

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ імені В.Н. КАРАЗІНА
Факультет геології, географії, рекреації і туризму
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

До захисту допустили
зав. кафедри фундаментальної
та прикладної геології
доцент В.В. Сухов
(підпис)
«__»_____2024 р.

**ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА СОЛЯНИХ ШТОКІВ ПІВДЕННО – СХІДНОЇ
ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО – ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ**

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА

Виконав: студент 4 курсу групи ГН-41
спеціальність 103. Науки про Землю
освітньо-професійна програма
«Геологія нафти і газу»
Горох Дмитро Григорійович

(Підпис)

Науковий керівник:
ст. викладач Литвиненко Юлія Олексіївна

(Підпис)

Дипломна робота захищена з оцінкою

Голова ЕК

Секретар ЕК

«__»_____2024р.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
Розділ 1. ІСТОРІЯ ТА МЕТОДИКА ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ ТЕРИТОРІЇ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	5
Розділ 2. ФІЗИКО – ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ.....	10
Розділ 3. СТРАТИГРАФІЯ.....	11
Розділ 4. ТЕКТОНІКА.....	22
Розділ 5. МАГМАТИЗМ ТА МЕТАМОРФІЗМ.....	26
Розділ 6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ РЕГІОНУ.....	30
Розділ 7. КОРИСНІ КОПАЛИНИ.....	32
ВИСНОВОК.....	34
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	36
ГРАФІЧНІ ДОДАТКИ.....	39

ВСТУП

Пошук і розвідка вуглеводнів тривалий час ґрунтувалися на вивченні структур, сприятливих для формування традиційних пасток, зокрема антикліналей. Зі зростанням потреби у вуглеводневій сировині та вичерпанням запасів у добре вивчених районах постала необхідність у розширенні досліджень на нетипові геологічні структури, зокрема соляні діапіри, які раніше розглядалися переважно як технічні ускладнення при бурінні.

Виявлення першого нафтопрояву в межах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) у 1935 році стало відправною точкою інтенсивного геологічного вивчення регіону. Вже через два роки, у 1937-му, із соляного штоку Роменської площі було видобуто перші промислові об'єми нафти. Цей успіх поклав початок новому напрямку пошуків, у якому соляні штоки розглядалися як можливі індикатори нафтогазоносних структур.

Упродовж наступних десятиліть в межах ДДЗ були відкриті десятки родовищ (Качанівське, Леляківське, Рибальське, Волошківське, Кобзівське та інші), переважна частина яких приурочена до антиклінальних складок, формування яких, у ряді випадків, було пов'язане з соляною тектонікою. Проте з часом, у зв'язку з розвитком геофізичних методів дослідження, зокрема сейсморозвідки, стало зрозуміло, що соляні діапіри не лише впливають на морфологію пасток, а й беруть безпосередню участь у формуванні колекторів, екранів і ущільнень.

Сучасне вивчення соляних штоків ґрунтується на поєднанні геологічних, геофізичних і геохімічних даних, що дозволяє уточнювати будову таких структур, відслідковувати їх еволюцію та прогнозувати можливості виявлення нових нафтогазових покладів у межах зон їхнього впливу.

Метою даної кваліфікаційної роботи є вивчення геологічної будови соляних штоків південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини на основі наявних геологічних і геофізичних даних.

Завдання дослідження:

охарактеризувати геологічні умови формування соляної тектоніки в межах південно-східної частини ДДЗ;

систематизувати інформацію щодо будови найбільш відомих соляних штоків регіону;

проаналізувати їх роль у структурному оформленні пасток нафти й газу;

виявити особливості стратиграфічної будови та тектонічного положення території дослідження;

оцінити перспективи подальших геологорозвідувальних робіт у межах структур, пов'язаних із соляними діпірами.

Актуальність теми обумовлена необхідністю поглибленого вивчення нетипових тектонічних структур, зокрема соляних діпірів, які можуть відігравати ключову роль у формуванні вуглеводневих пасток та відкритті нових родовищ у межах Дніпровсько-Донецької западини — одного з основних нафтогазоносних регіонів України.

Розділ 1. ІСТОРІЯ ТА МЕТОДИКА ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ ТЕРИТОРІЇ ДОСЛІДЖЕННЯ

Історія дослідження такої великої тектонічної структури як ДДЗ датується ще першою чвертю XVIII століття.

Значного поштовху в процесах пошуку корисних копалин в межах ДДЗ стає відміна кріпосного права, через що змінюється динаміка ринку, що вже тоді потребував більших обсягів мінералогічної сировини. З цією метою в першій половині XIX віку провідні структури території дослідження вивчалися як іноземними науковцями, такими як Е.П. Ковалевський, В.А. Васильєв, Б.К. Бледе, так і представники українських шкіл гірського діла – Н.Д. Борисяк та К.М. Феофілактів, що займали посади в Харківському та Київському університеті відповідно. Професор Феофілактів зробив значний внесок у вивченні стратиграфічного розрізу ДДЗ, виділивши в ньому підрозділи юрської системи, та встановлення крейдяних. В цей самий час, в другій половині XIX віку, розуміючи перспективність початково описаних геологічних структур, з'являються перші українські наукові центри, що вирішували геологічні питання того часу, не тільки в межах ДДЗ, а також в межах сучасного Донецького кам'яновугільного басейну. Значно змінився підхід до проведення геологічних робіт, на зміну оглядовому опису території приходить зйомка, картуються потенційно перспективні на корисні копалини ділянки. Стратиграфічно та літологічно пермські відклади були описані І.Ф. Леваковським. Зростає роль палеонтологічних досліджень, де в працях А.В. Гурова з'являються перші описи флори та фауни кам'яновугільних та пермських комплексів. Ним же були встановлені соляні структури в пермських відкладах. Окрім вивчення твердих структур, локальними адміністративними центрами проводяться гідрогеологічні зйомки поверхневих вод. Вивчення ґрунтового рослинного шару відводилося роботі ґрунтових експедицій за керівництва В.В. Докучаєва.

Як вже зазначалося, збільшення обсягів необхідної мінеральної сировини невинно зростало, особливо після розробки перших прототипів парових

двигунів. Основним видом палива стає кам'яне вугілля, родовища якого вже були відомі в межах Донбасу, але припускалося, що кордони розповсюдження кам'яновугільних товщ значно ширші, тому, для підтвердження цієї теорії в 1861р. була закладена Перещепинська свердловина, глибина якої по завершенню робіт становила 472м. Хоча результати пошуку кам'яного вугілля не знайшли успіху, ця подія закладає важливу роль у стратиграфічному розчленуванні Дніпровсько – Донецької западини, та стратиграфічних відносин з іншими структурами в межах України. Однією з перших робіт зі стратиграфічного розчленування територій, пов'язаних з ДДЗ, є роботи Н.А. Соколова, в яких було виділено чотири яруси в нижньотретичних відкладах, зокрема – бучакський, київський, харківський та потавський яруси.

Проблема у визначенні віку гірських порід з'явилася при аналізі локальних піднять, зокрема Висачківського, в межах якого відзначалися гіпси, та гіпсовмісні мергелі, в оточенні нетиповних для третичних відкладів стратиграфічного покладу того часу. Геологічне питання походження діабазів визначалося різними науковцями по різному, більшість геологів того часу вважала що діабазид мають локальний ефузивний прояв, та мають спільний генезис з подібними породами, виявленими в межах Волині. Вміст гіпсу та мергелю пояснювався як результат руйнування та перевідкладення первинних діабазів. Інші науковці, зокрема А.П. Карпінський схилився до осадового походження мергельних та гіпсових відкладів підняття, вважаючи що в олігоценний час в околицях підняття було мілководне озеро, де в ході хемогенного процесу відклалися мергелі та темно – бурі глини. Вивчення подібних структур відзначалося і в південно – східних частинах ДДЗ, де іншим геологом, Ф.О. Лисенко були описані породи бітумозного мергеля в межах гори Золотуха, пов'язуючи їх утворення з діабазами, котрі також були присутні в межах описів структури поблизу м. Ровни. Після проведення додаткових досліджень, та консультацій з боку профільованих геологів, що займалися виключно пошуками нафти та газу, в 1934р. в межах Роменського куполу було проведене буріння свердловини для вивчення проявів калійних солей та гіпсів. Згодом, в 1936р. вже під керівництвом іншого геолога,

І.Т. Шамякою було закладено другу свердловину в піднятті, де було отримано перший приток нафти, обсягом 2 тони, що відкрило не тільки Роменське родовище, а й розкрило нафтогазоносний потенціал ДДВ. Подальші пошуки нафти та газу базувалися на пошуках аналогічних структур, але пошуки не дали значних результатів.

Зміщуючись від ідеї перспективності солянокупольних структур, перспективними на нафту та газ стають антиклінальні складки (криптодіапірові структури). Подібним підняттям було Шебелинське підняття, оконтурене ще в 1947р. за результатами геологорозвідувальних робіт. В 1949р. був отриманий перший промисловий приток газу. З подібними антиклінальними підняттями, що охоплювали переважно гірські породи мезозою, в період з 1950р до 1960р були відкриті Леляківське, Радченківське, Прилукське родовища, що відзнаменували період переходу на буріння неглибоких свердловин в склепінних частинах антиклінальних складок. Подальший розвиток вивчення структури ДДЗ відзначався уточненням просторового положення стратиграфічних одиниць мезозою, що були найбільш перспективними на нафту та газ. В ці часи підіймаються проблеми нафтогазоносності ДДЗ, виділення найбільш перспективних ділянок в межах території, походження вуглеводневої сировини, основні шляхи їх міграції, зв'язок вуглеводневої сировини з кам'яновугільними товщами Донбасу, вік та походження нафти та газу, тощо. Ряд відкритих родовищ в межах Павлівської, Єфремівської та Сосновської структур дозволили визначити безпосередню роль явища діапіризму у формуванні потенційних пасток нафти та газу. Цей період 1976р. – 1984р. відзначається поглибленням вивчення пермських та девонських відкладів, через паузу в відкритті нових родовищ. Новий підхід полягав у зміщенні уваги до солянокупольних структур, та товщ, тісно пов'язаних з ними. Широке явище проявів галогенових потоків, та їх важлива роль у формуванні покладів нафти та газу, сформували новий етап у нафтогазовому бурінні, що відрізнявся збільшенням глибин вибою свердловин, характеризувався для південно – східної частини Дніпровсько Донецької нафтогазоносної області та відкриттям нових газових родовищ таких як

Хрестищенське, Машівське, Меліхівське та інші. В цей же період проводяться розвідки структур, що не є суто антиклінальними або приштоковими, та раніше визначалися як мало перспективні. Таким є відкриття Кобзівського родовища, що відкриває перспективу пошуку корисних копалин в нехарактерних частинах розрізу.

Як можна оцінити з історії, методика вивчення основних нафтогазоносних структур та в цілому ДДЗ, базується на комплексі методів, основними з яких є стратиграфічні та літологічні методи, що дозволили розчленувати нафтогазоносні товщі, керуючись головним чином біостратиграфічними методами. Основною проблемою біостратиграфічного методу стала необхідність кореляції в межах різних розрізів, рідкі прояви макрофауни в процесах буріння, та неможливість застосування методу при пошуку родовищ неакнтиклінального типу. Літологічні методи, в свою чергу дозволили відтворити фаціально – палеографічні умови накопичення порід, допомогли у вивченні мінерало – петрографічного складу порід, визначенні седиментаційних та катагенетичних зональностей при формуванні покладів нафти та газу. Саме літологічні методи дозволили виділити особливості стратиграфічного районування ДДЗ, які були відмінними від стратиграфії Другорядними, але не менш значущими в дослідженні структури ДДЗ, були методики вивчення за даними регіональних досліджень тектонічного, неотектонічного, аерокосмічного характеру. Палеоструктурно – геологічний аналіз дав розширені відомості про шляхи міграції, зіграв важливу роль у розумінні перевідкладення та руйнування покладів, їх акумуляції, за рахунок оцінки фацій та товщин відкладів. Як відомо, важливу роль у формуванні покладів нафти та газу відіграють гідрогеологічні умови їх накопичення, геохімічний склад вод та глибинних флюїдів, що рухаються із зон з більш високим тиском, до зон з низьким тиском, системою розламів та локальних порушень. Активність потоків флюїдів також характеризується їх температурним градієнтом, що зростає у північно – східному напрямку, підвищуючи таким чином активність підземних вод. Для визначення подібних параметрів впродовж всієї історії геологічного вивчення території

зростає роль термічних, гідрогеологічних, геохімічних методів, останні в свою чергу формують нові можливості видобутку не тільки вуглеводневих компонентів, а й розчинених у складі підземних вод хімічних елементів. З 1930р. розпочинаються перші геофізичні дослідження, пік яких припадає на 1960-ті роки, з використанням гравіметрії, магніторозвідки та електророзвідки. Результатами гравіметричних досліджень стало визначення відносних величин осадового чохла, кристалічного фундаменту та закономірностей змін фізичних властивостей гірських порід. Магнітометрія дозволила виділити основні магнітні аномалії, що були приурочені до феромагнітних мінералів у складі гірських порід кристалічного фундаменту, кепроку соляних штоків та верхньодевонських ефузивів. Геофізичні методи використовувалися також для виявлення локально проявлених вулканогенних формацій, з якими могли бути пов'язані родовища вуглеводнів. Таким чином, інтерпретація та кореляція всіх перерахованих вище методів, дозволили скласти найбільш точні геологічні карти, виділити перспективні зони на вуглеводні, відкрити нові родовища в межах структур не характерних для накопичення вуглеводнів, та робити відкриття нових, та уточнення вже існуючих відомостей про будову обраної території.

Розділ 2. ФІЗИКО – ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ

Дніпровсько Донецька Западина (ДДЗ) – являє собою елемент складної внутрішньоплатформної системи, що носить назву Сарматського лініаменту та охоплює північну частину Донецького кам'яновугільного басейну, а також південну полосу Воронежської антиклізи. Протяжність западини складає близько 400 км, ширина коливається від 50-70 км на північному заході до 130-150 км на південному сході.

Адміністративно територія ДДЗ належить до Чернігівської, Сумської, Полтавської, Луганської, Донецької та Дніпровської областей. Територія регіону в гідрографічному плані відносно щільно пронизана річковими мережами, що формують басейни більш крупних річок. До найбільших річок в межах ДДЗ можна виділити – Ворсклу, Псел, Сейм, Хорол, Десну, Сулу, Лопань, Сіверський Донець, Оскіл та їх притоки. Більшість озерних систем тісно пов'язані з руслами річок, та є результатом бокової ерозії старіючих річок.

Більшість території ДДЗ в рельєфному плані – рівнинні місцевості, де зниження в рельєфі пов'язані з річковими долинами, найвищі точки зазвичай знаходяться на водорозділах. Клімат територій що належать до ДДЗ помірно-континентальний, з середніми показниками температур для січня до -8°C , для липня $+23^{\circ}\text{C}$. Зима помірно м'яка, мінлива, літо спекотне, сухе. Кількість опадів коливається від 400 до 700 мм на рік. Територія відзначається переважання вітрів західного спрямування влітку, та східного, південно – східного напрямку в інші пори року. Територія ДДЗ широко пронизана різноманітними шляхами сполучення, автомобільними дорогами з різними типами покриття, залізничними сполученнями, що формують вузли навколо населених пунктів. В населених пунктах широко розвинена мережа електропостачання. Економічно територія ДДЗ є досить строкатою, напрямки розвитку економічної діяльності можуть змінюватися в межах ДДЗ від ведення сільськогосподарської діяльності до важкої промисловості, в залежності від логістичних та економічних факторів.

Розділ 3. СТРАТИГРАФІЯ

Стратиграфія ДДВ та її південно східної частини представлена девонськими, кам'яновугільними, пермськими, тріасовими, юрськими, крейдяними, палеогеновими, неогеновими та четвертинними відкладами.

Девонська система (D).

На сьогоднішній день бурінням відкрито середній та верхній відділи девону. Відклади девону представлені виключно в осьових частинах ДДЗ, відсутні в її крайових частинах, відкриті бурінням в межах соляних штоків Розпашнівської, Хрестищенської, Валківської та Медведівської структур.

Середній відділ (D₂) Середній відділ представлений відкладами живетського ярусу (D_{2zv}). Більшість відкладів приурочені до галогенної формації, товщина яких коливається від 2500 до 3500м, соляні відклади при цьому формують виокремлені товщі, загальною потужністю до 100м. Колір відкладів – помаранчево – жовтий, до сірого, з вмістом бурих глинистих сланців, ангідритів та вапняків. Галогенні девонські відклади в корінному заляганні не виявлені, описані за даними буріння в межах Роменського, Висачківського та Полтавського штоків.

Верхній відділ (D₃). Породи верхнього відділу девону, виражені в розрізі відкладами фаменського (D_{3fm}) та франського (D_{3f}) ярусів. Відклади середнього девону зміщуються галогено – глинистими товщами, що складені світло – сірими середньозернистими пісковиками, дрібнозернистими алевролітами що вміщують вуглефіковані залишки рослинності. Зустрічаються приховано кристалічні вапняки, та темно- зелено- сірими аргілітами, що вміщують залишки морської фауни. Ближче до підшови аргіліти піритизуються, в розрізі починають переважати зелені туфи, туфіти середнього та основного складу, різнозернисті, гравелітисті, кварцеві, масивні пісковики, іноді з домішками карбонатів. Пірокластичний матеріал за складом представлений окатаними та середньо окатаними уламками кальцитизованих андезитів, андезито базальтів, порфірів,

трахітів та вулканічного скла. Розміри пірокластичного матеріалу від 2-5мм до 2см.

Кам'яновугільна система (С).

Кам'яновугільна система представлена усіма трьома відділами – нижнім, середнім та верхнім. Загальна потужність кам'яновугільних відкладів коливається від 600 до 5000м. Глибини залягання кровлі окремих порід карбону можуть сягати до 100м.

Нижньокам'яновугільний відділ (С₁) сягає товщини 1600м, представлений турнейським, візейським, намюрським ярусами.

Турнейський ярус (С_{1t}) складений пісковиками, сірого, світло – сірого кольору. До кровлі пісковики та сланці замінюються глинами блакитно – сірого до червоного кольорів. залягає на девонських відкладах з розмивом, має у своєму складі породи з прошарками вугілля. Потужність відкладів –до 200м. Відклади поширені в центральній частині грабену, присутні також на сході на бортах ДДЗ.

Візейський ярус (С_{1v}) складений вапняками, що чередуються з вапняковими пісковиками або аргілітами, що мають у своєму складі зуглені рослинні залишки. Товщина відкладів сягає 200м. Колір відкладів переважно сірого, темно – сірого кольору. Від підосви до кровлі літологічний склад порід дещо змінюється, переважають аргіліти, алевроліти та пісковики з великою кількістю пластів глинистих вапняків та вугілля. В межах візейського ярусу відзначається пласт вапняків, товщиною до 50м, що є маркуючим горизонтом для розрізів палеозою ДДЗ.

Намюрський ярус (С_{1-2nm}) складений аргілітами та алевролітами, з пачками карбонатно – глинистих пісковиків світло – сірого кольору та прожилками вапняків, світло рожевого кольору. В відкладах присутня фауна форамініфер, за якими виділяють нижній та верхній намюрські під яруси. Товщина відкладів намюрського ярусу складає від 100 до 180м.

Середній карбон (С₂) представлений відкладами башкірського та московського ярусів.

Башкірський ярус (C_2b) перекриває усі нижче залягаючі породи, на схилах Українського щита залягає безпосередньо на докембрій. Літологічно переважають аргіліти темно сірого, сірого кольору, з прошарками вугілля. Аргіліти значною мірою піритизовані, в кровлі ярусу переходять в карбонатні товщі (збільшення пісковиків та вапняків, товщина шару сягає 170-230м.

Московський ярус (C_2m) за даними буріння складається з сірих, зеленувато – сірих товщ пісковиків, піщаних глин, аргілітів та алевролітів з прошарками вапняків та вугілля. Товщина відкладів може сягати до 700м.

Верхній карбон. (C_3). Відклади верхнього карбону на усій площі ДДЗ охарактеризовані досить слабо, представлені не у всій частині структури, за даними палінологічних досліджень це відклади що накопичилися в касимівському часі (C_3k). Літологічно це алевроліти з прошарками пісковиків, вапняків світло – зеленувато – сірого кольору. Загальною товщиною від 100м в північних частинах грабену, до 1500м на кордоні з Донецьким кам'яновугільним басейном.

Пермська система (P).

Пермські відклади залягають на кам'яновугільних відкладах з розмивом, перекриваючи різні відділи та яруси, найбільша стратиграфічна повнота при цьому буде спостерігатися в центральній частині грабену, де відклади нижнього перму були відкриті в межах Коломацької, Хрещищенської та Кочубеївської структур. Зменшення розповсюдження відкладів спостерігається в бік північного сходу та північного борту ДДЗ. Фаціальні умови відкладення відповідають континентальним та лагунним, загальною потужністю до 1000м. Вивчення пермських порід на основі літологічного та палеонтологічного вивчення дає можливість визначити два відділи – нижній та верхній.

Нижня перм (P_1) є представлена глинисто – алевролітовими товщами, що являє собою чередування пластів глин, вапняків, ангідритів, пісковиків та алевролітів. Палеонтологічні рештки виокремлені в вапняках та доломітах, у вигляді рештків фауни *Nodosaria* aff. *shikanica* L i p., *Nodosaria* sp. Важкий нерозчинний залишок нижньопермських відкладів містить в собі мінерали

ільменіту, гранату, циркону, целестину та доломіту. Легкий нерозчинний залишок є багатим на глинисті мінерали. Потужність прошарків коливається від 1 до 2,5м. Кількість відкладів закономірно зменшується від центральної частини ДДВ до її бортів, що скоріш за все пов'язане з локальними розмивами нижньопермських відкладів.

Верхня перм (P_2) літологічно представлена глинисто – конгломератовими відкладами, що залягають майже по всій території, зберігаючи загальну тенденцію більшої товщини відкладів в осьовій частині ДДВ. Відклади присутні також в межах солянокупольних структур, місцями можуть бути повністю відсутні, що пов'язано скоріш за все з локальним розмивом. Від перекриваючих тріасових відкладів верхньопермські характеризуються присутністю оолітів, високою кількістю уламків та звітрілих мінералів. Палеонтологічно, товщі мають відбитки фауни, зокрема: *Asmussia toricata*, *Erisopsis belmontensis*, *Er. Linguiformis*, *Er. Belorussica*.

Тріасова система (Т).

Серед тріасових відкладів можливо виділити нижній, середній та верхній тріас. Особливість тріасової системи полягає в великій кількості німих товщ, що ускладнює геохронологічний аналіз.

Нижній тріас (T_1)представлений чередуванням помаранчево – жовтих, або білуватих каолінистих пісковиків з лінзами строкатобарвних глин. Товщина шару від 0 до 60м, виходи нижнього тріасу, об'єднані в піщану світу ($T_{1п}$) можна спостерігати в межах розвитку наступних солянокупольних структур – Петровського, Червонооскольного та Корульському куполах.

Середній тріас (T_2), залягає з кутовим неузгодженням на породах нижнього тріасу або пермських відкладах. За рахунок тектонічної активності Червонооскольного куполу, породи середнього тріасу підстиляють породи палеозою. В межах середнього тріасу виділена сребрянська світа (T_{2sr}), що є досить розповсюдженою в межах південно – східної частини ДДЗ. Породи сребрянської світи складені глинами червоного, темно червоного, яскраво червоні, рідше – зеленувато сірі, жирні та слюдисті. Характерною рисою цих глин

є утворення конкрецій вапняків, розмірами від 0,5 до 1 см. Присутні рудопрояви гранату, турмаліну, рутилу, епідоту, зустрічається барит та апатит. Кількість гранату в деяких місцях (околиці с. Хрестище) може доходити до 80% в нижніх горизонтах.

Верхній тріас (T_3) літологічно складений грубоуламковими пісковиками з великим вмістом галечників, що поступово змінюються в кровлі сірими, жовтими піщанистими глинами, з великою кількістю флори та прошарками вугілля. Особливості літологічного складу порід дозволяють визначити чотири товщі (піщану, піщано-карбонатну, піщано-глинисту та глинисту) за літологічною ознакою в межах протопівської світи (T_3pr). Товщина відкладів верхнього тріасу коливається від 5 до 60м. В межах деяких солянокупольних структур, зокрема Тарасівського штоку, верхній тріас залягає на породи солей девонського віку.

Юрська система (J)

Розріз юрських відкладів широко розповсюджений та майже всюди стратиграфічно повний. Відповідно породи юрської системи складені відкладами нижнього, середнього та верхнього відділів.

Нижній відділ (J_1) юрської системи характеризується відкладами білявих глин, каолінистих, різнозернистих, переважно розсипчастих пісковиків, що переходять в гравій або галечники. Нерідко зустрічаються вуглефіковані залишки флори та тонкі прожилки бурого вугілля. Характерними для порід нижнього відділу тріасу є наявність у відкладах жовтих, подібних до лесу алевролітів. Особливим залягання нижнього відділу є в межах Протопіської балки, де в породах прослідковуються площини ковзання, з формуванням порід, нетипових для жодних стратиграфічних одиниць. Широко спостерігається флора в північно східних частинах Донецького кам'яновугільного басейну, зокрема: *Ptilozcimites* cf. *Blasii*, *Anomozamites minor*, *Taeniopteris tenuinervis*, *Baiera Muensteriana*. Товщина нижньоюрських відкладів сягає від кількох десятків метрів до 100м.

Тоарський ярус (J_{1tr}) особливо вирізняється в літологічному розрізі, через переважання пісковиків, алевролітів, залізистих пісковиків. Розповсюдження відкладів тоарського часу досить широке, породи тоару можуть бути відсутні

тільки в ядрах палеозойських куполів, де були розмиті. Фауна та флора виокремлюються значно важче, ніж у випадку більш древніх ярусів. В західних частинах ДДВ відклади тоару представлені сірими та темносірими щільними глинами, з прожилками вапняків в кровлі пласту. В верхніх прожилках вапняків зустрічаються амоніти, інша частина фауністично представлена погано збереженими ядрами пеліципод.

Середній відділ (J_2) є стратиграфічно повним, представленим чотирма ярусами – ааленським, байоським, батським та келовейським.

Ааленський ярус (J_{2aal}) виражений сукупністю континентальних та морських гірських порід, де морські осади чітко розчленовуються за допомогою палеостратиграфічних методів. Континентальні відклади аалену представлені серією світло сірих пісковиків та пісків, з прошарками та лінзами гравію, глин. Характерною особливістю континентальних відкладів є коса шаруватість пісків, з гарними показниками сортованості та окатаності. Перехідні зона між континентальними відкладами та морськими є досить чіткою, однак тенденція накопичення морських відкладів продовжувалася і в період байоського часу, тому товщина суто морських відкладів може варіюватися, та складає до 30м.

Байоський ярус (J_{2bs}) як і більшість юрських відкладів розвинений в межах території досить широко, характеризується наявністю фауністично багатих глин в кровлі ярусу. За фауністичними комплексами в межах ДДЗ байоський ярус розділяється на верхній та нижній, в кожному з яких також за фауністичною ознакою було виділено по дві зони. Більшість товщини ярусу складає серія темно – сірих, темноколірних глин, з глинистими прошарками, прошарками грубозернистих пісковиків та гравієм. У складі порід, накопичених в кінці байоського часу присутні континентальні відклади конгломератів, невеликої товщини, що накопичувався в період регресії моря. Загальна товщина відкладів байосу складає від 100 до 130м.

Батський ярус (J_{2bt}) Відклади батського ярусу представлені синьо – сірими глинами, з включеннями сидериту. Кордони між подошвою батського та байоського ярусів проводяться за оцінкою фауністичних комплексів, що дозволяє

розчленувати стратиграфію батського ярусу на дві зони, за результатами вивчення фауни. Товщина батських відкладів зростає від бортів ДДЗ до осьової частини, де місцями може сягати 100м.

Келовейський ярус (J_2k) виступає у вигляді двох комплексів порід, серед яких відзначаються морські та континентальні, розташовані за певною зональністю. Літологічно морські відклади келовею це сірі глини з прошарками пісковиків, алевролітів. Морські відклади келовею також розподіляються на зони за макро- та мікро- фауністичними комплексами. Континентальні відклади більш широко представлені в південно – східній та північно – західних частинах Донбасу. Товщина відкладів келовею варіюється від 5 до 50м.

Верхньоюрський відділ (J_3) Відклади верхньої юри розповсюджені майже повсюдно, відсутні лише в межах Медведівської, Розпашівської та Чутівської структур. Основними стратиграфічними одиницями верхньоюрських відкладів виступають відклади оксфордського та кімериджського ярусів.

Оксфордський ярус (J_3o) є зональним, в межах Донбасу літологічно представлений шаром вапняків, загальною товщиною до 40м, що в напрямку простягання осьової частини грабену поступово заміщуються глинами, формуючи перешарування вапняків та глин. В районі м. Чернігова відклади оксфордського ярусу представлені майже повністю відкладами глин, с тонкими, або відсутніми шарами вапняку. Глини піщанисті, сірого, блакитно – сірого кольору, товщина глин варіюється від кількох метрів до 20м.

Кімериджський ярус (J_3km) характеризується появою континентально – лагунного осаду у складі відкладів, представлений шарами світло – сірого вапняку, з невеликим вмістом фауністичних комплексів. В кровля шари змінюються червонобаврвними до бурих глинами, з поступовим переходом до супісків та дрібнозернистих пісків. Товщина кімериджу як і більшості відкладів непостійна, збільшення товщини тяжіє до осьових частин грабену, де товщина може сягати до 90м.

Крейдяна система (К)

Крейда представлена нижнім та верхнім відділами, залягає на поверхню юрських відкладів з розмивом, в межах склепінь деяких структур, таких як Чутівська, Розпашівська, Хрестищенська та ін. не відклалися, через переважання розмиву.

Нижня крейда (K_1) фаціально приурочена до континентальних відкладів, від юрських товщ відділяється саме за літологічною ознакою, представлена строкатобарвними, сірими до чорних відкладів пісків глин та гравію. Товщина відкладів варіюється від кількох метрів до 300м.

Верхній відділ (K_2) стратиграфічно повний, складений осадами сеноманського, туронського, коньякського, сантонського, кампанського та маастихтського ярусів.

Сеноманський ярус (K_{2s}) має досить широке розповсюдження та неоднорідний склад в межах території. Прослідковується зональність розповсюдження, на схід породи сеноманського ярусу залягають безпосередньо на палеозой, та виклинюються, в той час як товщина відкладів в інших частинах ДДЗ може сягати 30м. Літологічний склад неоднорідний, представлений глауконітовими фосфоритовими пісками в його підосві що змінюється глауконітовими мергелями в кровлі ярусу. На бортах відклади сеноманського часу представлені перешаруваннями глин, глауконітових пісків та маркуючого опоко – кремнистого горизонту, загальною товщиною від 5 до 10м.

Туронський ярус (K_{2tur}) Залягає на відкладах сеноману с поступовим переходом, підосва складена малопотужними відкладами піщанистих глауконітових мергелів, що переходять у відклади писальної крейди з кремнистими конкреціями у своєму складі. Товщина туронських відкладів непостійна, та варіюється від 3 до 120м.

Коньякський ярус (K_{2k}) Представлений відкладами писальної крейди білого кольору, з рідкими прошарками мергелів, загальною товщиною до 150м.

Сантонський ярус (K_{2st}) Складений товщами мергелів, сірого, зеленого кольору, що ближче до кровлі змінюються білими подібними до крейди.

Характерним для сantonського ярусу є наявність тонкий шар чорних фосфоритів, що відділяє різнобарвні мергельні товщі.

Кампанський ярус (K_2km) є подібним до відкладів коньякського ярусу, с переважанням писальної крейди у своєму складі, зустрічаються кремністі ділянки, конкреції піриту та сидериту.

Маастрихтський ярус (K_2m) не однорідний в межах території дослідження, складений переважно відкладами писальної крейди, в межах басейну Донця маастрихт складений нетиповими пісками, пісковиками, мергельними товщами з домішками глауконітів, присутні також кремністі та опокові породи.

Палеогенова система (Р).

Розріз палеогену представлений відкладами палеоцену, еоцену та олігоцену. Палеогенова система має широке розповсюдження, товщини відкладів палеогену сягають до 370м.

Палеоцен (P_1) складений відкладами сірих, зеленувато – сірих алевритів, місцями з вмістом вапняку, галькою кварцу та чорних фосфоритових утворень. Загальна товщина палеоцену сягає від 30 до 70м.

Еоцен (P_2) Представлений відкладами, об'єднаними в чотири регіояруси, а саме – канівський, бучацький, київський та обухівський.

Канівський регіоярус (P_2kn) розташований у північній частині території і складається з сірувато-зелених алевритових ущільнених слюдистих пісків з невеликими малопотужними прошарками дрібнозернистих пісковиків. Товщина коливається від 4 до 20 метрів.

Бучацький регіоярус (P_2bc), що охоплює південну частину території, складається з зеленувато-сірих слабоглинистих кварцових дрібно- і середньозернистих пісків з невеликими включеннями темно-сірого пісковика. Товщина цього регіоярусу варіюється від 4 до 40 метрів.

Київський регіоярус (P_2kv) Складається зі світло-зеленувато-сірих дрібнозернистих кварцових пісків, зеленувато-сірих мергелів, що поступово заміщуються вверх по розрізу вапняковистими алевритами загальною товщиною

від 2,1 до 58,5 метрів. У нижній частині регіоярусу є прошарок пісковика, з вмістом гальки вторинних фосфоритів.

Обухівський регіоярус (P2ob) складається з глинистих алевритів, алевритових глин і опок. Товщина цього регіоярусу сягає до 15м.

Олігоцен (P₃) Відклади представлені дрібнозернистими пісками і алевритами. В нижній частині олігоценових відкладів переважають глини темно зеленого, бурого кольору, з незначним вмістом вугілля. Кількість піщаних шарів зростає вгору по розрізу.

Неогенова система (N).

Відклади неогену представлені міоценом та пліоценом.

Міоцен (N₁) В нижній частині складений темно-сірими вуглистими дрібнозернисті піски, тоді як у верхній частині - жовтими і світло-сірі дрібно- і середньозернисті пісками з включеннями глини і пісковиків. Товщина цього шару коливається від 1 до 25м.

Пліоцен (N₂) До пліоцену відносяться подібні за складом відклади іванківської, новохарківської і бурлуцької терас.

Іванківська товща (N2iv) розвинена в межах вододілів річок Берестової і Орчика, в верхів'ї Орчика і Коломака, а також місцями на лівобережжі річок Берестової і Мерли. У нижній частині вона представлена світло-сірими і буро-сірими дрібнозернистими пісками товщиною 1,8-13,6 м, що лежать на розмитій поверхні палеогенових відкладів, а у верхній - строкатими глинами товщиною 2,9-28 м. Загальна товщина складає від 6,2 до 35 м.

Новохарківська товща (N2nh) розвинена у західній частині території та на лівобережжі р.Берестової. Вона складається з двох комплексів порід: нижній - сірих, буро-сірих, оливково-зелених дрібнозернистих пісків товщиною від 2,2 до 38 м і верхній - строкатобарвних глин, щільних і жирних, до низу слабопіщанистих, товщиною від 4,2 до 32,6 м. Загальна потужність становить від 8 до 45 м.

Бурлуцька товща (N2bl) поширена на окремих невеликих по площі ділянках: на лівому березі р.Уди і на лівих схилах долин річок Мокрого Мерчика,

Мжі, Орчика і Берестової. Відклади тераси лежать на палеогенових утвореннях і складаються з кварцових пісків з прошарками піщанистих глин. Загальна товщина становить від 8,5 до 15 м.

Четвертинна система (Q).

Четвертинні відклади представлені виключно континентальними перешаруваннями відкладів пісків та глин, що є результатом роботи сукупності льодовикових, флювіогляціальних, алювіальних, еолових та делювіальних відкладів.

Розділ 4. ТЕКТОНІКА

Дніпровсько – Донецька западина (ДДЗ) як вже зазначалося вище, є геоструктурним елементом палеорифтової системи Сарматсько – Туранського лініаменту, що простягається від Прип'ятського прогину до Тянь Шаню. Його північна частина – Прип'ятсько – Дніпровсько – Донецький авлакоген, котрий утворився внаслідок дії існуючої геодинамічної нерівноваги в середньому палеозої, що призвело до певної конфігурації мантийних потоків, де вертикальні, розділяючись на протилежно направлені потоки і призвели до деформацій розтягнення в тілі Сарматської плити Північно – Європейської платформи. Подальша еволюція авлакогену в геологічному плані – накладення верхньопалеозойської надрифтової впадини, та заповнення її геологічним матеріалом мезо – кайнозойського віку з утворенням платформенної синеклізи, ДДЗ. Вивчення тектонічних особливостей регіону, дозволили зробити ряд висновків щодо умов утворення та еволюції ДДЗ, зокрема її тісний зв'язок з тектонічними рухами колізійної стадії циклу Вільсона, та взаємодії Сарматської плити з іншими активно тектонічними плитами. Геодинамічний режим інверсійних етапів визначався колізійним стресом породних гірських мас, що в умовах регіональних горизонтально – зсувних полів напруження призвели до значного ускладнення структури ДДЗ. Таким чином, будова ДДЗ має складну багатоповерхову структуру, що зумовлено чередуванням періодів осадконакопичення та супутніх складчатих деформацій, що супроводжувалися магматизмом. Співвідношення між структурними поверхами при цьому спостерігаються як вертикально, так і латерально, через неоднорідність умов формування ДДЗ. Однак їх можна поєднати за тектонічними ознаками, через те, що всі стратиграфічні одиниці, окрім четвертинних відкладів синеклізи містять у своєму складі тектонічні перетворення, при цьому, більш молоді тектоніти мають інший напрям руху породно – гірських мас (вергентність), та перетинають більш древні утворення. Таких неоднорідностей можна виділити за трьома стратиграфічними та кутовими неузгодженостями, що закономірно фіксують основні етапи тектонічного розвитку ДДЗ:

1. Неузгодженість між міоценом та пліоцен – антропогеном, як результат аттичної фази пізньоальпійського орогенезу, під час якого сформувалися аттичні тектоніти;
2. Неузгодженість між відкладами верхньої крейди та олігоцену, як результат ларамійської ранньоальпійських рухів, котрими утворені ларамійські тектоніти;
3. Неузгодженість на перетині мезозою та палеозою, як прояв заальської та пфальської фази складчатості, що утворило пізньогерцинські тектоніти.

Герцинський структурний поверх сформований в заальську фазу орогенезу колізійними рухами в південно – західному напрямку. Для нього є характерними тектоніка розламів, скидів та насувів, де фіксуються повторення різних частин кам'яновугільного розрізу. Інтенсивність герцинських рухів максимально проявилася в південно – західній частині, зменшуючись по напрямку північно – східного борту, що визначає глибину розмиву пізнього палеозою – раннього мезозою, та стратиграфічну повноту розрізу. Це проявляється в тому, що в центральних та північно – східних частинах борту ДДЗ на поверхню розмиву лягає підосва мезозою, у той час як в південно – західній частині, герцинський структурний поверх перекривається осадовим чохлом олігоцен – міоценового віку. В південній частині грабену на герцинському структурному поверсі залягають пліоцен – четвертинні відклади.

Структура Ларамійського структурного поверху контролюється решіткою тектонітів «остромогильського комплексу», північної вергентності. Проявленість ларамійських рухів в межах ДДЗ непостійна, деформації не проявляються за межами Північно – Шебелинської, Оскольської, Макіївської та Північно – Донецької синкліналей. Амплітуди горизонтальних зміщень при цьому прослідковуються за Північно – Донецькому, Дробишівському та Алмазному насувам. Ларамійський поверх містить в своєму складі окрім структур скидів та насувів велику кількість соляних діапірів, що галогенезом значно ускладнюють тектонічну будову регіону.

Описуючи регіон, історично та тектонічно, можна стверджувати, що в межах території активно розвиваються солянокупольні структури, які є об'єктами для пошукових робіт нафти й газу. Відкриті поклади нафти та газу в цій області знаходяться в зоні регіональних розломів. Розподіл соляних структур пов'язаний з регіональною тектонічною будовою даного ділянки. Основні тектонічні лінії регіону впливають на вигляд соляних підняття, які часто розташовані у лінійні системи та пов'язані з дислокаціями підсоляних лож. Складна будова соляних тіл впливає на взаємовідносини з надсольовими породами, може призводити до підняття або прориву цих відкладів.

Розподіл нафтових і газових родовищ у палеозойському розрізі залежить від тектонічних та літологічних факторів, зокрема, від розривних порушень і міграції шляхів. Морфологічні особливості структур, прив'язка підняття до конкретних тектонічних зон, та мережа розривних порушень впливають на розподіл нафтових і газових родовищ.

Як вже зазначалося, переосмислення геолого-геофізичного матеріалу, зокрема сейсмостратиграфічних даних регіональних профілів, за допомогою методу загальної глибинної точки, дозволило виділити і описати основні типи диз'юнктивних тектонічних порушень, які мають відношення до соляних тіл у центральній частині даної ділянки:

- 1) Штоки і криптодіапіри, оточені розломами з обох боків, утворюють осьову зону (Скоробагатьківський та Радченківський криптодіапіри), а також північну крайову зону (Колонтаївський шток).
- 2) Розломи, що обмежують штоки та криптодіапіри з одного боку, можуть бути крайовими (Колесниківський та Роменський штоки), внутрішньорозломними (Гадяцька та Анастасіївська структури), або обмежені з одного боку розламними зонами, з іншого крайовими бортами (Колесниківська структура.
- 3) Розломи, що є частиною скидів (Колонтаївська, Коломацька, Богодухівська структури)

- 4) Одним з різновидів можна вважати чисельні розломи над склепінними частинами діапірів та криптодіапирових структур (Більська та Скоробагатьківська структури)
- 5) Розламні зони, що проходять вхрест залягання пластових соляних структур (Новотроїцька структура)
- 6) Розламні зони, що обмежують поклади солі в щілинних грабенах (Мільківська, Богданівська, Василівська, Галицька структури)

Аттичний структурний поверх має складчасту структуру, сформовану «шумилівським дислокаційним комплексом» тектонітів північної направленості. Структура поверху – сукупність насувів, амплітудою 200-300м, найбільшим з яких є Мар'ївський насув, з амплітудою горизонтальних рухів до 4,5км.

Розділ 5. МАГМАТИЗМ ТА МЕТАМОРФІЗМ

Магматизм та метаморфізм у межах території представлені локально, в більшості випадків магматичні та метаморфічні породи не виходять на денну поверхню та вскриті за результатами буріння.

Прояви магматизму відомі ще з початку досліджень в межах ДДЗ, що виражалися в брекчіях діабазів, винесених пасивно в процесі пластичного перетікання солі, на периферії солянокупольних структур. З розвитком геофізичних досліджень, за даними інтерпретації геологічного матеріалу магматичні утворення є більш чисельними, та залягають у вигляді покривів, переважно ранньопалеозойського та девонського віку. Геологами Н.В. Бутурліновим та В.І.Скаржинським було виділено вісім різновікових комплексів, що стратиграфічно відповідають періоду часу з девону до палеогену. Більшість досліджень магматизму є визначеними саме в структурах Донбасу та перехідних зонах з ДДЗ, де основною причиною виникнення магматичних покривів лужно – базальтоїдної формації вважається процес рифтогенезу. В межах ДДЗ подібні комплекси зустрічаються у вигляді окремих фрагментів та брекчій соляних штоків.

Метаморфізм, як прояв перекристалізації гірських порід без їх переплавлення практично не зустрічається, проявляючись тільки у вигляді контактового метаморфізму по крайовим частинам тіл діабірів, з формуванням прожилків фіолетових галіт флюоритових комплексів. З іншого боку, присутність гематиту, карбонатів та феромагнітних мінералів у вигляді магнетиту, пірротину, вказує на привнесення речовини у складі флюїдів, що в процесі метасоматозу активно змінювали склад кам'яної солі. При цьому породи мають характерні для метасоматичних перетворень ознаки, зокрема магнетизацію, флюоритизацію, альбітизацію та інші ознаки.

Розділ 6. ГЕОМОРФОЛОГІЯ

Геоморфологічні особливості ДДЗ охоплюють значні території, тому розглядати закономірності розвитку геоморфологічних ознак будуть розглядатися на окремих прикладах, що утворюють найбільш характерні форми рельєфу.

Район с. Карабутова знаходиться у верхів'ях долини р. Б. Ромен (правий приплив р. Сула), там, де річка розпадається на окремі заболочені ділянки, дренавані осушувальними каналами, і поступово переходить у балкоподібне поглиблення рельєфу, що з'єднує верхів'я долини р. Б. Ромен з долиною річки Сейм. Характер долини вказує на її давнє походження. У створенні такого характеру долини, розчленуванні її на окремі ділянки та відмирання долини зіграли роль підняття окремих ділянок, а саме зростання Карабутівської структури викликало відхилення долини та зумовило різну ширину її вище і нижче Карабутовського виступу. Роменська структура є однією з найбільш розвіданих у Дніпровсько-Донецькій западині, тому уявлення про геоморфологію її можуть базуватися на достовірних даних про геологічну будову.

Район структури виражений у рельєфі у вигляді виступу у північно-західному напрямку високого лівого берега річки. Сула, обмеженого на півночі та заході надзапальною терасою Сули, на південному заході — більше давньою четвертинною терасою, яка на сході зливається з вододілом.

Долина р. Сула вище за структуру розширюється, причому це розширення відбувається, головним чином, за рахунок надзапальної тераси, а ширина заплави залишається майже незмінною. Звідси випливає висновок у тому, що епоха інтенсивних піднятий району Роменської структури відноситься до часу формування надзапальної тераси, а період після оформлення нижнього уступу цієї тераси характеризується меншою інтенсивністю рухів.

Район м. Лохвиця цікавий тим, що тут р. Сула, притримуючись меридіонального напрямку, що різко повертає на схід, тече в цьому напрямку протягом близько 10 км і потім знову направляється на південь. Лохвицький

виступ розчленований своїми вершинами, що з'єдналися ярами на ряд валоподібних піднять, витягнутих у широтному напрямку. Характерно, що північний схил яружною діяльністю майже не захоплений, а незначні за розмірами, що розвиваються тут яри завертають своїми верхів'ями на схід. Яри, що поділяють вододіл, відрізняються тим, що ті з них, які спрямовані в західному напрямку, мають значно більш пологі схили та менші ухили, ніж яри, що розвиваються з боку долини р. Сула.

Район с. Іваниця в басейні р. Удай характеризується наявністю специфічного розчленування водороздільних ділянок яружно-балочною мережею і дуже пологими плоскодонними долиноподібними зниженнями. У районі с. Іваниця виділяються у рельєфі кілька піднесених ділянок, які обмежені з усіх або кількох сторін долиноподібними пониженнями. Ці височини характеризуються куполовидною поверхнею.

Остапівський пагорб, завдяки своєму становищу в рельєфі, також є важливою геоморфологічною одиницею цієї частини Дніпровсько-Донецької западини. Річка Псел, яка вище с. Вороння тече з півночі на південь, біля цього села круто повертає на північний схід, огинає протягом 4 км Остапівський пагорб і потім проти с. Шилівка знову повертає на південь. Остапівський пагорб відокремлений від високого правого берега річки. Псел зниженням, що відкривається на північ та південь, в якому розташоване с. Остап'я. Це зниження поділено на дві паралельні один одному долини, між якими знаходиться сильно знижена ділянка вододілу.

З розгляду геоморфологічних особливостей окремих ділянок лівобережної низовини можна зробити такі висновки:

1. Геоморфологічні дослідження на території Дніпровсько-Донецької западини показують, що більша частина куполоподібних структур, відомих на підставі розвідувальних робіт або передбачуваних на підставі геологічних, геофізичних та гідрогеологічних даних відображена у рельєфі. З цього випливає, що розвиток їх продовжується в час формування рельєфу Дніпровсько-Донецької западини наприкінці третинного часу та протягом усього четвертинного періоду.

2. Вивчення особливостей рельєфу у районах розвитку окремих структур дозволяє встановити деякі закономірності, яким підпорядковується розвиток рельєфу. Ці особливості такі:

- а) впливом геть відхилення річкової мережі;
- б) явище підпружування річок вище за перешкоду (структуру), що знаходить своє відображення в ширині та висотах терас;
- в) відхилення у висотах терасових рівнів;
- г) утворення куполоподібних ділянок вододілів, розділених між собою системою долиноподібних знижень.

Встановлення перелічених закономірностей дає можливість у процесі вивчення геоморфології Дніпровсько-Донецької западини виділити райони, де, за геоморфологічними даними, має місце прояв диференційованих молодих піднять.

Розділ 7. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ РАЙОНУ

Розгляд окремих стратиграфічних одиниць для визначення основних історичних параметрів розвитку території в даному випадку є недоцільним, через великий обсяг геологічної речовини, що в різних частинах ДДЗ мали власну еволюцію, у складі власних структур, що підпорядковуються власним закономірностям. Такими закономірностями можуть бути циклічність, направленість, характер розвитку структури та безперервність її утворення,

Закладання Дніпровсько – Донецької западини як негативно проявленої структури в рельєфі відноситься Девонські структури в межах території досліджені слабо, через високі глибини залягання девонських відкладів, значні ускладнення соляними товщами, де підняття відкладів визначені тільки за даними детальної інтерпретації геофізичних даних. Девонські розривні порушення приурочені вірогідніше за все до пізнього девону, адже оцінка подібних структур, зокрема Прип'ятського прогину фіксує накопичення плікативних відкладів франського та ранньофаменського часів.

Більшого обсягу геологічної інформації територія набуває в пізньому палеозої, зокрема в кам'яновугільному та пермському періодах. Формування локальних структур цього часу розділяються за ознакою їх накопичення (конседиментації) або руйнування (постседиментаційні). В карбоні переважна частина структур сформованих тектонічними рухами тільки нарощувала потужності шарів, при цьому їх еволюційний розвиток відбувався за однаковим механізмом, лише зі зміною інтенсивності накопичення шарів гірських порід. Розвиток структур що тільки починали своє формування в карбоні відбитий на всій території регіону, та представлений Новотроїцькою, Качанівською, Богданівською, Перещепинською та іншими структурами.

Пермський період як і кам'яновугільний характеризується продовженням розвитку вже існуючих структур, де їх формування та еволюція детально описані саме в південно – східній частині Дніпровсько – Донецької западини. До структур, що формувалися в період ранньопермського седиментаційного етапу

можна віднести Машівську, Ефремівську, Західно – Хрестищенську, Меліхівську та інші. Пермський період відзначається переважанням конседиментації більшості структур, навіть з більшими показниками амплітуд. Шебелинське та Балаклійське підняття в ранньопермському періоді набували постседиментаційного характеру. Пізньо – пермський період відзначається зупинкою росту частини структур, що є справедливим для північних частин грабену, в той час як південно – східна частина підняття еволюціонувала в період пермського періоду відносно рівномірно.

В мезозойському періоді активну роль в формуванні, руйнуванні та еволюції вже існуючих структур виконує солянокупольна тектоніка. Формуються принципово нові підняття що виникли внаслідок тиску спливаючих солей, загальні прирости амплітуд за рахунок накопичення відкладів незначні на протязі всього мезозою, та мають найбільші значення на межі тріасу та перму.

Активність неотектонічних рухів в кайнозої не відзначалася великою активністю. Звідси розвиток вже існуючих структур був мінімальним за всю геологічну історію території. Найбільшого росту в кайнозої зазнають Гнідцівська та Леляковські структури, а також Монастирищенська. Більшість структур зупинили свою еволюцію, зокрема Зачепилівська Богданівська та ін. Активність кам'яної солі в кайнозої продовжувалася, хоча не так інтенсивно як в мезозої.

Розділ 8. КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Родовища корисних копалин в межах ДДЗ широко представлені переважно неметалічними корисними копалинами. Відомими є численні родовища вуглеводнів, в перехідних зонах Донбасу широко представлені родовища вугілля. Вуглеводнева сировина представлена природним газом, переважно метанового складу та конденсатами. Нафтові родовища менш чисельні ніж родовища газу та конденсату. Склад конденсату переважно нафтенно - метановий, ($C_nH_{2n} + CH_4$). Родовища вуглеводневої речовини тяжіють до центральних частин грабену, з заляганням продуктивних пластів від 2 до 3 км. Вуглеводні є типовими покладами у склепінних частинах брахіантиклінальних палеозойських складок, що ускладнені скидами та солянокупольними структурами. Колекторами слугують переважно пісковики, флюїдоупорами виступають глинисті породи та відклади кам'яної солі. Серед родовищ природного газу провідні місця займають Шебелинське, Єфреміївське та Західно – Хрестищинське.

Родовища вугілля в порівнянні зі структурами Донецького кам'яновугільного басейну носять скоріш локальний характер, представлені покладами бурого та кам'яного вугілля, що стратиграфічно відповідають карбоновим, юрським та палеогеновим відкладам.

Металеві корисні копалини, визначені за даними геофізичних досліджень, зокрема магніторозвідки, виявили локальні аномалії, що приурочені до соляних штоків, з проявами кольорових металів, свинцево – цинковою мінералізацією (Біляївське рудне поле). Збільшені концентрації титану та циркону відомі в кайнозойських відкладів, в межах берекського та новопетрівського регіоярусу.

Неметалеві корисні копалини як вже зазначалося вище, відомі досить широко, представлені родовищами пісків різного призначення, глин, гіпсу, гравію, кам'яної солі, крейди та вапняку. Родовища скляних пісків (Новоселівське) приурочені до берекського регіоярусу олігоцену. Дані піски використовуються для виробництва лінз, призм, оптики. Будівельні піски

відносяться до неогенових та четвертинних відкладів, використовуються для виробництва силікатних виробів, будівництва, виробництва бетону, тощо. Формувальні піски бучацького віку (Вишневецьке та Старовірівське родовища) та четвертинного віку (Малинівське) є основою для формувальних сумішей. Родовища глин мають переважно неогеновий вік, використовуються для виробництва різноманітних декоративних виробів, кераміки, труб, тощо. Глини, зустрічаються також в більш глибоко залягаючих породах юрського віку, та мають те ж саме значення в їх використанні. Гіпсові родовища використовуються переважно як речовина для в'язучих матеріалів, основні відклади гіпсу промислового значення приурочені до відкладів перму. Гравійні родовища широко використовуються для будівництва доріг, створення залізничних насипів, у будівельній промисловості. Гравійні товщі промислового значення відносяться до порід тріасу. Родовища кам'яної солі використовуються переважно як хімічна сировина, та широко відомі в межах діапірових структур девонського віку. Крейдяні родовища що приурочені до відкладів кампану, маастрихту та сантону, використовуються у промисловості для виробництва цементу, будівельного вапна, крейди, тощо. Вапняки широко відомі в межах відкладів юрського періоду, оксфордського ярусу, та використовуються для виробництва вапна, в будівельній промисловості.

ВИСНОВОК

У результаті виконаного дослідження було встановлено, що соляні штоки південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини мають складну геологічну будову, що зумовлена низкою факторів – як регіональних тектонічних особливостей, так і властивостями самих соленосних формацій.

Аналіз геологічного розвитку регіону показав, що солянокупольна тектоніка тісно пов'язана з історією формування нафтогазоносних структур, а самі діапіри часто виступають елементами, які беруть участь у формуванні пасток для вуглеводнів. Дослідження свідчить, що морфологія штоків та особливості їхнього просторового розташування суттєво варіюються залежно від геодинамічних умов району та літологічних характеристик осадового чохла.

Систематизація факторів, що впливають на розвиток соляних штоків, дозволила виділити такі основні:

Тектонічна еволюція району дослідження визначає етапність формування соляних тіл, особливо в межах антиклінальних і грабеноподібних структур, які створювали сприятливі умови для спливання та деформації пластичних мас кам'яної солі.

Активність розломних зон і зонами ослаблення, по яких розвивалися штоки, значною мірою контролювала як напрямок, так і інтенсивність діапіризму. У деяких випадках розломи могли формуватися під дією самої соляної тектоніки, що свідчить про складну взаємодію між діапірами та регіональними структурами.

Глибинна міграція флюїдів та магматичні процеси в історії розвитку регіону сприяли метасоматичним змінам країв соляних тіл, що також відображалось на геохімічному складі порід і властивостях куполів.

Фізико-хімічні властивості кам'яної солі (зокрема її густина, пластичність, теплопровідність, неоднорідність складу) істотно впливали на швидкість і напрямок формування діапірів, їх морфологічні особливості, взаємодію з навколишніми породами та ступінь участі у формуванні пасток.

Таким чином, соляна тектоніка є не лише результатом пластичних процесів у надрах, але й ключовим чинником у формуванні сприятливих геологічних умов для накопичення вуглеводнів. Виявлено, що наявність соляних штоків корелює з зонами прояву нафто- та газонасності, а простежені закономірності їх розвитку можуть бути використані для уточнення критеріїв нафтогазоперспективності території, переоцінки раніше досліджених площ, оптимізації пошуково-розвідувальних робіт та прогнозування нових родовищ вуглеводневої сировини.

Отримані результати свідчать про необхідність подальших комплексних геологічних і геофізичних досліджень соляних структур як об'єктів, що мають не лише науковий, а й значний прикладний інтерес у контексті нарощування ресурсної бази України.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Горяйнов С.В. Альпійські тектонічні рухи і соляна тектоніка Східної України // *Вісник ХНУ імені В.Н. Каразіна*. – 2022.
2. Манюк В.В., Масенко А.В. Геологічна пам'ятка природи «Висачківський соляний купол» // *Вісник Дніпропетровського університету*. – 2017.
3. Святенко Г.Є., Петлица В.В., Спичакова Ю.М. О наявності девонських відкладів у південно-східній частині борту ДДЗ // *Тектоніка і стратиграфія*. – 2014. – Вип. 41.
4. Олійник О.П., Мачуліна С.О. Типи тектонічних порушень і їх вплив на формування соляних структур // *Доповіді НАН України*. – 2020.
5. Литвиненко Ю.О. Геодинамічні передумови формування соляних структур південного борту ДДЗ // *Вісник ХНУ імені В.Н. Каразіна*. – 2020.
6. Куракін В.І. Особливості поширення девонських соленосних формацій у межах Харківської області // *Надра України*. – 2018. – №3.
7. Солодовников А.О. Просторово-часові закономірності розвитку соляної тектоніки в межах Лозівської ділянки // *Геологія і розвідка*. – 2021.
8. Величко І.І. Морфологічні типи соляних структур у східній частині ДДЗ // *Палеогеографічні дослідження*. – 2022.
9. Ільїна О.В. Петрографія девонських солей у розрізах свердловин південного борту ДДЗ // *Геохімія та мінералогія*. – 2019.
10. Крук Г.В. Ізотопні дані про походження девонських соленосних товщ ДДЗ // *Геологічний часопис*. – 2020.
11. Гордієнко М.М. Гіпс і ангідрит як показники температурного режиму формування штоків ДДЗ // *Проблеми геології*. – 2023.
12. Дяченко В.С. Етапи тектонічного розвитку діапірів у східній частині ДДЗ // *Наукові записки геологічного факультету*. – 2023.
13. Trusheim H. *Salt Tectonics in Europe*. – Springer, 1995. – 348 p.
14. Rowan M.G., Vendeville B.C., Jones S. Structural styles related to salt tectonics in sedimentary basins // *AAPG Bulletin*. – 1999.

15. Walton A.W. Salt tectonics on the North German Basin: a structural study // *Journal of Structural Geology*. – 2000.
16. Vendeville B.C., Jackson M.P.A. The rise of diapirs as a gravitational spreading process // *Tectonophysics*. – 1992.
17. Cloetingh S., Beniest A. Salt diapirism in the Alpine foreland basins // *Tectonophysics*. – 1989.
18. Huddleston B., Jackson M.P.A. Salt diapirs in Europe: Structural and depositional setting // *Geological Society Special Publication*. – 2004.
19. Jackson M.P.A., Vendeville B.C. Evolution of the geometry of salt withdrawals // *Geology*. – 1994.
20. Robczenko M., Mazur S. Salt diapirism and structural inheritance in the Carpathians // *Tectonophysics*. – 2001.
21. Warsitzka M., Kley J. Mechanics of salt structures in foreland basins: case study from Central Europe // *Basin Research*. – 2018.
22. Wills S., Stewart S. Salt tectonics in the Carpatho-Pannonian region: a review // *Geodinamica Acta*. – 2017.
23. Koyi H.A. Salt structures in compressional tectonic settings // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2001.
24. Smit D. Seismic imaging of salt structures in Central Europe // *Geophysical Prospecting*. – 2016.
25. Urai J.L., Spiers C.J. Salt rock creep mechanisms and influence on diapir rise // *Tectonophysics*. – 2007.
26. Gaál G., Géczy B. Salt movement in the Pannonian Basin // *Acta Geologica Hungarica*. – 1982.
27. Corbella M., Calvet F. Salt tectonics and hydrocarbon traps in the Ebro Basin (Spain) // *Marine and Petroleum Geology*. – 1999.
28. Adam J., Urai J.L. Evolution of salt structures in the Vienna Basin (Austria) // *Journal of the Geological Society*. – 2005.
29. Kukla P.A. Role of salt in basin evolution and petroleum systems in Europe // *Geological Society Memoirs*. – 2011.

30. Hossack J.R. Salt tectonics in Europe: structural styles and implications for hydrocarbon exploration // *Petroleum Geoscience*. – 1998.

ГРАФІЧНІ ДОДАТКИ

Схема розташування соляних штоків

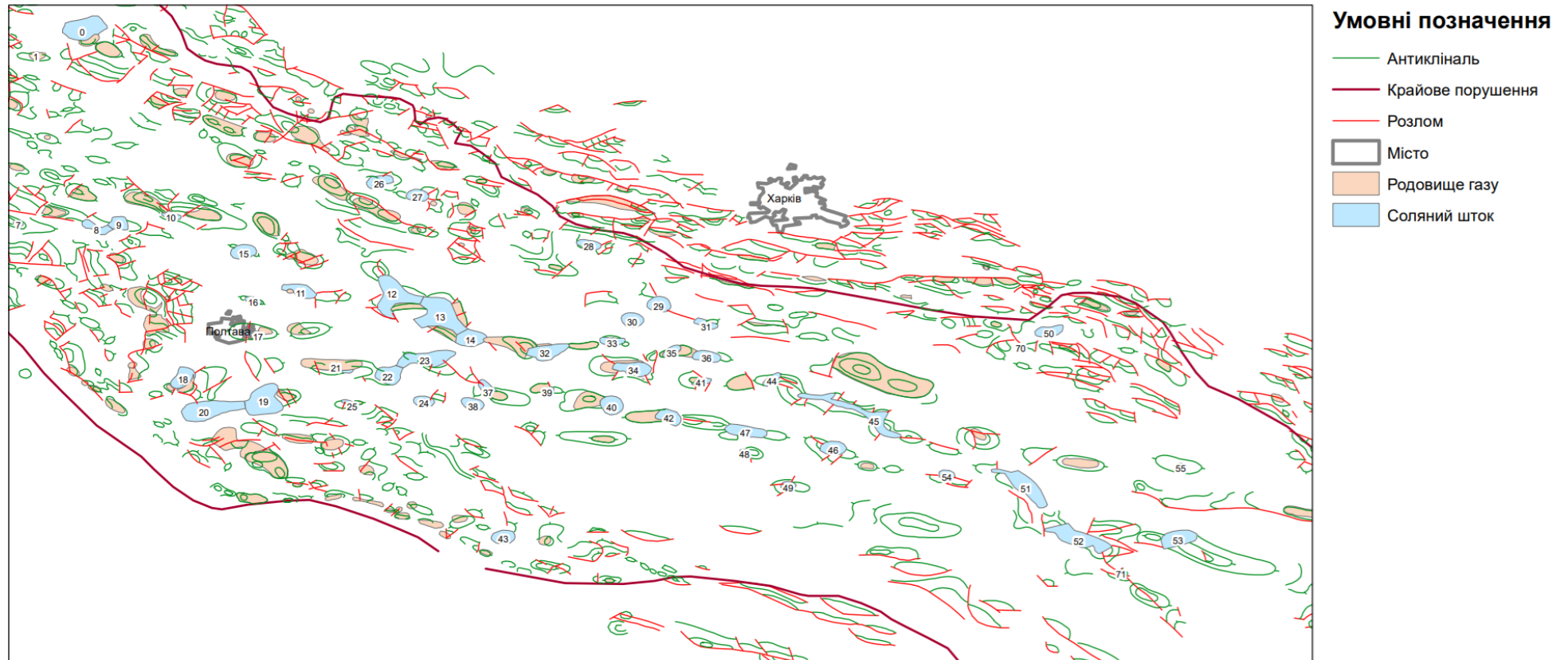


Рис. 1 Схема розташування соляних штоків в межах ДДЗ

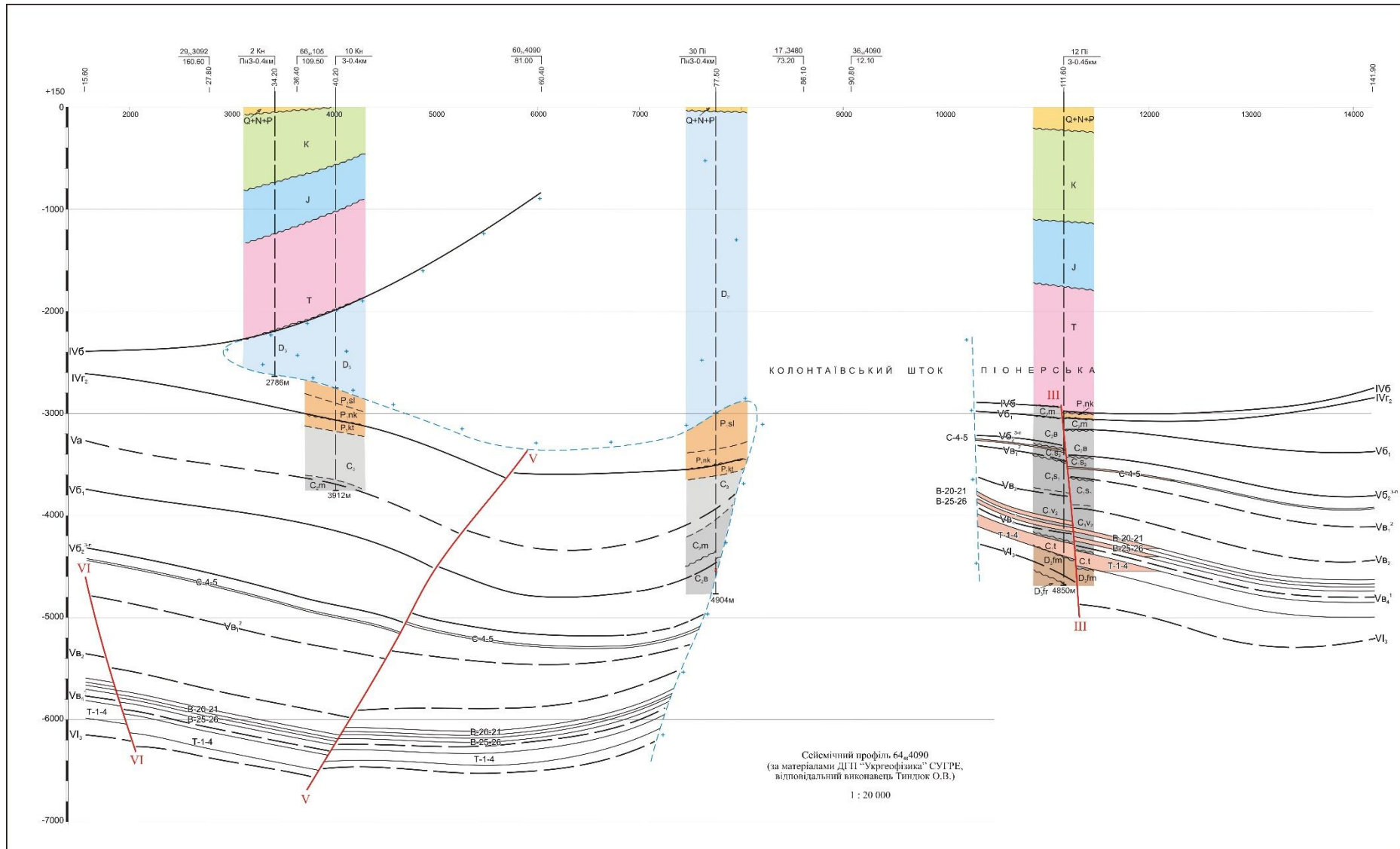


Рис. 2 Сейсмічний профіль Колонтаївського штоку (за матеріалами ДГП «Укргеофізика» СУГРЕ)

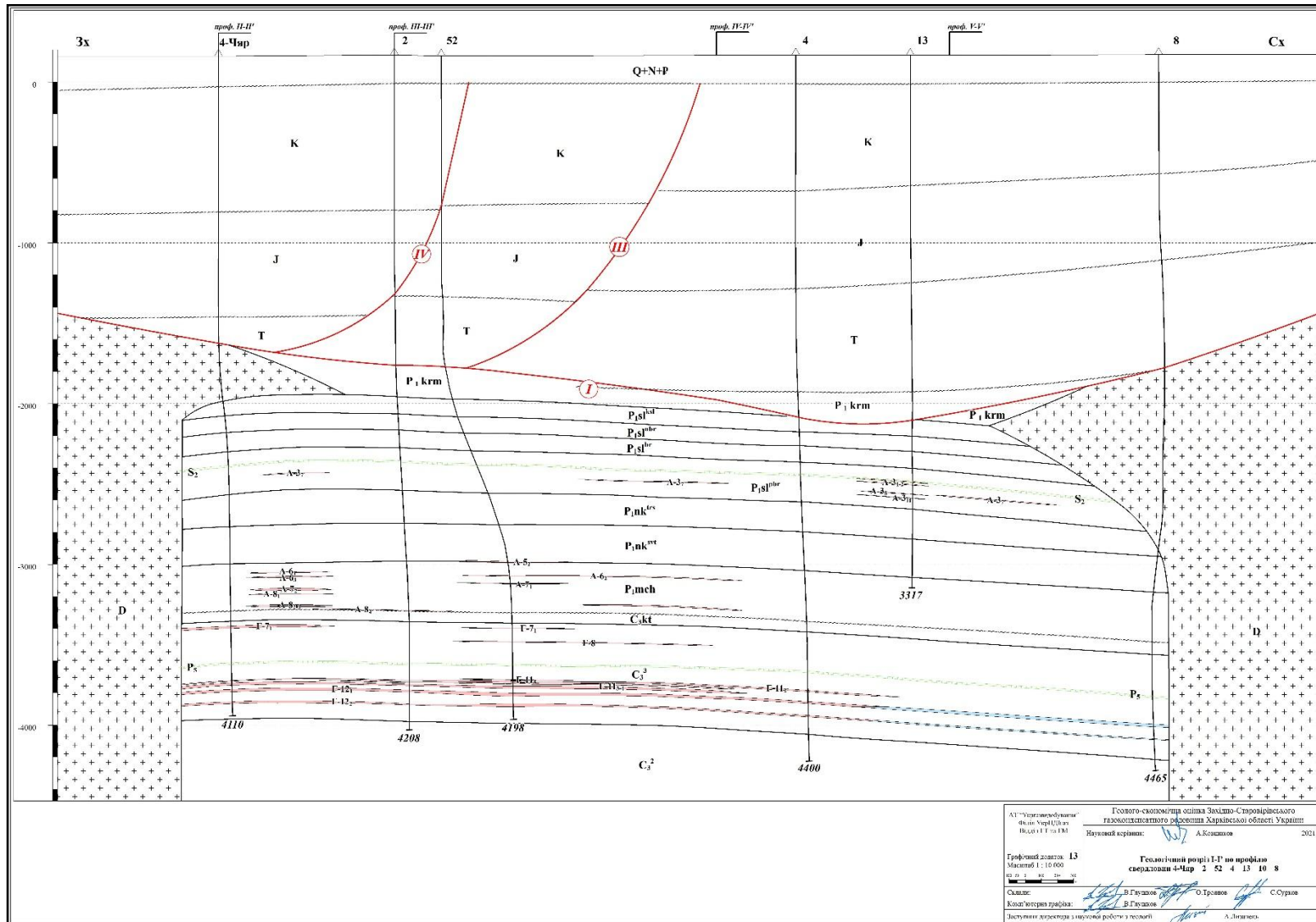


Рис. 3 Геологічний розріз Західно – Старовірівського родовища (за даними АТ Укргазвидобування 2021)

Рис. 4

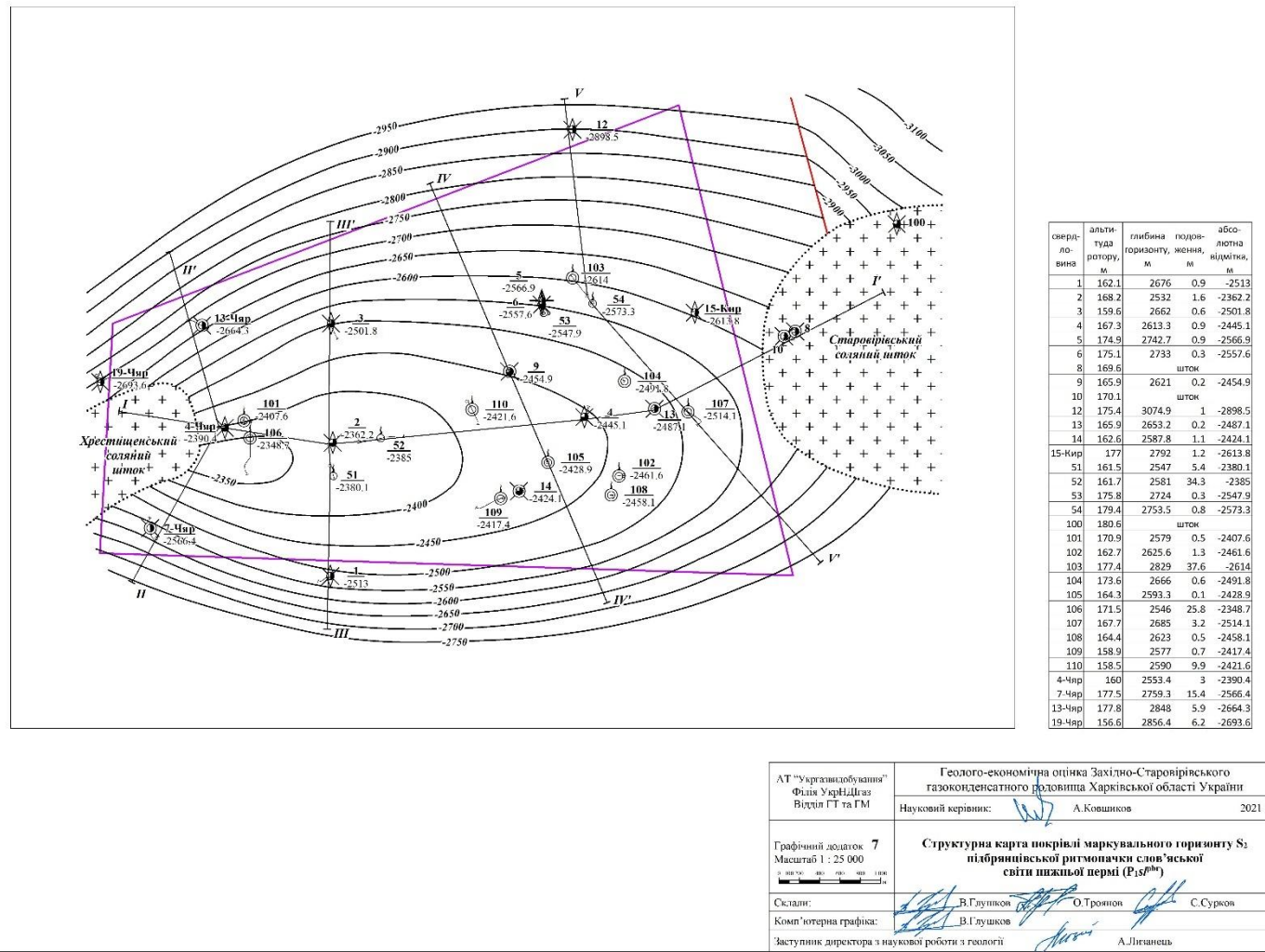


Рис.4. Структурна карта покрівлі маркувального горизонту S₂ підбрянцівської ритмопачки слов'янської світи нижньої пермі (за даними АТ Укргазвидобування 2021)

[illegible]

Рис. 5 Тектонічна схема регіону

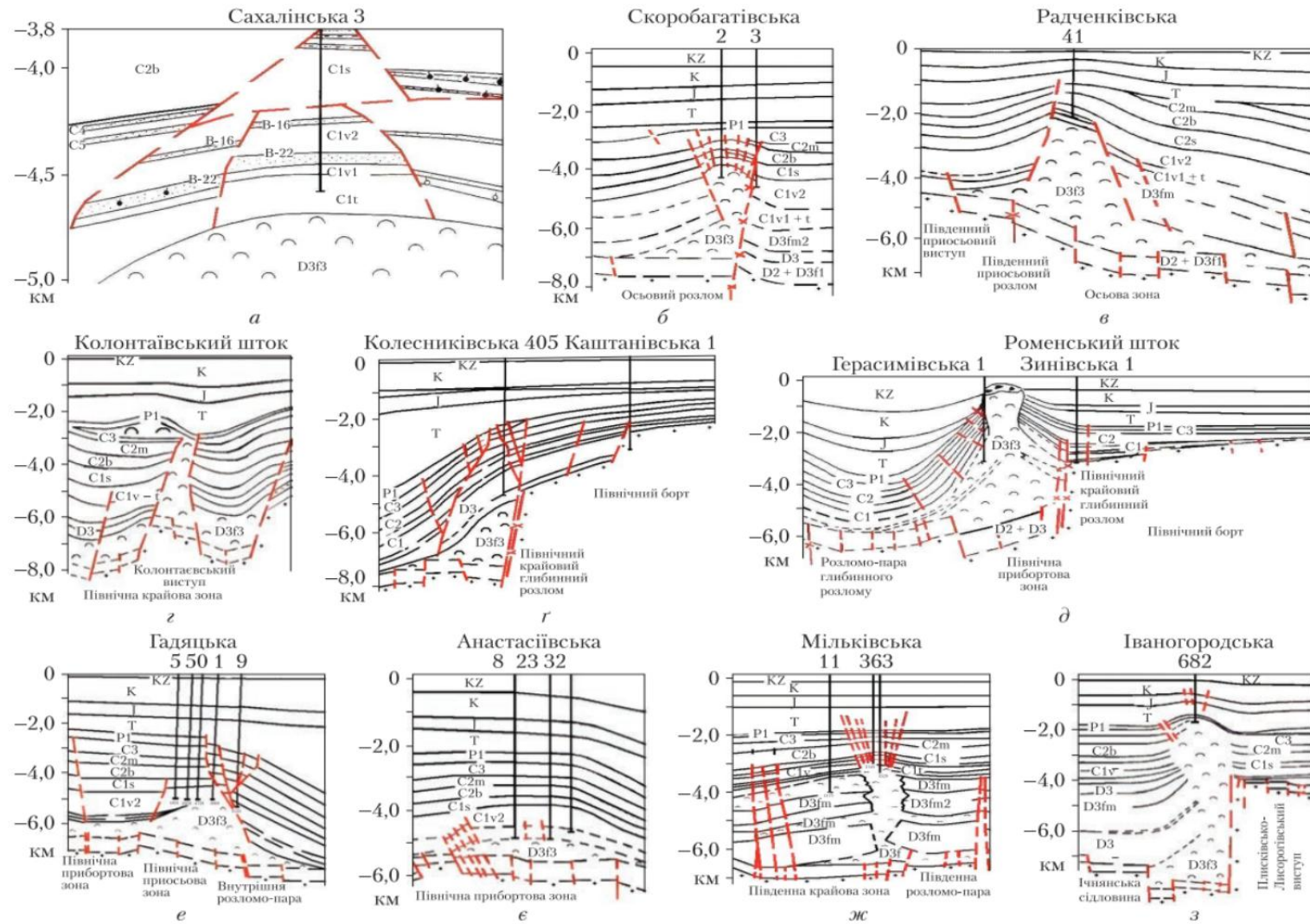


Рис. 6 Схема відношення розламних зон до різних соляних штоків ДДЗ (О.П. Олійник, С.О. Мачуліна)

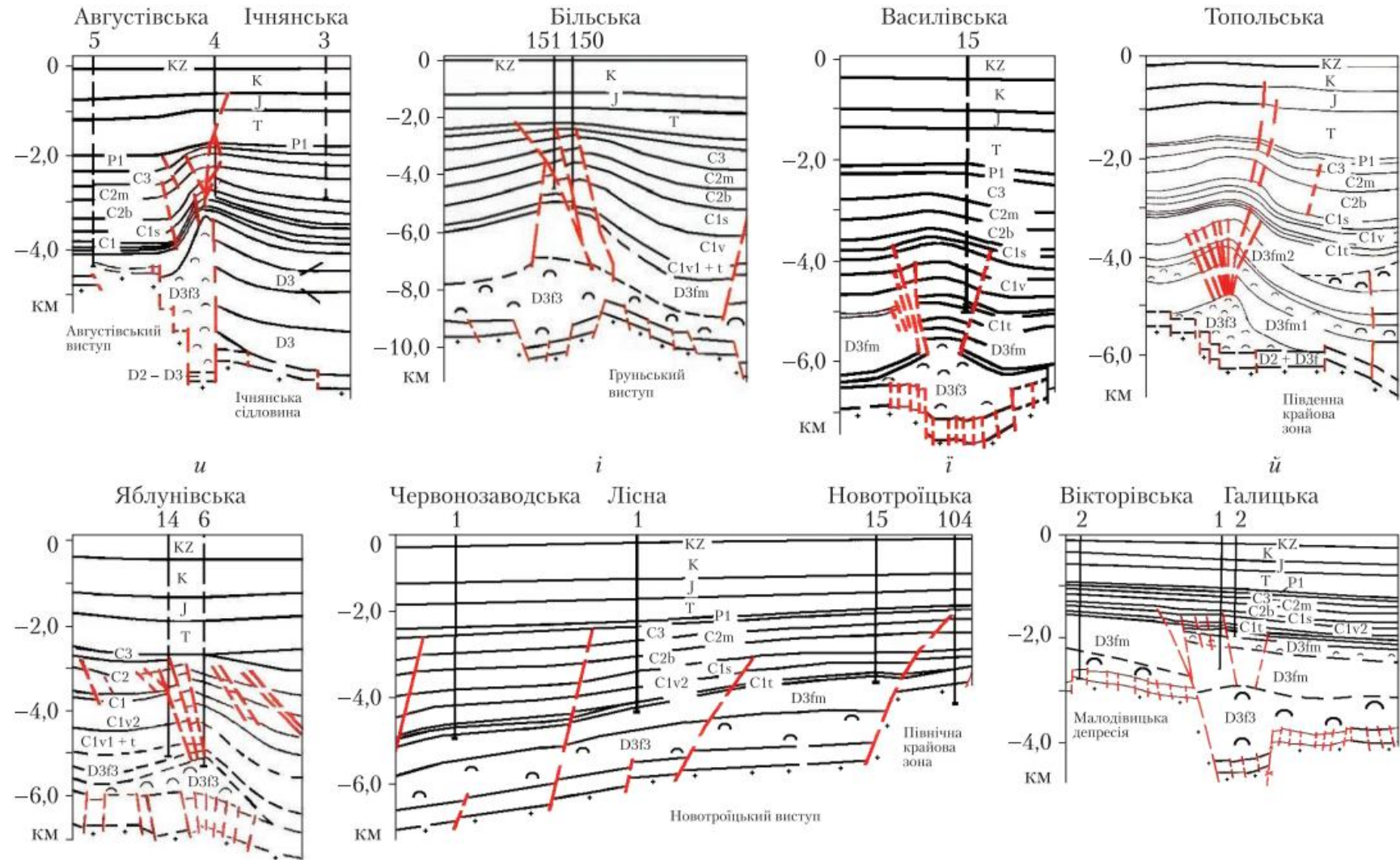


Рис.7 Схема відношення розламних зон до різних соляних штоків ДДЗ (О.П. Олійник, С.О. Мачуліна)

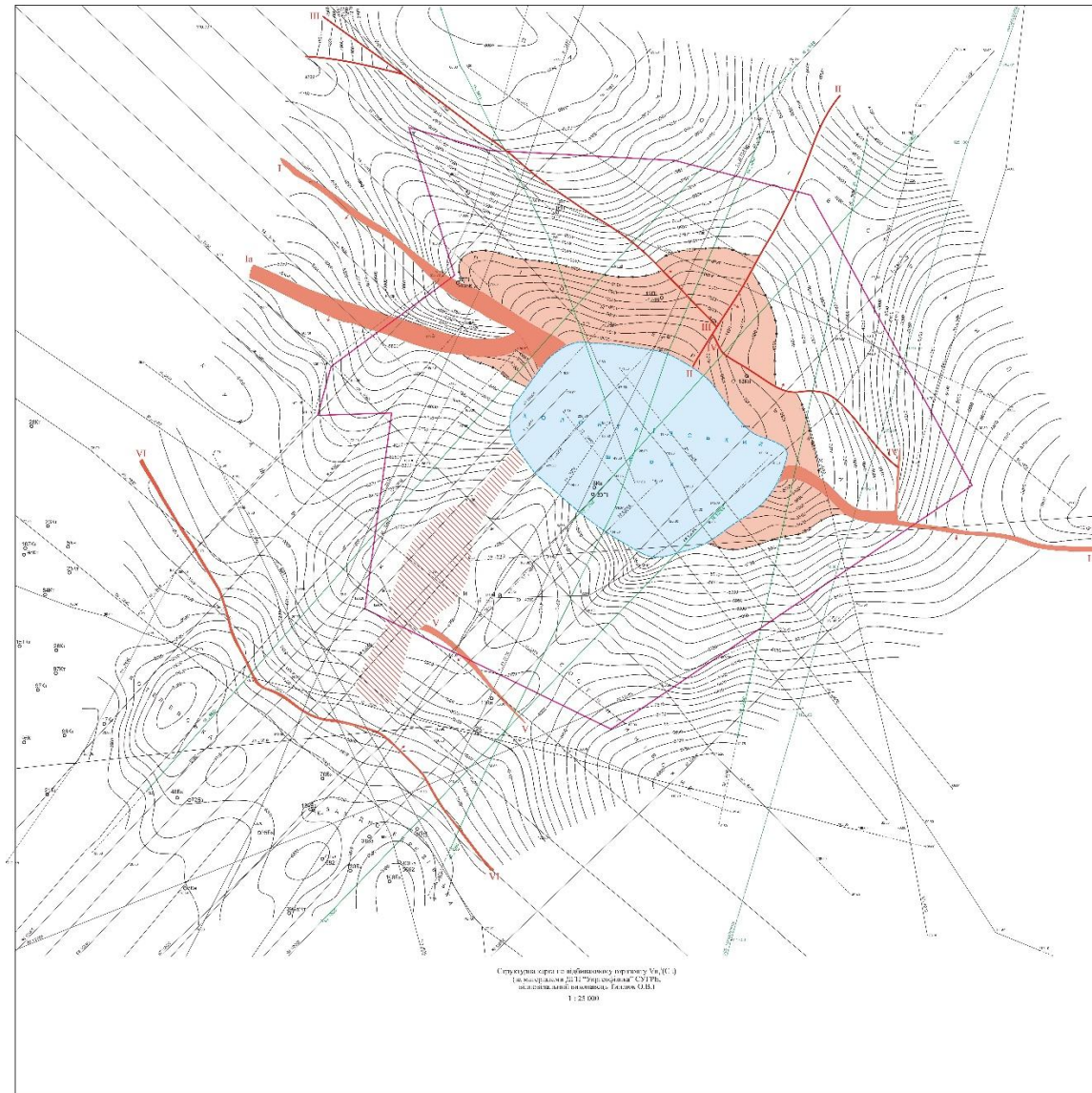


Рис. 8 Структурна карта по відбиваючому горизонту $V_{B4}(C_2t)$ (За матеріалами ДГП «Укргеофізики» СУГРЕ)