГаз, 2001. –№29.-С. 94-97.

53. *Черняков А.М.* Соляные диапиры Днепровско-Донецкой впадины и их связь с разломами // Бюл. Московского общества испытателей природы. Отделение геологическое. – М., 1981.–Вып.4.-Т.6.-С. 26-31.

54. *Зильберман В.И., Стерлин Б.П., Томашаунас Э.В.* Некоторые закономерности соотношения структурных планов верхнего палеозоя и мезозоя Днепровско-Донецкой впадины // Тр. Укрниигаза.–М.: Недра, 1969.-Вып.III.-С. 72-84.

55. *Томашаунас Э.В.* Типы соотношений структурных планов локальных поднятий Днепровско-Донецкой впадины // Тезисы докладов к конференции молодых специалистов Украинского научно-исследовательского института природных газов по вопросам геологии, добычи и транспорта газа.-Харьков, 1965.-С.7-9.

56. А.с. 872744 СССР, МКИ Е21В49/00 / В.И. Зильберман, И.Г. Черванев, А.М. Черняков, М.Г. Ульянов (СССР).-№ 2884826/18-25; *Способ* оконтуривания соляных штоков: Заявл. 11.02.81; Опубл. 15.10.81, Бюл. №38.-3 с.

57. *Маевский Б.И., Сафронова У.М.* Особенности генетической взаимосвязи между нефтенакоплением и сланцеобразованием в припятском прогибе в связи с перспективами его нефтеносности // Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений-№24.-1987.-С.10-14.

58. *Іванишин В.А.* Структурно-стратиграфічні і літолого-геохімічні критерії нафтогазоносності глибоко занурених відкладів Дніпровсько-Донецької западини: Автореф. дис. … докт. геол. наук: 04.00.17/ НАН України інститут геологічних наук.-К., 2005.- 47 с.

59. *Рябчун Л.И.* О влиянии разрывной тектоники на формирование солянокупольных поднятий в зонах краевых глубинных разломов

Днепровско-Донецкого рифта // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза.-М.: Наука, 1986. – С.129-135.

60. *Шпак П.Ф., Гавриш В.К., Муравський С.В.* Вплив різновікових розломів та геодинамічних напружень на процеси нафтогазонакопичення в Дніпровсько-Донецькій западині // Нафтова і газова промисловість.-Київ: Техніка, 1995.-С.11-13

61. *Черняков О.М., Локтєв В.С.* Нові докази геодінамічного зв'язку соляних штоків та структури кристалічного фундаменту в Дніпровсько-Донецькій западині // Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкти істотного приросту запасів вуглеводнів в Україні. Матеріали міжнародної наукової конференції (Харків 24-26 травня 2006 р.).-Харків, УкрНДІгаз, 2006. - С.52-54.

62. *Hossack J.* Geometric rules of section balancing for salt structures // Salt tectonic: A global Perspective, 1996, The American Association of Petroleum Geologist, Memoir 65, P.29-40.

63. *Rowan M.G.* A systematic technique for the sequential restoration of salt structures: Tectonophysics, v. 228, pp. 331-345.

64. *Стовба С.Н., Венгрович Д.Б., Подладчиков Ю.Ю.* Деформации осадочных толщ при соляном диапиризме: наблюдения и численные модели // Нафта і газ України:Матеріали 6-ої Міжнародної науково-практичної конференції «Нафта і газ України - 2000». Івано-Франківськ, 31 жовтня – 31 листопада 2000р.: Івано-Франківськ:Факел,2000.-Том.1.- С.147-148.

65. *Ларченков А.Я., Хныкин В.И.* Основные группы солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины и их территориальное распространение // Нефтегазовая геология и геофизика.-№10.-1969.-С.35-38.

66. *Андреева В.И.* Новые находки вулканогенных пород в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины: Зб. наук. тр. УкрНИГРИ.- Ленинград:Недра, 1964.-Вып.8.-С. 132-141.

67. *Коган В.Д.* Брекчиевидные песчаники и гравелиты – свидетели конседиментационного роста штоков девонской соли в раннепермское время // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур (материалы певрвого симпозиума, г.Львов, 1964 г.).-К.:Наукова думка. 1966.-С.216-223.

68. *Гарецкий Р.Г. Айзеберг Р.Е.* К методике составления региональных тектонических карт.-К.: Наук. думка, 1973.-63 с.

69. *Довжок Е.М., Пономаренко М.И., Клочко В.П.* Нефтегазоносность пород кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины // Нефт. и газовая пром-сть. -1987.-№3. -С. 9-12.

70. *Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И.* О палеозойском этапе формирования Днепровско-Донецкой впадины // Геотектоника.-1970.-№1.-С.53-60.

71. *Доброденев А.К.* Особенности геологического строения девонской палеовулканической области припятского прогиба в связи с нефтегазоносностью //Тезисы докладов всесоюзной конференции «Пути развития научно-технического прогресса в нефтяной и газовой промышленности». - М., 1986.- С. 7-8.

72. *Локтєв В.С., Черняков О.М.* Геодинаміка розвитку соляних штоків південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини / Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. праць. Вип. 3.- Київ, 2006.-С.88-97.

73. *Шумилина Т.И.* О свойствах глин как покрышек углеводородных залежей на примере триаса восточноукраинского газонефтеносного бассейна // Тезисы докладов к конференции молодых специалистов украинского научно-исследовательского института природных газов по вопросам геологии, добычи и транспорта газа.-Харьков, 1965.-С. 9-10.

74. *Промышленная* газоносность карбонатно-галогенной толщи нижней перми юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины / *Бобошко А.В.,*

Ульянов М.Г., Шехтман Л.И., Яковлев О.Э. // М.: ВНИИЭгазпром, 1985.-50 с.

75. *Терещенко В.А.* Районирование Днепровско-Донецкой впадины по условиям распределения начальных пластовых давлений // Геология нефти и газа.-1984.-№5.-С. 55-58.

76. *Геология* и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность / *Кабышев Б.П., Шпак П.Ф., Билык О.Д. и др.*; АН УССР. Ин-т геологических наук.-Киев: Наук. думка, 1989.-204 с.

77. *Берковська В.В., Олексюк В.І.* Оцінка міграції вуглеводнів у Дніпровсько-Донецькій западині за даними радіометрії гірських порід // Нафтова і газова промисловість.-1993.-№4.-С. 19-21.

78. *Зильберман В.И., Черняков А.М.* Дистанционное оконтуривание зон аномально высоких пластовых давлений и прогнозирование АВПД в экранирующих хемогенных толщах.-Харьков, 1985.-15 с. (Ротапр. / УкрНИИГаза; 85-85).

79. *Зильберман В.И., Черняков А.М.* Цикличность осадконакопления и прогнозирование газоносности структур, сопряженных с соляными телами/ // Геодинам. основы прогноза нефтегазоносности. Тезисы докл. I Всесоюзная конф.-М., 1988.-С. 514-516.

80. *Аналіз* геолого-геофізичних матеріалів з метою виявлення об'єктів, перспективних для пошуків нафти і газу в Кегичівсько-Миролюбівському районі: Звіт про НДР (заключн.) / Український науково-дослідний інститут природних газів.- УДК 553.981/982.04; № ДР 0195 V 026499; Інв. № 3197.-Харків, 1997.-75 с.

81. *Брынза К.Ф., Галян Л.Д., Гуневская О.М.* К вопросу о перспективах поисков промышленных залежей углеводородов на больших глубинах в юго-восточной части Днепровского грабена // Нефтяная и газовая промышленность.-1974.-№5.-С. 3-5.

82. *Каламкаров Л.В., Шафранов А.П., Тулминович Н.И. и др.* Методика геофических исследований областей развития соляной тектоники/ - Москва: Недра, 1975. – С.216.

83. *Мармалевський Н.Я., Мерщій В.В., Горняк З.В., Іваненко К.М., Постнікова Н.М.* Розробка методики обробки та інтерпретації даних 3D-сейсморозвідки для умов солянокупольної тектоніки ДДЗ//Матеріали 5-ї Міжнар. конф. «Нафта-Газ України-98».- Полтава: Українська нафтогазова академія, 1998.-Т.1.-С. 391-392.

84. *Мерщий В.В., Костюкевич А.С., Лесной Г.Д.*. Применение полноволнового сейсмического моделирования исследования эффектов, вызванных боковыми частями соляного диапира / Геофизический журнал - № 5, т.24. Киев.-2002 г. – С. 56-51.

85. *Панасенко В.В., Приходченко О.Е.* Особливості сейсмічної інтерпретації в умовах соляної тектоніки // Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. праць. Вип. 2 – К., 2005. – С. 50-52.

86. *Лизанець А.В., Некрасов А.О.* Комплексування площових геофізичних досліджень у зонах розвитку соляних штоків – крок до підвищення результативності пошуково-розвідувальних робіт// Питання розвитку газової промисловості України.-Харків: УкрНДІгаз, 2002. - № 30.-С. 168-173.

87. *Koyi Hemin, Aasen O., Nybakken S., Hogstad K., Torudbakken B.* Determining geometry of salt diapirs by depth modeling of seismic velocity pull-up // Oil and Gas Journal, 1992, v.90, № 40, p. 97-100.

88. *Koyi Hemin, Talbot B.O., Torudbakken B.* Salt tectonic in the Northeastern Nordkapp Basin, Southwestern Barents Sea // Salt tectonic: A global Perspective, 1996, The American Association of Petroleum Geologist, Memoir 65, pp. 437–447.

89. *Rowan M.G.* Structural styles and evolution of allochthonous salt, central louisiana outer shelf and upper slope // Salt tectonic: A global Perspective, 1996, The American Association of Petroleum Geologist, Memoir 65, pp. 199 – 228.

90. А.с. 1038916 СССР, МКИ G 01 V 9/00// E 21 B 49/00. Способ оконтуривания соляных штоков, имеющих козырьки/ *Истомин А.Н., Брынза Н.Ф., Сороченко Н.Ф., Глова Г.И., Ульянов М.Г., Решетняк Л.Я.* (СССР).- Заявл. 19.04.82.- Опубл. 30.08.83, № 3431832/18-25 - Бюл. № 32. – 6 с.

91. *Высочанский И.В., Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И.* Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины.-К. Наук. думка, 1981.- 227 с.

92. *Зильберман В.И., Черняков А.М.* Дистанционное оконтуривание зон аномально высоких пластовых давлений и прогнозирование АВПД в экранирующих хемогенных толщах: Методическое руководство.- Харьков, 1985.-15 с. (Ротапр./УкрНИИГаза;85-85).

93. *Локтєв В.С., Колєснікова Л.Р., Черняков О.М.* Розмив крейдяних відкладів і прогноз нафтогазоносності приштокових зон // Питання розв. газової промсті України: Зб. наук.пр. / УкрНДІгаз.-Харків, 2005.-вип.33.- С. 45-48.

94. Пат. 5677 Україна, МПК 7E21B43/00, E21B43/30, E21C39/00. Процес розвідки та розробки нафтових та газових родовищ / *Локтєв В.С., Черняков О.М., Явірський С.Ф., Локтєва Т.М.*: – Опубл. 15.03.2005, Бюл. № 3 – 3 с.

95. *Локтєв В.С.* Прогноз контура соляного штоку – шлях до приросту запасів у південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини // Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ.-2005.-№3. - С. 39 – 44.

96. *Локтєв В.С.* Тектонічні чинники визначення контуру соляного штоку у південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини / Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. пр. Вип. 2.- Київ, 2005.-С.29-32.

97. *Орлов О.О., Локтєв В.С., Трубенко О.М.* Прогноз контурів соляних штоків за даними розподілу товщин відкладів нижньої юри та байоського ярусу сердньої юри у південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини // Науковий вісник Національного технічного університету нафти і газу. – 2006. - № 2(14)-С.10–13.

98. *Локтєв В.С., Черняков О.М.* Визначеня меж соляних штоків геологічними методами у південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западині // Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкти істотного приросту запасів вуглеводнів в Україні. Матеріали міжнародної наукової конференції (Харків 24-26 травня 2006 р.), Харків, УкрНДІгаз, 2006. С.136-138.

99 . *Багринцева К.И.* Трещиноватость осадочных пород.-М.: Недра, 1982.-256 с.

100. *Гірничий* енциклопедичний словник, т.2 / За редакцією *Білецького В.С.*- Донецьк: Східний видавничий дім, 2002.- 632 с.

101. *Ромм Е.С.* Структуры порового пространства горных пород.-Л.: Недра, 1985.-240 с.

102. *Бузинов С.Н., Умрихин Н.Д.* Исследование нефтяных и газовых скважин и пластов.- М.: Недра, 1984.-269 с.

103. *Викторин В.Д., Лыков Н.А.* Разработка нефтяных месторождений приуроченных к карбонатным коллекторам.-М.: Недра, 1984. – 269 с.

104. *Боярчук А.Ф.* Современное состояние и перспективы развития промыслово-геофизических методов изучения трещинных коллекторов // Сер. Нефтегаз. геология и геофизика.–М.:ВНИИОЭГ, 1983.-55 с.

105. *Геофизические* методы изучения подсчетных параметров при определении запасов нефти и газа / *Вендельштейн Б.Ю., Золоева Г.М., Царева Н.В. и др.* – М.: Недра, 1985.–247 с.

106. *Aguilera R.* Current status on the study of naturally fractured reservoirs // The log Analyst.-1977.-№5-P. 3-9.

107. *Дахнов В.Н.* Интерпретация результатов геофизических исследований скважин.М.: Недра, 1982. – 352 с.

108. *Итенберг С.С., Шнурман Г.А.* Интерпретация результатов каротажа сложных коллекторов.-М.: Недра, 1985.–256 с.

109. *Дзебань И.П.* Аккустический метод выделения коллекторов с вторичной пористостью.-М.: Недра, 1981.–159 с.

110. *Александров Б.Л.* Изучение карбонатных коллекторов геофизическими методами.-М.: Недра, 1979.–200 с.

111. *Aguilera R., Van Poolen H.K.* How to estimate naturally fractured reservoirs from various well logs // The Oil and Gas J.-1978.-Vol.76.-P. 202-208.

112. *Suau J.* Fracture detection from well logs // The Log Analyst.-1980.-Vol.21, № 2.-P. 3-13.

113. *Currie J.B., Nwachukwu S.O.* Evidence on incipient fractures porosity in reservoir rocks at depth // Bull. of Canadian Petrol. Geol.-1974/-Vol.22, № 1/-P. 42-58.

114. *Багринцева К.И., Белозерова Г.Е., Суханова С.В., Шертуков И.В., Хитров А.М.* Трещиноватость низкопористых карбонатных пород и методы ее изучения // Геол. методы поисков и разведки месторождений нефти и газа.-М.:ВНИИЭМС.-1986. - 60 с.

115. *Вендельштейн Б.Ю., Золоева Г.М., Царева Н.В. и др.* Геофизические методы изучения подсчетных параметров при определении запасов нефти и газа / М.: Недра, 1985. – 247 с.

116. *Итенберг С.С.* Интерпретация результатов геофизических исследований скважин.-М.: Недра, 1972.-311 с.

117. *Мыслюк М.А., Ясов В.Г.* О гидродинамических исследованиях поглощающих трещиноватых пластов // Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений.-Львов: Вища школа, 1987.-№24. – С. 47-51.

118. *Сеид-Рза М.К., Фараджаев Т.Г., Гасанов Р.А.* Предупреждение осложнений в кинетику буровых процессов.-М.: Недра, 1991.- 272 с.

119. *Локтєв В.С.* Структура приштокового простору на прикладі Мелехівського родовища Дніпровсько-Донецької западини // Питання розвитку газової промисловості України.-Харків:УкрНДІГаз, 2005. –№33.-С. 91-95.

120. *Сельващук А.П., Лужков Л.Л., Ищенко И.М., Летуновский Г.А.* Прогноз осыпей глинистых горных пород при бурении скважин на газоконденсатных месторождениях Восточной Украины/ М.: ВНИИЭгазпром, 1986.- 41 с.

121. *Абдуллаев Р.М., Касимов И.Ф., Эюбов С.И.* Влияние угла залегания пластов на устойчивость стенок скважины // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ.-Баку: Адзербайджанский ордена Трудового Красного Знамени институт нефти и химии им. М. Азизбекова, 1987.-№ 6.-С. 30-33.

122. *Васильченко А.О.* Ентропія, осмос і ентропоосмос або чому руйнуються стінки свердловин // Нафтова і газова промисловість.-К.:Техніка.-№4.-1995.-С. 26-28.

123. *Локтєв С.В.* Забезпечення стійкості стінок похило спрямованих свердловин // Нафтова і газова промисловість.-К.:Техніка.-№ 4. - 1995. - С. 21-23.

124. *Васильченко А.О.* Удосконалення фізико-хімічних методів збереження стійкості стінок свердловини в процесі буріння: Автореф. дис. ... канд. техн. наук: 05.15.10 / Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу.- Івано-Франківськ, 2001. – 20 с.

125. *Воронин В.И., Зильберман В.И., Черняков А.М.* Взаимосвязь осложнений процесса бурения в визейскийх карбонатах Яблуновского ГКМ // Нефтяник. Изд-во "Недра", М.-1992.-С.21-24.

126. *Рачкевич Р.В.* Вдосконалення методів прогнозування довговічності бурильної колони в ускладнених умовах буріння свердловин Автореф. дис. ... на здобуття наук. ступ. канд. техн. наук. : 05.15.10 / Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу.- Івано-Франківськ, 2006. – 20 с.

127. *Величко М.Н., Лепленко Ю.Д.* Анализ причин образования желобов при бурении скважин // Нефтяная и газовая промышленность.-Киев.-1990.-№1.-С. 27-28

128. *Иогансен К.В.* Спутник буровика: Справочник - М.:Недра,1990. - 303 с.

129. *Летуновский Г.А.* О возможных причинах, вызывающих осыпи пород в отложениях пери и карбона ДДВ // Развитие газовой промылености Украинсокй ССР.-М.:Недра, 1970.-№4.-С.53-70.

130. Пат. 66066А. Україна. МПК 7G01N15/08. Спосіб визначення тектонічної деформованості гірських порід у приштокових зонах / Орлов О.О., Локтєв В.С., Трубенко О.М., Локтєв А.В. – Опубл. 15.04.2004, Бюл. №4, 2004 р. – 3 с.

131. *Локтєв В.С., Локтєв А.А.* Оконтурення соляних штоків у південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини з використанням даних аналізу тектонічно-напруженого стану порід приштокових зон // Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкти істотного приросту запасів вуглеводнів в Україні. Матеріали міжнародної наукової конференції (Харків 24-26 травня 2006 р.), Харків, УкрНДІгаз., 2006. С.132-134.

132. *Рябых О.О.* Оценка прогнозных запасов газа на месторождениях Днепровско-Донецкой впадины методом геологической аналогии // Развитие газовой промышленности Днепровско-Донецкой впадины и сопродельных территорий: Сб. науч. тр. ВНИИГАЗПРОМА.-М., 1980.-С. 31-36.

133. Атлас родовищ нафти і газу України / *Арсірій Ю.О., Гошовський С.В., Євдощук М.І., Забігайло В.Ю., Завя'лов В.М. та ін.*// Атлас родовищ нафти і газу України. Т. ІІІ.Львів. 1998. – 500 с.

134. *Гулый В.Д., Рогожин В.Ю.* Особенности строения и перспективы нефтегазоносности приштоковых зон в ДДВ на примере Червоноярского НГКМ // Областная научно-техническая конференция «Современные тенденции развития газовой промышленности УССР».-Харьков, 1989.-С. 26-27.

135. *Истомин А.Н., Цупило Т.С., Пивоваров А.П.* Перспективы наращивания нефтегазовых ресурсов приштоковой зоны по периметру Чутовско-Распашновско-Белуховского штоков (на примере Новоукраинского ГКМ) // Збірник наукових праць. Матеріали 5-ї Міжнародної конференції "Нафта – газ України – 98". Т. 1. Полтава. 1998. – С. 173-174.

136. *Лещенко В.П.., Ковлагіна Г.К., Носко Н.П.* Особливості геологічної будови та методика розвідки Чутівського родовища вуглеводнів // Матеріали 5-ї Міжнар. конф. «Нафта-Газ України-98».- Полтава: Українська нафтогазова академія, 1998.-Т.1.-С. 205-205.

137. *Іванов В.К.* Підтверджуваність сейсмогеологічних побудов дорозвідкою Чутівського родовища // Питання розвитку газової промисловості України.- Харків: УкрНДІгаз, 2002. - № 30.-С. 81-85.

138. *Бутенко А.В.* Копилівське родовище – нове відкрите родовище на Україні // Питання розвитку газової промисловості України.-Харків:УкрНДІгаз, 2005.- №.33.- С.8-12.

139. *Истомин А.Н., Гулая Г.Н., Цупило Т.С., Полунина Л.Ю., Пивоваров А.П.* Геологические условия формирования и размещения залежей углеводородов в приштоковых зонах, граничащих с Новоукраинским нефтегазоконденсатным месторождением // Питання розвитку газової промисловості України.-Харків:УкрНДІгаз, 2001.-№ 29.- С.43-49.

140. *Колимец Я.И., Стерлин Б.П., Яковлев О.Э.* Новый тип газовых залежей юго-востока Днепровско-Донецкой впадины // Геология нефти и газа.- М.:Недра, 1984.-№8.-С. 6-9.

141. *Истомин А.Н., Гулая Г.Н., Цупило Т.С., Полунина Л.Ю., Пивоваров А.П.* Открытие Веснянского газоконденсатного месторождения и направления дальнейших исследований в приштоковой зоне по периметру Тарасовского и Елизаветовского соляных штоков // Питання розвитку газової промисловості України.-Харків:УкрНДІгаз, 2001.-№.29.- С. 12-18.

142. *Шпак П.Ф., Гавриш В.К., Гальченко В.А.* Формирование и размещение месторождений нефти и газа в приосевой зоне ДДВ // Нефтяная и газовая промышленность. – №3.-1983.-С. 9-11.

143. *Черняков А.М.* Роль соляных штоков в формировании ловушек и залежей газа юго-восточной части Днерповско-Донецкой впадины // Развитие

газовой промышленности Днепровско-Донецкой впадины и сопродельных территорий: Сб. науч. тр. ВНИИГАЗПРОМА.-М., 1980.-С. 43-50.

144. *Лагутин А.А., Лизанец А.В., Мухаринская И.А.* Особенности пород-коллекторов нижнепермской хемогенной толщи мелиховского газоконденсатного месторождения // Развитие газовой промышленности Днепровско-Донецкой впадины и сопредельных территорий: Сб. науч. тр. ВНИИГАЗПРОМА.-М., 1980.-С. 19-24.

145. *Рябых О.О.* Оценка прогнозных запасов газа на месторождениях Днепровско-Донецкой впадины методом геологической аналогии//Развитие газовой промышленности Днепровско-Донецкой впадины и сопредельных территорий (труды ВНИИГАЗПРОМА).-Москва, 1980.-С.31-36.

146. *Локтєв В.С.* Нові можливості дослідження геологічних об'єктів та їх нафтогазоносності // Питання розвитку газової промисловості України. – Харків. Укрндігаз: – 2002.-вип.30.- С.194–198.

147. Электромагнитное проявление геодинамических объектов земной коры / *Богданов Ю.А., Воронин В.И., Уваров В.Н., Черняков А.М.* // Сб.научных трудов. Радиофизика и электроника, № 1. Т.7, Харьков, 2002, с.68-78

148. *Локтєв В.С.* Шляхи покращення використання нафтогазоносного потенціалу структур, пов'язаних із соляними штоками ДДз// Матеріали міжнародної науково-практичної конференції «Регіон-2003:стратегія оптимального розвитку», Харківській національний університет ім. В.Н. Каразіна, 22-25 квітня 2003, м.Харків.- С.250-252.

149. *Локтєв В.С.* Напрямки пошуків нафтогазових родовищ у приштокових зонах південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини/ Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. праць. Вип. 3.- Київ, 2006.-С.111-124.

ДОДАТКИ

ДОДАТОК А

УКРАЇНА

(19) (UA)

(11) 66066 А

(51) 7 G01N15/08

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

ДЕРЖАВНИЙ ДЕПАРТАМЕНТ ІНТЕЛЕКТУАЛЬНОЇ ВЛАСНОСТІ

Деклараційний патент
на винахід

видано відповідно до Закону України
"Про охорону прав на винаходи і корисні моделі"

Голова Державного Департаменту інтелектуальної власності М. Паладій

(21) 2003076799
(22) 18.07.2003
(24) 15.04.2004
(46) 15.04.2004, Бюл. № 4

(72) Орлов Олександр Олександрович, Локтєв Валентин Сергійович, Трубенко Олександр Миколайович, Локтєв Андрій Валентинович
(73) Орлов Олександр Олександрович, Локтєв Валентин Сергійович, Трубенко Олександр Миколайович, Локтєв Андрій Валентинович

(54) СПОСІБ ВИЗНАЧЕННЯ ТЕКТОНІЧНОЇ ДЕФОРМОВАНОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД У ПРИШТОКОВИХ ЗОНАХ