

ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК
НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК
НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

ОЛІЙНИК ОЛЕНА ПЕТРІВНА

УДК 551.243:553.98(472)

ДИСЕРТАЦІЯ
РЕКОНСТРУКЦІЯ ПАЛЕОТЕКТОНІЧНИХ УМОВ РОЗВИТКУ
СОЛЯНОКУПОЛЬНИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ
ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ
У ЗВ'ЯЗКУ З НАФТОГАЗОНОСНІСТЮ

Спеціальність 04.00.01 – Загальна та регіональна геологія
103 – Науки про Землю

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень.

Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають
посилання на відповідне джерело

_____ О.П. Олійник

Науковий керівник: Мачуліна Світлана Олександрівна, доктор
геологічних наук, старший науковий співробітник

Київ – 2019

АНОТАЦІЯ

Олійник О.П. Реконструкція палеотектонічних умов розвитку солянокупольних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини у зв'язку з нафтогазоносністю. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (доктора філософії) за спеціальністю 04.00.01 «Загальна та регіональна геологія» (103 Науки про Землю). – Інститут геологічних наук НАН України, Київ, 2019.

В дисертаційній роботі вивчені основні етапи розвитку соляних структур, розташованих вздовж регіонального профілю МЗГТ Березняки-Недригайлів в різних структурно-тектонічних зонах Дніпровсько-Донецької западини: міжштоковий прогин Висачківсько-Ромоданівської антикліналі (південна прибортова зона), Скоробагатьківська брахіантикліналь (осьова зона), Герасимівська складка (північна прибортова зона).

Дніпровсько-Донецька западина є основним нафтогазоносним районом України. Регіон характеризується поширенням солянокупольних структур, що є об'єктами нафтогазорозвідувальних робіт. Складна і довготривала історія розвитку регіону зумовила структурно-тектонічне районування западини: прибортові (або шовні зони Прип'ятсько-Маницького і Барановицько-Астраханського глибинних розломів), приосьові (або зони прирозломних виступів фундаменту) та осьова зони. Південна та північна бортові зони – це занурені схили Українського щита та Воронезького кристалічного масиву. Рифтогенез та галокінез – чинники, що вплинули на циклічний перебіг еволюції соляних куполів, яким властивий несинхронний рівень розвитку в певні геологічні епохи у зв'язку із їхньою приуроченістю до різних структурно-тектонічних зон западини.

Морфологічні особливості соляних структур, поширеність і характер розривних порушень, стратиграфічні та літологічні перерви й незгідності позначаються на розподілі пасток нафти і газу. В дисертаційній роботі вивчені основні етапи розвитку соляних структур, розташованих вздовж регіонального профілю МЗГТ Березняки-Недригайлів в різних структурно-тектонічних зонах Дніпровсько-Донецької западини: міжштоковий прогин Висачківсько-Ромоданівської антикліналі (південна прибортова зона), Скоробагатьківська брахіантикліналь (осьова зона), Герасимівська складка (північна прибортова зона).

Дніпровсько-Донецька западина є основним нафтогазоносним районом України. Регіон характеризується поширенням солянокупольних структур, що є об'єктами нафтогазорозвідувальних робіт. Складна і довготривала історія розвитку регіону зумовила структурно-тектонічне районування западини: прибортові (або шовні зони Прип'ятсько-Маницького і Барановицько-Астраханського глибинних розломів), приосьові (або зони прирозломних виступів фундаменту) та осьова зони. Південна та північна бортові зони – це занурені схили Українського щита та Воронезького кристалічного масиву. Рифтогенез та галокінез – чинники, що вплинули на циклічний перебіг еволюції соляних куполів, яким властивий несинхронний рівень розвитку в певні геологічні епохи у зв'язку із їхньою приуроченістю до різних структурно-тектонічних зон западини. Морфологічні особливості соляних структур, поширеність і характер розривних порушень, стратиграфічні та літологічні перерви й незгідності позначаються на розподілі пасток нафти і газу.

Для виконання ретроспективної реконструкції і отримання поглибленої уяви про будову та геотектонічні умови розвитку, визначення наявності стратиграфічних переривів, ерозійних поверхонь, специфіки нафтогазонакопичення солянокупольних структур були застосовані методи палеотектонічного аналізу. Подібні методи використовуються для вирішення комплексних задач пов'язаних з нафтогеологічним районуванням і оцінкою

перспектив нафтогазоносності. Метод аналізу товщин і палеотектонічні профілі використовують для відтворення і вивчення історії геологічного розвитку значних територій або локальних структур у певні геологічні часи. Завершують серію палеотектонічних досліджень графіками швидкостей осадконакопичення, що відображають темпи осадконакопичення.

Для побудови літолого-геофізичної схеми кореляції нижньокам'яновугільних та верхньодевонських відкладів було використано методику регіонального зіставлення продуктивних (перспективних) горизонтів нижньокам'яновугільних та девонських відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Вона базується на фаціально-циклостратиграфічному принципі, ураховує особливості геофізичних характеристик девону і карбону, перерви в осадконакопиченні, діахронність циклів, ритмів осадконакопичення і відповідних їм літогеофізичних товщ. За літолого-геофізичними даними (матеріали геофізичних досліджень свердловин, опис керну) складено детальну кореляційну схему для інтервалу від подошви башкирського ярусу до вибою свердловин.

Палеогеотермічні графіки занурення у зони нафтогазогенерації будуються з метою оцінки геотермічної історії, яка має важливе значення для визначення стадій катагенезу органічної речовини материнських і вміщуючих поклади ВВ порід, вивчення ступеня зміни колекторських та флюїдотривних властивостей, аналізу умов генерації і консервації в осадових товщах, вивчення міграційних та акумуляційних процесів.

В результаті прояву процесів галакінезу були утворенні складки нагнітання – діапіроїдні, криптодіапірові, діапірові, брахіантиклінальні структури. Більшість солянокупольних структур є об'єктами нафтогазовидобувних робіт. Автором проаналізовані соляні структури центральної частини Дніпровсько-Донецької западини за місцем їхнього розташування відносно структурно-тектонічних зон регіону і приуроченістю покрівлі соляного ядра (кепроку) та наявності родовищ вуглеводнів.

Розподіл покладів нафти і газу та їхні типи у палеозойському розрізі Дніпровсько-Донецької западини обумовлені тектонічними і літологічними факторами. До тектонічних факторів відносять структури-пастки – місця скупчення вуглеводнів і розривні порушення – шляхи їхньої міграції. На розподіл покладів впливають морфологічні особливості структур, приуроченість певних типів підняття до окремих тектонічних зон, розривні порушення, їх характер і поширеність по площі та у розрізі.

Перегляд геолого-сейсмічного матеріалу дозволив зробити класифікацію основних типів розломів по відношенню до соляних тіл: 1) розломи, які обмежують штоки і криптодіапіри з обох боків; 2) розломи, які обмежують штоки і криптодіапіри з одного боку: а) розломи крайові; б) розломи внутрішньої розломо-пари; в) розломи, які обмежують виступи фундаменту; г) прибортові розломи; 3) розломи-скиди; 4) “кущеподібні” розломи над склепінням діапіроїдних соляних тіл; 5) “кущеподібні” розриви над склепінням криптодіапірових соляних структур; 6) розриви в пластових соляних відкладах; 7) розломи, які обмежують солі в “щілинних” грабенах.

Висачківсько-Ромоданівську антикліналь приурочена до північно-східної окраїни Лубенсько-Білоцерківського виступу у межах південної прибортової зони в розломо-парі Прип'ятсько-Маницького крайового розлому. Структура представляє собою валоподібне підняття, ускладнене соляними штоками, що поєднуються міжкупольною зоною. Південно-східна перикліналь Ромоданівського штоку відповідає Кибинцівському нафтовому родовищу.

В пластах воронезько-євланівсько-лівенської солі за аналізом керну і каротажних діаграм (св. Крем'янківська 402, Ромоданівська 482, Колайдинцівська-7, Великобагачанська-7, Висачківська-4 і -7) розкрито потужну карбонатно-глинисту товщу (303 м), яка відповідає руднянській світі, охарактеризованій воронезькою фауною. Товща за літологічним складом і умовами накопичення порід відповідає породам доманікоїдного типу, що

дозволяє зарахувати її до нафтогенеруючої. За літолого-геофізичними даними зроблено кореляційну схему воронезької теригенної товщі.

Палеотектонічна реконструкція Висачківсько-Ромоданівської солянокупольної структури полягала у побудові карт ізопакіт та палеотектонічних профілів вирівнювання. За лінією ізопакіт (між воронезьким та турнейським стратиграфічними рівнями) на північному схилі валу виділяється ланцюг структур, а на південному – поодинокі структури, які можливо є біогермними спорудами. Площа дослідження межує із турнейсько-візейським рифогенним поясом Дніпровсько-Донецької западини і розташована між Селюхівсько – Південно-Жданівським та Сорочинським рифогенними масивами, продуктивність яких встановлено у візейських і турнейських карбонатних відкладах, тому нові прогностичні біогермні структури валу можуть бути перспективними на нафту і газ.

За картою ізопакіт між башкирським та середньотріасовим стратиграфічними рівнями спостерігається поетапне зменшення потужностей від крил до склепіння, лінії ізопакіт мають форму палеодельт. У межах структури тріасові відклади представлені сребрянською та протопопівською світами. Сребрянська світа представлена глинами, алевролітами і пісковиками. Для порід характерна карбонатність, глинистість зростає знизу догори, де вона набуває якості флюїдоупору. Колекторські властивості піщаних пластів тріасу оцінюються, як переважно якісні. Сучасні дослідження доводять нафтогазоперспективність мезозойських і тріасових відкладів зокрема, тому утворення тріасу можуть бути пов'язані з пастками вуглеводнів.

Побудовано схематичний геологічний розріз через Висачківсько-Ромоданівську соляну структуру. До схематичного геологічного розрізу побудовано палеотектонічні профілі (профілі вирівнювання) на початок кам'яновугільного, тріасового, крейдового, палеогенового періоду. За палеотектонічними профілями Висачківський і Ромоданівський штоки формувались за умов чергування відкритих і закритих циклів: відкриті –

передкам'яновугільний, башкирський, московський, пермський, юрський; закриті – з турнейського до серпуховського, пізньокам'яновугільний, триасовий, крейдовий; для Висачківського відкриті – неогеновий, четвертинний; для Ромоданівського закриті – палеогеновий, неогеновий, четвертинний.

Міжкупольний прогин сформувався у передкам'яновугільний час і характеризується стрибкоподібним характером утворення.

Основний розвиток структури відбувався у передкам'яновугільний, передпізньопермський та передпалеогеновий час, відповідно до активних інверсійних етапів розвитку Дніпровсько-Донецької западини.

Скоробагатьківська соляна структура приурочено до північного схилу Жданівського прогину осьової зони Дніпровсько-Донецької западини. За даними геолого-геофізичних досліджень структура є брахіантикліналлю північно-східного простягання. Соляне ядро обмежене дугоподібними скидами, які характеризуються довготривалим розвитком і розмежовують структуру на п'ять блоків. Структура є нафтогазоконденсатним родовищем.

За літолого-геофізичними даними складено кореляційну схему від подошви башкирського ярусу до вибою свердловин. Аналіз схеми дозволив виділити багат шаруватість кепроку (потужність 363 м): верхню товщу – дрібноуламкової брекчії карбонатного і діабазового складу (характеризує відносно уповільнення росту), нижню – грубоуламкової брекчії діабазового складу (характеризує пришвидшений ріст штока); між товщами виділяється пачка глинистих порід, яка вказує на зміну темпу росту діапіру.

Карти ізопакіт побудовано за методом сходження структурних планів за якими визначено закономірне зменшення потужностей від крил до склепіння. Основний розвиток структури відбувався в епохи найактивніших тектонічних рухів на території Дніпровсько-Донецької западини з докам'яновугільного по нижньопермський час і мав конседиментаційний характер розвитку.

Побудовано схематичний геологічний розріз через Скоробагатьківську структуру. За палеотектонічними профілями просліджується залежність росту структури від регіональних тектонічних рухів протягом головних циклів розвитку соляних куполів Дніпровсько-Донецької западини – з докам'яновугільного і допермського. Структура формувалась за відкритими циклами з кінця пізньодевонської епохи до ~ першої половини пізньовізейського часу, і за закритими – з другої половини пізньовізейського до четвертинної епохи. Структура належить до криптодіапірового типу.

Герасимівська соляна структура розташована в тектонічно активній північній прибортовій в зоні Барановицько-Астраханського глибинного розлому і представляє собою крутозанурену на південний захід “напівскладку” північно-західного простягання, розташовану на південно-східному схилі Роменського соляного штока.

Аналіз карт ізопакіт показав, що активний розвиток структури почався на московському етапі і продовжувався до четвертинного періоду; спостерігається закономірне зменшення потужностей від крил до склепіння. За палеотектонічними профілями для структури головними етапами розвитку стали московський, передпізньопермський, передтріасовий, передюрський, передкрейдовий, передпалеогеновий час. Структура є діапіроїдом – розвиток відбувався за закритими циклами.

Побудовано схему кореляції за літолого-геофізичними даними свердловин Крем'янківська-402, Скоробагатьківська-2, Герасимівська-1 для інтервалу від підосви башкирського ярусу до вибою свердловин. Визначені виклинювання літолого-стратиграфічних верств і головні стратиграфічні перерви, підраховано їх тривалість.

За побудованими графіками швидкості осадконакопичення в інтервалі від турнейського до пізньопермського епохи спостерігається синхронний стрибкоподібний характер розвитку структур в палеозойську еру незалежно від їхнього розташування щодо зон. Відмічається загальне уповільнення швидкостей осадконакопичення від палеозою до мезозою та від мезозою до

кайнозою, характерне для всієї території западини. Еоцен-міоцен характеризується локальними підвищенням швидкостей осадконакопичення у межах прибортових зон Дніпровсько-Донецької западини.

Згідно аналізу графіків швидкості осадконакопичення і узагальненої історії формування кожної із соляних структур нами виділено три головні фази динаміки росту, які за своєю інтенсивністю названі: інтенсивна, уповільнена і пасивна. Спостерігаються відмінності у розвитку соляних структур, які розташовані у різних структурно-тектонічних зонах: міжштоковий прогин Висачківсько-Ромоданівської структури формувалася стрибкоподібно: – з уповільненої – в інтенсивну, далі – пасивну, з нього – активну і у – пасивну; Скоробагатьківська структура формувалася послідовно: з активних фаз поступово переходила в уповільнений режим, який поступово змінився на пасивний; Герасимівська структура формувалася у циклічному порядку – чергування активних фаз з уповільненими і пасивними.

Зроблено аналіз нафтогазоконденсатних родовищ та проявів вуглеводнів у межах вивчених соляних структур та сусідніх площ – Кибинцівського, Селюхівського і Роменського нафтових родовищ, Скоробагатьківського нафтогазоконденсатного родовища, Снітинської структури.

Виконані дослідження перспективності розміщення пасток вуглеводнів у межах соляних структур Дніпровсько-Донецької западини на основі палеогеотермічних графіків.

Оцінка нафтогазоносного потенціалу товщ у межах соляних структур виконувалася з урахуванням геотермічної історії регіону. Для цього побудовано графік занурення стратифікованої товщі і палеогеотермічний графік, які збігаються за глибинами і у геологічному часі

За палеогеотермічним графіком занурення існували оптимальні умови генерації вуглеводнів для воронезької теригенної товщі Висачківсько-Ромоданівської структури; для нижньо- і середньокам'яновугільних відкладів

Скоробагатьківської площі; для середньо- і верхньодевонських відкладів Герасимівської структури.

Глибинні інтервали нафтогенерації у св. Герасимівська-1 коливається від 1180 до 4120 м; у св. Скоробагатьківська-2 – від 3080 до 6960 м; у св. Крем'янківська-402 – від 1180 до 4120 м.

Ключові слова: Дніпровсько-Донецька западина, Вісачківсько-Ромоданівська антикліналь, Скоробагатьківська структура, Герасимівська структура; структурно-тектонічні зони, соляні структури, розломи, методи палеотектонічного аналізу, нафтогазоносність, пастки вуглеводнів.

ABSTRACT

Oliinyk O.P. Reconstruction of paleotectonic conditions for the development of salt-dome structures of the central part of the Dnieper-Donets Depression connection with oil and gas content. – Manuscript.

Dissertation for the degree of a candidate of geological sciences in specialty 04.00.01. “General and Regional geology” (103 – Earth Sciences). – Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2019.

In the dissertation the main stages of the development of salt structures located along the regional profile of the Berezhnyaki-Nedrigaylov in different structural-tectonic zones of the Dnieper-Donets Depression are studied: intersame sag of the Vysachkivsky-Romodanovska anticline (southern flank zone), Skorobagatkivska brachyanthycline (axial zone), Herasymivska fold (northern flank zone).

The Dnipro-Donets depression is the main oil and gas region in Ukraine. The region is characterized by a wide development of salt dome structures that are objects of oil and gas exploration. The complex and long history of the region's formation has led to structural-tectonic zoning of the Dnipro-Donets depression: northern and southern flank (or seam zones of the Pripyatsky-Manitsky and Baranovitsky-Astrakhansky deep faults), preaxial (or zones of near-ridge foundation projections) and axial zones. The southern and northern edge zones are the immersed slopes of the Ukrainian shield and the Voronezh crystalline massif. Riftogenesis and galokinesis are factors that influenced the cyclical course of the evolution of salt domes, which are characterized by an asynchronous level of development in certain geological epochs due to their confinement to various structural-tectonic zones Dnipro-Donets depression. In addition, the morphological features of salt structures, the distribution and nature of faults, stratigraphic and

lithological breaks and disagreements in a certain way affect the distribution of oil and gas traps

Paleotectonic analysis methods were applied to perform a retrospective reconstruction and to gain an in-depth understanding of the structure and geotectonic conditions of development, to determine the presence of stratigraphic breaks, erosion surfaces, the specificity of oil and gas accumulation of salt-dome structures. Similar methods are used to solve complex problems related to petroleum zoning and to assess the prospects for oil and gas.

Thickness analysis and paleotectonic profiles are used to reproduce and study the history of geological development of significant territories or local structures at specific geological times.

Complete a series of paleotectonic studies with graphs of sedimentation rates that reflect sediment deposition.

To construct the lithologic-geophysical correlation scheme of the Lower Carboniferous and Upper Devonian deposits, the method of regional comparison of productive (perspective) horizons of the Lower Carboniferous and Devonian deposits of the Dnieper-Donetsk Depression was used. It is based on the facial-cyclostratigraphic principle, takes into account the peculiarities of geophysical characteristics of the Devonian and Carboniferous, breaks in sedimentation, diachronic cycles, rhythms of sedimentation and the corresponding lithophysical thicknesses. According to lithologic-geophysical data (materials of geophysical studies of wells, description of the kern), a detailed correlation scheme is drawn up for the interval from the Bashkirian tier floor sole to the well bottom.

Paleogeothermal graphs of immersion in the zones of oil and gas production are designed to evaluate the geothermal history, which is important for determining the stages of catagenesis of organic matter of oil-source and host deposits of rocks, study the degree of change in reservoir and fluid properties, analysis of the conditions of generation and accumulation processes. As a result of the manifestation of galakinesis processes were formed folds – diapiric, cryptodiapir, diapir, brachyanthycline structures. Most salt-dome structures are the objects of oil

and gas production. The author analyzes the salt structures of the central part of the Dnieper-Donetsk depression by their location relative to the structural-tectonic zones of the region and the confinement of the roof of the salt core (caprock) and the presence of hydrocarbon deposits.

The distribution of oil and gas deposits and their types in the Paleozoic section of the Dnieper-Donetsk depression are due to tectonic and lithological factors. Tectonic factors include trap-structures – places of accumulation of hydrocarbons and breaks – ways of their migration. The distribution of deposits is influenced by the morphological features of the structures, the confinement of certain types of uplifts to individual tectonic zones, breaks, their character and distribution in area and in section.

Revision of geologic-seismic material allowed classification of the main types of faults with respect to salt bodies: 1) faults limiting the stocks and cryptodiapiric on both sides; 2) faults limiting the stocks and cryptodiapirs on one side: a) faults are marginal; b) faults of the internal fault-pair; c) faults that limit the uplifting blocks of the basement; d) flank faults; 3) breaks-faults; 4) "bushy" faults above the vault of diapryoid salt bodies; 5) "bushlike" breaks over the cryptodiapiric salt structures; 6) breaks in reservoir salt deposits; 7) faults limiting salts in "slit" grabens.

The Vysachkivsky-Romodanovsky anticline is dated to the northeastern outskirts of the Lubensko-Bilotserkovsky projection within the southern flank zone in the fault-pair of the Pripyatsky-Manytsky marginal fault. The structure is a shaft complicated by salt ctocks that connect the inter-dome area. On the south-eastern slope of the Romodanovsky stock is located the Kibintsevky oil field.

In layers of Voronezh-Yevlana-Levansk salt according to the analysis of kern and well logs (wells Kremyankivska-402, Romodanovska-482, Kalaidintsevskaya-7, Velikobogachanska-7, Vysachkivska-4 and 7) a powerful carbonate-clay thickness (303 m) is found, which corresponds to the Rudnian cuites, characterized by the Voronezh fauna. The lithological composition of the strata and the conditions of accumulation of rocks corresponds to the rocks of the

dominoid type, which allows it to be counted to the oil-generating one. According to lithological and geophysical data, a correlation scheme of the Voronezh clay-carbonate strata is made.

Paleotectonic reconstruction of the Vysachkivsky-Romodanovska salt-dome structure consisted in the construction of isopachite maps and paleotectonic alignment profiles. The isopachite line (between the Voronezh and Tourniasian stratigraphic levels) on the northern slope of the shaft stands out a chain of structures, and on the south - single structures, which may be bioherms. The study area is bordered by the Tourniasian-Visean riphogenic belt of the Dnieper-Donetsk depression and is located between the Selyukhiv-South-Zhdanivskyi and Sorochinsky reefogenic arrays, whose performance is established in the Visean and Tourniasian carbonate deposits. Therefore, new predicted bioherm structures of the could be promising for oil and gas.

The isopachite map between the Bashkirian and the Middle Triassic stratigraphic levels shows a gradual decrease in the capacities from the wings to the vault, and the isopachite lines have the form of paleodelts. Within the structure, Triassic deposits are represented by the Sribnensky and Protopopovsky suites. The Sribnensky suite is represented by clays, siltstones and sandstones. The rocks are characterized by carbonate, the clay increases from the bottom up, where it acquires the quality of fluid resistance. The collector properties of Triassic sand layers are estimated to be predominantly qualitative. Recent studies prove the oil and gas potential of Mesozoic and Triassic deposits in particular, so Triassic deposits may be associated with hydrocarbon traps.

Schematic geological section constructed through Vysachkivskaya-Romodanovskaya salt structure. Paleotectonic profiles (alignment profiles) for the Carboniferous, Triassic, Cretaceous, Paleogene periods were constructed. According to paleotectonic profiles, the Vysachkivsky and Romodanovsky stocks were formed under the conditions of alternation of open and closed cycles: open – Carboniferous, Bashkirian, Moscovian, Permian, Jurassic; closed – from Tourniasian to Serpukhovian, Late Carboniferous, Triassic, Cretaceous; for

Vysachkivsky open – Neogene, Quaternary; for Romodanovsky closed – Paleogene, Neogene, Quaternary.

Interame sag was formed in the Pre-Carboniferous Age and is characterized by the jumping nature of the development. The main development of the structure took place in the Pre-Carboniferous, Pre-late Permian and Pre-Paleogene times, according to the active inversion stages of the Dnieper-Donetsk depression.

Skorobagatkovska salt structure is located on the northern slope of the Zhdanovsky depression of the axial zone of the Dnieper-Donetsk depression. According to geological and geophysical studies, the structure is brachyanthycline.

The salt core is limited by arcuate discharges, characterized by long-term development and dividing the structure into five blocks. The structure is an oil and gas condensate field.

According to the lithological-geophysical data, a correlation scheme was drawn up for the interval from the Bashkirian floor to the bottom hole. The analysis of the scheme allowed to distinguish the multilayered caprock (363 m thickness): the upper thickness is a fine-grained breccia of carbonate-diabase composition (characterizing the relative slowdown of growth), the lower one - coarse-grained breccia of diabase composition (characterized by accelerated growth); a layer of clay rocks stands out between the strata, which indicates a change in the growth rate of the diapir.

According to isopach maps, a regular reduction of the thickness from the wings to the arch is determined.

The main development of the structure occurred during the epochs of the most active tectonic movements in the Dnieper-Donets depression from the Pre-Carboniferous to the Early Permian.

A schematic geological section was constructed through the Skorobogatskaya structure. According to paleotectonic profiles, the dependence of the structure growth on regional tectonic movements during the main cycles of development of the salt domes of the Dnieper-Donets depression – from the Pre-Carboniferous to Pre-Permian – is traced. The structure was formed by open cycles

from the end of the Late Devonian to ~ the first half of the Late Visean, and closed ones from the second half of the Late Visean to the Quarter. The structure is of cryptodiapir type.

The Gerasimovsky salt structure is located in the tectonically active northern flank zone of the Baranovichisky-Astrakhansky Deep Fault. And is a "semi-fold" of the north-western direction located on the southeastern slope of the Romenskoye salt stock.

Analysis of isopach maps showed that the active development of the structure began at the Moscovian stage and continued until the Quaternary; there is a regular decrease in the power from the wings to the arch. According to paleotectonic profiles for the structure, the main stages of development were Moscovian, Pre-Late Permian, Pre-Triassic, Pre-Jurassic, Pre-Cretaceous, Pre-Paleogene. The structure is a diapiroid, its development occurred in closed cycles.

The correlation scheme based on the lithologic-geophysical data of wells of Kremyankivsky-402, Skorobogatkovsky-2, Gerasimovsky-1 was constructed for the interval from the Bashkirian tier floor sole to the well bottom. Deflections of lithologic-stratigraphic layers and major stratigraphic breaks are determined, their duration is calculated.

According to the graphs of sedimentation rates in the interval from Tournian to Late Permian times, there is a synchronous jumping character of the development of structures in Paleozoic time, regardless of their location relative to the zones. There is a general slowdown in sedimentation rates from Paleozoic to Mesozoic and from Mesozoic to Cenozoic, characteristic of the entire depression. The Eocene-Miocene is characterized by a local increase of sedimentation rates within the flank zones of the Dnieper-Donetsk depression.

According to the analysis of the graphs of sedimentation rates and the generalized history of the formation of each of the salt structures, we have identified three main phases of growth dynamics, which are named by their intensity: intensive, slow and passive growth.

Differences in the development of salt structures are observed, which are located in different structural-tectonic zones: the interame sag of the Vysachkivskaya-Romodanovskaya structure was formed jumping: – from the slow mode – into intensive, then – passive, from it – active and into – passive; The Skorobagatkovska structure was formed consistently: from the active phases it gradually transitioned to a slow mode, which gradually changed to a passive one; The Gerasimovskaya structure was formed in a cyclical manner - alternation of active periods with slow and passive periods.

The analysis of oil and gas condensate fields and manifestations of hydrocarbons within the studied salt structures and adjacent areas – Kibintsevsky, Selyukhivsky and Romenysky oil fields, Skorobogatsky oil and gas condensate field, Snitinsky structure.

Prospects of placement of hydrocarbon traps in salt structures of the Dnieper-Donetsk basin on the basis of paleogeothermal graphs are studied. The estimation of oil and gas potential of the strata within the salt structures was performed taking into account the geothermal history of the region. For this purpose, we have graph the stratified strata dipping and paleogeothermal plots, which coincide in depth and in geological time.

According to the paleogeothermal dive schedule, there were optimal conditions for hydrocarbon generation for the the Vysachkovo-Romodaniivska structure in the Voronezh clay-carbonate thickness; for Skorobogatkovskaya area – in the Lower- and Middle Carboniferous deposits; for the Gerasimovska structure – in the Middle- and Upper Devonian deposits.

Deep oil production intervals in well Gerasimovskaya-1 ranges from 1180 to 4120 m; in well Skorobagatkyvska-2 – from 3080 to 6960 m; in well Kremenkovskaya-402 – from 1180 to 4120 m.

Key words: Dnieper-Donets Depression, Vysachkovo-Romodaniivska anticline, Skorobagatkivska structure, Herasymivska fold, structural-tectonic

zones; salt structures, deep-breaks; faults, methods paleotectonic analysis, petroleum, traps hydrocarbon.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

в яких опубліковані основні наукові результати дисертації:

1. Куриленко В.С. Графо-аналитический метод оценки генерационного потенциала визейской доманикоидной толщи Днепровско-Донецкой впадины / В.С. Куриленко, С.А. Мачулина, Е.П. Олейник // Корисні копалини осадових басейнів; сучасні методи літологічних досліджень: збірник наукових праць ІГН НАН України. – 2010. – Вип. 3. – С. 281–286. (Особистий внесок – графічна візуалізація отриманих результатів).
2. Олійник О.П. Палеотектонічна реконструкція розвитку Скоробагатьківської солянокупольної структури / О.П. Олійник // Вісник Київського університету. Серія Геологія. – 2011. – № 53. – С.7–10.
3. Куриленко В.С. Кинематика крупных сдвиговых систем Сан-Андреас, Левант и Днепровско-Донецкого палеорифта / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Геологічний журнал – 2015. – № 3 (352). – С. 32–42. (Особистий внесок – обробка даних, систематизація і програмна візуалізація отриманих даних).
4. Куриленко В.С. Взаимосвязь палеомагнитных данных и основных тектонических событий на Восточно-Европейской платформе в фанерозое / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Тектоніка і стратиграфія. – 2015. – № 42. – С. 11–18. (Особистий внесок – програмна візуалізація результатів і графічних побудов).
5. Олійник О.П. Прогнозні прирозломні рифогенні пастки вуглеводнів схилу Висачківсько-Ромоданівської антикліналі південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Доповіді НАН України. – 2017. – № 2. – С. 49–52.
6. Олійник О.П. Результати палеотектонічних та структурно-термоатмогеохімічних досліджень у зв'язку з нафтогазоперспективністю Скоробагатьківської площі Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник, Д.М. Божежа, О.М. Малишев // Геологічний журнал. – 2017. – № 2 (359). – С. 49–56. (Особистий внесок – формування та обробка даних, узагальнення

даних попередніх досліджень, виконання порівняльного аналізу, побудова карт, візуалізація результатів, формулювання висновків).

7. Олійник О.П. Геологія і перспективи нафтогазоносності воронезької товщі Висачківсько-Ромоданівської структури / О.П. Олійник, С.О. Мачуліна, В.С. Куріленко // Нафтогазова галузь України. – 2018. – № 1. – С. 3–6. (Особистий внесок – формування та обробка даних, побудова геологічного розрізу, графіку занурення, програмна візуалізація побудов, аналіз отриманих результатів, формулювання висновків).

8. Олійник О.П. Динаміка розвитку солянокупольних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Геологічний журнал. – 2019. – № 1 (366). – С. 109–117.

які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

9. Куриленко В.С. О влиянии катагенеза на углеводородный потенциал нефтегазопродуцирующих пород / В.С. Куриленко, С.А. Мачулина, Е.П. Олейник // Матеріали міжнародної наукової конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», 9-11 листопада 2010 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2010. – С. 38.

10. Куриленко В.С. Оценка генерационного потенциала визейских доманикоидных пород Днепровско-Донецкой впадины методом балансового моделирования / В.С. Куриленко, С.А. Мачулина, Е.П. Олейник // Материалы научно-практической конференции «Зоны концентрации углеводородов в нефтегазоносных бассейнах суши и акваторий», 28 червня-2липня 2010 г. – СПб. – 2010. – С. 243–246.

11. Мачуліна С.О. Нетрадиційні колектори вуглеводнів чорносланцевих порід карбону Дніпровсько-Донецької западини / С.О. Мачуліна, О.П. Олійник // Матеріали II міжнародної науково-практичної конференції «Нафтогазова геофізика – інноваційні технології», 25-29 квітня 2011 р. – Івано-Франківськ. – 2011. – С. 146–150.

12. Олейник Е.П. Роль девонского вулканизма в формировании соляных структур Днепровско-Донецкой впадины / Е.П. Олійник // Материалы II международной научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы», Российская Федерация, 12-17 сентября 2013 г. – Туапсе : АГУ, 2013. – С. 149–152.

13. Мачуліна С.О. Нафтогазоматеринські товщі та генераційний потенціал Причорноморсько-Кримського регіону / С.О. Мачуліна, О.П. Олійник // Матеріали XI міжнародної конференції «Азово-Чорноморський полігон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа», 16-20 вересня 2013 р. – Ялта. – 2013. – С. 76–78.

14. Олійник О.П. Тектоно-геодинамічні умови формування соляних структур Південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Матеріали науково-практичної конференції до 100-річчя від дня народження В.П. Макридіна «Новітні проблеми геології», 21-23 травня 2015 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2015. – С. 168–170.

15. Олійник О.П. Особливості структурно-тектонічного розвитку Скоробагачківського газоконденсатного родовища / О.П. Олійник // Матеріали міжнародної наукової конференції «Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи», 2-4 вересня 2015 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2015. – С. 57–61.

16. Куриленко В.С. К анализу развития крупных сдвиговых систем / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Матеріали науково-практичної конференції до 100-річчя від дня народження В.П. Макридіна «Новітні проблеми геології», 21-23 травня 2015 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2015. – С. 166–167.

17. Куриленко В.С. Палеомагнітні данні в геокінематичних реконструкціях Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену / В.С. Куриленко, О.П. Олійник // Матеріали міжнародної наукової

конференції «Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи», 2-4 квітня 2015 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2015. – С. 49–53.

18. Мачуліна С.О. Особливості просторового поширення доманікоїдних відкладів в Дніпровсько-Донецькій западині та їх роль в утворенні пасток вуглеводнів / С.О. Мачуліна, О.П. Олійник // Матеріали міжнародної наукової конференції «Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи», 2-4 вересня 2015 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2015 – С. 145–148.

19. Олійник О.П. Прогнозні прирозломні біогерми центральної частини південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Тези доповідей науково-практичної конференції присвяченої В.П. Макридіну «Новітні проблеми геології», 26-28 травня 2016 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2016. – С. 105–106. 2

20. Олійник О.П. Нафтогенераційна теригенна товщ в соляних відкладах Висачківсько-Ромоданівського підняття Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції з міжнародною участю «Сучасні проблеми нафтогазової геології», 16-17 червня 2016 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2016. – С. 62–64.

21. Куриленко В.С. Влияние “дрейфа” Восточно-Европейской платформы на формирование Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материалы 48 тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ», Российская Федерация, 2-6 февраля 2016 г. – Москва: ГЕОС, 2016. – Т. 1. – С. 310-314.

22. Куриленко В.С. Перспективи «сланцевої революції» в Україні / В.С. Куриленко, О.П. Олійник // Матеріали III міжнародної науково-практичної конференції «Екологія і природокористування в системі оптимізації відносин природи і суспільства», 24-25 березня 2016 р. – Тернопіль : Крок, 2016. – Ч. 2. – С. 38–41.

23. Куриленко В.С. Долгоживущие протяженные зоны сдвигов и связанные с ними землетрясения / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материали VIII международной научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы», Российская Федерация, 1-6 октября 2016 г. – Майкоп : Магарин О.Г., 2016. – С. 184–188.

24. Олійник О.П. Геологічні передумови нафтогазоносності тріасових відкладів Висачківсько-Ромоданівської солянокупольної структури / О.П. Олійник // Матеріали міжвузівської науково-практичної конференції студентів та аспірантів «Геологія нафти і газу», 16-17 травня 2017 р. – Харків : ТОВ “ТО Ексклюзив”, 2017. – С. 36-37.

25. Олейник Е.П. Геология и палеогеотермическая характеристика девонской (воронежской) доманикоидной толщи Днепровско-Донецкой впадины / Е.П. Олейник, В.С. Куриленко, С.А. Мачулина / Материали Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления», Российская Федерация, 26-28 сентября 2017 г. – Сыктывкар : Геопринт, 2017. – С. 142–144.

26. Куриленко В.С. Сдвиговые зоны на границах континентов и океанов / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материали 49 тектонического совещания, посвященному 100-летию академика Ю.М. Пушаровского «Тектоника современных и древних окраин», Российская Федерация, 3-6 февраля 2017 г. – Москва : ГЕОС, 2017. – С. 220–225.

27. Куриленко В.С. К истории формирования Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена (с учетом палеомагнитных данных) / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник / Материалы международной научно-практической конференции посвященной 215-летию со дня рождения И. Домейко «Геологические минерально-сырьевые ресурсы запада Восточно-Европейской платформы: проблемы изучения и рационального использования», Беларусь, 31 июля – 3 августа 2017 г. – Минск : СтройМедиаПроект, 2017. – С. 184–187.

28. Куриленко В.С. Схема превращения органического вещества в углеводороды в процессе катагенеза / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Матеріали міжвузівської науково-практичної конференції студентів та аспірантів «Геологія нафти і газу», 16-17 травня 2017 р. – Харків : ТОВ “ТО Ексклюзив”, 2017. – С. 29 – 30.

29. Олійник О.П. Динаміка розвитку солянокупольних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Матеріали науково-практичної конференції пам'яті В.П. Макридіну і присвяченої 100-річчю до дня народження І.М. Ремізова «Новітні проблеми геології», 26-27 травня 2018 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2018. – С. 130–133.

30. Олейник Е.П. Корреляция разрезов нижнекаменноугольных и девонских отложений на основе литогеофизического метода на примере Скоробагатьковской соляной структуры Днепровско-Донецкой впадины / О.П. Олійник // Материалы международной научной конференции посвященной 100-летию со дня рождения академика А.С. Махнача «Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий», Беларусь, 15-16 ноября 2018 г. – Минск : СтройМедиаПроект, 2018. – С. 153–156.

31. Куриленко В.С. Особенности соляного диапиризма в Днепровско-Донецкой впадины / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материалы международной научной конференции посвященной 100-летию со дня рождения академика А.С. Махнача «Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий», Беларусь, 15-16 ноября 2018 г. – Минск : СтройМедиаПроект, 2018. – С. 92–95.

32. Куриленко В.С. Фазовые и элементные отношения продуктов генерации из захороненного органического вещества в процессе катагенеза / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Матеріали науково-практичної конференції пам'яті В.П. Макридіна і присвяченої 100-річчю з дня народження І.М. Ремізова «Новітні проблеми геології», 26-27 квітня 2018 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2018, С. 86–87.

33. Куриленко В.С. Соляной диапиризм внутриконтинентального Днепровско-Донецкого палеорифта / В.С., Куриленко, Е.П. Олейник // Материалы 51 тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов», Российская Федерация, 29 января-02 февраля 2019 г. – Москва : ГЕОС, 2019. – Т. 1. – С. 334–338.

які додатково відображають наукові результати дисертації:

34. Лукін О.Ю. Виявлення нових родовищ вуглеводнів з покладами в піщаних колекторах різного генезису / О.Ю. Лукін, П.М. Коржнев, О.Д. Науменко, О.П. Олійник // *Наука і інновації*. – 2013. – № 3. – С. 29–31.

авторські свідоцтва:

35. А.с. № 26339 Україна. Модель геологічного розвитку Скоробагатківської солянокупольної структури / О.П. Олійник; заявл. від 23.07.2008 р., опубл. від 03.11.2008 р. Бюл. № 17, с. 282.

36. А.с. № 30239 Україна. Нові дані про динаміку розвитку соляних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник; заявл. від 13.07.2009 р., опубл. від 15.09.2009 р. Бюл. № 20, с. 61.

37. А.с. № 66039 Україна. Прогнозні прирозломні біогерми схилу Висачківсько-Ромоданівської антикліналі південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник; заявл. від 12.04.2016 р.; опубл. від 14.06.2016 р. Бюл. № 41, с. 174.

ЗМІСТ

	ст.
ВСТУП.....	29
РОЗДІЛ 1 ІСТОРІЯ ВИВЧЕНОСТІ СОЛЯНИХ СТРУКТУР ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ У ЗВ'ЯЗКУ З НАФТОГАЗОНОСНІСТЮ.....	36
РОЗДІЛ 2 МЕТОДИ ПРОВЕДЕНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	47
РОЗДІЛ 3 ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ.....	52
3.1 Основні уявлення та геологічна будова ДДЗ.....	52
3.2 Літологічно-стратиграфічна характеристика ДДЗ.....	65
3.2.1 Девонські соленосні товщі.....	73
РОЗДІЛ 4 ДЕВОНСЬКІ СОЛЯНІ СТРУКТУРИ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ.....	79
4.1. Основні типи локальних соляних структур.....	81
4.1.1. Типи розломів соляних структур.....	86
4.2 Геологічна будова та еволюція соляних структур.....	93
4.2.1 Висачківсько-Ромоданівський соляний вал.....	94
4.2.1.1 Структурно-тектонічна і літолого-стратиграфічна будова.....	94
4.2.1.2 Палеоструктурно-тектонічна реконструкція.....	113
4.2.2 Скоробагатьківський соляний криптодіапір.....	125
4.2.2.1 Структурно-тектонічна і літолого-стратиграфічна будова.....	125
4.2.2.2 Палеоструктурно-тектонічна реконструкція.....	134
4.2.3 Герасимівська соляна структура.....	147
4.2.3.1 Структурно-тектонічна і літолого-стратиграфічна будова.....	147
4.2.3.2 Палеоструктурно-тектонічна реконструкція.....	153

4.3 Динаміка розвитку соляних структур в різних структурно-тектонічних зонах ДДЗ.....	159
РОЗДІЛ 5 ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ.....	170
5.1 Родовища ВВ у межах досліджених соляних структур центральної частині ДДЗ.....	170
5.2 Перспективи нафтогазоносності у межах досліджених соляних структур центральної частини ДДЗ.....	176
ВИСНОВКИ.....	193
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	195
ДОДАТКИ.....	208
Додаток 1 Список публікацій здобувача.....	209
Додаток 2 Авторські свідоцтва.....	217

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

- БА** – Барановицько-Астраханський розлом
ВКМ – Воронежський кристалічний масив
ВВ – вуглеводні
ГДС – геофізичні дослідження свердловин
ГЗНГ – головна зона нафтогенерації
ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина
ДПР – Дніпровсько-Прип'ятський рифтоген
МЗГТ – метод загальної глибинної точки
МФГ – мікрофауністичний горизонт
НР – нафтове родовище
НГР – нафтогазове родовище
НГКР – нафтогазоконденсатне родовище
НГР – нафтогазоносний район
ОР – органічна речовина
ПМ – Прип'ятсько-Маницький розлом
ПП – Прип'ятський прогин
РП – регіональний профіль
СЄП – Східноєвропейська платформа
СТЗ – структурно-тектонічна зона
C_{орг} – вуглець органічний
св. – свердловина
УЩ – Український щит

ВСТУП

Актуальність теми. Одним із важливих шляхів відродження економіки країни з кризового стану є подальші пошуки і дорозвідка нафтових і газових родовищ в Дніпровсько-Донецькій западині (ДДЗ) та розширення території пошуків за рахунок складнозбудованих під- і надсоляних осадових комплексів палеозою. Особливої уваги потребує детальне вивчення соляних тіл ДДЗ.

В даній роботі детально розглядаються солянокупольні структури центральної частини ДДЗ, у зв'язку із пошуками ВВ. Незважаючи на масштабність комплексних досліджень та інтерпретацію значної кількості геолого-геофізичних матеріалів цієї частини ДДЗ, залишається ще багато невирішених важливих питань у зв'язку з неузгодженими між собою висновками і єдиним поглядом, щодо геологічної будови і формування соленосних структур та їх складових частин, динаміки розвитку солянокупольних і суміжних з ними структур для розуміння та визначення передумов формування під- і надсоляних осадових комплексів, як потенційних пасток вуглеводнів (ВВ).

В даному дисертаційному дослідженні на основі комплексного підходу і нових геолого-геофізичних даних досліджено динаміку формування соленосних площ (Висачківсько-Ромоданівської, Скоробагатьківської, Герасимівської) та прилеглих структур розташованих вздовж регіонального профілю РП МЗГТ Березняки-Недригайлів, що перетинає південну, осьову та північну зони центральної частини (Центрального або Удайсько-Сульського сегменту) ДДЗ, проведено реконструкцію їх геолого-тектонічного розвитку, зроблені висновки, щодо перспектив нафтогазоносності.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Проведені дослідження виконано відповідно до таких науково-дослідних тем (наводимо лише за період 2012-2016 рр.): “Регіональний і зональний прогноз

нафтогазоносності з метою нарощування прогнозних ресурсів вуглеводнів у Дніпровсько-Донецькому авлакогені” (2007-2012 рр. № ДР 0107U000865), “Вивчення нафтогазоносності глибокозанурених комплексів осадових басейнів з метою визначення перспективних напрямків пошуків ВВ в Україні” (2007-2012 рр., реєстраційний № 0107U000864), “Створення сучасної теорії походження нафти та газу – парадигми нафтидології ХХІ ст.” (2013-15 рр., реєстраційний № 0113U001729), “Ресурси нафти та газу в Дніпровсько-Донецькій западині”. (2012-2016 рр., реєстраційний № 0112U001584).

Мета і задачі дослідження – визначити етапи геологічного розвитку соляних структур для різних структурно-тектонічних зон (СТЗ) центральної частини (центрального сегменту) ДДЗ та визначити сприятливі умови формування пасток ВВ.

Для досягнення цієї мети були поставлені наступні завдання:

- проаналізувати історію досліджень соляних структур центральної частини ДДЗ;
- виявити регіональні особливості геологічної будови соляних тіл центральної частини ДДЗ;
- визначити головні стратиграфічні перериви у межах соляних структур;
- відтворити палеотектонічні умови формування соляних тіл осьової, південної і північної прибортових зон ДДЗ;
- систематизувати типи розломів, що приймали участь у формуванні соляних структур центральної частини ДДЗ;
- визначити тектонічні чинники утворення соляних структур різних СТЗ ДДЗ;
- визначити динаміку росту соляних структур різних СТЗ ДДЗ;
- відтворити геотермічну історію осадових товщ соляних структур різних СТЗ ДДЗ;
- проаналізувати умови, сприятливі для формування і збереження пасток ВВ.

Об'єкт дослідження – соляні структури Дніпровсько-Донецької западини – Висачківсько-Ромоданівська, Скоробагатьківська, Герасимівська.

Предмет дослідження – динаміка тектонічного розвитку Висачківсько-Ромоданівської, Скоробагатьківської, Герасимівської соляних структур, приштокових та міжкупольних ділянок, які розглядались в якості потенційних пасток ВВ.

Методи дослідження. Для формування бази даних, узагальнення, структурування інформації щодо геологічних, літологічних характеристик соляних структур використовувався комплекс традиційних методів, який включав каротажні матеріали ГДС, петрографічні характеристики керну, стратиграфічне розчленування, структурні карти, сейсмічні профілі. На етапі побудов використовувався метод палеоструктурно-геологічного (палеотектонічного) аналізу, який включає аналіз потужностей, визначення перерв і незгідностей, швидкостей осадконакопичення, метод палеотектонічних профілів (профілі вирівнювання), методику регіональної кореляції перспективних горизонтів нижньокам'яновугільних та девонських відкладів ДДЗ, метод палеогеотермічної реконструкції. Використання цих методів забезпечило достовірність отриманих результатів і висновків.

Наукова новизна одержаних результатів. Найбільш важливі наукові результати, отриманні здобувачем і представлені до захисту:

1. Вперше складено кореляційні схеми від підосви башкирського віку до вибою свердловин в соляних відкладах, які розташовані в південній і північній прибортових та осьовій СТЗ ДДЗ, що дозволило визначити головні стратиграфічні перерви, їх тривалість та виклинювання літолого-стратиграфічних товщ.

2. Вперше побудовано і проаналізовано графіки швидкостей осадконакопичення для міжкупольної зони Висачківсько-Ромоданівської, Скоробагатьківської, Герасимівської соляних структур. Встановлено, що від турнейського віку до пізньопермської епохи відбувався синхронний стрибкоподібний характер розвитку структур незалежно від їхнього розташування щодо СТЗ центральної частини ДДЗ. Відзначається загальне уповільнення швидкостей осадконакопичення від палеозойської до

мезозойської ери та від мезозойської до кайнозойської ери, характерне для всієї території западини.

3. Вперше виконано палеорекострукцію розвитку Скоробагатьківської солянокупольної структури (палеотектонічні профілі вирівнювання).

4. У межах південної прибортової зони ДДЗ (Висачки – Ромодан – Велика Багачка – Нові Санжари) з'ясовано поширення воронезької карбонатно-глинистої товщі в соляних відкладах; зроблено припущення, що вона є джерелом ВВ у вищезалягаючі пастки.

5. Для евапоритових складок центральної частини ДДЗ визначені фази росту структур інтенсивна, уповільнена і пасивна, що дозволило на якісному рівні зробити висновок стосовно динаміки їх розвитку.

6. Вперше побудовані і проаналізовані палеогеотермічні графіки занурення для соляних структур центральної частини ДДЗ, за якими встановлено оптимальні умови генерації ВВ.

Практичне значення одержаних результатів полягають у наступному:

- вдосконалено класифікацію основних типів розломів по відношенню до соляних тіл;
- вперше розчленовано товщу кепрока Скоробагатьківської структури і встановлена його багатошарова будова, як можлива пастку ВВ;
- вперше виявлені нові прогностні біогермні структури у межах Висачківсько-Ромоданівського підняття, які можливо вважати перспективними об'єктами для пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ;
- у тріасових відкладах Висачківсько-Ромоданівської антикліналі передбачена наявність пасток ВВ;
- вперше побудовані палеогеотермічні графіки Висачківсько-Ромоданівської, Скоробагатьківської, Герасимівської соляних структур для з'ясування перспективності пошуків пасток ВВ.

Особистий внесок здобувача. Дисертаційна праця є результатом наукових самостійних досліджень автора. Усі основні результати та висновки отримані здобувачем самостійно.

Дисертантом проаналізовано й узагальнено дані літературних джерел, всі наявні і доступні матеріали геологічних і геофізичних робіт, дані буріння та випробування свердловин, геологічні, структурні, тектонічні карти, розрізи досліджуваних площ і прилеглих територій.

Дослідження виконувались шляхом побудови та аналізу існуючих структурних карт, сейсмогеологічних профілів, численних зональних розрізів, карт ізопакіт, профілів вирівнювання, графіків швидкості осадконакопичення, палеогеотермічних графіків занурення в межах Висачківсько-Ромоданівського валу, Скоробагатьківської криптодіапіру, Герасимівської структури.

На основі системного аналізу всієї наявної і доступної геолого-геофізичної інформації про досліджувані об'єкти були визначені зони переважного прояву певних структуро-тектонічних процесів і формування певного типу структурних форм; були виділені етапи геологічного розвитку соляних структур для різних СТЗ у центральній частині ДДЗ та визначені сприятливі умови формування пасток ВВ.

Апробація результатів дисертації. Основні результати роботи доповідались на наступних наукових конференціях, які проводились в Україні і за кордоном: Міжнародна науково-практична конференція “Зони концентрації УВ в нафтогазоносних басейнах суші і акваторій” (м. Санкт-Петербург, Російська Федерація, 2010 р.); Міжнародна наукова конференція “Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій” (м. Київ, 2010 р.); II Міжнародна науково-практична конференція “Нафтогазова геофізика – інноваційні технології”, (м. Івано-Франківськ, 2011 р.); XI Міжнародна конференція (Крим-2013). «Азовсько-Чорноморський полігон вивчення геодинамики і флюїдодинамики формування родовищ нафти і газу» (м. Ялта, 2013 р.); VII Міжнародна наукова конференція

«Вулканізм, біосфера і екологічні проблеми» (м. Туапсе-Майкоп, Російська Федерація, 2013 р.); Міжнародна наукова конференція “Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи” (м. Київ, 2015 р.); Науково-практичні конференції “Новітні проблеми геології” присвячені пам'яті В.Н. Макридіна (м. Харків, 2015, 2016, 2018 рр.); Всеукраїнська науково-практична конференція “Сучасні проблеми нафтогазової геології” з міжнародною участю (м. Київ, 2016 р.); III Міжнародна науково-практична конференція «Екологія і природокористування в системі оптимізації відносин природи і суспільства» (м. Тернопіль, 2016 р.); VIII Міжнародна наукова конференція «Вулканізм, біосфера і екологічні проблеми» (м. Майкоп, 2016 р.); Міжнародна науково-практична конференція присвячена 215-річчю з дня народження І. Домейко «Геологічні мінерально-сировинні ресурси заходу Східно-Європейської платформи: проблеми вивчення і раціонального використання» (м. Мінськ, Біларусь, 2017); Міжвузівська науково-практична конференція студентів та аспірантів “Геологія нафти і газу” (м. Харків, 2017 р.); Всеросійська наукова конференція із міжнародною участю «Геодинаміка, речовина, рудогенез Східно-Європейської платформи і її складчастого облямування» (м. Сиктивкар, Російська Федерація, 2017 р.); Міжнародна наукова конференція “Проблеми геології Біларусі та суміжних територій”, присвяченій 100-річчю з дня народження академіка О.С. Махнача (м. Мінськ, Біларусь, 2018 р.); 48 Тектонічна нарада “Тектоніка, геодинаміка і рудогенез складчастих поясів та платформ” (м. Москва, Російська Федерація, 2016 р.); 49 Тектонічна нарада, присвячена 100-річчю акад. Ю.М. Пушаровського «Тектоніка сучасних і древніх окраїн» (м. Москва, Російська Федерація, 2017 р.); 51 Тектонічна нарада “Проблеми тектоніки континентів і океанів” (м. Москва, Російська Федерація, 2019 р.)

Публікації. За темою дисертації опубліковано 37 наукових робіт, 9 статей, із них 7 у фахових виданнях України, 4 статті входять до переліку наукометричних баз, 1 додатково відображає зміст дисертації і 25 тез та

матеріалів вітчизняних й міжнародних наукових конференцій, 3 авторських свідоцтва.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота об'ємом 223 сторінок складається із вступу, 5 розділів, висновків, списку використаних джерел літератури. Основний текст дисертації становить 121 комп'ютерного тексту, 37 рисунків, 2 таблиці, використаних джерел налічує 109 найменувань.

РОЗДІЛ 1

ІСТОРІЯ ВИВЧЕННЯ СОЛЯНИХ СТРУКТУР ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ У ЗВ'ЯЗКУ З НАФТОГАЗОНОСНІСТЮ

Дніпровсько-Донецька западина є крупною нафтогазоносною провінцією України, де поширені поклади нафти і газу, кам'яної та калійної солі, сірки, ртуті, поліметалів, джерел мінеральних вод, в результаті чого тут протягом багатьох років концентрувались різні геолого-геофізичні дослідження, які сприяли досить високій вивченості регіону.

Історію розвитку світової соляної промисловості і уявлень про галогенез доцільно поділити на три періоди. Перший охоплює час, коли кам'яну сіль і розсоли добували лише з харчовою метою. Другий етап (друга половина XIX століття), коли почали розроблять калійні солі та третій – після першої світової війни, коли на усіх континентах у великих масштабах розгорнулись пошуки нафти і газу та одночасно були виявлені нові соленосні серії і калієносні басейни [90].

Початком вивчення соляних порід у межах ДДЗ можна вважати середину XIX ст. В районі м. Ромни (Сумська область) і с. Висачки (Полтавська область) дослідниками були зафіксовані на поверхні відслонення діабазів, гіпсів, ангідритів і мергелів – порід, специфічних для цих районів. Тривалий час походження порід було невідомим і дослідниками – П.Я. Армашевським, М.Д. Борисяком, Г.В. Гуровим, В.В. Докучаєвим – були запропоновані різні гіпотези; вважалось, що це є корінні осадові утворення або продукти вивітрювання діабазів або вивержено-туфові породи [41].

І лише у 1931 р. М.С. Шатський перший висловив припущення, що відслонені породи представляють собою еродовані верхні частини соляних куполів або штоків, які широко відомі в американській нафтовій геології під назвою “кепрок”, а соляні куполи були “утворені в процесі підйому і витискування на поверхню із значної глибини”. Крім того, він зауважив, що “...соляні куполи в Америці, Європі і Азії є об'єктами пошуків і розвідки, тому що з цими структурами пов'язані родовища цінних корисних копалин кам'яної і калійної солей, іноді нафти і сірки...” [39].

Ф.О. Лисенко заклав першу свердловину (св.) 1 на г. Золотусі для проходження гіпсоносною товщі порід, яку було запроектовано Інститутом геологічних наук України у грудні 1931 р., а пробурено у лютому 1932 р. Прогноз підтвердився – св. 1 в інтервалі 80-563 м була розкрита сіль із прошарками мергелів. В ній були встановлені ознаки калійних солей, але ознаки нафти були відсутні. В 1936 р. були отримані незначні притоки нафти в кепроці св. 2.

Результати буріння перших двох свердловин на Роменській площі стали поштовхом для подальших бурових робіт на нафту і газ. Одночасно проводились геофізичні дослідження методами гравіметрії, магнітометрії, електророзвідки і сейсморозвідки. Незабаром аналогічні роботи розпочались на Висачківській та інших площах регіону. В результаті цих робіт до 1941 року в ДДЗ були виявлені чотири солянокупольні структури – Роменська, Висачківська, Дмитріївська і Поздняківська. Дані гравіметричних досліджень дозволили зробити припущення про наявність інших соляних куполів. Роменськими свердловинами встановлено промислові притоки нафти.

Наступні тридцять років солянокупольною тектоникою западини вивчалась усього декількома дослідниками. Важливими і цікавими із практичної та теоретичної точки зору є роботи В.О. Авер'єва, А.О. Білика, В.І. Кітика, В.Я. Кліменка, Ю.О. Косигіна, В.І. Созанського та ін.

Результатами вивчення геологічної будови окремих площ геофізичними методами, структурно-картувальним і пошуковим

бурінням присвячені численні роботи геолого-пошукових контор і комплексних тематичних експедицій трестів “Укргеофізрозвідка”, “Харківнафтогазгеологія”, “Полтаванашфтогазрозвідка” і “Чернігівнафтогазрозвідка”.

Вивченням морфології соляних куполів, типів соляних структур, походженням кепроків, визначенням віку соленосної світи і дослідженням окремих соляних куполів ДДЗ і Прип'ятського прогину (ПП) займалися І.Г. Баранов і Ю.О. Арсірій і П.А. Лопушан, В.А. Гордієвич і І.В. Санаров та ін. Дослідження А.І. Отрешко (1974) були присвячені вивченню типів кепроків [68]. В.І. Созанський (1974) розробив концепцію про глибинне походження соляних відкладів [78].

Будова Роменського соляного штоку було викладено у працях У.М. Пітковської, Ю.О. Косигіна, Е.О. Новича, Г.А. Іванова, І.С. Усенка, Л.Г. Бернадського, І.Ф. Левицького, І.Г. Баранова та ін.

Механізм утворення соляних куполів і штоків у різних районах світу опрацьовані М.С. Шатським, В.І. Лужицьким, В.Я. Климентом, І.Є. Слензаком, Ю.О. Косигінім, В.Г. Бондарчуком, С.В. Шуміліною, Г.А. Беленицькою і багатьма іншими геологами.

У після воєнний час були опубліковані карти і схеми наступних авторів: В.Я. Кліменка (1950, 1954, 1955, 1957, 1959), І.С. Шарапова (1954, В.Г. Бондарчука (1956), І.Ю. Лапіна і Б.П. Стерліна (1956), А.О. Білика Л.С. Пальця і С.Є. Черпака (1956), П.С. Хохлова (1959), Є.А. Шантаря (1959), В.І. Хникіна (1963), І.Г. Баранова і Ю.О. Арсірія (1964), І.Г. Баранова (1965), В.К. Гавриша (1969), Б.П. Стерліна, Т.І. Шуміліної (1973, 1976), В.Г.Бондарчука (1977) та ін.

Стратиграфії і палеографії девонських, кам'яновугільних, пермських відкладів та тектоніці ДДЗ у післявоєнні роки було приділено велику увагу в роботах І.Г. Баранова, С.М. Коренєвського, І.Ф. Кліточенко, і М.О. Самборського, З.О. Мішуніної і В.І. Хникіна та ін.

Більш пізні роботи В.А Хоменко [92] присвячені вивченню стратиграфії девонських відкладів.

В 60-х роках з'явилося багато нового в інтерпретації даних гравіметрії. За матеріалами гравіметричних і магнітних досліджень в 1961 р. М.В. Чирвінською була складена перша карта поширення девонських відкладів для всієї території ДДЗ [96, 97].

З часом база даних за геолого-геофізичними дослідженнями збільшувалась, що дозволило побудувати більш удосконалені карти поширення соленосних утворень в ДДЗ і північно-західної окраїни Донбасу (В.І. Кітик, І.В. Куциба (1974), П.Я. Купрієнко, І.Б. Макаренко, В.І. Старостенко та ін. (2010).

Одночасно продовжувалось вивчення осадового чохла. Значну увагу приділяли структурі девонських відкладів. Побудовані перші для регіона структурні карти рельєфа поверхні девонських відкладів, схеми зміни потужності і поширення літо-фаціальних комплексів. Вивчались питання співвідношення структурних планів, типізації структур і соляних штоків, будувались карти розривної тектоники і виконувалась їх типізації.

М.В. Чирвінською, Г.Д. Забелло, Л.В. Смекаліною, М.Т. Турчаненко (1966) визначені типи соляних структур та побудована схема розташування соляних діапирів у межах ДДЗ; схема ізопакіт девонських відкладів (М.В. Чирвінська, Г.Д. Забелло, Л.В. Смекаліна); схема гипсометрії поверхні девонських відкладів (Г.Д. Забелло, Л.В. Смекаліна, С.І. Смекаліна).

Підсумки усіх геофізичних досліджень за період з 1945 по 1962 роки та їхня геологічна інтерпретація були відображені в дисертаціях та окремих статтях. Чимало із раніше зроблених висновків були розширені, наприклад розроблено типізацію структур і соляних штоків, уточнено їхній генезис та умов формування для усього регіону, вивчено особливості нафтогазоносності, змінено положення крайових розломів та інше.

Питаннями значення розломів на розподіл солей у межах ДДЗ вивчав В.К. Гавриш [11, 12, 18].

В 1964 р. Г.І. Волковською, І.С. Бирбасром, Г.Г. Кулаковою побудовані карти залишкового гравітаційного поля для північно-західної частини Дніпровського грабена. На їхній основі вдалось здійснити прив'язку за площею абсолютних відміток поверхні фундаменту, отриманих за регіональними профілями (РП) метод загальної глибинної точки (МЗГТ). В основу карти була покладена гіпотеза, яка виникла при аналізі співвідношення рельєфу фундаменту і осадового чохла вздовж регіональних профілів кореляційний метод заломлених хвиль (КМЗХ), про те, що до депресій приурочено скупчення девонської кам'яної солі, а саме легких порід, що проявляються у залишковому гравітаційному полі у вигляді негативних аномалій, а виступи, позбавлені галогенних утворень і зазвичай складені більш щільними, ніж фундамент западин породами, характеризуються позитивними аномаліями.

Геологічна інтерпретація геофізичних досліджень не могла виконуватись без використання матеріалів геологічної зйомки, буріння та інших робіт. Корисні дані з стратиграфії і тектоніки мезозойсько-кайнозойських відкладів були зібрані в результаті польових робіт колективом геологів у складі А.О. Білика, М.І. Бланка, П.В. Воронова, В.К. Гавриша, Т.Г. Злобіної, С.І. Чорнова, І.С. Шарапова та багатьох ін.

Пізніше опорними даними слугували матеріали глибинного пошукового буріння, яке проводилось під керівництвом геологів-нафтовиків П.Ф. Шпака, С.Є. Черпака, О.М. Палія, В.Р. Літвінова, С.В. Ткачишина, В.Г. Дем'янчука, С.А. Тхоржевського та багатьох інших.

Вивченням соляних структур і пов'язані з ними типи покладів ВВ займались Г.М. Доленко, С.О. Варичев, І.В. Височанський, М.І. Галабуда, В.В. Кравець, З.М. Ляшкевич.

Г.М. Доленко, С.О. Варичев, І.В. Височанський (1974, 1981) опублікували праці, які розкривали питання закономірностей поширення солянокупольних структур в нафтогазоносних провінціях та зв'язок тектоніки і нафтогазоносності ДДЗ [27, 28].

Питаннями тектоніки присвячені роботи М.Ф. Балуховського, З.А. Мішуніної, Р.М. Пістрак, Г.Н. Доленка, Н.Т. Пашової, Б.П. Кабишева та інших дослідників.

Великий практичний і науковий інтерес мають час та масштаби вулканічної діяльності в ДДЗ і на південних окраїнах Донбасу. Вік ефузивних і пірокластичних порід визначався багатьма дослідниками як верхньодевонський. У вторинному заляганні на солянокупольних структурах у кепроках у багатьох місцях встановлені діабазы, вік, яких досить довго був невизначеним. Питанням віку діабазів у кепроках солянокупольних структур присвячені роботи З.М. Ляшкевич (1977).

Вивченню ефузивів і пірокластичних порід присвячені роботи В.О. Вітенко, Д.В. Обручова, Ю.М. Пушаровського, І.Ф. Трусової, І.С. Усенко, Л.Г. Бернадського, Ю.Б. Устиновського та інших.

Розподіл рудної мінералізації, пов'язаної із солянокупольними діпірами в межах ДДЗ, досліджували Д.П. Хрущов (1980), О.О. Гойжевський (1984), Д.П. Хрущов і Г.С. Компанець (1988), В.О. Шумлянський та інші (1990), Є.А. Басков та інші (1993).

Літологією, калієносністю соляних відкладів та підземними сховищами в галогенних товщах тривалий час займаються Д.П. Хрущов та С.Б. Шехунова [93, 94, 104].

У 1963 та 1970 рр. були опубліковані фундаментальні праці В.І. Кітика про умови формування соляних порід, механічні властивості цих порід, які беруть участь у будові солянокупольних областей, основні форми проявлення соляної тектоніки в платформних та геосинклінальних областях [40]; опис девонських та пермських галогенних товщ ДДВ на основі узагальнення великого фактичного матеріалу; охарактеризовано дислокації, викликані процесами соляної тектоніки; класифікація позитивних та негативних соляних структур, із описом окремих типів структур, реконструйована історія їхнього формування [41].

У 1965 р. В.К. Гавриш опублікував роботу з палеоструктурної геології, яка вивчає давні форми залягання горських порід та базується на методі палеоструктурно-геологічного аналізу, для якого початковим матеріалом слугують різні палеоструктурно-геологічні карти та профіли; на прикладі ДДЗ розглянуті геологічні критерії і початкові дані, необхідні для складання палеоструктурно-геологічних карт, методика їх побудови, інтерпретація і практичне застосування у зв'язку із пошуками корисних копалин, а у першу чергу покладів нафти і газу [10].

Б.П. Кабишев (1987) у своїй роботі проаналізував палеотектонічний метод для прогнозування антиклинальних структур, закономірностей зв'язку нафтогазоносності з палеотектонікою зон і структур, зокрема солянокупольних, розкрив вплив тектонічних і неотектонічних умов на нафтогазоносність [38].

Сучасні уявлення про глибинну будову земної кори ДДЗ та її частин за новими геофізичними і геологічними даними присвячені такі дослідження: трьохмірне гравітаційне моделювання будови земної кори ДДЗ і Донбасу (Т.П. Єгорова, В.Г. Козленко, В.І. Старостенко та ін., 2000); глибинне геоелектричне дослідження південно-західного борту ДДЗ (І.М. Логвінов, 2001); вивчення глибинних процесів в герцинському рифті ДДЗ (В.В. Гордієнко, О.В. Усенко, 2002); вивчення основних рис розвитку верхньодевонського рифту Доно-Дніпровського авлакогену (Г.Я. Голиздра, В.С. Попович, В.М. Логвін, Т.О. Татарінова, 2005); уточнена глибинна будова і взаємовідносини Дніпровсько-Донецького палеорифта та Прип'ятського прогину (Л.Т. Калюжна, О.А. Трипольський, С.М. Кононков, 2005, 2006); побудована трьохмірна модель густини земної кори і верхньої мантії ДДЗ і Донбасу (П.Я. Купріянко, І.Б. Макаренко, В.І. Старостенко, О.В. Легостаєва, 2010); удосконалено методи побудови сейсмічних відображень при картуванні пасток ВВ, пов'язаних із соляними куполами (О.М. Тяпкін, Ю.К. Тяпкін, О.І. Окріпкій, 2014); проаналізована магнітна неоднорідність, розломна тектоніка консолідованої земної кори і нафтогазоносності ДДЗ

(І.К. Шашкевич, М.І. Орлюк, Т.В. Лебідь, 2014); геоелектричне дослідження Білгородсько-Сумського мегаблоку північного борту ДДЗ (Б.І. Шишков, О.В. Гришук, О.М. Кушнір, 2015); за методами магнітотелуричного зондування і магнітоваріаційного профілювання отримано просторово-часову картину розподілу геомагнітних варіацій і електричного поля Землі, виділені аномалії електропровідності Брагинсько-Лоевського виступу та Чернігівського блоку ДДЗ (О.М. Кушнір, Т.К. Журахович, 2016).

Науковим обґрунтуванням та практичною реалізацією пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ займалися та займаються вчені: О.Ю. Арсірій, В.М. Бенько, І.Д. Багрій, В.В. Гладун, Т.М. Галко, Т.Є. Довжок, І.В. Височанський, Г.І. Вакарчук, С.Г. Вакарчук, М.Г. Єгурнова, М.І. Євдошук, А.В. Іванова, Б.Л. Крупський, Б.П. Кабишев, О.Ю. Лукін, П.Я. Максимчук, Б.І. Маєвський, С.О. Мачуліна, В.В. Огар, Б.М. Полухтович, М.І. Павлюк, Т.М. Пригаріна, А.Я. Радзивил, В.А. Редколіс, С.М. Стовба, А.Б. Холодних, О.Г. Цьоха, П.М. Чепіль, В.Ф. Шульга та багато ін.

Важливими із практичної та теоретичної точки зору є такі сучасні публікації:

- питання багатостадійності розвитку соляних штоків ДДЗ; етапи розвитку соляних структур: соляної подушки, діапіризму і конседиментаційний (І.В. Височанский, 1991) [9];

- за результатами сейсмічних і бурових даних визначено поширення девонських солей в центральній і південно-східній частині ДДР та виявлені основні закономірності і особливості розвитку верхньої і нижньої соленосних товщ в поздовжніх та поперечних тектонічних зонах ріфтогену (Ю.О. Черненко, С.О. Мачуліна, 2000) [95];

- розглянуто вплив глибинних розломів і тектонічних зон на поширення девонських солей; виділені щілинні конусоподібні зворотньо розташовані грабени, які заповнені солями (В.К. Гавриш, Ю.О. Черненко, 2001) [18];

- описані структури і текстури галотектокінеза та вперше задокументовано прояви галотектогенеза на мікрорівні [99]; обґрунтовано вплив геодинаміки на стадіальні постседиментаційні перетворення порід; розглянуті процеси і фактори літогенезу соленосних формацій та виділені основні типи літогенезу соленосних формацій із характерними літогенетичними типами кам'яної солі (С.Б. Шехунова, 2005, 2009) [100, 101];
- розглянуто механізми соляного тектогенезу в ДДЗ, уточнені уявлення про причини виникнення руху солі і механізмах, які керували цим рухом (С.М. Стовба, 2005) [81];
- надана всебічна характеристика геології та нафтогазоносності середньо- і верхньодевонської товщі ДДЗ (О.Ю. Лукін, 2006) [50];
- досліджено геодинамічні фактори локального структуроутворення, етапи та інтенсивність розвитку нафтогазоносних структур, механізми розформування піднять (зокрема солянокупольних структур) – увесь комплекс факторів, що впливають на формування родовищ нафти і газу та зональний розподіл ВВ (І.С. Рослий, 2006) [76];
- представлено результати апробації методичних розробок структурно-атмогеохімічних методів на Скоробагатьківському родовищі та прогнозно-оцінювальних дослідженнях на Пісочанській площі (О.В. Лазаренко, 2006) [46];
- за методами ізопахіт виконано палеотектонічне дослідження Жданівської депресії (зокрема Скоробагатьківської соляної структури) ДДЗ від пізньовізейського віку до кайнозойської ери (В.А. Іванишин, 2008) [36, 37];
- визначені причини конвективної нестійкості осадової товщі, що призводить до утворення специфічних сольових структур на прикладі Гадяцької, Колесниківської структур і Синівської мульди [43]; визначені фактори, що визначають соляний діапіризм в ДДЗ [45] (В.К. Куріленко та ін., 2009, 2018, 2019);
- розглянуті особливості нафтогазоносності девонських підсольових і міжсольових відкладів північно-західної частини ДДЗ (В.П. Стрижак, П.М. Коржнев, 2012) [85];

– розроблені методичні прийоми уточнення границь соляних штоків та результати прогнозування нафтогазо-перспективних приштокових блоків за ландшафтно-геоіндикаційним і морфометричними методами структурно-геоморфологічних досліджень (Н.П. Агрес та ін., 2013) [1];

– проведено комплексний аналіз геолого-геофізичних, геолого-промислових матеріалів, дослідження керну з врахуванням результатів розробки «старих» родовищ дозволив виявити раніше пропущені «низькоомні» нафтові та газові пласти із запасами; перегляд геолого-промислової інформації та уточнення за його результатами геологічної моделі ряду родовищ показали, що найбільш перспективними у відношенні пошуку пропущених об'єктів є фаменські відклади верхнього девону та серпуховські відклади нижнього карбону північної та південної прибортової частин ДДЗ; запропонований методичний підхід до прогнозування і виявлення пропущених низькоомних нафтогазонасичених пластів (Г.Я. Стебельська, 2013) [80];

– розглянутий один із механізмів штокоутворення, у відповідності з яким соляні діапіри можна вважати довгодіючими каналами надходження в осадові породи верхніх структурних поверхів вуглеводневих та рудоносних флюїдів; діапірові структури, являючись одним з основних шляхів міграції флюїдів, сприяють не лише відновленню запасів ВВ існуючих родовищ, наявним прикладом якого є Шебелинське родовище, але і є передумовою для утворення нових покладів; визначені критерії для розподілу покладів нафти і газу як по розрізу так і по латералі в умовах ДДЗ (А.В. Загороднов, 2013, 2016) [30, 31];

– надана оцінка перспектив пошуку нетрадиційних ВВ в девонських ущільнених карбонатних і алевро-піщаних утвореннях ДДЗ та передбачена перспективність на нетрадиційний газ нижньофранських відкладів, у межах ДДЗ (С.Г. Вакарчук, 2016) [6];

– розглянуто структурні особливості локальних зсуви другого порядку у соляно-зсувних структурах, умови формування та закономірності просторового розміщення пасток ВВ у цих структурах; визначено, що за

специфікою структурних рисунків зсувних порушень соляно-зсувні структури поділяються на види: чутівський (структура "ялинка"), східно-медведівський (структура "квітки"), меліхівський (структура "дуплекс стиснення"), веснянський (структура "пальмове дерево") нафтогазоносні та перспективний кочубіївський (структура "кінський хвіст") типи соляно-зсувних структур (О.Л. Василенко, 2016) [8];

– досліджені літологічні особливості верхньодевонської (франської) та нижньопермської соляних формацій ДДЗ (Н.П. Сюмар, 2017) [86];

– визначені та досліджені геологічні умови формування і генераційний потенціал доманікоїдних відкладів, зокрема девонського розрізу ДДЗ – рудкинсько-семилуцького, воронезького, задонсько-єлецького міжсольового, лебедянсько-нікольського надсольового стратиграфічного рівня (С.О. Мачуліна, 2016) [56].

Висновок. Незважаючи на досить високу вивченість геолого-геофізичними дослідженнями глибинної будови земної кори і структурно-тектонічної будови ДДЗ, розломної тектоніки, поширення та літології галогенних відкладів, морфології солянокупольних структур зокрема, залишається ще багато невирішених питань у зв'язку з неузгодженими між собою висновками і єдиним поглядом, щодо геологічної будови і формування Висачківсько-Ромоданівської, Скоробагатьківської, Герасимівської соленосних структур та їх складових частин. Крім того, впродовж другої половини минулого століття, коли головною метою були пошуки великих та середніх родовищ (покладів) за розміром запасів у межах ДДЗ, існує необхідність в переінтерпретації геолого-геофізичних матеріалів для прогнозування і виявлення пропущених невеликих пасток ВВ.

РОЗДІЛ 2

МЕТОДИ ПРОВЕДЕННЯ ДИСЕРТАЦІЙНОГО ДОСЛІДЖЕННЯ

Геологічні дослідження на території ДДЗ, зокрема солянокупольних структур, проводились протягом досить значного періоду і отримання нового фактичного матеріалу коригувало та уточнювало погляди на геологічну будову району загалом і девонських соляних відкладів зокрема. Попередня ревізія опублікованих і фондових матеріалів та порівняння з новими даними показали, що солянокупольні структури потребують уточнення геологічної будови.

У першу чергу вивчався фактичний матеріал з геологічної будови, узагальнення результатів геофізичних робіт (сейсмо- і гравірозвідки), аналіз структурних карт за сейсмічними відбиваючими горизонтами, сеймостратиграфічних розрізів РП МЗГТ Березняки-Недригайлів, який перетинає поперек простягання центральну частину ДДЗ, матеріали бурових робіт (випробування свердловин), результати ГДС, петрографічний опис керну, даних стратиграфічних, літологічних і палеонтологічних досліджень.

Фундаментальними працями, на яких формувалось уявлення автора та початково базувалось вивчення солянокупольних структур, були роботи В.І. Китіка, В.К. Гавриша, І.Г. Баранова, Б.П. Кабишева, В.А. Хоменко та інших. На основі них на початкових етапах дослідження й розглядався багатий фактичний матеріал.

В основі дисертаційного дослідження були використанні напрацювання вітчизняних та зарубіжних вчених і геологів-виробничників у сфері вивчення проблем солянокупольної тектоніки. Умовно можливо виділити три етапи проведених нами досліджень.

На початковому етапі велике значення мало детальне вивчення матеріалу попередників, доступних тематичних праць, статей, монографій, а

також виробничих звітів, описів свердловин попередників, створенні баз даних результатів стратиграфічних літологічних, палеонтологічних, геофізичних досліджень, на основі яких виконувались попередні геологічні розрізи.

Для цього були опрацьовані дані 12 виробничих звітів. Фактичний матеріал (результати геологічних і геофізичних випробувань) був зведений в бази даних для подальшої обробки.

В результаті виконання робіт другого етапу дослідження автором були побудовані геологічні розрізи через солянокупольні структури, циклостратиграфічна і літолого-геофізична кореляція нижньокам'яновугільних та верхньодевонських відкладів, карти ізопахіт та палеотектонічні профілі (графіки вирівнювання); визначена основна проблематика та задачі подальших досліджень та методи їх вирішення.

На завершальному етапі були побудовані графіки швидкостей осадконакопичення для визначення динаміки розвитку солянокупольних структур у різних СТЗ ДДЗ та складені палеогеотермічні графіки занурення.

Теоретичну та методологічну основу дослідження складають комплексний аналіз та системний підхід до вивчення першоджерел і отриманих в процесі дослідження результатів.

Була застосована серія методів палеотектонічного аналізу для виконання ретроспективної реконструкції і отримання поглибленої уяви про будову і геотектонічні умови розвитку, визначення наявності стратиграфічних перерв, ерозійних поверхонь, специфіки нафтогазонакопичення солянокупольних структур.

Схожими методами користуються геологи-нафтовики для вирішення комплексних задач пов'язаних з нафтогеологічним районуванням і оцінкою перспектив нафтогазоносності [77]. Локальні структури осадового чохла ДДЗ характеризуються різною будовою, історією формування, співвідношення структурних планів і механізму утворення. Це обумовлено проявом декількох структуроформуючих факторів їх генезису – вертикальних

блокових рухів фундаменту, тангенціальних напруг і соляного тектогенеза. Оскільки морфологія, вік і генезис структур визначає їх нафтогазоносність, вони є об'єктом досліджень методами палеотектонічних і палеонафтогазоносних реконструкцій [10, 38].

Для вивчення історії геологічного розвитку значних територій або локальних структур широко використовують *метод аналізу товщин і фацій*. В основу цього методу покладено уявлення про зв'язок інтенсивності та характеру осадконагромадження з обсягом коливальних тектонічних рухів. Товщина осадкових товщ є показником швидкості нагромадження осадів. За відносними змінами товщин осадкових товщ можливо визначити характер вертикальних рухів (підняття чи занурення) певних ділянок земної кори. Підсумковим результатом аналізу товщин є карти товщин (ізопахіт).

Для забезпечення результативності та ефективності пошуково-розвідувальних робіт необхідно знати не лише сучасну структуру території дослідження, а й палеотектонічні умови формування і розвитку її протягом усіх етапів геологічної історії. З цією метою будують *палеотектонічні профілі*.

За літолого-геофізичними даними (матеріали ГДС, опис керну) складено детальну *кореляційну схему* для палеозойських відкладів площ. Для побудови кореляційної схеми використались діаграми стандартного каротажу свердловин (характеристика показників уявного електричного опору (крива КС) і спонтанної поляризації (крива ПС), радіактивного каротажу (ГК) та опис керну. Схему побудовано для інтервалу від підшови башкирського ярусу до вибою свердловин.

Для побудови схеми *літолого-геофізичної кореляції* нижньокам'яновугільних та верхньодевонських відкладів було використано методику регіональної кореляції продуктивних (перспективних) горизонтів нижньокам'яновугільних та девонських відкладів ДДЗ. Вона базується на фаціально-циклостратиграфічному принципі, ураховує особливості геофізичних характеристик девону і

карбону, перерви в осадконакопиченні, діахронність циклів, ритмів осадконакопичення і відповідних їм літофізичних товщ [14].

Метод палеотектонічних профілів – це профільне зображення потужностей якого-небудь горизонту або суми горизонтів. Побудова ведеться шляхом відкладання вниз від горизонтальної лінії у відповідному масштабі значень потужностей. Основна теоретична ідея методу відображається у принципі вирівнювання верхньої поверхні товщ, тому що тут відображається та “нульова” поверхня (“рівень компенсації”), яка в інших методах палеотектоніки безпосередньо не присутня.

Існує деяка відносна умовність проведення кожної горизонтальної лінії до певного геологічного етапу, що полягає в ступені вирівнювання дна басейну, яке в епіконтинентальних морях було досить “досконалим” і рельєф не перевищував 10-15 м [57].

Палеотектонічні профілі дають змогу відтворити історію формування соляного ядра з кепроком у певні геологічні етапи.

Палеогеотермічні графіки занурення у зони нафтогазогенерації будуються таким чином. Стратиграфічний розріз свердловини розташовується по вертикалі (зправа), стратиграфічна шкала – по горизонталі (зліва). На нульовій лінії відкладається палеорельєф. У кінці лінії, що відповідає середньодевонській епосі відкладається потужність відкладів, які накопичилися за цей час і поєднується пункт поверхні (рівня моря) з пунктом підосви відповідних відкладів. Такі ж дії повторюються з наступними стратиграфічними підрозділами з відповідною потужністю осадових утворень. Далі, отриманий відрізок паралельно відкладається з пункту підосви попереднього відрізка униз. Аналогічно відкладаються інші потужності, таким чином нарощуючи розріз до четвертинного періоду.

Потім на палеогеотермічному графіку відкладаються ізотерми, положення кожної із яких залежить від глибини і геологічного часу. Розрахунки ізотерм детально описані у розділі 5 «Перспективи нафтогазоносності» для кожної свердловини.

Графіки швидкостей осадконакопичення відображають темпи осадконакопичення, які є необхідними і важливими дослідженнями для тектоніки і для нафтогазової геології. Цими графіками завершують серію палеотектонічних досліджень [61].

Графік будується за показниками отриманими поділом потужності кожної товщі (м) на час її накопичення (млн років). Ці цифри показують темпи прогинання безпосередньо у кількісному вимірі.

Для кількісного визначення *стратиграфічних перерв* було використані стратиграфічна схема [86] та схема циклостратиграфічного розчленування осадового чохла ДДЗ [18, 55]. Стратиграфічна перерва дорівнює тривалості будь якого стратиграфічного підрозділу – періоду, епохи, яруса і т.і.

Висновок. Для виконання ретроспективної реконструкції і отримання поглибленої уяви про будову та геотектонічні умови розвитку, визначення наявності стратиграфічних перерв, ерозійних поверхонь, специфіки нафтогазонакопичення солянокупольних структур були застосовані методи палеотектонічного аналізу. Подібні методи використовуються для вирішення комплексних задач пов'язаних з нафтогеологічним районуванням і оцінкою перспектив нафтогазоносності.

Застосований комплекс методів є оптимальним і найефективнішими для вирішення поставлених задач.

РОЗДІЛ 3

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Дніпровсько-Донецький регіон, як відомо, має виключно велике значення у зв'язку із високою нафтогазоносністю. Тому питання стосовно літологічно-стратиграфічної характеристики, тектонічної будови, і безпосередньо соляної тектоніки, мають важливе наукове і практичне значення.

3.1 Основні уявлення про Дніпровсько-Донецьку западину

ДДЗ є головним нафтогазоносним регіоном України. Западина входить до складу трансконтинентального Сарматсько-Туранського лінеамента (довжиною 2000 км і більше), що перетинає південну частину Східноєвропейської платформи (СЄП) і відокремлює Український щит (УЩ) від Воронежського кристалічного масиву (ВКМ) та решти Руської плити. Беручи свій початок в Центральній Азії, лінеAMENT в межах Європи представлено низкою великих тектонічних елементів: валом Карпінського, Донецькою складчастою спорудою (ДСС), ДДЗ, Прип'ятський прогин (ПП), Поліською сідловиною, Підлясько-Брестською западиною (рис. 3.1) [60].

Завдяки складній і довготривалій історії розвитку ДДЗ були обумовлені структурно-тектонічна будова і літолого-стратиграфічний розріз регіону. В геотектонічній історії регіону виділяються такі етапи.

Передавлакогенна стадія почалася в ейфельський вік середнього девону після тривалої перерви в осадконакопиченні. В цей час виникає смуга прогинання північно-західного напрямку, формується система глибинних розломів. Деякі досягли мантиї і слугували каналами проникнення магми. З часом збільшувалась площа вулканічної діяльності. Розломи зумовили

блокову будову ложа докембрійських утворень і мобільність його складових частин. Диференційовані рухи блоків змінювалися в часі за напрямками і інтенсивністю.

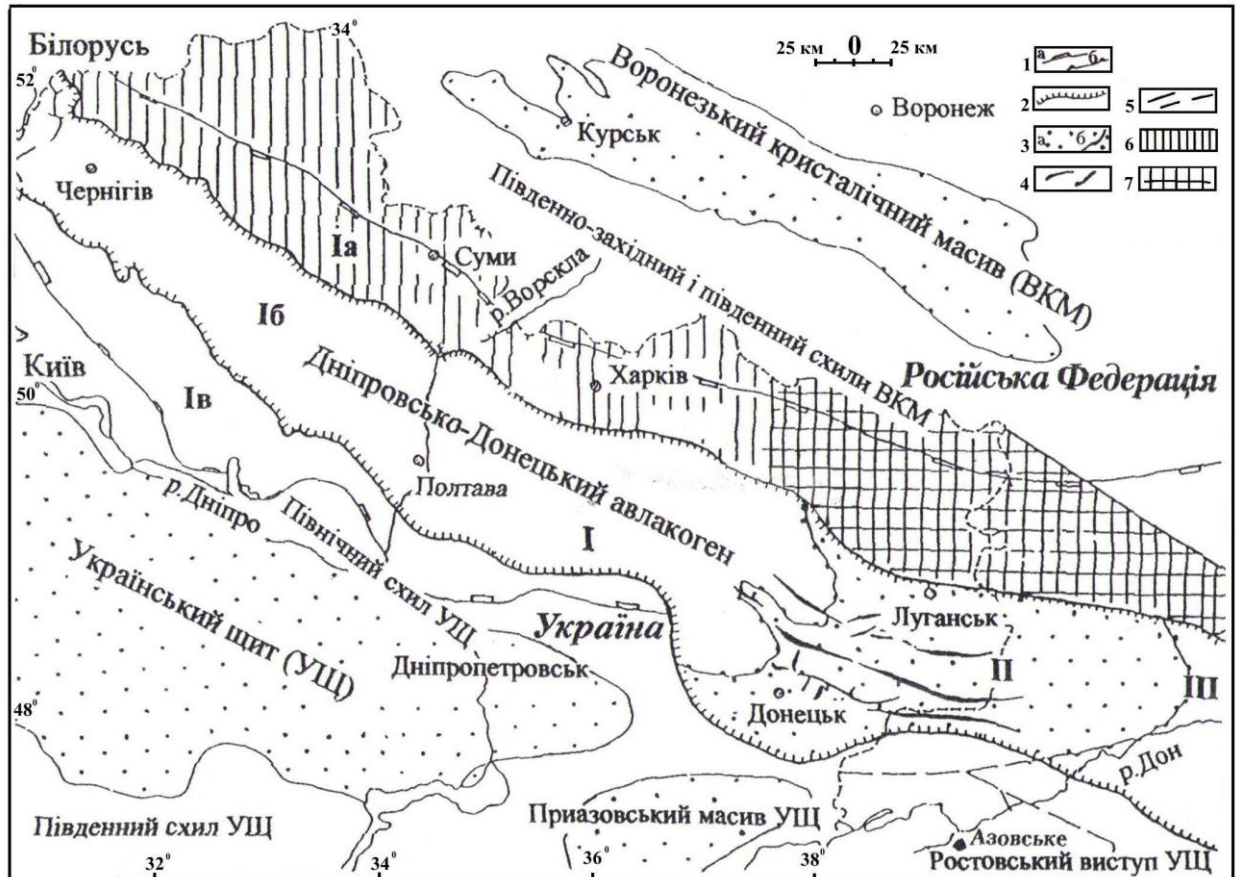


Рис. 3.1 Оглядова карта [60]:

1 – контури платформних структур (а – регіональних, б – зональних); 2 – крайові порушення ДДЗ; 3 – виходи складчастої основи на поверхню або область її неглибокого залягання: Український щит, Воронезький кристалічний масив (Воронезька антекліза), б – Донецька складчаста споруда (Донбас); 4 – осі антикліналей Донбасу; 5 – родовища ВВ; 6 – тектонічні порушення; 7 – район північного борту; 8 – Північно-Донбаський район

Авлакогенна стадія включає три етапи: *девонський* (задонсько-єлецький), *девонсько-кам'яновугільний* (лебедянсько-руденківський) та *кам'яновугільний* (турнейсько-ранньовізейський). Це була найактивніша

тектонічна стадія, яка відобразилась в мозаїчному характері зміни потужності окремих стратиграфічних комплексів, у розмаїтті речовинного складу порід, бурхливій вулканічній діяльності на території западини. Під час лебедянсько-руденківського етапу з'явилися перші ознаки соляного тектогенезу, безперервно-переривчасті прояви якого продовжуються і досі.

Найактивніші фази зафіксовані значною кількістю незгідностей у розрізі девонських та турнейсько-нижньовізейських відкладів.

Синеклізно-міogeосинклінальна стадія поділяється на три етапи: *пізньовізейсько-серпуховський, середньокам'яновугільний та пізньокам'яновугільно-пермський*. Відкладам притаманна відносна латеральна літолого-фаціальна витриманість внаслідок їх накопичення в єдиному Дніпровсько-Донецькому седиментаційному басейні. Швидке компенсоване прогинання охопило значну територію. Максимальні потужності відкладів тяжіють до приосьової зони ДДЗ і в південно-східній частині перевищують 10 км. Найбільші трансгресії кам'яновугільного періоду відбулись у пізньовізейський і ранньобашкирський часи. Осадкові породи цих часів поширені далеко за межами грабена.

Наприкінці стадії розпочалося розмежування ДДЗ і Донбасу – після регіонального здійснення і дислокації відкладів у западині відновився режим прогинання й осадконакопичення, тоді як Донбас залишився у режимі здійснення та активного формування складчастості. Саме в цей час відбулися найсуттєвіші дислокації осадової товщі ДДЗ – з'явилися структури північно-західного напрямку, які є продовженням основних складок Донбасу. Інтенсивно проявлявся галокінез, що досяг максимальної активності на межі палеозойської і мезозойської ери.

Синеклізна стадія мала чотири етапи: *індсько-норійський, юрський, сеноман-маастрихтський та кайнозойський*. Регіон розвивався одночасно з іншими прогинами (синеклізами, авлакогенами) СЄП, про що свідчать однакові потужності і тотожній речовинний склад осадків. Інакше представлені утворення індсько-норійський етапу, відклади тріасу мають

моласоїдний характер, що вказує на компенсуюче значення западини стосовно Донбасу. Найбільша трансгресія відбулась під час сеноман-маастрихтського етапу. Дислокації цього періоду переважно плікативного типу, лише в межах активних солянокупольних структур формувалася розгалужена сітка тектонічних порушень [26].

Стосовно уявлення структури ДДЗ опубліковані багаточисельні дослідження представників різних тектонічних шкіл. Більшість дослідників вважають, що в основі западини знаходиться палеорифт, утворення якого відбулось у склепінні Сарматського щиту за рахунок закладення і активізації системи глибинних архейсько-протерозойських розломів північно-західного простягання і процесів в астеносферному діяпірі. Найбільш активне пульсаційне здимання коромантійного діяпіру відбулось у проміжок пізньодевонської і ранньокам'яновугільної епохи. Відбувалось формування рифту і його структурних елементів, накопичення в девоні потужних вулканогенних, осадово-вулканогенних та соленосних формацій. В палеорифті виділяють Деснянський та Дніпровський сегменти, а також Складчастий Донбас [47] або Донецький прогин (ДП) за [16].

За результатами вивчення глибинної будови літосфери встановлено, що у межах центральної частини ДДЗ скорочується потужність консолідованої кори. Поверхня Мохо піднімається до 30 км, в той час як у межах суміжних УЩ і ВКМ масиву вона знаходиться на глибинах від 45 до 55 км [60].

ДДЗ складається з докембрійського кристалічного фундаменту і фанерозойського платформеного чохла [59]. Фундамент має гетерогенну складчасто-блокову будову – типову для фундаменту СЄП. Важливе місце у його складі належить архейським грануліто-гнейсовим і граніт-зеленокам'яним областям і палеопротерозойським лінійним гнейсово-залізородним структурам, розділеним субмеридіональними міжблоковими (дорифтовими) розломами. Найбільші серед них – Криворізько-Крупецький та Оріхово-Харківський, які обмежують Інгулецько-Криворізько-Крупецьку і Оріхово-Павлоградську шовні зони УЩ. Розломи простягаються від

північної межі УЩ до його південних границь, а також далі під акваторії Азовського та Чорного морів [21].

В структурі кристалічного фундаменту чітко виділяється палеорифт, обмежений з північного сходу Барановицько-Астраханським (БА) та з південного заходу Прип'ятсько-Маницьким (ПМ) крайовими розломами. Вони є скидами північно-західного простягання з амплітудою від перших сотень метрів до 2-3 км, мають складну звивисту форму, утворюють мисоподібні виступи у бік грабена (рифта) та затоки у бік бортів. На північному борту виділяються Добрянський, Бахмацький, Лебединський, Богодуховський і Дружелюбовський виступи, на південному – Сорокошицький, Гнилицький, Лубенсько-Білоцерківський, Царичанський, Самарсько-Вовчанський. Мисоподібні виступи, що розміщуються на обох бортах грабена навпроти один одного, розділяють грабен на депресії: Ніжинську, Лохвицьку, Полтавську, Ізюмську і Донецьку.

Осьові частини депресій ускладнені великими прогинами, осі яких мають північно-західне простягання. В Ніжинській депресії – це Горбівський, Скоринецький, Ніжинський та Ічнянський прогини з абсолютними позначками поверхні кристалічного фундаменту 5,25-7,25 км, в Лохвицький – Срібнянський (8,5 км) та Лютенський (10,75 км), в Полтавський – Солохівський (11,5 км), Ладиженський (12,0 км), Східно-Полтавський (13,75 км), в Ізюмський – Розпашновський (17,25 км), Миронівський (17 км) і Камишевахський (19 км), в Донецькій – Бахмутська (18,5 км).

Південний та північний борти Дніпровського рифта (грабена) одночасно є схилами відповідно УЩ та ВКМ (рис. 3.2). Ширина південного борту становить 40-120 км, довжина 700 км, північного борту – 10-120 км, довжина 1000 км [96]. В межах бортів поверхня фундаменту моноклінально занурюється під кутами 1-2° в напрямі осьової частини рифта, глибина його залягання змінюються від 1 до 4-5,5 км. На окремих ділянках моноклінальна форма залягання фундаменту ускладнена незначними за розмірами та

амплітудами локальними виступами. Поблизу крайових скидів нахил поверхні кристалічного фундаменту збільшується до 5-6°.

Найдревнішими осадовими відкладами у смузі південного борту є верньовізейський під'ярус. Безпосередньо на фундаменті також залягають серпуховські і нижньобашкирські відклади. В цілому, на південному борту осадовий комплекс характеризується стратиграфічною невичерпаністю розрізу, що обумовлено, великою кількістю перерв в осадконакопиченні та послідовним генетичним виклинюванням окремих стратиграфічних підрозділів. На незначній відстані виклинюються породи від нижньокам'яновугільних до палеогенових включно. В межах даної території цілком відсутні породи девонського, турнейського, нижньовізейського, верхньокам'яновугільного і нижньопермського стратонів. У розрізі мезозойсько-кайнозойських відкладів відсутні нижня частина сеноман-туронського ярусу і нижній палеоген.

Північний борт являє собою більш широку і більш рівну монокліналь, ніж південний борт [13, 15]. Його ширина контролюється відстанню від крайового БА глибинного розлому до границі виклинювання відкладів карбону. Вддовж БА крайового розлому з північного заходу на південний схід поверхня борта занурюється від 1,5 на Жлобинській сідловині до 5 км на південь від м. Харків у південно-східній частині ДДЗ [16].

В межах Дніпровсько-Донецького рифту (грабена) за поверхнею кристалічного фундаменту чітко фіксуються зони парних крайових глибинних розломів із шовною зоною між розломо-парами, що відповідають прибортовим зонам за синеклізними горизонтами.

Виділяються північна та південна прибортові (шовні зони ПМ і БА глибинних розломів), приосьові (зони прирозломних виступів фундаменту) та осьова зони [26].

Прибортові (шовні зони крайових глибинних розломів) складені грабенами і мульдами, які простягаються ланцюгом уздовж північного і південного бортів западини. У південній прибортовій зоні за поверхнею кристалічного фундаменту фіксуються: Малодівицька, Прилуцька,

Лесяківська, Богданівська, Вергунівська та інші мульди, а також Калайдинцівський грабен.

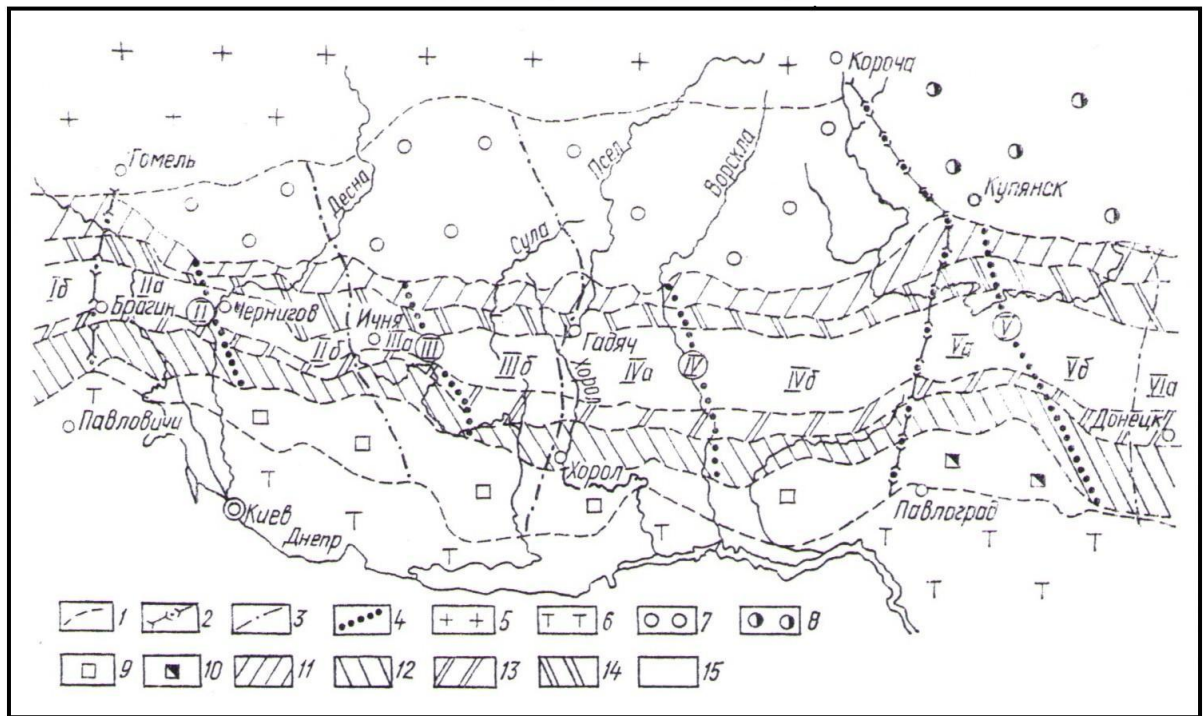


Рис. 3.2 Схема тектонічного районування ДДЗ і суміжних регіонів (склав В.К. Гавриш):

1 – границі ДДЗ і її поздовжніх тектонічних зон; 2 – західна і східна межа; 3 – границі частин поперек простягання ДДЗ і ДП та сегментів ДДР і ДР, II (цифри у дужках) – північно-західна частина ДДЗ або Деснянський сегмент ДДР, III – центральна частина ДДЗ або Удайсько-Сульський сегмент ДДР, IV – південно-східна частина ДДЗ або Псьольсько-Орільський сегмент ДДР, V – північно-західна частина ДП або Західно-Донбаський сегмент ДР; 4 – границі вхрест простягання сідловин (IIa – Брагінсько-Лосєвської, IIIa – Удайської, IVa – Псьольсько-Ворсклянської, Va – Донецько-Орільської, VIa – Донецької) і депресій (Ib – Більської, IIb – Ніжинської, IIIb – Лохвицької, IVb – Карлівської, Vb – Волчансько-Бахмутської); 5 – південний схил ДДЗ; 6 – північний схил УЩ; 7 – північний борт УЩ, 8 – північний борт ДП, 9 – південний борт ДДЗ, 10 – південний борт ДП

Прибортові або шовні зони крайових глибинних розломів ДДР: 11 – північного БА, 12 – південного ПМ, 13 – південна приосьова зона або південна зона прирозломних виступів ДДР, 14 – північна приосьова зона або північна зона прирозломних виступів ДДР, 15 – осьова зона

У північній прибортовій зоні визначаються Холмська, Дмитрівська, Синівська, Шевченківська мульди та Гриборуднянський, Лесківський, Адамівський грабени.

В межах південної приосьової зони простежуються Монастирищенський, Видельцівський, Гнідинцівсько-Леляківський, Гонцівсько-Чорнухинський, Ромоданівсько-Ключниківський, Миргородський і Орільський прирозломні виступи фундаменту, які відокремлюють мульди південної прибортової зони від осьової частини западини.

Мульдам північної прибортової зони відповідають Ріпкінський, Бруsilівсько-Кошелівський, Плисківсько-Лисогорівський, Артюхівський, Липоводолинський і Колонтаєвський прирозломні виступи докембрійського фундаменту. Безпосередньо із північним бортом межують Гайворонський, Плужниківський, Миколаївський, Герасимівський, Берестівський та інші поперечні виступи фундаменту.

Глибина залягання кристалічного фундаменту в мульдах і грабенах досягає 6-8 км, в приосьових зонах і у межах поперечних виступів на 2-3 км нижче. Щілинні грабени і мульди дуже часто заповнені двома товщами девонської солі, пластичний стан якої сприяв широкому розвитку соляного тектогенезу.

Структура фанерозойського платформеного чохла тісно пов'язана з геологічною будовою кристалічного фундаменту. В грабені зафіксовані максимальні потужності і найбільша стратиграфічна вичерпність розрізу фанерозою. Висока тектонічна активність сприяла формуванню структур

різного порядку. Значного поширення набули складки пов'язані з галокінезом.

Осадовий чохол прибортових зон характеризується значними потужностями, стратиграфічною вичерпністю розрізу. На відміну від бортів, тут простежуються потужні девонські утворення, які представлені соленосними, теригенними і ефузивними формаціями. Широкого розвитку набувають кам'яновугільні (турнейські, нижньовізейські) породи. Потужності пермських та мезозойсько-кайнозойських відкладів значно зростають [7].

Широкий розвиток соляного тектогенезу, що значно вплинув на будову осадового чохла, сприяв розвитку в прибортових зонах характерних морфологічних структурних форм, таких як соляні куполи, штоки, вали, антикліналі. У північній прибортовій зоні за покрівлею палеозойських відкладів фіксуються: Холмська (протяжна антикліналь), Великозагорівський, Дмитрівський, Роменський, Синівський соляні штоки і куполи, Талалаївське Великобубунівське, Березняківське, Адамівське та інші піднігтя. У межах південної прибортової зони інверсійні форми антиклінального ряду утворюють кулісоподібні зчленовані солянокупольні пасма, які складаються криптодіапірами, соляними штоками та високоамплітудними антиклінальними підняттями [13, 15].

В межах піднятих блоків фундаменту прибортових зон і більшості прирозломних виступів девонська сіль взагалі не відкладалася або присутня у незначному об'ємі.

Зони прирозломних виступів за поверхнею фундаменту, з боку рифту, обмежені глибинними розломами, а з боку мульд – розривами, утворюючи внутрішньорифтові розломо-пари БА і ПМ глибинних розломів. Прирозломні виступи найчіткіше позначились на рифтовому етапі геотектонічного розвитку регіону [13, 96], але вони мали вплив і на більш пізніх стадіях, а саме на загальному скороченні потужності осадового чохла та зміні фаціального складу палеозойських відкладів. Проте північна зона прирозломних виступів більш чітка ніж південна, що пов'язано з меншою

інтенсивністю здимання підшви кристалічного фундаменту в південній частині грабену.

Осьова зона розташована між південною і північною приосьовими зонами і є більш зануреною та складно побудованим тектонічним елементом ДДЗ. Поверхня кристалічного фундаменту залягає на глибинах від 0,5-2,0 км в межах поперечних виступів до 7,0-17,5 км та більше – в депресіях.

На поверхні кристалічного фундаменту фіксується ровоподібна структура, яка ймовірно заповнена рифейськими відкладами. Ширина структури (рифейського грабена), обмеженої глибинними розломами, менша від пізньодевонського рифту і розташована відносно грабена несиметрично і тяжіє до північного борту.

В фундаменті осьової зони розвинені великі Срібнянський, Лютенський, Чутівський, Розпашнівсько-Миронівський прогини. Депресії і прогини розділяються виступами, які приурочені до ліній зон древніх розломів докембрійського закладення, що перетинають ДДЗ вхрест простягання.

Осадочний розріз осьової зони характеризується максимальними потужностями (більше 18,0 км) і стратиграфічною вичерпністю. Тут значно збільшується потужність майже всіх стратиграфічних комплексів, у розрізі фіксуються відклади нижньопермської галогенної формації. Починаючи з карбону та наступні періоди осьова частина западини зазнала найбільшого занурення і відповідно, накопичення осадків. Потужність відкладів контролюється регіональними факторами, збільшуючись у південно-східному напрямку і поступово зменшуючись до північного і південного бортів.

Поруч із поздовжніми тектонічними зонами у фундаменті і осадовому чохлі виділяються тектонічні елементи вхрест простягання ДДЗ. На практиці процес відокремлювання цих складників відбувається значно складніше і існує декілька варіантів районування створених дослідниками різних тектонічних шкіл.

В даній дисертаційній роботі тектонічне районування вхрест простягання ДДЗ автором дисертації використані наукові доробки В.К. Гавриша.

Відповідно робіт В.К. Гавриша [13, 15] у межах ДДЗ дорифтовими розломами вхрест простягання відокремлюються три сегменти: Північно-Західний (Деснянський), **Центральний** (Удайсько-Сульський) і Південно-Східний (Псьольсько-Орільський), в західних частинах яких розташовані сідловини, у східних – депресії (рис. 3.3).

В **центральної** частині ДДЗ (**Удайсько-Сульський сегмент**) Дніпровсько-Донецького грабену, розміром 140 x 100 км виділяються Удайська сідловина і Лохвицька депресія (рис. 3.3). **Удайська сідловина** виділяється за Августовським, Дорогинським, Кінашевським, Шаповаловським, Тростянецьким, Леляківським, Плисківсько-Лисогорівським та іншими виступами фундаменту, із абсолютною відміткою поверхні фундаменту $-4,2$ км і менше, занурюючись в Лохвицькій депресії до $-10,5$, в Ніжинській – до -6 км. У формуванні сідловини і розвиненого складного блокування відігравали роль дорифтові Смілівсько-Холмський (СХ) субмеридіональний, Овруцько-Лебединський (ОЛ) субширотний, Володарсько-Бахмацький (ВБ) північно-східний, а також рифтові північно-західні приосьові і крайові глибини розломи. Вони сприяли виливу магматичних утворень і накопиченню пізньодевонської солі в прибортових (Дмитрівська і Прилуцько-Богданівська мульди) і осьовій (Ічнянський прогин) зонах, де поверхня фундаменту занурюється до -7 км. В сідловині поширений галокінез, що сприяв формуванню великої Іваногородсько-Буромської субширотної і інших соляних структур. В межах сідловини зменшується площа поширення і потужність башкирських, картамиських, краматорських, тріасових, юрських і інших відкладів.

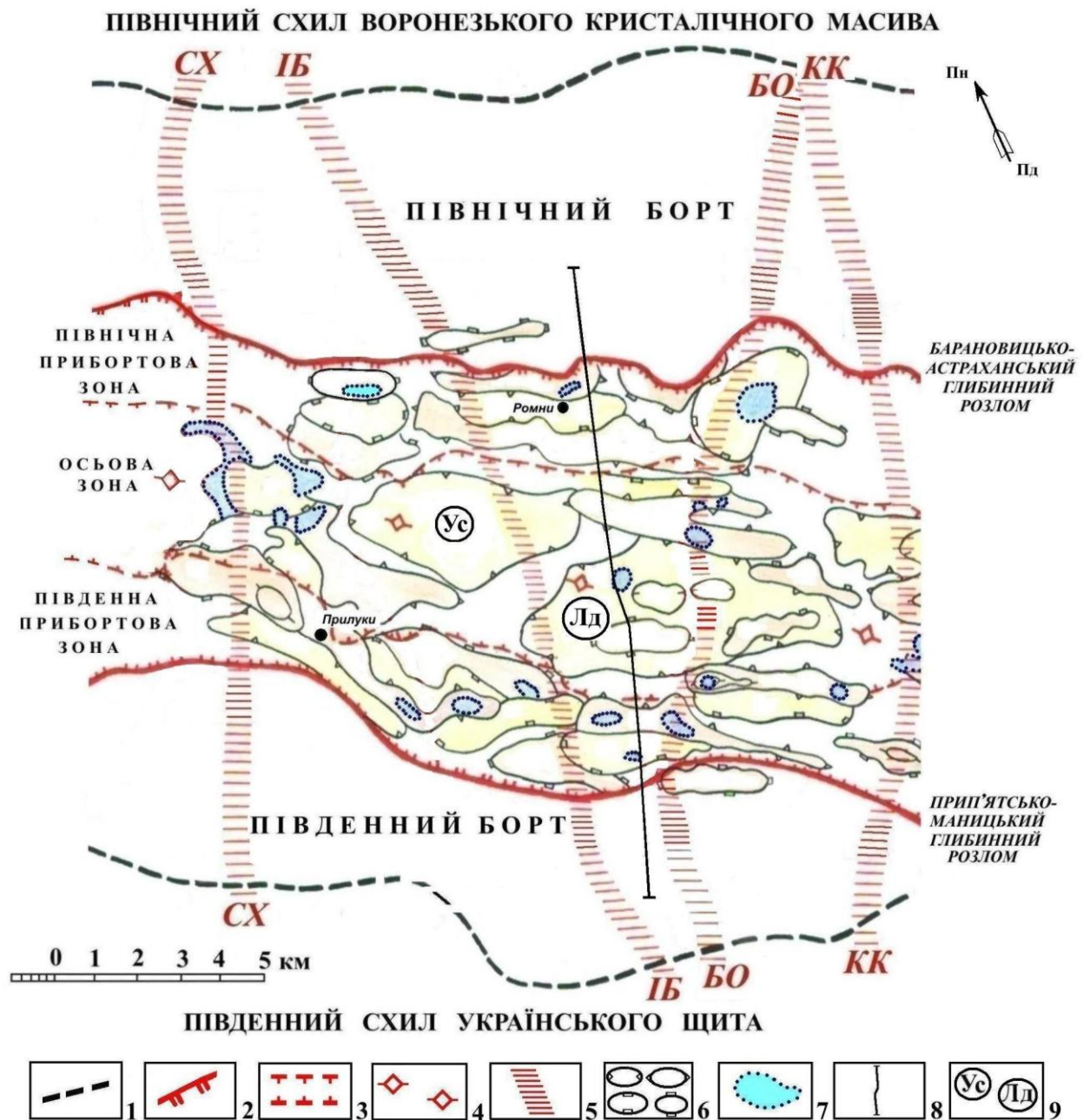


Рис. 3.3 Центральна частина Дніпровсько-Донецької западини (за В.К. Гавришем на фрагменті «Структурно-тектонічної карти Дніпровсько-Донецької западини», Б.П. Кабишев, 1989 [59]):

1 – зовнішні границі ДДЗ; 2 – границі Дніпровсько-Донецького грабена; 3 – повздовжні тектонічні зони та їхні границі; 4 – осьовий розлом; 5 – глибинні поперечні розломи (СХ – Смілівсько-Холмський, ІБ – Інгулецько-Брянський, БО – Болтисько-Обоянський, КК – Криворізько-Комарицький; 6 – структури

верхньопалеозойського структурного поверху (вали і депресії); 7 – соляні штоки; 8 – місце розташування сейсмічного профілю РП МСГТ Березняки-Недригайлів; 9 – Уд – Удайська сідловина, Лх – Лохвицька депресія

Регіональний розрив, який фіксується від с. Іваногород до с. Дмитрівка (30 км) збігається із простяганням ОЛ широтного розлому. До сідловини з півдня приєднується Канівсько-Остерська складчаста зона з потужністю земної кори до 45 км, і докайнозойський субмеридіональний розрив. Крайові скиди ПМ і БА рифтових глибинних розломів тут змінюють напрямок з північно-західного на субмеридіональний. Потужність верхньовізейсько-серпуховських відкладів на сідловині зменшується від 800-1600 м в Ніжинській і Лохвицькій депресіях до 750 м. Повністю розмиті нижньопермські хемогенні відклади на Дмитрівській, Адамовській, Ічнянській і інших соляних структурах, а також на південь від Журавківської і Гнідинцівської площ. Ще південніше розвинені Канівські, Дерниковецькі і інші гляціодислокації.

Лохвицька депресія складається із Роменсько-Синівської мульди, розташованої в межах шовної зони БА розлому, а також двох великих (80 x 40 км) приосьових прогинів. Із зануренням фундаменту відповідно до –8 і –10,5 км ці зони прогинів розділяються Талалаєвським і Артюхівсько-Анастасіївсько-Липоводолинським природними виступами. Підняття, що межують із прогинами (крім Срібнянського) мають великі (до 45 x 15 км) розміри і ускладнені девонською сіллю. Східна границя центральної частини ДДЗ трасується умовно по Болтисько-Обоянському і Криворізько-Комарицькому розломам. Виділяються північні – Олексинській і Артюхівсько-Анастасіївській, південні – Білоусівсько-Чорнухінській і Яблунівсько-Клюшниківській приосьові виступи, які прилягають до Північного і Південного приосьових розломів. В межах північної прибортової зони вирізняються Плужниківський, Герасимівський і Берестовський, в південній – Гнідинцівський і Гонцівський

виступи. В Срібнянському прогині розвинені головним чином малоамплітудні підняття.

Висновок. Структура фанерозойського платформеного чохла ДДЗ тісно пов'язана з геологічною будовою кристалічного фундаменту. В грабені зафіксовані максимальні потужності і найбільша стратиграфічна вичерпність розрізу фанерозою. Висока тектонічна активність сприяла формуванню структур різного порядку. Значного поширення набули складки пов'язані з галокінезом.

В дисертаційній роботі територією досліджень є Центральна частина ДДЗ. Автором використано тектонічне районування вхрест простягання ДДЗ за науковими працями В.К. Гавриша. Відповідно, яким у Центральній частині ДДЗ (Удайсько-Сульський сегмент) Дніпровсько-Донецького грабену, виділяється Удайська сідловина і Лохвицька депресія. Вивчений регіональний сейсмічний профіль РП МЗГТ Березняки-Недригайлів перетинає Лохвицьку депресію.

3.2 Літолого-стратиграфічна характеристика ДДЗ

Докембрій. Кристалічний докембрійський фундамент ДДЗ складено гнейсами різного петрографічного складу, амфіболітами, кристалічними сланцями, гранітами, а також комплексом основних і ультраосновних порід архейського і протерозойського віку.

Осадочний чохол ДДЗ представлений палеозойськими, мезозойськими і кайнозойськими відкладами (рис. 3.4).

Девонські відклади широко поширені в межах ДДЗ. В центральній частині западини вони розкриті на глибинах 1000-5000 м. Залягає девон на достатньо пенеплезованому докембрійському кристалічному фундаменті, перекривається частіше незгідно породами нижнього карбону.

Ф а н е р о з о й											Еон
Архей-Протерозой	П а л е о з о й			Мезозойська			Кайнозойська		Ера	Система	
	Девонська	Кам'яновугільна	Пермська	Тріасова	Юрська	Крейдова	Палеогенова	Четвертинна - неогенова			
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній	Олігоцен	
										Еоцен-палеоцен	
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній	Нижній		
	Верхній	Верхній	Верхній	Верхній	Середній	Нижній	Верхній	Середній			

На солянокупольних і брахіантиклінальних підняттях на розмитих франських і фаменських відкладах залягають з кутовим неузгодженням крім нижньокам'яновугільних породи палеогену, крейди, юри і пермі. Потужність девонської товщі 2000-7500 м. Склад: вулканогенні, соляні, карбонатні, теригенні сіро- та червоноколірні формації. Ці відклади представлені різноманітними морськими, лагунними, дельтовими, континентальними фаціями [2].

В розрізі девону ДДЗ відомі два відділи – середній (частково) і верхній. **Середньодевонські** відклади представлені ейфельським і живетським ярусами [102]. *Ейфельський ярус* (0-50 м) включає *пярнуський і наровський горизонти* (нерозчленовані). Малопотужні найдревніші осадові утворення представлені піщано-глинистими і сульфатно-карбонатними сірими, іноді строкатими дрібноритмічними породами, що залягають незгідно на докембрійському фундаменті. *Живетський ярус* представлений *старооскольським горизонтом* (до 50 м) – червоно- і сіроколіровими пісковиками, алевролітами і вапняками. Горизонт незгідно залягає на ейфельських відкладах або породах фундаменту і незгідно перекривається киновськими осадами франського ярусу.

Верхньодевонські відклади представлені франським і фаменським ярусами. *Франський ярус* розчленовано на три товщі. ***Нижньофранський під'ярус:*** *киновський горизонт* представлений внизу – перешарування сірих і строкатих пісковиків та аргілітів, уверху – перешарування вапняків, доломітів, аргілітів, пісковиків; *саргаївський горизонт* – сірі вапняки, місцями заміщені вулканогенними конгломератами і туфопісковиками та жовті, сіро-коричневі доломіти. ***Середньофранський під'ярус:*** *семитуцький горизонт* – в центральному районі представлений сірими, темно-сірими, коричневими аргілітами, та туфогенними пісковиками, алевролітами, туфо-конгломератами, в верху – сірі детритові вапняки; *алатирський горизонт* (25-500 м) – строкаті аргіліти, пісковики, гравеліти, конгломерати з карбонатним перешаруванням, пірокластичні і ефузивні породи – туфопісковики, туфоконгломерати.

Верхньофранський під'ярус: воронезький горизонт (до 760 м) – зеленкувато-сірі аргіліти, сірі вапняки, мергелі з прошарками пісковиків і алевролітів, в окремих блоках – кам'яна сіль і ангидрити, ефузивні і пірокластичні породи. **Євланівський горизонт** – кам'яна сіль із прошарками вапняків, доломітів; ангидритів, мергелів, аргілітів, пісковиків, алевролітів із потужністю 0-880 м, в штоках >1900 м; **Лівенський горизонт** (0-540 м) – аргіліти, вапняки, мергелі, ангидрити, пісковики, алевроліти.

Фаменський ярус, породи якого незгідно залягають на утвореннях франського віку, поділяється на три частини. **Нижньофаменський під'ярус** представлений *задонською* (20-1700 м і більше) – сірі і темно-сірі зеленкуваті аркозові пісковики, гравеліти, алевроліти, аргіліти та *єлецькою товщею* (до 3600 м), що представлена флішеподібним чергуванням аркозових піщаних і глинистих порід, темно-сірими мергелями, вапняками, аргілітами з перешаруванням основних ефузивних морських виливів та їхніми туфами [16]. **Середньофаменський під'ярус** залягає з кутовою незгідністю на задонсько-єлецьких і більш древніх девонських відкладах. **Данково-лебедянський горизонт** – це потужна (3-4 км) товща складної будови, яка включає соленосні, теригенні сірі, теригенні червоноколірні та вулканогенні відклади. **Лебедянська соленосна товща** (40-730 м) розкрита в межах палеозападин та палеопрогинів північної і південної прибортових зон. Відклади **верхньофаменського під'ярусу** – *озерсько-хованський надгоризонт* або XVa мікрофауністичний горизонт (МФГ) має потужність 12-178 м – це перешарування пісковиків сірих із зеленуватим відтінком, різнозернистих кварц-польовошпатових, з прошарками темно-сірих аргілітів, рідше – темно-сірі із бурими плямами вапняки.

Кам'яновугільні відклади поширені в усіх тектонічних зонах ДДЗ. Вони займають основну (більше 60 %) частину розрізу осадового чохла. В регіоні виділені всі відділи системи, розчленовані на горизонти, під'яруси, надгоризонти і горизонти. На відміну від девонських потужностей кам'яновугільних порід закономірно зростає від бортів до привісьової частини западини і у південно-східному її напрямку, сягаючи до 10 км і більше. Утворення турнейського ярусу і

нижньовізейського під'ярусу виявлені лише в межах грабена, молодші відклади осадового чохла поширюються і на борти ДДЗ.

Нижньокам'яновугільні відклади присутні в западині в обсязі турнейського, візейського і серпуховського ярусів, з сумарною потужністю 4,0-6,5 км. Порівняно з іншими районами СЄП відклади нижнього карбону ДДЗ характеризуються найбільшою стратиграфічною повнотою. *Турнейський ярус* в обсязі аналогів СЄП малевського, упінського, черепецького, кизелівського горизонтів у центральній і південно-східній частинах западини складається теригенно-карбонатними морськими утвореннями. Це літорально-шельфові карбонати з органогенними спорудами типу біогермів, біостромів, банок (периферійні частини Жданівської депресії, прибортові зони), бар'єрно-рифові масиви (моноклінальні схили приосьової зони грабена) і депресійні відклади з піщаними тілами. Від лінії Ромни-Висачки спостерігається заміщення морських сіро-колірних теригенно-карбонатних фацій алювіально-дельтовими строкатими відкладами (руслові кварцові пісковики, сухарні каолінові глини та ін.). Найпотужніші (200-300 м і більше) розрізи континентальних фацій турне розкриті в Срібнянській депресії. Розрізи *візейського ярусу* максимально у повній мірі представлені в центральній частині западини і розчленовуються на два самостійні комплекси. Породи *нижньовізейського під'ярусу* незгідно залягають на відкладах турне і верхнього девона. Під'ярус представлений у верхній частині вапняками темно-сірими щільними, глинистими, місцями доломітизованими, з прошарками аргілітів, у нижій – аргілітами. Породи *верхньовізейського під'ярусу* присутні в усіх тектонічних зонах западини. З незгідністю вони залягають на породах вище перелічених комплексів і фундаменту. Виділяються темноколірні аргіліти, світло-сірі пісковики дрібно- і середньозернистих з прошарками алевролітів і органогенних темно-сірих вапняків, розріз набуває флішоїдного характеру. Породи *серпуховського ярусу* залягають лише на верхньовізейських відкладах. Нижньо- і верхньосерпуховський під'яруси розділені поверхнею незгідності на два комплекси. *Нижньосерпуховський під'ярус* (100-570 м) – перешарування темно-сірих до чорних алевритистих аргілітів, алевролітів,

дрібнозернистих пісковиків з прошарками темно-сірих вапняків. Породи *верхньосерпуховського під'ярусу* (100-690 м) трансгресивно залягають на відкладах горизонтів нижньо- і верхньовізейського під'ярусів і представлені товщею пісковиків, алевролітів, аргілітів з прошарками вапняків.

Середньокам'яновугільні відклади представлені башкирським і московським ярусами. Породи *башкирського ярусу* (370-630 м) з регіональною незгідністю, трансгресивно залягають на відкладах різних горизонтів серпуховського і візейського ярусів, місцями в районі південного борту – на фундаменті. Представлені *нижньобашкирським під'ярусом* – світло-сірі органогенні вапняки і карбонатні зеленувато-сірі морські аргіліти та *верхньобашкирським під'ярусом* – перешарування пісковиків, вапняків і аргілітів, переважно алювіально-дельтовими і лагунними осадами. *Московський ярус* – ритмічне перешарування потужних пачок пісковиків, зеленувато-сірих аргілітів, проверстки вугілля і вапняку алювіально-дельтових і лагунних фацій (250-475 м). Верхня частина розрізу – глинисто-вапнякова пачка морського походження.

Верхньокам'яновугільні породи за поширенням мають суттєво меншу територію порівняно з відкладами московського ярусу. В ДДЗ верхньокарбонові відклади відповідають *касімовському* і *гжельському* ярусам. Це товща алювіально-делювіальних утворень (150-1500 м), представлена чергуванням пісковиків і аргілітів, іноді з проверстками карбонатів.

Пермські відклади в ДДЗ зустрічаються лише в об'ємі нижнього відділу у складі асельського і низів сакмарського ярусів (Кошелівська, Срібнянська та інші депресії). *Асельський ярус* включає світи: *картамиську* (до 1200 м), що представлена червоноколірною алевроглинистою товщею, яка містить піщані тіла і проверстки вапняків; *микитівську* – складену чергуванням строкатих аргілітів, вапняків, доломітів, ангідритів і кам'яної солі потужністю від 10-50 до 180-210 м; *слов'янську* – де переважають пачки кам'яної солі, які перешаровуються з ангідритами, доломітами, строкатими аргілітами, іноді вапняками потужністю в центральній частині Срібнянської депресії до 220 м. До

сакмарського ярусу відноситься *кратиторська* світа, поширення якої пов'язане з центральними частинами Срібнянської, Вертіївської депресій. Представлена кам'яною сіллю з проверстками ангідритів, доломітів і аргілітів. В верху спостерігаються прошарки бішофіта і сильвініта із потужністю 700 м.

Тріасові відклади (600-900 м) представлені континентальними червоноклірними і строкатими утвореннями у складі всіх трьох відділів, розчленованих на світи. **Нижньотріасовий відділ:** в основі *дроновської світи* залягають червоноколірні глини, заміщені у верху пісковиками і алевролітами, які змінюються пачкою пісковиків із потужністю 0-350 м. **Середньотріасовий відділ:** *серебрянська світа* (60-285 м) – це глиниста строката товща знизу збагачена прошарками рихлих пісковиків і вапняків озерного типу. **Верхньотріасовий відділ:** *протопівська світа* – блідо-строкаті і сіроколірні глини з прошарками пісковиків.

Юрські відклади незгідно залягають на різновікових породах тріасу. В їх розрізі домінують сірі теригенні і карбонатні утворення з рештками різноманітної фауни. Вони присутні в обсязі середнього і верхнього відділів. **Середньоюрський відділ:** *ааленський, байоський яруси* складені сірими глинами, з прошарками пісковиків, пісків, ракушняків морського походження (150-250 м); *батський ярус* – тонке перешарування глин з лінзами сидеритів; *келовейський ярус* – морські карбонати і мергелі. **Верхньоюрський відділ:** *оксфордський ярус* складений глинами з прошарками органогенних вапняків; *кімериджський ярус* – пісковики з прошарками вапняків і аргілітів, в центрі западини в покрівлі залягають проверстки гіпсів; *титонський ярус* – чергування строкатих пісковиків і аргілітів континентального походження. Потужність лейаса – 0-170, догера – 140-330, мальма – 140-340 м.

Крейдова система представлена нижнім і верхнім відділами [84].

Нижньокрейдові відклади трансгресивно залягають на утвореннях верхньої юри. Потужність збільшується від бортів западини до освової частини і від склепінь солянокупольних структур до периферійних частин. Нижній відділ складено чергуванням каолінових, іноді строкатих глин з різнозернистими

пісками, в складі валанжинського, готерівського, баремського, аптського і альбського ярусів (160-200 м). **Верхньокрейдові** відклади представлені глауконітовими пісковиками сеноманського і мергельно-крейдовою товщею туронського, коньякського, кампанського і маастріхтського ярусів (0-750 м).

Палеогенові відклади мають широкий розвиток і залягають нижче базису ерозії, мають морське походження та покривають утворення крейдової системи і перекриваються неогеновими відкладами із потужністю до 500 м. Система представлена палеоценом, еоценом, олігоценом [84].

Палеоценові відклади складені зеленувато-сірими і темно-сірими, карбонатними і безкарбонатними пористими породами, піски, пісковики, глини і мергелі зустрічаються у вигляді прошарок і лінз. Відклади переважно глибоководні із потужністю до 16 м. **Еоценові** утворення представлені підвідділами: нижнім (*нижньоканівський підгоризонт канівського горизонту*), середнім (*буцацький і київський горизонти*), верхнім (*обухівський підгоризонт*). Це виключно морські утворення (до 362 м) складені кварц-глауконітовими пісками, алевритами, пісковиками, вапняковистими алевролітами і безвапняковистими глинами, мергелями, аргилітами. **Олігоценовий** відділ складений двома горизонтами: *межігорським* (нижній + середній олігоцен), *берекським* (верхній олігоцен). Відклади (до 135 м) представлені світло-сірими, білими глауконіт-кварцевими, слюдяними, глинисто-алевритистими пісками, буровато-зеленими, сірувато-зеленими, щільними, пластичними, в'язкими глинами.

Неогенові відклади досить поширені. Залягають вище базиса ерозії, на палеогенових – берекських, іноді межигірських або обухівських породах. Система в ДДЗ поділена на міоценовий і пліоценовий відділи. **Міоценовому** відділу відповідає *новопетрівська світа* (до 55 м) – глини, різнозернисті піски з прошарками гравію і гальки, з домішками гумусової речовини та *полтавська серія* (верхня частина), а також товща строкатих глин потужністю до 12 м. **Пліоценові** утворення представлені товщею червоно-бурих глин – нижня

частина (від 8 до 46 м) та континентальними алювіальними відкладами терас із потужністю до 35 м.

В склад **четвертинної системи** (30-40 м) входять різні генетичні типи відкладів. Виділяються льодовикові, флювіогляціальні, елювіальні і еолові утворення.

Висновок. В будові осадового чохла ДДЗ приймають участь утворення девону (середній і верхній відділи); карбону (займають основну (понад 60%) частину розрізу осадового чохла западини), пермі (поширені лише у центральній частині регіону), тріасу, юри, крейди і кайнозою, які залягають на денудованій поверхні докембрійського кристалічного фундаменту.

До складу осадового чохла входять пізньодевонські і ранньопермські соленосні утворення. У розрізі верхнього девону виділяються дві соленосні товщі: воронезько-євланівсько-лівенська і данково-лебедянська.

3.2.1 Девонські соленосні товщі

Галогенні утворення ДДЗ входять до складу верхньодевонського розрізу, який поділяється на підсольовий, нижній соляний, міжсоляний, верхній соляний та надсоляний літологічні комплекси (таб. 1).

У нижній соляній товщі беруть участь верхня частина воронезького, євланівський і лівенський горизонти, яким відповідають нижня сульфатно-глинисто-карбонатна товща – руднянська, середня – соленосна – смолязька і верхня, сульфатно-глинисто-карбонатна, – борківська світа. Породи світ представляють собою лагунно-морські утворення із перевагою лагунного або морського режиму, що дозволило їх об'єднати у висачківську серію.

До висачківської серії відносять товщу хемогенних та біохемогенних відкладів верхньофранського під'ярусу, яка обмежується чіткими реперами, зокрема строкатими осадово-пірокластичними породами говтвінської світи і

Таблиця 1. Стратиграфічне розчленування та формації девонських відкладів ДДЗ (за В.А. Хоменко [92] з поправками)

КОМПЛЕКС	Відділ	Ярус	Під'яру	ГОРИЗОНТ	СВІТА		ФОРМАЦІЇ / СУБФОРМАЦІЇ
Надсольовий	Верхній девон	Фаменський	Верхній	Озерсько-хованський	Лиманська		Континентальна перерва
							Кора вивітрювання
							Карбонатна
Верхній сольовий			Середній	Данково-лебедянський	Західно-михайлівська		Теригенна аркозово-поліміктова
							Теригенно-сульфатно-соленосна
Міжсольовий		Нижній	Єлецький Задонський	Максаківська		Теригенно-сульфатно-соленосна	
						Калайдинська	
Нижній сольовий		Франський	Верхній	Лівенський Євланівський Воронезький	Висачківська серія		
						Сульфатно-глинисто-карбонатна	
						Сульфатно-соленосна	
			Середній	Алатирський Семилуцький Рудкінський	Говтвінська		перерва
							Ефузивно-осадово-пірокластична
				Нижній	Хворостянський Новоспаський Щигрівський	Остапівська	
Аргіліто-піщана							
Підсольовий		Середній девон	Живет	Старооскольський	Вишняківська		перерва
	Карбонатно-терригенна кварцева						
	Ейфель		Пярнусько-наровський	Грибовська		перерва	
						Базальна карбонатно-терригенна	

сірі аркозові породи калайдинцівської світи. Потужність серії змінюється від 41 м (св. Кошелівська-204) до 1312 м (св. Смолязька-223), домінує 320-600 м. Потужність соленосних відкладів в штоках перевищує 2000 м (св. Висачківська-2, св. Омбишівська-1).

Характерна особливість висачківської серії, як соленосних так і без соляних галогенними і сульфатними мінералами. Керівна роль у їхньому складі належить алевролітам, аркозовим пісковикам, вулканогенним і вулканогенно-пірокластичним утворенням [92].

Воронезький горизонт (руднянська світа) – це сульфатно-глинисто-карбонатних товща, яка охарактеризована нижньо- і верхньоворонезькою фауною. Особливість світи – ритмічне перешарування органогенних, глинистих і неглинистих вапняків з аргілітами і мергелями. У верхній частині світи зустрічаються проверстки ангідритів. У цілому породи руднянської світи характеризуються сірим і темно-сірим кольором та бітумінозністю. Стратотипом є розріз св. Грибоворуднянська-2 (інт. 1962-2449 м, потужністю 487 м.). У нижній частині світа складена тонким перешаруванням темно-сірих і чорних аргілітів і мергелів з малопотужними прошарками тонкозернистих глинистих, іноді доломітованих вапняків. У верхній частині розрізу переважають вапняки темно-сірого, іноді чорного кольору, які чергуються з темно-колірними аргілітами та мергелями. У самих верхах розрізу відокремлюються прошарки ангідритів. Крім того, у верхній половині розрізу світи спостерігаються пласти і пачки туфів, туффітів та ефузивних порід, кількість яких збільшується уверх.

В окремих блоках південної прибортової зони центральної частини ДДЗ зафіксовані розрізи, воронезько-євланівський вік яких датується А.І. Ляшенко за брахіоподами (Великобагачанська і низка сусідніх площ).

Руднянська світа поширена у межах Остап'євсько-Білоцерківської, Великобагачанської, Петрівцівської, Тернавщинської, Калайдинської, Грибоворуднянської, Борківської, Смолязької площах ДДЗ.

Євланівський горизонт (смолязька світа) – поліциклічна соленосна товща із включеннями пластів і пачок несоляних порід (вапняків, мергелів, ангідритів, доломітів, пісковиків, діабазів) висачківської серії. Стратотипом є розріз св. Смолязька-223 (інт. 3040-3640 м) потужністю 600 м. Світа виділяється за появою і зникненню у розрізі кам'яної солі. Вона перекривається борківською світою і підстеляється руднянською. Потужність відкладів 76-600 м, в штоках перевищує 1940 м.

Відклади мають значне поширення включаючи центральну частину западини (Глинсько-Розбишівська структура). У бортів западини і на виступах фундаменту (Остап'євсько-Білоцерківський і Брусилівський), свердловинах Калайдинцівська-220, Гуньківська-218, Чернігівська-1, Лемківська-9, Великобубнівська-9 та ін.) сіль, можливо, не випадала. Тут відкладались несоляні породи, які місцями у передкам'яновугільний час розмивались. Відсутність солі на виступах фундаменту і в крайових частинах западини свідчить про те, що нижня соленосна товща не суцільна.

Розріз смолязької світи – кам'яні солі, що містять малопотужні прошарки несоляних порід: вапняків, доломітів, ангідритів, мергелів, аргілітів, пісковиків, алевролітів.

У багатьох розрізах ДДЗ соленосна товща приблизно в середній частині розрізу розділяється пачкою (сульфатно-карбонатних) порід на дві частини – нижню і верхню. Потужність пачки складає 25-100 м і більше.

Кам'яна сіль прозора, чиста або забруднена, сірого, жовтуватого, іноді помаранчевого кольору, від середньо- до крупнозернистої, кристалобластова, масивна і шарувата, фіксується тонка горизонтальна шаруватість. Породи дислоковані. Характерні круті кути нахилу шарів ($50-70^\circ$ і 90°). Шаруватість солі обумовлено чергуванням пластів чистої солі із забрудненнями та перешаруванням із несоляними породами.

Для безсоляних прошарків, представлених аргілітами, вапняками, доломітами і ангідритами, характерно досить тонке перешарування (товщина прошарків 0,5-3 мм, іноді 2 см).

Типові відклади євланівсько-лівенських відкладів південної прибортової зони ДДЗ представлені потужною галогенною товщею (до 440 м), чиста галітова середня частина якої сягає 140 м. Нижня частина представлена ефузивними і теригенно-карбонатними відкладами. В північній прибортовій зоні ДДЗ в євланівський час в окремих блоках відкладались потужні товщі перешарування галогенних і теригенних осадків, тоді як в інших блоках (св. Грибоворуднянська-6) хомогенні фації випадають із розрізу, заміщаючись ефузивами [84].

Аналіз поширення органогенних решток у розрізах північної прибортової зони південно-східної частини, як і південної прибортової зони, дозволяє зробити припущення щодо більш раннього, ніж на північному заході западини, початку соленокопичення (пізньоворонезький час), тоді як євланівсько-лівенські відклади на південному сході ДДЗ представлені типово галогенною формацією.

Найбільш перспективними в нафтогазовому відношенні вважаються лінзовидні прошарки внутрішньосольових, але незасолонених пісковиків, із яких отриманні притоки води і газу. У цілому на значній частині території западини нижня соленосна товща є надійним регіональним екраном для усього підсоляного комплексу [28].

Верхня соляна товща відповідає максаківській світі, яка фіксується у розрізах: св. Максаківська-1 (інт. 1886-1863 м), св. 4 (інт. 2034-2369 м), св. Адамівською-1 (інт. 2021-2168 м), св. 2 (інт. 2077-2402 м), св. 3 (інт. 2255-2442 м), св. Ведильцівська-1 (інт. 1886-2275 м), св. 2 (інт. 2586-2902 м), св. 3 (інт. 1829-2216 м), св. 5 (інт. 2270-2611 м), св. 661 (інт. 1624-1668 м), Олишівська-1 (інт. 2280-2367 м), св. 5 (інт. 2568-2640 м), св. Кінашевська-2 (інт. 2325-2331 м), св. Ядутівська-1 (інт. 2274-2331 м), св. 2 (інт. 2518-2649 м) та ін. В одних розрізах це майже виключно кам'яна сіль, в інших – сульфатно-глинисті породи – перешарування аргілітів, мергелів і хомогенних вапняків. Потужність від 40 до 730 м. Ця товща незгідно залягає на слецьких відкладах і перекривається незгідно лебедянсько-нікольськими верствами [92].

Максаківська світа поширена на території западини обмежено у вигляді двох обумовлених полів розвитку. Перше знаходиться у північній прибортовій зоні і охоплює Березнянську, Максаківську, Адамівську і Кінашевську площі. Друге поле розташоване вздовж південної крайової зони і займає Малодівицьку, Великодівицьку, Петрівську, Червонопартизанську, Ведильцівську, Галицьку, Копитовську площі та інші [28].

Світа залягає (ймовірно) на калайдинській та перекрита незгідно західномихайлівською світою. Стратотип – розріз св. Максаківська-4 (інт. 2034-2368 м потужністю 335 м).

Світа характеризується типовою для соленосних формацій трьохчленою будовою: нижня пачка – тонке перешарування карбонатних і сульфатних порід, іноді з базальним горизонтом пісковиків; середня – сульфатно-галогенні породи (сіль, яка чергується з пачками ангідритів, прошарками вапняків та жильних порід основного складу; верхня пачка – сульфатно-аргіліто-карбонатна.

Товщі у цілому представляють надійний нафтогазотрив (покришка), який має особливе значення у випадках перекриття потужних міжсолових колекторів (Малодівицьке, Кінашевське, Ядутівське підняття та ін.) [28].

Висновок. Галогенні утворення ДДЗ входять до складу верхньодевонського розрізу, який поділяється на підсоловий, нижній соляний, міжсоляний, верхній соляний та надсоляний літологічні комплекси.

Нижня соляна товща – воронезький, євланівський і лівенський горизонти (висачківська серія). Характеризується значним поширенням, великою потужністю (в штоках – більше 2000 м) і є надійним регіональним екраном для усього підсоляного комплексу.

Верхня соляна товща – данково-лебедянський горизонт. Характеризується обмеженим поширенням, незначною потужністю, пластовим заляганням і є надійною покришкою колекторів ВВ.

РОЗДІЛ 4

ДЕВОНСЬКІ СОЛЯНІ СТРУКТУРИ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Особливості будови і закономірності формування соляних структур ДДЗ мають важливе прикладне значення, головним чином у зв'язку із пошуками та розвідкою у регіоні покладів нафти і газу.

ДДЗ відноситься до низки солянокупольних областей, в межах яких процеси галокінезу мали істотний вплив на формування структурних планів осадового чохла. В результаті їхнього прояву були сформовані складки нагнітання – діапірові, криптодіапірові, брахіантиклінальні структури [2].

Складчатість нагнітання описав румунський геолог Л. Мразек на прикладі соляних діапірів (1906).

Осадкові товщі часто неоднорідні в розумінні пластичності шарів. Відомі гірські породи, які відзначаються підвищеною пластичністю, коли навіть пластові тиски змушують їх текти, змінюючи потужності. Сукупність структурних форм, які виникають при цьому, має назву складчатості нагнітання. У провінціях з таким типом складчатості розрізняють три комплекси: нижній, пасивний, його внутрішня структура не пов'язана з явищами нагнітання і тому дисгармонійна щодо наступного, середнього комплексу, складеного пластичними породами (сіль, гіпс, глина, меоргель, вугілля) і який визнається активним. саме він утворює ядра нагнітання різної форми, що стають діапірами у разі розривання та розсування верхнього, також пасивного комплексу. Власне діапіри мають дуже складну внутрішню будову із досить стисненими ізоклінальними складками, часом із субвертикальними шарнірами.

Причина виникнення складчатості нагнітання – це порушення механічної рівноваги у пластичній серії, яке може викликатися різними причинами:

- інверсією густин, у результаті чого часом стає можливим механізм адвекції – спрямованого гравітаційного спливання порід з меншою густиною відносно оточуючого середовища. Дія цього механізму на прикладі соленосного комплексу полягає у такому. Густина неконсолідованого осадак близька до $2,0 \text{ г/см}^3$, густина солі – $2,2 \text{ г/см}^3$, а ущільненого осаду або породи близько $2,5 \text{ г/см}^3$. У момент формування горизонти солей перебувають у рівноважному стані, густина солей та осадів вирівнюється на глибині приблизно 900 м, до того ж підвищення температури знижує щільність солі. Подальше заглиблення сольових горизонтів призводить до порушення рівноваги в тому розумінні, що легка сіль перекривається все більш важкими породами. Поступово розвивається механізм адвекції. Згідно з В.В. Білоусовим (1975), соляна тектоніка як фізичне явище являє собою *адвекцію* (обмежений конвективний рух). Достатньо на поверхні розділу, по якій стикаються щільний матеріал, що лежить зверху, і менш щільний, що лежить знизу, виникнути будь-якому відхиленню від горизонтальної пласкої поверхні, тобто нерівності, як тут же з'являється намагання до лавиноподібного зростання цієї нерівності. Чим більша нерівність, тим більша різниця тиску над і під цією нерівністю. Тобто, якщо є або з'явився дефект (тріщини, вигин тощо) у покрівлі над соляним пластом, то сіль потече в напрямку цього дефекту [51];

- нерівномірністю навантаження через нерівності рельєфу, наприклад, витискування солей, гіпсів з-під вододілів у долини рік. Це проявлено, зокрема у Передураллі, де витискуються солі кунгурського ярусу;

- тектонічним витискуванням пластичних порід під час утворення штампових складок – активний комплекс спрямовується в ослаблені місця верхнього комплексу [98].

4.1. Основні типи соляних структур

Більшість солянокупольних структур є об'єктами нафтогазовидобувних робіт. В таблиці 2 автором проаналізовано соляні структури центральної частини ДДЗ за місцем їхнього розташування відносно СТЗ регіону та приуроченістю покрівлі соляного ядра або кепроку й наявності у межах площі родовищ ВВ.

Будова соляних підняттяв дуже складна, завдяки прориву соляними породами вище залягаючих відкладів. Це позначилось на складних структурних співвідношеннях соляних ядер підняттяв із породами надсольової товщі.

Зважаючи на специфічні особливості галогенних підняттяв регіону були розроблені схеми класифікацій соляних структур ДДЗ.

Солянокупольні структури за етапами розвитку і приуроченості покрівлі девонської солі або перекриваючої її брекчії до різних стратиграфічних рівнів поділяються на такі типи: *передкам'яновугільний*, *передтріасовий* (розвинені переважно у південно-східній частини западини), *передпалеогеновий* і *передчетвертинний* (Ю.О. Косигін, М.І. Бланк, Ю.О. Арсірій та ін.). Положення перерахованих рівней тісно пов'язані із найбільш значними фазами тектонічних рухів і не контролюються потужністю перекриваючих їх порід.

Зародження соляних структур зі потужної пластової солі пов'язано із останніми етапами бретонської фази складчатості (у пізньодевонський та на межі пізнього і раннього кам'яновугільного епох). У цей період сформувались структури з *передкам'яновугільним* рівнем залягання шарів (Сагайдацьке підняття, Червонопартизанське, Прилуцьке, Глинсько-Розбишівське). Зустрічаються підняття у склепінні яких відсутні грабени просідання (Холмське, Гнідинцівське, Леляківське).

Таблиця 4.2 Соляні структури центральної частини ДДЗ та їхня нафтогазоносність (склала О.П. Олійник за даними [2])

Соляні штоки (діапіри)		Соляні структури (криптодіапіри, подушки, пласти)	
Приуроченість покрівлі соляного ядра або кепроку (E-Q)	Родовища	Приуроченість покрівлі соляного ядра або кепроку (Pz)	Родовища
Південна прибортова зона ДДЗ			
Каплинцівський (E)		Приоріхівщинська	
Висачківський (Q)	Снітинське ГК	Топольська	
Солоницький (Q)		Малодівицька	Малодівицьке Н
Оріхівщинський(Q)		Мільківська	Мільківське НГК
Ромоданівський (E)	Кибинцівське НГ	Богданівська	Богданівське НГК
Гасенківський (Q)	Малосорочинське НГ	Логовиківсько-Позняківська	Чорнухинське НГК
		Панасівська	Панасівське НГК
		Каплинцівська	
		Калайдинківська	
Осьова, приосьові зони ДДЗ			
Парафієвський (E)	Купінське Н	Скоробагатьківська	Скоробагатьківське НГК
Гмирянський (E)		Василівська	Василівське НГК
Іваницький (E)		Анастасівська	Анастасівське НГК
Пісочанський (E)		Перекопівська	Перекопівське НГК
		Липоводолинська	Липоводолинське Н
		Яблунівська	Яблунівське НГК Пн-Яблунівське ГК
		Глинсько-Розбишівська	Глинсько-Розбишівське НГК
		Римарівська	
		Ічнянська	
Північна прибортова зона ДДЗ			
Роменський (Q)	Роменське Н	Герасимівська	Пд-Панасівське НГК
Дмитріївський (Q)		Радченківська	Радченківське НГ
		Гадяцька	Гадяцьке ГК
		Калинівська	
		Колесниківська	

У *передкам'яновугільний* час соляні ядра зазнали розмив вище залягаючих порід, що позначилось на утворенні товщі брекчії кепроків.

Структури з *передтріасовим* рівнем залягання ядра переважно мають форму грибоподібних стовпів. Формування діпірів відбувалось на межі ранньокам'яновугільного та ранньопермського епох, одночасно із осадконакопиченням (консидементаційно) і завершилось у заальську фазу складчастості рвучким зростанням.

Характерною особливістю більшості структур з *передпалеогеновим* рівнем залягання соляного ядра – це наявність в апікальній частині грабенів просідання, що складені палеогеново-четвертинними відкладами (Ніжинський, Південно-Перещепинський, Парафієвський, Гмирянський, Іваницький, Пісочанський).

Соляні штоки з *предчетвертинним* рівнем залягання соляного ядра поширенні переважно в прибортових частинах ДДЗ – Дмитріївський, Роменський, Синівський, Каплинцівський, Ромоданівський, Позняківський, Логовиковський. Відсутність грабенів просідання – шток продовжував свій розвиток у четвертинний час.

В залежності від *різноманітності умов розвитку соляних штоків* для кожного типу (М.В. Чирвінська та ін.) виділяються підтипи: *закриті* – формування яких відбувається протягом усієї наступної історії без прориву вище залягаючих осадків (Герасимівська, Кибинцівська) і *відкритих*, – які проривають усі перекриваючі відклади (Роменський, Висачківський, Ромоданівський, Пісочанський) (рис. 4.5).

За *ступінню активізації* соляної тектоніки А.О. Білик такі типи діпірів: *активні* – для яких характерне підняття маркуючого горизонту і вищезалягаючих порід (Висачківський) та *деградуючі* – в яких спостерігаються аномально високі потужності надштокових шарів, що пов'язано з активними процесами вилуговування і перервами надходження соляних мас (Скоробагатьківська брахіантикліналь) [2].

За ступінню проникнення соляних тіл в осадову товщу локальні підняття поділяються на *діапіроїдні* і *криптодіапірові* (*криптодіапірові* із вичавлюванням солі у вище залягаючи девонські відклади та *криптодіапірові* із вичавлюванням солі у девонські, кам'яновугільні і нижньопермські відклади) [40].

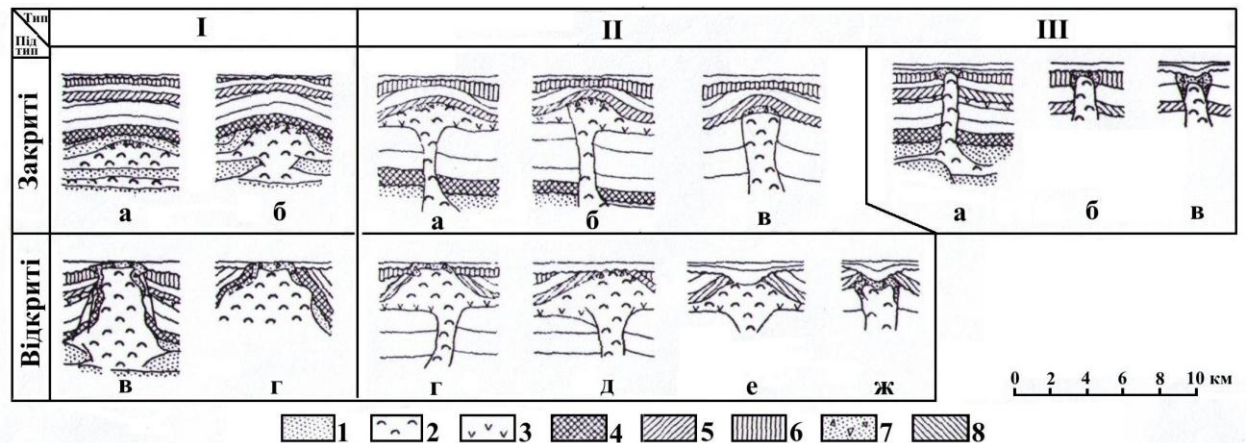


Рис. 4.5 Класифікація соляних діапірів Дніпровсько-Донецької западини (склала М.В. Чирвінська, 1965 [96]):

1 – девонські теригенні і карбонатні відклади; 2 – девонські хемогенні відклади; 3 – пермські хемогенні відклади; 4 – карбонатні і теригенні відклади нижнього карбону (турнейські і нижньовізейські); 5 – червоноколірні теригенні відклади верхньої пермі і тріасу; 6 – верхньокрейдові карбонатні відклади; 7 – девонські брекчії; 8 – верхня перм+тріас. Типи соляних структур. I – передкам'яновугільні: а – закриті лінзовидні, б – закриті грибоподібні, в – відкриті активні (неодноразово прориваючі осадки), г – відкриті в основному в результаті розмиву; II – передверхньопермські: а – закриті грибоподібні, б – теж саме, але із однобокою зміщеною «шляпою», в – закриті стовбоподібні, г – відкриті грибовидні активні, д – відкриті грибоподібні пасивні, е – відкриті грибоподібні деградуєчі, ж – відкриті стовбоподібні деградуєчі; III – передпалеогенові: а – активні, б – пасивні, в – деградуєчі

Майже всі локальні структури западини ускладнені соляною тектонікою і за положенням у розрізі соляних масивів та їхньої форми можуть бути розділені на дев'ять основних типів: Калайдинський, Зачепілівський, Сагайдакський, Медведівський, (Хрестищенський), Машівський, Олексіївський, Роменський, Лейківський та Ніжинський (рис. 4.6) [5].

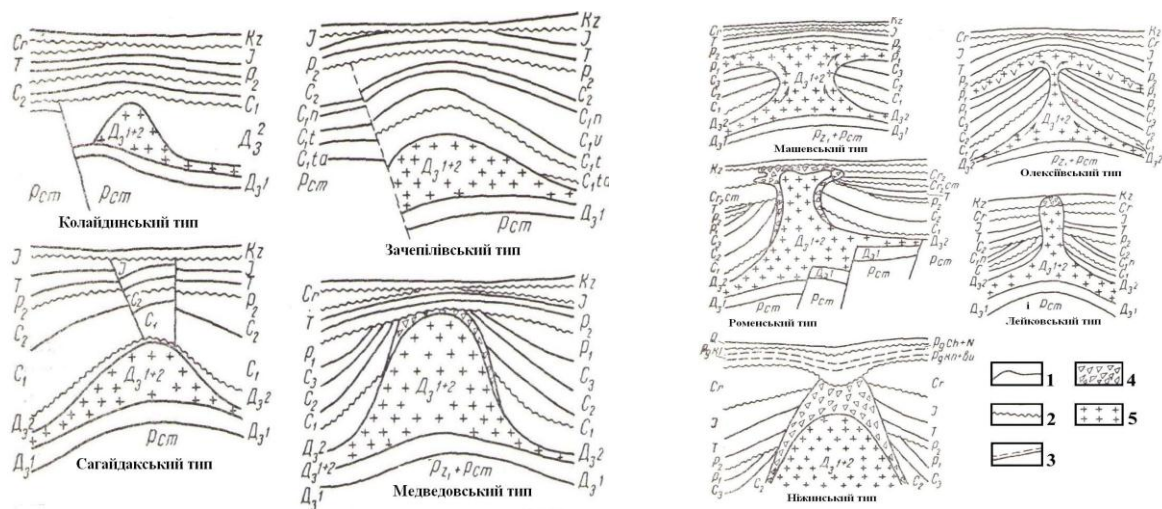


Рис. 4.6 Схема класифікації солянокупольних структур Дніпровсько-Донецької западини за типами (склав І.В. Височанський, [5]):

1 – границі стратиграфічних комплексів; 2 – границі стратиграфічних комплексів і кутових незгідностей; 3 – тектонічні порушення; 4 – брекції кепрока; 5 – кам'яна сіль

Поклади нафти і газу по відношенню до соляного тіла – основного структуроутворюючого фактора – розташовуються наступним чином: під соляною лінзою, над соляною лінзою, над соляним ядром, прилягаючи до соляного штоку або пасма. І.В. Височанським розроблено класифікацію головних типів покладів ВВ, генетично пов'язаних із солянокупольними структурами [28].

4.1.1 Типи розломів соляних структур

Численні дослідження показують, що в соленосних регіонах розривні порушення мають велике значення у формуванні структурних форм, які є пастками для нафти і газу.

На території западини виділяються БА і ПМ глибинні крайові розломи, які обмежують її із півночі та півдня, простягаючись на відстані більше 620 км; субширотні регіональні розломи, утворюють тектонічні сходи, простежуються на відстанні від 60 до 200 км; розривні порушення різного напрямку, які утворюють “сходи” на відносно дрібні нерівномірно припідняті і зануренні блоки – від 1-2 до 15-20 км; регіональні розривні порушення субмеридіонального і північно-східного напрямку.

Поклади нафти и газу, виявлені на території западини, пов'язують із регіональними розривними порушеннями. Скупчення ВВ розташовані в підсоляних, міжсоляних і верхньосоляних відкладах девону. Вони пластові, тектонічно, літологічно або стратиграфічно екрановані, часто масивні [25].

Підсоляний комплекс за аналізами геологічних і геофізичних матеріалів має блокову структуру. Розриви, обмежуючи блоки (частіше скиди), комбінуються у системи ступенів, грабенів, горстів. Уверх по розрізу вони місцями затухають і блокова структура змінюється відображеними надблоковими складками і флексурами. Усі структури підпорядковані загальному плану прогину і поділяються на форми різних порядків – від грабен-синкліналей, горст-антикліналей і крупних антикліналей до куполів, флексур, структурних носів [2].

Будова **надсоляного комплексу** визначається структурою підстеляючої солі, оскільки він припіднімається соляними ядрами, утворюючи антикліналі і куполи. Між куполами розташовані залишкові синкліналі-широкі і пологі прогини, виположені уверх по розрізу. У великих центральних частинах пласти лежать субгоризонтально. Склепіння куполів розірвані численними скидами, які комбінуються у грабени, горсти, сходи, розташування яких

залежить від форми соляного ядра і сформованого над ним купола. Склепіння куполів часто ускладнені мульдами просідання.

Розміщення соляних структур тісно пов'язано з регіональною тектонічною будовою ДДЗ. Цей зв'язок відображено головним чином у витягнутості соляних піднять паралельно основним тектонічним лініям регіону, у групуванні піднять у лінійні системи і приуроченість до певних дислокацій підсоляного ложа – до розривних зміщень та складок.

Розподіл покладів нафти і газу та їхні типи у палеозойському розрізі ДДЗ обумовлені тектонічними і літологічними факторами. До тектонічних факторів, що сприяють формуванню покладів ВВ в осадовому комплексі, відносять структури-пастки – місця скупчення ВВ і розривні порушення – шляхи їхньої міграції. Важливе значення у розподілі покладів мають морфологічні особливості структур, приуроченість певних типів піднятів до окремих тектонічних зон, існування мережі розривних порушень, їх характер і поширеність по площі й у розрізі [28].

Дослідження типів взаємозв'язку соляних структур з розломами, важливе з точки зору формування покладів (пасток) ВВ. Яскравим прикладом тому є Сахалінське нафтогазове (рис. 4.7, а), Скоробагатьківське нафтогазоконденсатне (рис. 4.7, б), Прилуцьке нафтове родовища. Розломи над соляними структурами екранують поклади ВВ, а також слугують шляхами міграції вуглеводневих флюїдів.

Перегляд геолого-сейсмічного матеріалу (Київської геофізичної розвідувальної експедиції Об'єднання «Укргеофізика» (КГРЕО «Укргеофізика»), сейсмостратиграфічних розрізів РП МСГТ, відповідальний виконавець С.М. Стовба, 1991–96 рр.) дозволив удосконалити класифікацію основних типів розломів по відношенню до соляних тіл:

1. розломи, які обмежують штоки і криптодіапіри із обох боків (Скоробагатьківський, Радченківський криптодіапіри – осьова зона, Колантаївський шток – північна крайова зона);
2. розломи, які обмежують штоки і криптодіапіри із одного боку:

- розломи крайові (Колесниківський, Роменський штоки – до Барановицько-Астраханського крайового розлому);

- розломи внутрішньої розломо-пари (Гадяцька, Анастасіївська структури – північна приосьова зона; Мільківська структура, Висачківсько-Ромоданівська антикліналь – південна прибортова зона);

- розломи, які обмежують виступи фундаменту (Іваногородський шток – Плисківсько-Лисогорівський виступ, Ічнянська структура – Августівський виступ, Більська структура – Грунський виступ);

- прибортові розломи (Колесниківська структура – до північного борту, Августовська і Ічнянська структури та інші);

3. розломи-скиди (Колонтаївський шток, Коломацька, Богодухівська структури та інші);

4. “кущеподібні” розломи над склепінням діапіроїдних соляних тіл (Більська структура – до подошви тріасу, Василівська структура – до подошви серпуховського, Топольська структура – до подошви крейди, Яблунівська структура – до подошви нижньопермської товщі);

5. “кущеподібні” розриви над склепінням криптодіапірових соляних структур (Скоробагатьківська структура – до подошви нижньопермського, Мільківський шток – до подошви юрських відкладів, Мало-Перещепинський шток – до подошви юрських відкладів);

6. розриви в пластових соляних відкладах (Новотроїцька структура – північна прибортова зона);

7. розломи, які обмежують солі в “щілинних” грабенах (Мільківський шток; Богданівська, Василівська, Галицька структури). До щілинних грабенів відносять мініграбени (термінологія В.К. Гавриша) шириною (0,5-2,0 км), протяжністю (до 120 км і більше), підвищеної рухомості і глибини закладання (до 8,0-10 км) в осадових і осадово-вулканогенних утвореннях. Ці грабени формувались під впливом горизонтальних переміщень блоків або брил земної кори і вертикальних рухів на солянокупольних і поперечних розломах [19].

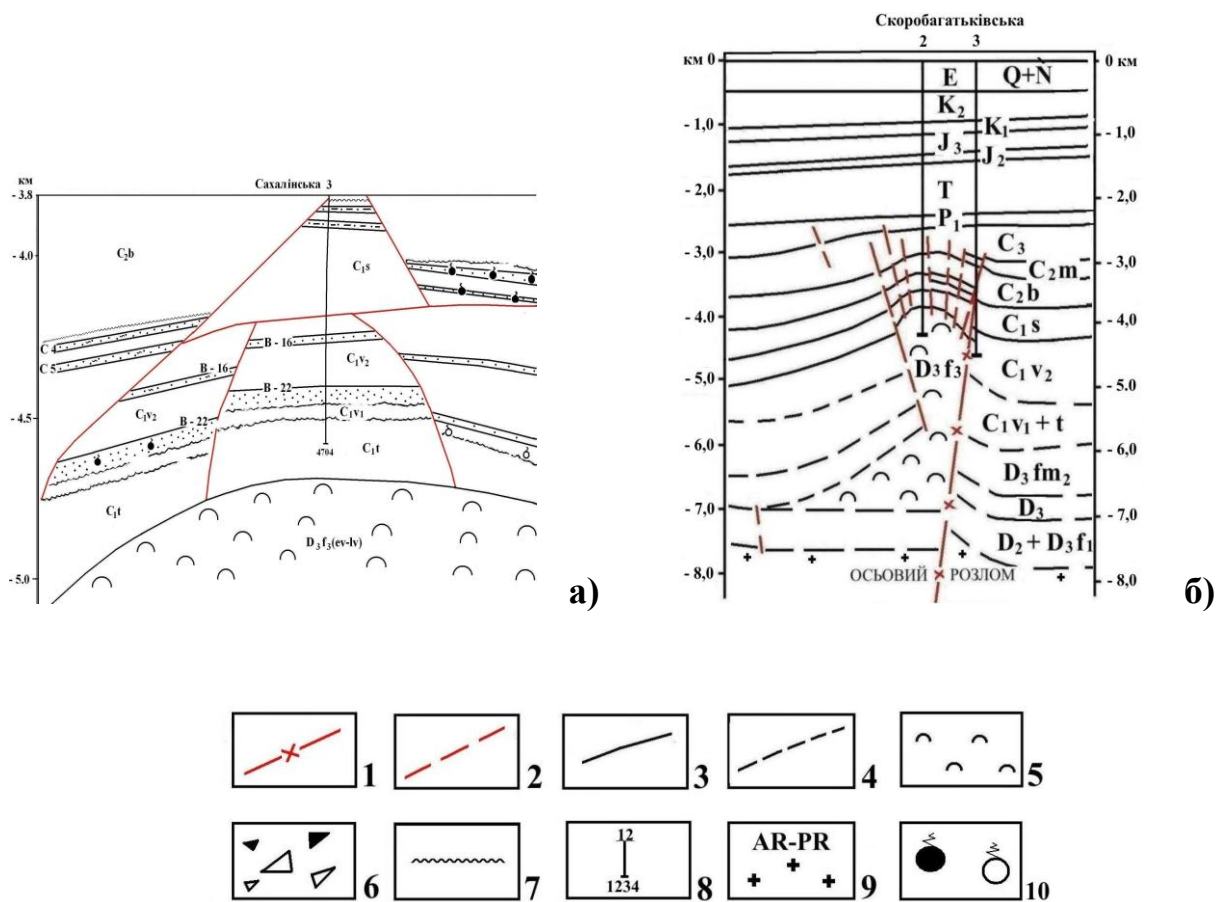
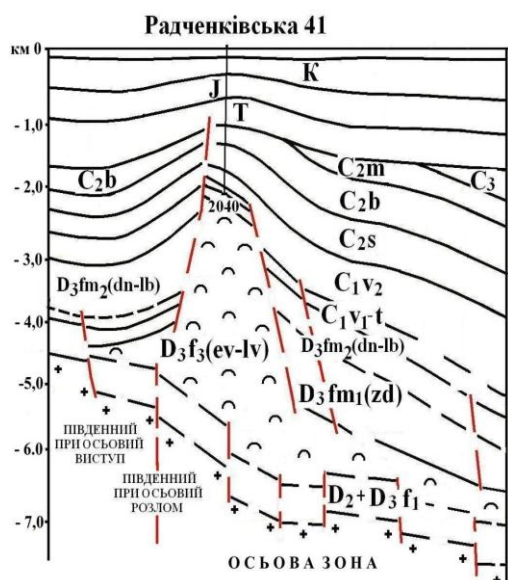


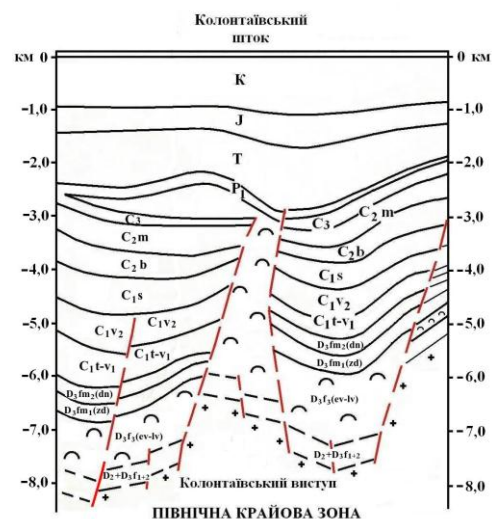
Рис. 4.7 Типи розломів по відношенню до соляних структур:

1 – глибинні розломи, 2 – розриви, 3 – лінії стратиграфічних горизонтів, 4 – умовні стратиграфічні горизонти, 5 – кам'яна сіль, 6 – брекції кепроків, 7 – перерви і неузгодження, 8 – № свердловин і відмітка вибою, 9 – кристалічний фундамент, 10 – поклади нафти і газу

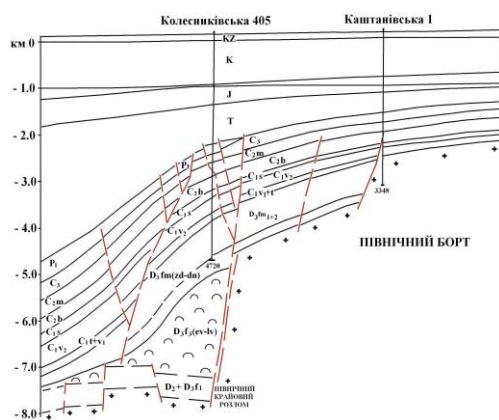
Соляні структури: а – Сахалінська, б – Скоробагатківська, в – Радченківська, г – Колонтаївська, д – Колесниківська, е – Роменська, є – Гадяцька, ж – Анастасівська, з – Мільківська, и – Іваногородська, і – Ічнянська, ї – Більська, й – Василівська, к – Топольська, л – Яблунівська, м – Новотроїцька, н – Галицька



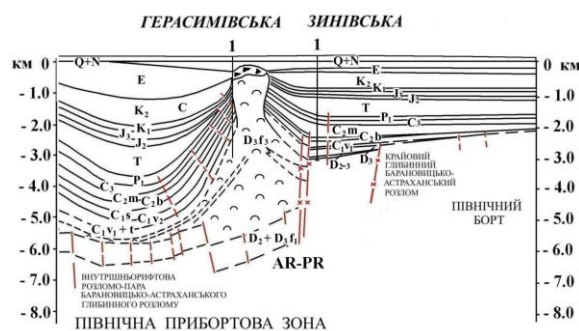
в)



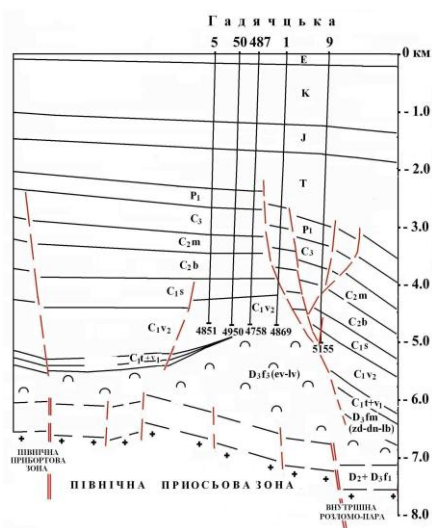
г)



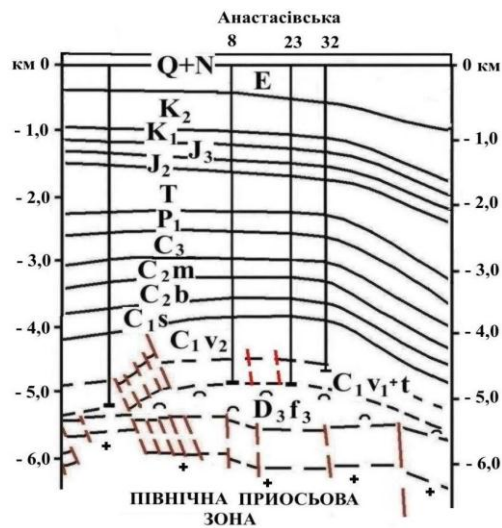
д)



е)

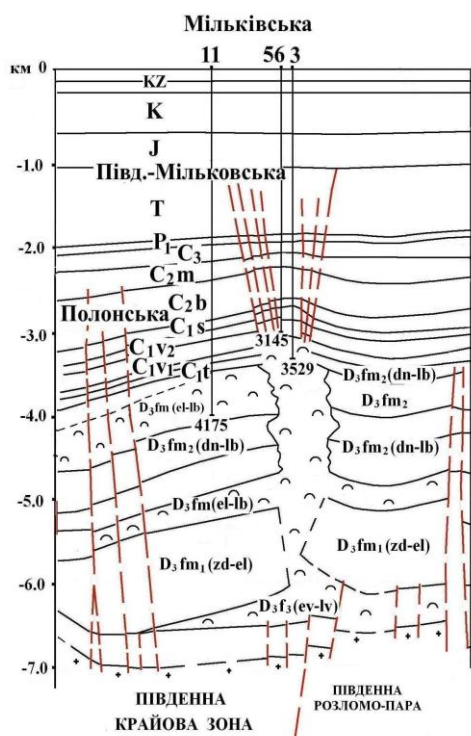


є)

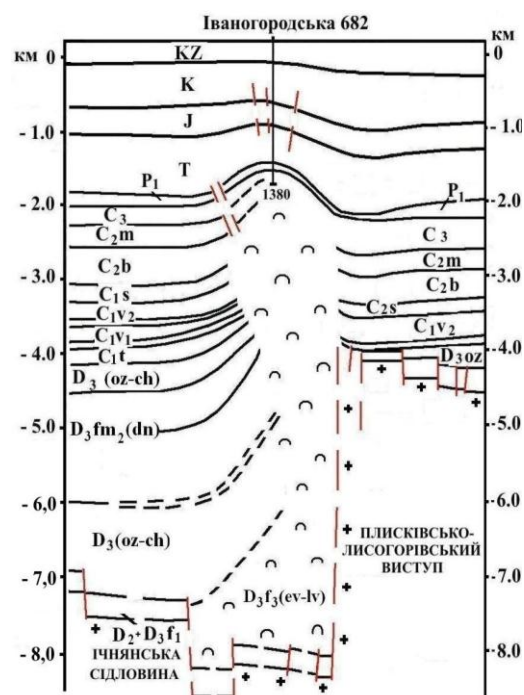


ж)

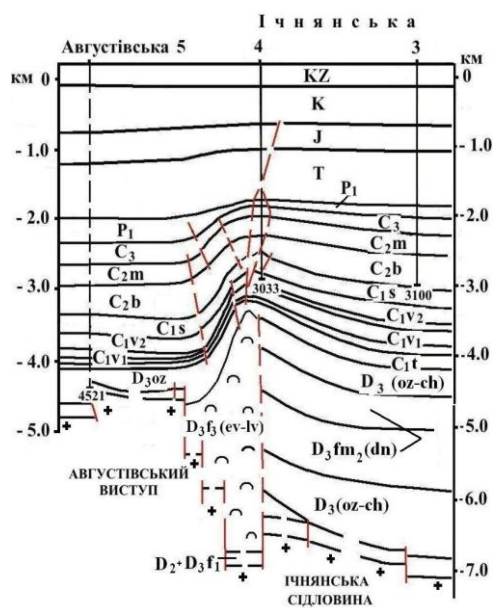
Продовження рис. 4.7 Радченківська (в), Колонтаївська (г), Колесниківська (д), Роменська (е), Гадяцька (є), Анастасівська (ж) соляні структури



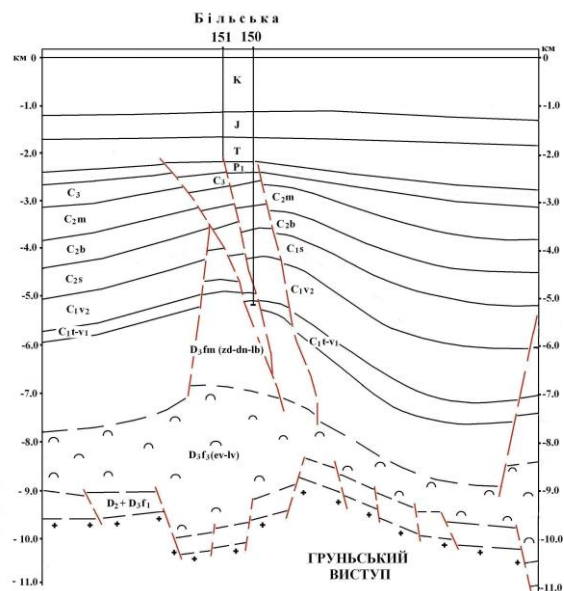
3)



и)

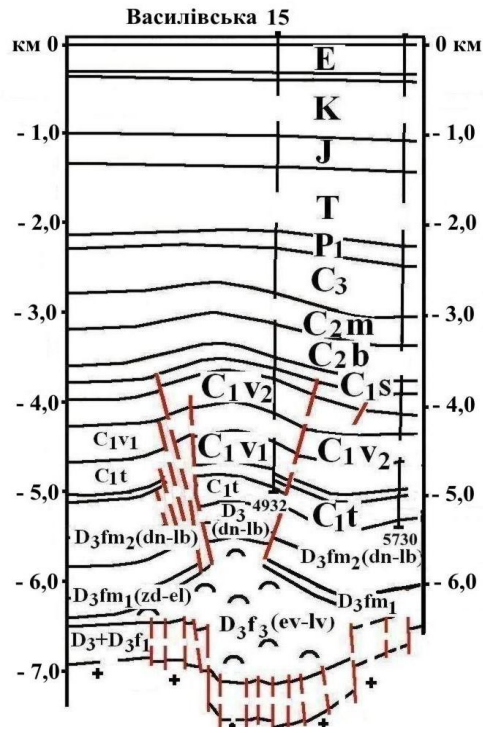


і)

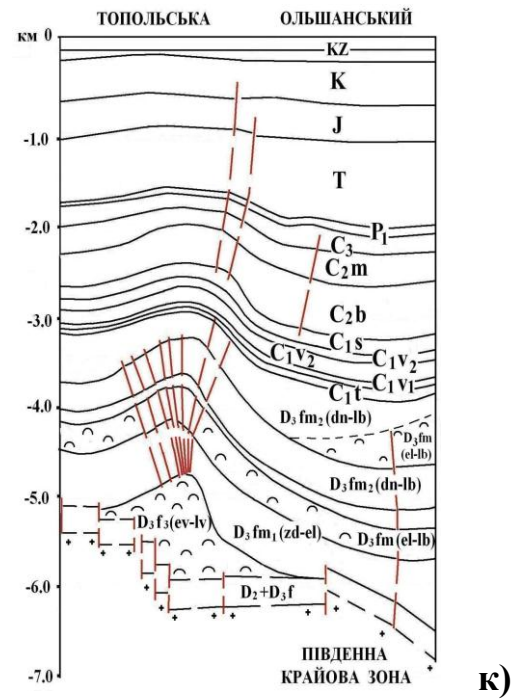


ї)

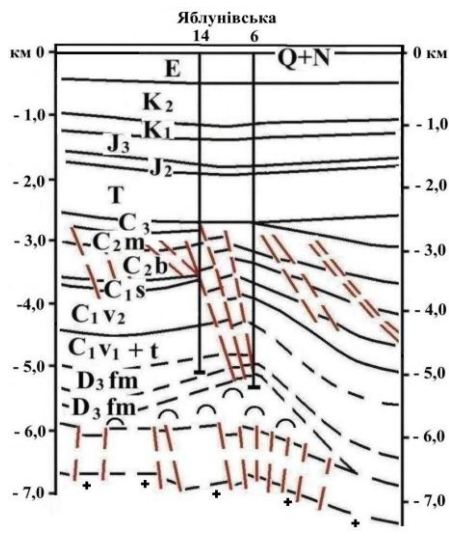
Продовження рис. 4.7 Мільківська (з), Іваногородська (и), Ічнянська (і), Більська (ї) соляні структури



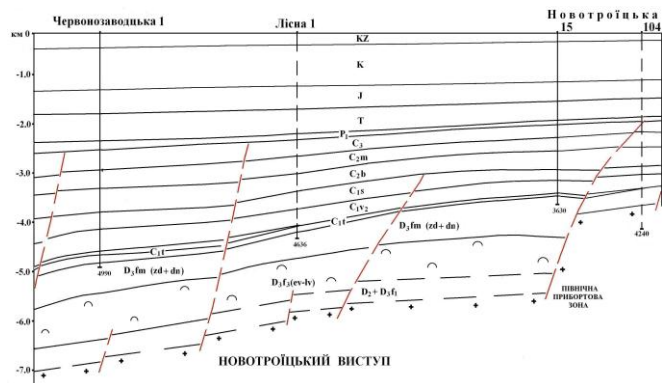
й)



к)

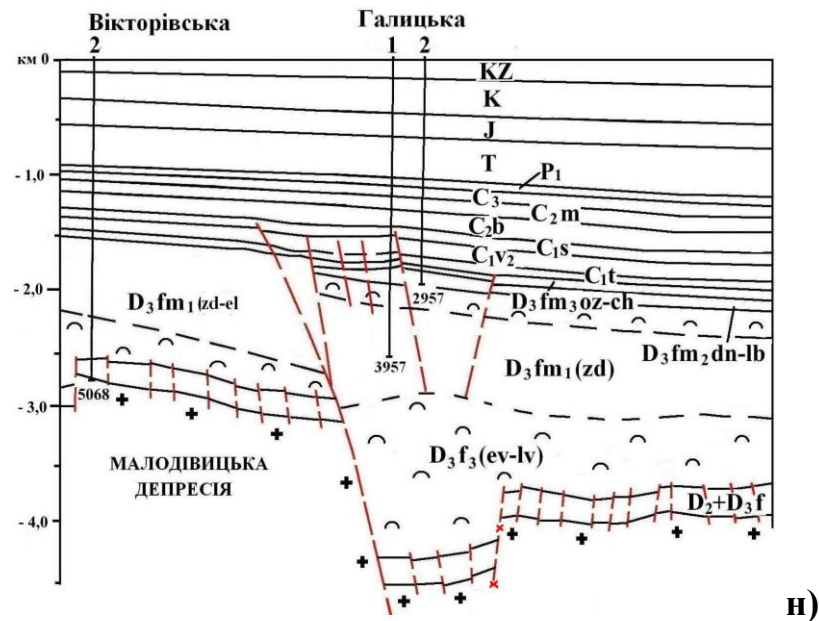


л)



м)

Продовження рис. 4.7 Василівська (й), Топольська (к), Яблунівська (л), Новотроїцька (м) соляні структури



Продовження рис. 4.7 Галицька соляні структури (н)

Висновок. Нафтогазоносність соленосних структур безпосередньо пов'язана із розвитком тектонічних порушень в приштокових та надштокових зонах, які утворювали умови для міграції вуглеводневих флюїдів у верхні шари та брали участь у формуванні тектонічно екранованих пасток ВВ, соляні і глинисті шари слугували надійними флюїдотривами; бокові розломи контролювали поширення солі, формуючи “скульптуру” штоку.

4.2. Геологічна будова та еволюція соляних структур

Соляні тіла характеризуються різноманітністю геологічної будови, яку обумовлено геоісторичними особливостями процесів формування ДДЗ, такими як рифтогенез і галокінез. Саме ці чинники вплинули на циклічний перебіг еволюції соляних куполів, для яких властива несинхронна ступінь інтенсивності розвитку в певні геологічні епохи у зв'язку із їхньою приуроченістю до різних СТЗ. Крім того, морфологічні особливості соляних структур, поширеність і характер

розривних порушень, стратиграфічні та літологічні перерви й незгідності позначаються на розподілі пасток нафти і газу [105].

Регіональний сейсмічний профіль РП МЗГТ Березняки-Недригайлів перетинає центральну частину ДДЗ вхрест її простягання. Вздовж профілю (з північного сходу на південний захід) розміщені загальновідомі родовища ВВ: нафтове – Роменське, нафтогазоконденсатні – Анастасівське, Кампанське, Василівське, газоконденсатне – Рудівсько-Червонозаводське, нафтогазоносне – Скоробагатьківське і нафтогазоконденсатне – Яблунівське. Профіль перетинає структури, які розміщені у межах різних СТЗ: Герасимівська – у північній прибортовій, Скоробагатьківська – в осьовій, Крем'янківська (міжштокова ділянка Висачківсько-Ромоданівського соляного валу) – у південній прибортовій (рис. 4.8).

4.2.1 Висачківсько-Ромоданівський соляний вал

4.2.1.1 Структурно-тектонічна, літологічно-стратиграфічна будова структури

Висачківсько-Ромоданівського соляний вал у зв'язку із пошуками ВВ та інших корисних копалин, вивчалися багатьма вченими – І.Г. Барановим, І.В. Галицьким, В.А. Іванишином, Ю.О. Косигінім, В.І. Кітиком, О.М. Куцибою, М.І. Лобановим, П.Г. Павленко, В.А. Разніциним, І.Є. Слензаком, Д.П. Хрущовим, М.В. Чирвінською та ін.

За геолого-геофізичними даними Висачківсько-Ромоданівське підняття має таку тектонічну характеристику.

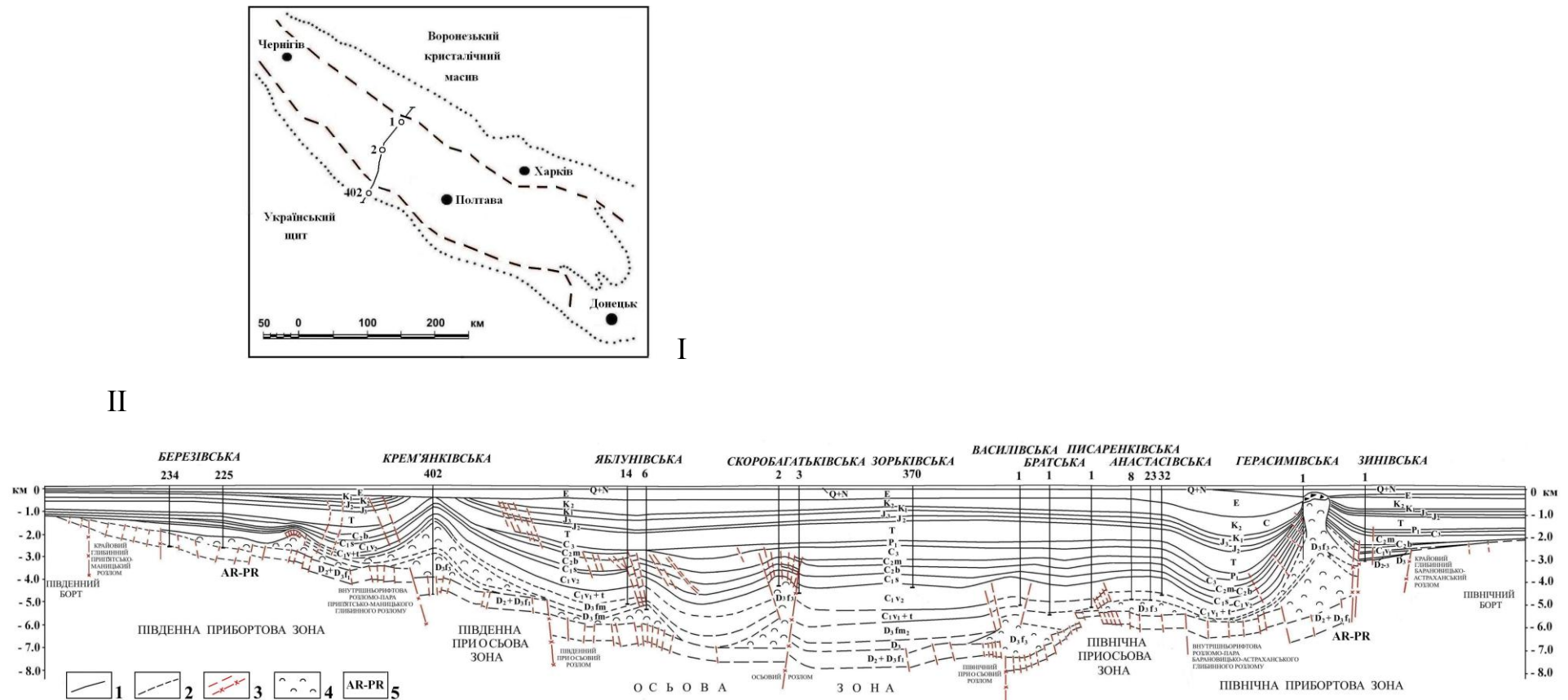


Рис. 4.8: I – Схема розміщення РП МЗГТ Березняки-Недригайлів у межах ДДЗ; II – Схематичний сейсмогеологічний розріз по РП МЗГТ Березняки-Недригайлів (Склали: А.І. Воробйов, В.К. Гавриш. С.О. Мачуліна, Л.І. Рябчун (за даними В.А. Редколіса):

1 – границі стратиграфічних горизонтів, 2 – умовні стратиграфічні горизонти, 3 – глибинні розломи, 4 – соляні тіла (подушки, діапіри), 5 – кристалічний фундамент

Висачківсько-Ромоданівську антикліналь тектонічно приурочено до одноіменної (Висачківсько-Ромоданівської) ступені північно-східної окраїни Лубенсько-Білоцерківського виступу у межах південної прибортової зони в розломо-парі Прип'ятсько-Маницького (ПМ) крайового розлому [11]. Підняття із північного сходу обмежено Миргородською депресією, а із південного заходу – Оріхівсько-Мальцевським прогином. Глибина залягання кристалічного фундаменту становить ~ 5,0-5,5 км [70].

Висачківський соляний шток входить у зону Інгулецько-Брянського глибинного розлому, Ромоданівський соляний шток і Кибинцівське підняття – у зону Болтисько-Обоянського глибинного розлому [11].

Висачківсько-Ромоданівський соляний вал разом із Солоницьким, Заорським, Оріхівським та Приоріхівщинським соляними структурами оконтурюють кільцеву структуру.

За даними сейсморозвідки кристалічний фундамент моноклінально занурюється у бік грабену. Глибина залягання фундаменту вздовж краю борта коливається від 200 до 3000 м. Поверхня фундаменту має блокову будову і занурюється на північний схід до центру грабену [69]. Глибина залягання кристалічних порід змінюється від 2500 м біля крайового порушення, до 7000 м в межах північно-західної перикліналі Любенсько-Висачківського виступу (рис. 4.9).

Територія представляє собою складний тектонічний вузол, який перебудувався в декількох поверхах у девонський, ранньокам'яновугільний, передпізньопермський, передпалеогеновий.

Підсольовий структурний план в загальних рисах успадкував рельєф кристалічного фундаменту, характеризується невеликим кутом нахилу горизонтів і складною системою блокування.

Надсольовий структурний план має свою сітку розривних порушень, приурочених до склепінь солянокупольних структур, утворення яких обумовлене соляною тектонікою.

Структурний план по *мезозойським* утворенням в межах Лубенсько-Білоцерківського виступу характеризується структурною картою, побудованій за підшоною пермських відкладів і відбиваючому сейсмічному горизонту Пв, приуроченого до середньоюрських відкладів. В межах структури спостерігається велика перерва осадконакопичення.

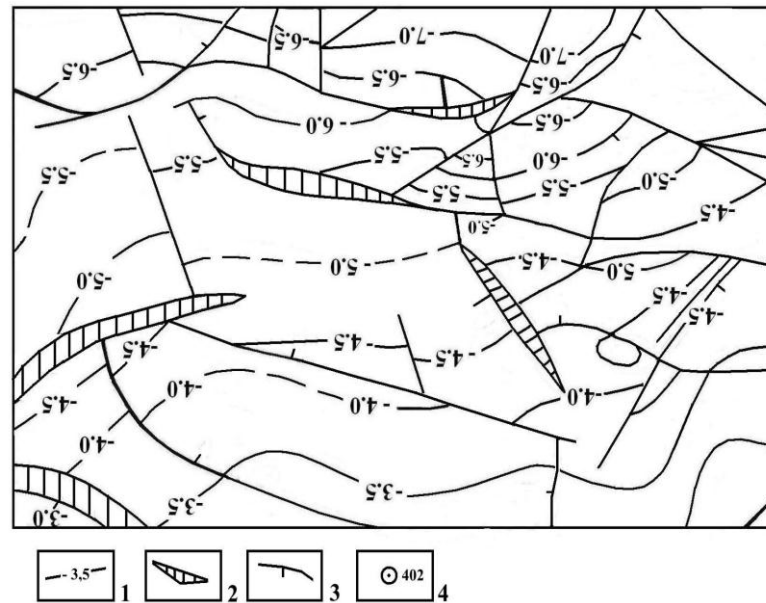


Рис. 4.9 Фрагмент карти гіпсометрії фундаменту ДДЗ (склали М.Г. Манюта, Т.І. Гоцалюк, Л.М. Мельник, 1985 р.):

1 – ізогіпси поверхні фундаменту за результатами узагальненої оцінки геолого-геофізичних даних буріння, 2 – зони ускладнення сейсмічного запису та відсутність побудов. свердловини 3 – розривні порушення, 4 – свердловини

Кайнозойський структурний план по площі характеризує структурна карта по підшві мергелів київського ярусу. Лубенсько-Білоцерківській виступ оконтурений згущенням ізогіпс, яке обумовлене різким зануренням осадових відкладів, в тому ж числі і відкладів кайнозою. В межах виступу відклади кайнозою, як і більш древні, в загальному вигляді представляють собою монокліналь полого занурену у південно-східному напрямку із кутом

падіння не більше 1° . Загальне моноклінальне занурення кайнозою ускладнене локальними структурними формами, які відображають глибинну будову у більш вирівняному вигляді. Достатньо чітко у відкладах палеогену проявляється Крем'янківська структура. Структури відображені по палеогену мають дуже пологі крила і більш великі розміри, ніж в нижче залягаючих утвореннях. Тому ряд локальних структур палеозою і мезозою на структурному плані палеогену місцями об'єднуються в єдину загальну складку.

За даними геолого-геофізичних досліджень структура простежується із південного сходу на північний захід більше ніж на 40 км [5].

У будові підняття беруть участь верхньодевонські, кам'яновугільні, нижньопермські і мезозойсько-кайнозойські відклади. Найдревнішими осадовими утвореннями, які залягають на докембрійському кристалічному фундаменті є підсольова світа франського віку. Вище залягає соленосна формація верхів франського (воронезько-євланівсько-лівенська) і низів фаменського ярусів. Над соленосною світою розвинені верхньодевонські відклади, які відповідають за віком калайдинській світі. Соляні відклади Ромоданівського і Висачківського штоків мають потужність не менше 4,0-4,5 км. Товща нижньокам'яновугільних порід в об'ємі турнейського, візейського і серпуховського ярусів незгідно перекриває надсольову світу верхнього девону і соленосні відклади.

Середньокам'яновугільні породи представлені лише башкирським ярусом (у міжштоковій частині, за свердловинами Висачківська-2, Крем'янківська-402, Кибинцівська-15). Вище із кутовою і стратиграфічною незгідністю залягають нижньопермські породи. На крилах антикліналі і на перикліналях розвинені мезозойські відклади в об'ємі тріасу, юри і верхньої крейди. Палеогенові утворення поширені на зануреннях структури і незгідно перекривають мезозойські [5].

Значні кутові і стратиграфічні незгідності на Висачківсько-Ромоданівській площі простежуються на межі верхньодевонських і

турнейських, візейських і серпуховських, середньокам'яновугільних і нижньопермських, а також мезозойських та кайнозойських відкладів [70].

Висачківська структура є асиметричною брахіантикліналлю північно-західного простягання. Соляне тіло штоку у розрізі має стовпоподібну форму, у плані – форму неправильного, у південно-західній частині – завуженого еліпса, довгу вісь, яку орієнтовано у напрямку простягання складки. Площа штоку – понад 10 км² (5,6 х 2,6 км). Ядро діапіру перекрито товщею брекчії (уламки та брили вапняків, мергелів, аргілітів, алевролітів, гіпсів, ангідритів, діабазів, базальтів і туфів) із потужністю від 11,0 до 210 м. На контактах соляного тіла із осадових порід утворився пояс брекчії шириною до 300 м. У контурах штоку кам'яна сіль зустрічається на глибині від 42,5 до 423,3 м [93].

За етапом розвитку і приуроченості покрівлі девонської солі або перекриваючої її брекчії Висачківський шток належить до *передчетвертинного* типу. Відсутність грабену просідання у межах кепроку свідчить проте, що шток продовжував свій розвиток у четвертинний час доказом чого є відображення у сучасному рельєфі. За умовами розвитку соляних штоків соляна структура є *відкритою*. За ступінню активізації соляної тектоніки діапірів – *активним*.

Південно-західну перикліналь **Ромоданівського штоку** (рис. 4.10) ускладнено диз'юнктивними порушеннями, Південно-східна перикліналь Ромоданівського підняття представлена у структурному відношенні у формі здуття шарів із амплітудою ~ 50 м за *нижньовізейськими* відкладами. Крило перикліналі розчленовано на три частини системою поперечних скидів амплітудами 100-200 м.

Структура чітко окреслюється за палеозойськими відкладами, за мезозойськими – підняття не утворює самостійної структурної форми і має вигляд видовженої південно-східної перикліналі Ромоданівського штоку; за кайнозойськими відкладами – це монокліналь із загальним нахилом шарів у північно-східному напрямку [70].

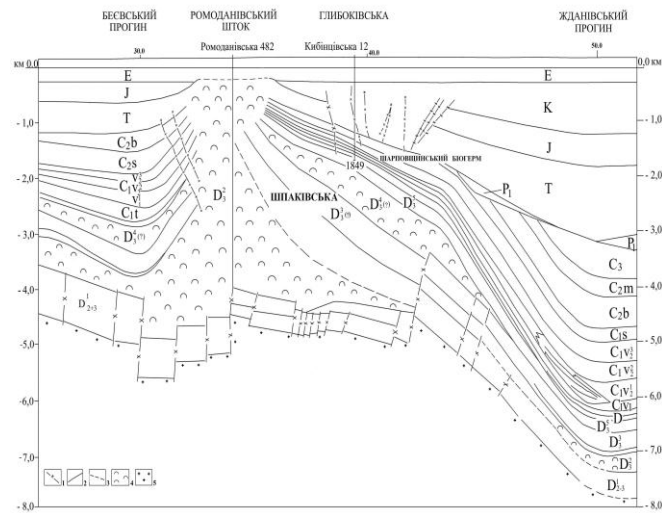


Рис. 4.10 Схематичний сейсмогеологічний розріз (Ромоданівський шток) за регіональним профілем РП МСГТ Ромодан-Панасівка (за даними В.А. Рідколіса):

1 – розломи, 2 – границі стратиграфічних горизонтів за даними ГДС, 3 – умовні стратиграфічні горизонти, 4 – кам'яна сіль, 5 – поверхня кристалічного фундаменту

Площа характеризується асиметричною структурою крил: кути падіння північно-східного крила складають $10-22^\circ$; південно-західного – $8-13^\circ$, із наближенням до Ромоданівського штоку кути нахилу крила збільшуються до $18-30^\circ$. Із мінімальними кутами падіння залягають тріасові і юрські відклади. Із глибиною кути збільшуються, внаслідок чого за найдревнішими горизонтами структура приймає чіткіший контур. Розмір розвиненої частини структури за довгою віссю сягає ~ 10 км, за короткою – до 3,5 км.

Підняття має складну блокову будову, пов'язану із розвитком мережі розривних порушень скидового характеру. Система скидів утворює сходинкове блокове просідання надсольової товщі у бік Ромоданівського штоку із зануренням [70]. Вузьку периклінальну окраїну Ромоданівської структури ускладнено поперечним скидом із амплітудою 100-150 м. На північно-східній перикліналі крила під кутом до її вісі проходить друге порушення із амплітудою ~ 300 м.

Виникнення скидових порушень, вірогідно, пов'язано із відтоком солей у Ромоданівський шток. Сіль, що проникла пізніше по порушенням в ослаблену зону підняла і обмежила перикліналь Ромоданівської соляної структури у самостійне куполоподібне підняття.

У відкладах верхньовізейського ярусу встановлено промисловий нафтової поклад, який отримав назву *Кибинцівського родовища*.

Бурінням встановлено промислові скупчення нафти в трьох пластах горизонту С-16 серпуховського ($A+B+C = 164; 18; 32$ тис т) та одному пласті горизонту Б-12 башкирського ярусів ($A+B+C = 80$ тис т) [4].

Поклади пластові склепінні тектонічно екрановані. Колекторами є пісковики з високими фільтраційно-ємнісними властивостями [4] і потужністю нафтонасиченої частини до 20 м [5]. За лабораторними аналізами УкрДГРІ нафта є смолянисто-парафінистою і високосірчаною із вмістом смол до 26,5% та сірки – 0,82-1,0% [5]. На північно-західній ділянці площі продуктивні горизонти повністю зрізані передсерпуховським розмивом.

За етапом розвитку і приуроченості покрівлі девонської солі або перекриваючої її брекчії **Ромоданівський шток** належить до типу з *передпалеогеновим* рівнем залягання соляного ядра, де прослідковується наявність в міжштоковій та апікальній частині грабену просідання, що заповнений палеогеново-четвертинними відкладами. За умовами розвитку соляних штоків соляна структура є *відкритою*. За ступінню активізації соляної тектоніки діапирів – *деградуєчим*.

За даними свердловин (петрографічні характеристики керну, каротажні матеріали ГДС, стратиграфічні розбивки, структурні карти) побудовано геологічний розріз по лінії св. Висачківська-224, 3, 4, 2; Крем'янківська-402; Кибинцівська-15; Ромоданівська-482, 316; Кибинцівська-9, 4, 1 (рис. 4.10, 4.11).

Літологічна характеристика порід в свердловинах така [70].

Свердловини Висачківська -224 (вибій 2090,0 м) і 3 (вибій 2759,0 м) – пробурені у периклінальній зоні; 4 (вибій 4132,0 м) – у склепінні соляного штоку; 2 (вибій 3020,0 м) – у міжкупольній зоні.

Розрізи свердловин представлені девонським комплексом порід: воронезько-євланівсько-лівенськими та задонсько-єлецькими – в св. 224 соленосная толща розкрита частково (170 м) – перешарування ангідритів, вапняків, аргілітів із потужними пачками діабазів і солі.

На девонських відкладах залягають кам'яновугільні у об'ємі: турнейських – аргіліти, алевроліти, із прошарками пісковиків і вапняків (інт. 1763,0-1892,0 м (св. 224); інт. 1011,0-1124,0 м (св. 3); відсутні в св. 4; інт. 890,0-1004,0 м (св. 2).

Нижньовізейські відклади (інт. 1533,0-1763,0 м (св. 224), інт. 795,0-1011,0 м (св. 3); відсутні у св. 4; інт. 774,0-890,0 м (св. 2) виділяються вапняки, аргіліти, пісковики (XIV, XIII МФГ); глинисто-карбонатні утворення із прошарками алевролітів і пісковиків (XIIa МФГ).

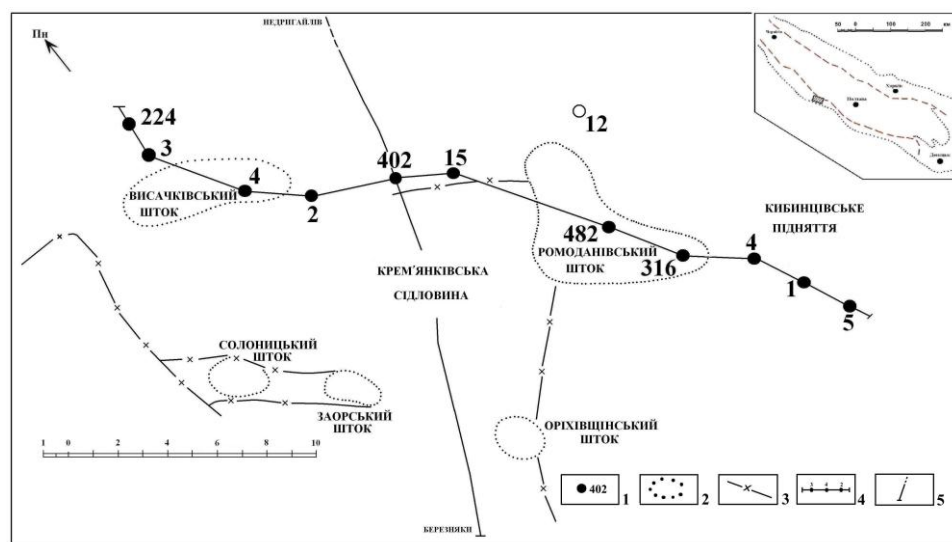


Рис. 4.10 Схематична карта розташування лінії геологічного розрізу вздовж Висачківсько-Ромоданівського соляного валу (склала О.П. Олійник за даними «Структурно-тектонічної карти доверхньовізейських відкладів ДДЗ», склали А.Б. Холодних, Ю.О. Арсирій, В.М. Мишкова, 2000 р.):

1 – свердловини, 2 – контури соляних штоків, 3 – тектонічні порушення, 4 – лінія геологічного розрізу, 5 – лінія сейсмопрофілю РП МСГТ Березняки-Недригайлів

Верхньовізейські відклади (інт. 1233,0-1533,0 м (св. 224); інт. 546,0-795,0 м (св. 3); відсутні в св. 4; інт. 611,0-774,0 м (св. 2) представлені перешаруванням дрібнозернистих кварцових пісковиків і алевролітів (XII МФГ); циклічним перешарування темно-сірих аргілітів і світло-сірих кварцових пісковиків (XI МФГ); темно-сірими аргілітами, алевро-аргілітами (X МФГ).

Вище залягають *серпуховські* відклади (інт. 1233,0-1044,0 м (св. 224); інт. 455,0-546,0 м (св. 3); відсутні в св. 4; інт. 475,0-611,0 м (св. 2)) представлені аргілітами із прошерстками алевролітів, вапняків, вугілля (VIII МФГ), які із перервою перекривають глини із прошарками алевролітів, пісковиків, вапняків (VII-V МФГ), у нижній частині залягають терригенні породи (IX МФГ). *Башкирська* товща представлена органічно-уламковими глинистими, місцями озалізненими, піритизованими вапняками, вище – алевритистими слюдяними аргілітами із обвугленими рештками рослин і тонкими прошарками слюдяних глинистих пісковиків та алевролітів, у верхній частині – пачкою органічно-уламкових вапняків із прошарками пісковиків (інт. 497,0-1044,0 м (св. 224); інт. 340,0-475,0 м (св. 2); відсутні – св. 3, 4).

Із стратиграфічною перервою 231 млн років башкирські утворення перекриті кайнозойськими (інт. 0-497,0 м (св. 224); 0-455,0 м (св. 3); 0-230,0 м (св. 4); 0-340,0 м (св. 2). і представлені палеогеновими: типовими еоценовими і олігоценовими відкладами та неоген-четвертинними – жовто-сірі піски і бурі глини.

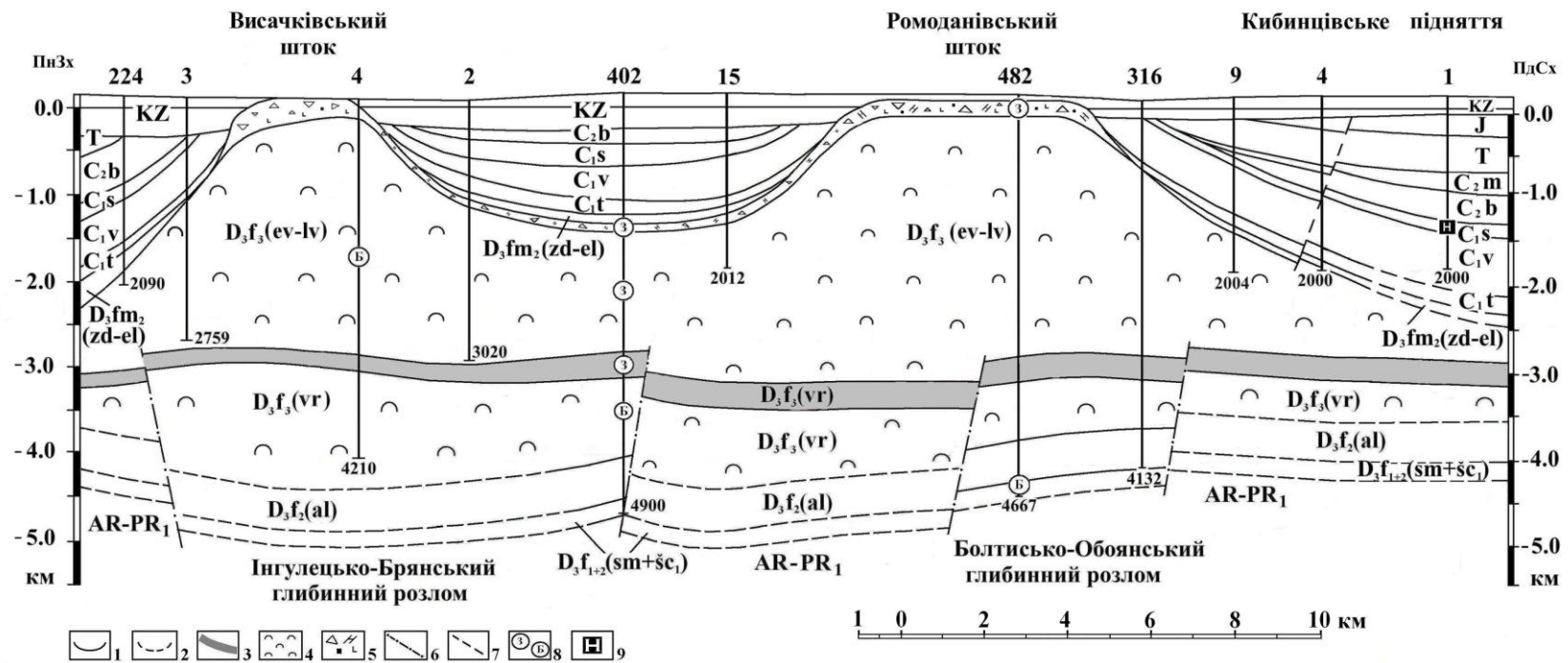


Рис. 4.11 Схематичний геологічний розріз через Висачківсько-Ромоданівську соляну структуру (за св. Висачківська-224, 3, 4, 2, 15, Крем'янківська-402, Ромоданівська-482, 316 та Киби́нцівська-9, 4, 1) (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО_«Укргеофізика», УкрДГРІ Чернігівського відділення):

1 – границі стратиграфічних горизонтів (за даними ГДС); 2 – умовні границі стратиграфічних горизонтів; 3 – воронезька доманікоїдна товща; 4 – сіль; 5 – брекчії кепроків; 6 – глибинні розломи; 7 – розриви; 8 – непромислові прояви ВВ (запах конденсату або бензину, сліди бітуму); 9 – промисловий приплив нафти

У розрізі свердловини *Крем'янківська-402* (вибій 4900,0 м) девонський комплекс відкладів представлений: підсольовими відкладами (інт. 4020-4900°м), які залягають на кристалічному фундаменті із перервою 190 млн років, представлені алатирською, семилуцько-нижньоцигрівською товщею – перешарування пісковиків, алевролітів, аргілітів туфів, туфітів, інколи діабазів. Нижня соляна товща в об'ємі *воронезько-євланівсько-лівенського* горизонту (інт. 1501-4020°м) представлена прошарками вапняків, мергелів, пісковиків, аргілітів, діабазів, потужними пачками кам'яної солі. Кам'яна сіль прозора, частіше сіруватого відтінку через присутність глинистого матеріалу, іноді помаранчево-сіра із шаруватістю під кутом 30-50°, 60-80% солі складено галітом у вигляді агрегатів кристалів. Серед мінералів-домішок відмічені карбонат і агідрит (40 %). діабазы і діабазові порфірити, що залягають у вигляді пластів (до 40 м), представлені золотаво-сірими, темно-сірими, чорними породами дрібно- і середньозернисті, масивні, з тріщинами заповненими карбонатом і піритом. В соленосній товщі простежується потужна товща 300 м (інт. 3026-3326 м), що складена теригенними породами (рис. 4.12).

У верхній частині соленосного комплексу залягає (інт. 1350-1507 м) 153-ти метрова ангідрит-глинистих порід, що має запах бензину.

Товща кам'яновугільних відкладів залягає на девонських утвореннях із стратиграфічною перервою приблизно 3,0 млн років, за відсутністю відкладів озерсько-хованського надгоризонту і частини данківського (теригенно-карбонатної товщі).

Нижньокам'яновугільна відділ представлений породами серпуховського, візейського і турнейського ярусу.

Турнейські утворення (інт. 1247,0-1264,0 м), які представлені чергуванням аргілітів, алевролітів із прошарками пісковиків і вапняків із стратиграфічною перервою в об'ємі 11,8 млн років, перекриваються нижньовізейськими відкладами – темно-сірі і чорні аргіліти із численними рештками обвуглених рослин із чисельними прошарками сірих і темно-сірих мулоїдних вапняків, у

верхній частині – темно-сірі аргіліти до чорних із незначною кількістю прошарків вапняків і пісковиків (інт. 1125,0-1247,0 м). Верхньовізейські відклади – органогенні водоростеві вапняки із рештками форамініфер у верхній частині – темно-сірі дуже міцні аргіліти (інт. 860,0-1125,0 м).

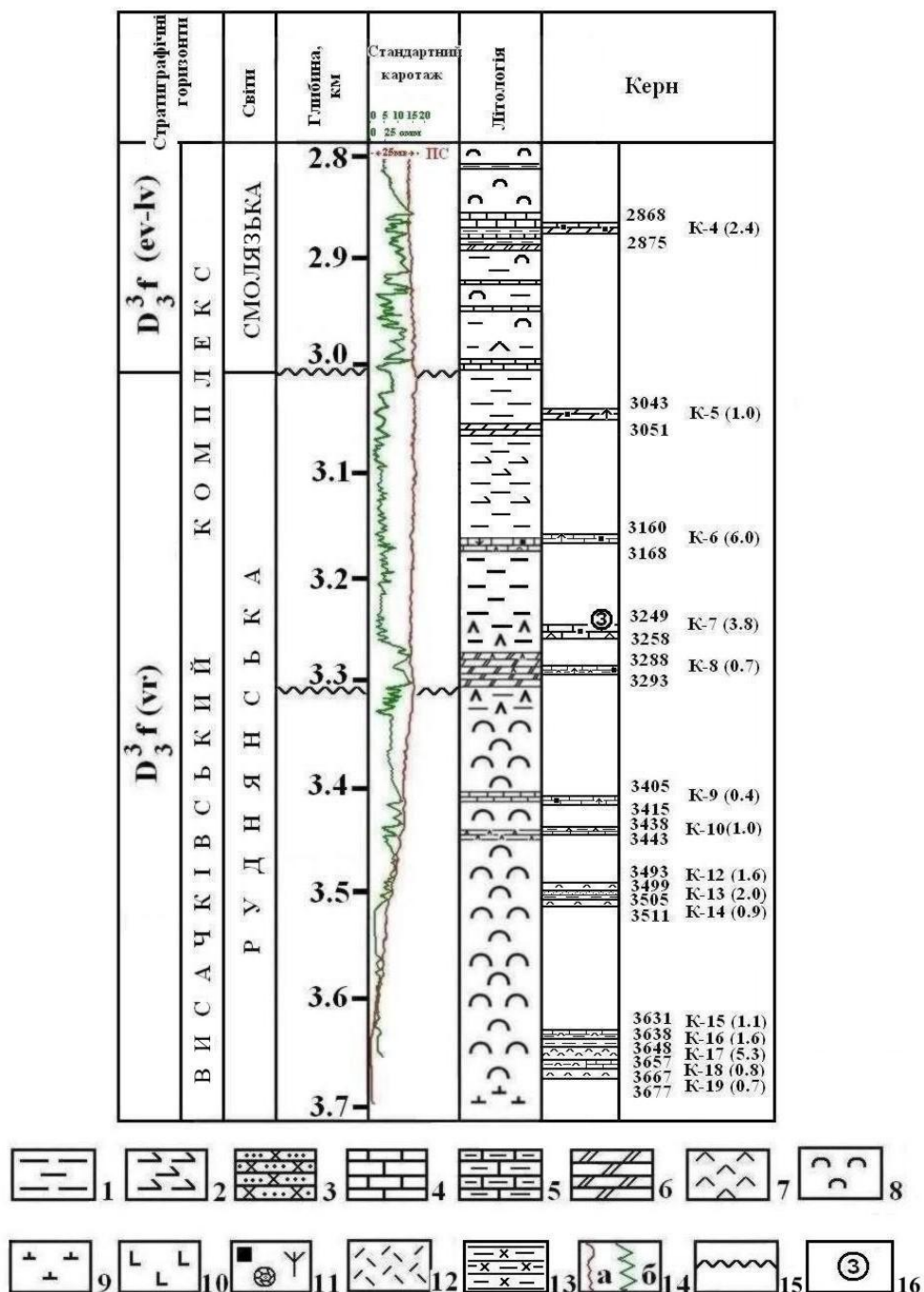


Рис. 4.12 Літолого-геофізична характеристика воронезької карбонатно-глинистої товщі у межах Висачківсько-Ромоданівської структури (склала О.П. Олійник за даними УКРДГРІ Чернігівського відділення [69]):

1 – аргіліт, 2 – алевроліт, 3 – пісковик, 4 – вапняк, 5 – глинистий вапняк, 6 – мергель, 7 – ангідрит, 8 – кам'яна сіль, 9 – гіпс, 10 – діабаз, 11 – піріт, рослинні рештки, фауна, 12 – туф і туфіт, 13 – глинистий пісковик, 14 – криві уявного питомого електричного опору (УО): а – покрівельний потенціал-зонд, б – підшовний потенціал-зонд, крива самочинної поляризації (ПС), 15 – стратиграфічна перерва, 16 – запах ВВ

Серпуховські відклади (інт. 637,0-860,0 м) представлені темно-сірими і чорними слюдяними аргілітами із обвугленими рештками рослин, іноді із прошарками вапняків і пісковиків, зверху – перешарування чорних, шаруватих, вапнякових аргілітів, алевролітів темно-сірих, вапнякових, іноді із перешаруванням пісковиків слюдяних вапнякових дрібнозернистих і вапняками щільними із рештками фауни.

Середньокам'яновугільні відклади в об'ємі башкирського відділу (інт. 399,0-637,0 м) представлені органогенно-уламковими глинистими, місцями озалізненими, піритизованими вапняками, вище залягають алевротитисті слюдяні аргіліти із обвугленими рештками рослин і тонкими прошарками слюдяних глинистих пісковиків і алевролітів, у верхній частині – пачка органогенно-уламкових вапняків із прошарками пісковиків.

Кайнозойські відклади (інт. 0-399,0 м) із великою стратиграфічною перервою із розмивом, що складає 255,5 млн років, залягають на башкирських породах. Утворення кайнозою представлені палеогеновими породами в об'ємі: олігоцену – харківського регіоярису (кварцові глауконітові піски із прошарками глин); еоцену – нерозчленовані канівський + бучакський (глинисті піски) і київський регіоярус (щільні мергелі іноді із перешарування глин), які із перервою залягають на неогенових (жовто-сірі піски, бурі глини піщанисті, вапняковисті щільні), які в свою чергу із перервою перекриваються четвертинними відкладами (суглинок жовто-сірий, лесоподібний).

Свердловиною *Ромоданівська-482* (вибій 4667,0 м), яку закладено у склепінні соляного штоку, розкриті кайнозойські і палеозойські відклади [74].

Докембрійський фундамент (інт. 4656,0-4666,0 м) представлено гнейсами роговообманковими чорними, дрібнозернистими із смугастістю під кутом 70°. Із стратиграфічною і кутовою незгідністю перекривається *девонським* комплексом (інт. 4631,0-4656,0 м), який представлений у наступному об'ємі: нижньоцигрівськими породами – аргіліти темно-сірі, піщано-алевритисті із шаруватістю під кутом 30° із перешаруванням туфів. Пісковики сірі і світло-сірі дрібнозернисті масивні і шаруваті із слідами бітумів, кварцові із глинисто-карбонатним цементом.

Із стратиграфічною перервою перекриваються *семилуцькими* конгломератами вулканоміковими, гравійно-галькові, коричневі, масивні. Туфи – псефітові, коричневі. Базальти – зеленувато-сірі, світло-сірі, світло-коричневі. Трахіти – жовто-коричневі (інт. 4521,0-4631,0 м).

Вище залягають *алатирські* діабазы буровато-світло-сірі дрібнозернисті масивні. Перешарування мергелів, аргілітів, вапняків. Мергелі, аргіліти золотаво-сірі і сірі, коричневі із зеленими плямами із карбонатними конкреціями. Пісковики зелені і коричневі вулканомікові, масивні і шаруваті із вуглефікованим рослинним детритом. Туфоконгломерати, туфи, конгломерати вулканомікові і полімікові із прошарками піщаних аргілітів і покривами вулканічних порід. Конгломерати вулканомікові і полімікові коричневі і рожево-коричневі, гравійні і галькові, масивні, із обкатаними і напівобкатаними уламками розмірами до 10 см, що представлені лужними вулканічними породами, гранітами, гнейсами, зцементованими глинисто-карбонатним цементом. Туфи, туфіти зелені і коричневі, гравійно-галькові і псамітові, масивні і шаруваті. Пісковики коричневі вулканомікові дрібно- і різнозернисті, масивні, шаруваті, із гідроокисно-глинистим цементом (інт. 4083,0-4521,0 м).

Вище по розрізу – *воронезькі* породи (висачківська світа) [69] представлені ритмічним перешаруванням кам'яної солі, мергелів, вапняків,

ангідритів, аргілітів, алевролітів. Сіль сіра і жовто-сіра, крупнокристалічна із тонкими (мм) прошарками ангідритів. Пісковик буровато-сірий, середньозернистий, масивний, шаруватий, аркозовий. Мергелі темно-сірі, тонкошаруваті із конкреціями солоного кальциту. Ангідрити сірі дрібнозернисті із шаруватістю під кутом 45° із включенням міцнокристалічного кальциту і бітуму. Доломіто-ангідрити буровато-сірі, шаруваті. Соляна товща розкрита у корінному і штоковому заляганні (інт. 240-3350 м).

Воронезькі відклади у розрізі св. Ромоданівська-482 [23] представлені перешаруванням несольових порід і потужних пластів солі. Відомо, що воронезький горизонт – це товща ритмічного перешарування кам'яної солі, мергелю, ангідритів, вапняків, брекчій. Нижче 2600 м розкриваються воронезькі відклади в фаціях і потужностях характерних для Висачківської площі. За геофізичними дослідженнями в свердловині виділено дві пачки перешарування теригенних порід, теригенно-карбонатних і соляних порід. У вибої фіксується пачка перешарування несольових порід (інт. 3230-3360 м), яка зіставляється із аналогічною пачкою перешарування циклу vr_3 (св. Висачківська-7). Франські соленосні відклади мають однакову циклічну будову, що дозволяє використовувати перешарування несольових порід крупних циклів при кореляції на значні відстані.

Із стратиграфічною і кутовою незгідністю перекривається *кайнозойським* комплексом відкладів представлений у наступному об'ємі: палеогеновими – тектонічна брекчія кепроку: діабаз, глини, мергелі (інт. 60,0-240,0 м). Вапняки піщанисті, діабаз вохристо-жовті, рожево-бурі, зелено-сірі глини із включенням дрібних уламків вапняку і пісковика із запахом бітумів. Вапняки темно-сірі тріщинуваті, піритизовані із запахом сірководню і бітумів; неогеновими глинами бурими щільними, жирними, вапняками; четвертинним рослинним шаром суглинків, лесами (інт. 0-60,0 м).

Свердловиною *Ромоданівська-316* (вибій 4132,0 м), яку закладено у склепінні соляного штоку, розкриті кайнозойські і палеозойські відклади.

Нижньокам'яновугільні відклади із стратиграфічною перервою і незначною кутовою незгідністю перекривають девонську штокову сіль (інт. 741,0-4132,0 м).

Візейські відклади (інт. 275,0-741,0 м). із стратиграфічною перервою 222,0 млн років перекриваються кайнозойськими (інт. 0-275,0 м), які представлені типовими палеогеновими відкладами: олігоцен (полтавський, харківський регіоярус) і еоцен (київський, канівський регіоярус); неогеновими глинами бурими щільними, жирними, вапняками; четвертинним рослинним шаром суглинків, лесами.

У свердловинах: *Кибинцівська-15* (вибій 2012,0 м), 9 (вибій 2013,0 м), 4 (вибій 2000,0 м), 1 (вибій 2000,0 м) розкриті відклади палеозою, мезозою і кайнозою [70].

Девонські відклади представлені кам'яною сіллю із прошарками 10-15 м блакитних і світло-сірих ангідритів, середньо- і тонкошаруватих, зелених алевролітів, темно-сірих мергелів. Над сіллю – пачка рожевих ангідритів, сірих, темно-сірих тріщинуватих, перешарування аргілітів із вапнисто-мергелевими породами (інт. 1247-2012 м (св. 15); інт. 1517-2013 м (св. 9). Розкрита потужність 600 м, загальна ~ 1000-1500 м. Надсольова ангідритова пачка має потужність від 57 до 158 м.

Девонські відклади із стратиграфічною перервою і незначною кутовою незгідністю перекривають *турнейські* – інт. 1183,0-1340,0 м (св. 15); інт. 1360-1517 м (св. 9); інт. 1797-1910 м (св. 4); не розкрила (св. 1) до складу яких належать сірі, чорні, вишневі, фіолетові аргіліти із пісковиками і алевролітами сірими, світло-сірими, рожевими, червоно-коричневими. Вище по розрізу залягають *візейські* відклади (інт. 626-1183 м (св. 15); інт. 806-1360 м (св. 9); інт. 1253-1797 м (св. 4); інт. 1568-2000 м (св. 1) представлені аргілітами темно-сірими, чорними піщаними, слюдистими, сланцюватими із прошарками піриту, пісковиками світло-сірими дрібно- і середньозернистими

із рештками обвуглених рослин; вапняками сірими, темно-сірими глинистими, які в свою чергу із значною кутовою незгідністю залягають на *серпуховських* породах (інт. 529,0-626,0 м (св. 15); інт. 700-806 м (св. 9); інт. 1219-1253 м (св. 4); інт. 1460-1568 м (св. 1), які представлені сірими, темно-сірими, чорними аргілітами із перешаруванням сірих слюдистих алевролітів і світло-сірими вапняково-глинистими пісковиками; проверстками вапняків і темних мергелів (нафта в св. 1 (гор. С-16) в інт. 1570-1610 м із дебітом 37 т/добу). Останні, які із незначною кутовою незгідністю перекривають середньокам'яновугільні в об'ємі *башкирських* відкладів (інт. 399,0-529,0 м (св. 15); інт. 656-700 м (св. 9); інт. 944-1219 м (св. 4); інт. 1030-1460 м (св. 1), представлених перешаруванням вапняків і аргілітів подібних до глин у підпорядкуванні пісковиків та алевролітів; глинами й аргілітами сірими, золотаво-сірими, сланцюватими, жирними; вапняками сірими, темно-сірими, міцними глинами, із великою кількістю мікрофауни (нафта в св. 5 (гор. Б-12) на гл. 1065,0 м).

Башкирські відклади перекриваються *московськими*, які представлені червоними аргілітоподібними глинами із блакитно-зеленими алевролітами і тонко- і дрібнозернистими, глинистими пісковиками (інт. 583-656 м (св. 9); інт. 847-944 м (св. 4); інт. 870-1030 м (св. 1); відсутні – св. 15).

Московські утворення із стратиграфічною перервою 47,4 млн років перекриваються *тріасовими* (інт. 262-656 м (св. 9); інт. 398-847 м (св. 4); інт. 444-870 м (св. 1); відсутні в св. 15), які представлені в об'ємі: протопопівської (T^1_3) + верхньою частиною сріблянської (T^3_2) світами (піщано-глиниста товща) – чергування світло-сірих різнозернистих слюдяних пісковиків і пісків із червоно-бурими, синьо-зеленими, золотаво-сірі глини, бузкові, червоні, зелені глини із прошарками алевролітів); середньою частиною сріблянської світи (T^2_2) (горизонт червонокольорних глин) – червоні глини із прошарками пісковиків зелено-сірих, дрібнозернистих, слюдяних, рихлих перехідних у алевроліти; нижньою частиною сріблянської світи (T^1_2) (піщано-карбонатна товща) – чергування

різнозернистих пісковиків світло-сірих і зелених із строкатоколірними та червоними вапнистими глинами; базальна частина сребрянської світи (T_2^1) залягає із кутовою незгідністю. Різнозернисті поліміктові піски і рихлі пісковики світло-сірого і жовтого кольору, містять гравій, гальку кварцу, кременю, яшми, халцедону.

Тріасові відклади із стратиграфічною перервою 54,0 млн років і незначною кутовою незгідністю прекриваються *юрськими* (інт. 259-398 м (св. 4); інт. 230-444 м (св. 1) та відсутні в св. 15, 9). *Верхньоюрські* утворення у складі кімериджських (світло-сірі, зелено-сірі дрібнозернисті вапнякові пісковики, піскуваті вапняки із прошарками сірувато-зелених глин, коричневі ледь рожево-червоні, блакитно-сірі пластичні глини із прошарками алевролітів) та оксфордських (внизу вапняки золтаво-сірі глинисті із прошарками сірих і золтаво-сірих вуглих глин; вверху – золтаво-сірі глини, які містять прошарки глинистих вапняків). Верхньоюрські відклади залягають на *середньоюрських* у складі келовейських (чергування дрібнозернистих пісковиків і алевролітів сірих, землисто-сірих із глинами темно-сірими, місцями піщаними пластичної глини сірої, землисто-сірої із відбитками фауни); верхньобатського відділу (чергування вузько- і мікрошаруватих глин жирних із алевролітами сірими і світло-сірими; нижньобатського (глини сірі, темно-сірі щільні, піщанисті із прошарками алевролітів); байоського ярусу (піски, пісковики зелено-сірі, світло-сірі дрібно- і середньозернисті, глинисті із прошарками темних вуглих глин).

Кайнозойські відклади із стратиграфічною перервою 130,4 млн років залягають на тріасових відкладах (св. 9) та 75,0 млн років – на юрських (св. 4; 1).

Кайнозойські утворення (інт. 0-399,0 м (св. 15); інт. 0-262 м (св. 9); інт. 0-259 м (св. 4); інт. 0-230 м (св. 1) представлені: палеоценовими пісковиками, пісками сірими, землисто-сірими ущільненими, глинами сірими, темно-сірими щільними жирними; еоценовими: київськими мергелями золтавими, щільними, опіскованими із включенням фосфоритних конкрецій, бучацькими світло-сірими, золтаво-сірими пісками, глинистими, перешаруванням

пісковиків і глини середньої в'язкості, канівськими пісками, пісковиками рихлими сірими золотаво-сірими, глиною сірою щільною; олігоценними: полтавськими пісками, харківськими пісками, пісковиками, глинами; неогеновою товщею строкатих глин; четвертинними глинами піщанистими, суглинками і лесоподібними суглинками;

4.2.1.2 Палеоструктурно-тектонічна реконструкція

Палеоструктурно-тектонічна реконструкція Висачківсько-Ромоданівської солянокупольної структури полягала у побудові карт ізопакіт та палеотектонічних профілів вирівнювання.

Карти ізопакіт (товщин). Карти ізопакіт побудовано за методом сходження структурних планів за сейсмічними відбиваючими горизонтами, приурочених до маркуючих реперів: VI₃ (підшва D₃² vr), V_{B4} (підшва C_{1t}), V_{B2} (пласт вапняку C_{1v2}), V_{B2} (“башкирська плита”) і IV_б (підшва T₂).

За воронезьким структурним планом структура є валоподібним підняттям, ускладнене Висачківським та Ромоданівським соляними штоками, що поєднуються міжкупольною зоною, обмеженою за простяганням тектонічними порушеннями, утворюючи грабен просідання (місце розташування св. 2, 402, 15). В зоні соляних ядер спостерігаються радіальні порушення та скиди, які облямовують штоки. Структура субширотного простягання з відстанню між апікальними частинами діапирів 4,0-4,5 км. На структурних картах турнейського ярусу, верхньовізейського під'ярусу та башкирського ярусу (рис. 4.12) зберігаються загальні риси згадані вище. Тектонічні порушення приштокової зони простежуються від пізньодевонського до башкирського рівня, декотрі змінюють свої амплітуди. Дрібні поперечні порушення припиняють своє існування починаючи з пізньовізейського часу.

Структурний план за відбиваючим середньотріасовим горизонтом (рис. 4.13) відрізняється від попередніх тим, що відклади в об'ємі від московського ярусу до нижньотріасового відділу денудовані, як у межах склепінь Висачківського і Ромоданівського соляних структур (включаючи міжкупольну ділянку) так і на прилеглій території, крім південно-західної перикліналі – місце розташування Кибинцівського підняття. Слід зазначити, що територія досліджень належить до так званого «пермського вікна розмиву» (за М.В. Чирвінською, 1965) і середньотріасові відклади із стратиграфічною перервою 52,1 млн років залягають на башкирських породах крил і північно-східної перикліналі Висачківсько-Ромоданівської антикліналі.

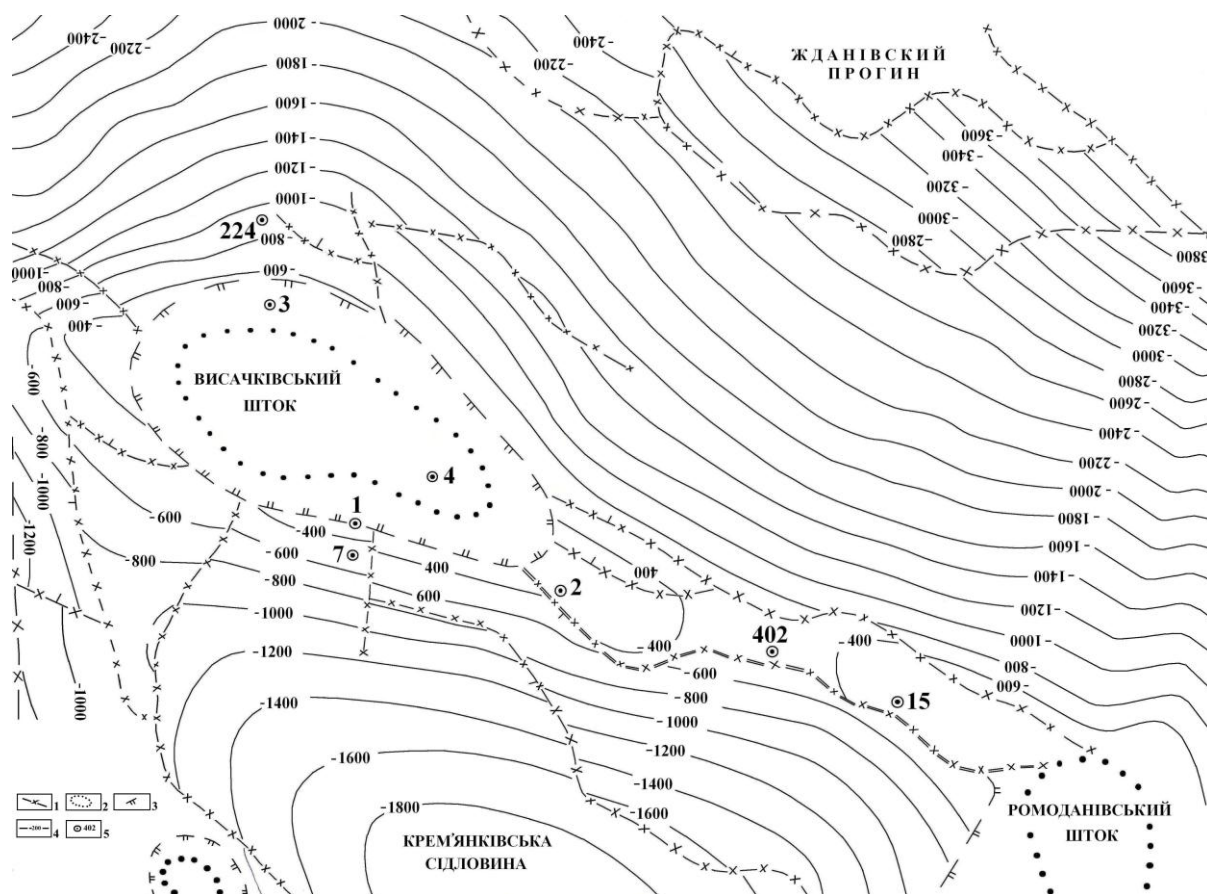


Рис. 4.12 Структурна карта за сейсмічними відбиваючим горизонтом Vb₂ ("башкирська плита") (за матеріалами КГРО "Укргеофізика", 1986 р., складала Шпаковська Т.Д. [71]):

1 – розривні порушення 2 – контур соляних штоків 3 – зони ускладнення сейсмічного запису, 4 – ізогіпси, 5 – свердловини

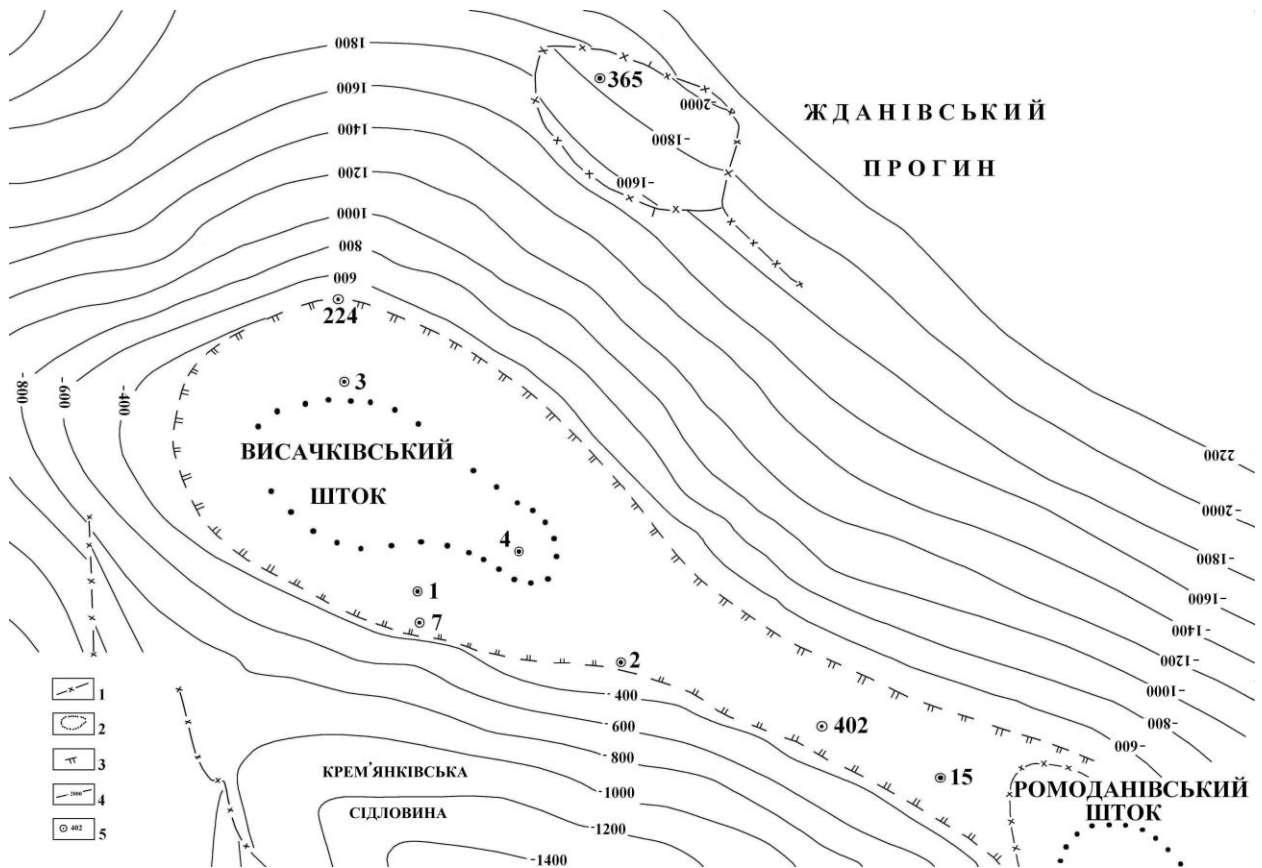


Рис. 4.13 Структурна карта за сейсмічними відбиваючим горизонтом IVб (підосва середнього тріасу) (за матеріалами КГРЕО “Укргеофізика”, 1986 р., склали Н.С. Рогачук, Г.В. Лісна [71])

1 – розривні порушення, 2 – контур соляних штоків, 3 – зони ускладнення сейсмічного запису, 4 – ізогіпси, 5 – свердловини

Таке явище відбулось за умов інверсійних рухів у передтріасову перерву на території ДДЗ із розміром розмиву, який змінюється в межах від 0 до 2200 м. Ознаки найбільшої інтенсивності висхідних рухів простежується у межах південної прибортової зони ДДЗ, де були розмиті нижньопермські, верхньо- і

більша частина середньокам'яновугільних утворень. Про те, що ці відклади тут були наявні раніше, свідчить відсутність істотної зміни літофаціального складу порід поблизу границь їхнього сучасного поширення, однакова ступінь метаморфізму порід нижнього карбону поблизу північного і південного крайових розломів [29].

У межах міжкупольної ділянки кайнозойські відклади із стратиграфічною перервою 231,5 млн років перекривають башкирські, що сталося завдяки інверсійним рухам у передпалеогенову перерву на території ДДЗ. Тріасові породи із стратиграфічною перервою 54,0 млн років і незначною кутовою незгідністю перекриваються середньоюрськими (Кибинцівська площа – південно-західна перикліналь валу).

Як відомо, найзначніший розмив крейдових відкладів (від 50 до 700 м) приурочено до південної прибортової зони і південного борту ДДЗ, де палеоген незгідно залягає на різних ярусах верхньої і нижньої крейди, місцями на юрських утвореннях. Відповідно, зона найбільшої інтенсивності передпалеогенового перериву збігається із передтріасовим. Це свідчить про успадкованість інверсійних рухів і активністю УЩ. Найбільшим розмивом характеризуються деякі вали і багаточисельні структури, особливо солянокупольні. Слід зауважити, що швидкість підйому південної прибортової зони ДДЗ, яка зазнала найбільшої інверсії в передкрейдовий і передпалеогеновий перерви, була в 4 рази більшою, ніж у попередні седиментаційні етапи [29].

За лінією ізопакіт (між воронезьким горизонтом та турнейським ярусом) на північному схилі соляного валу із боку Жданівського прогину виділяється ланцюг структур (розміром у поперечнику від 300 до 700 м), а на південному схилі – поодинокі структури обволікання (розміром у поперечнику від 600 до 700 м), які можливо є біогермними спорудами (рис. 4.14).

Надалі, у турнейсько-ранньовізейський час, Крем'янківський прогин (між Висачківсько-Ромоданівським валом та ланцюгом соляних штоків – Солоницький, Заорський і Оріхівщинський) був місцем накопичення

переважно заплавно-лагунних і спорадичних делювіальних відкладів. Тіло валу виконувало роль бар'єру між лагуною та відкритим морем, які періодично поєднувались міжштоковою зоною (місце розташування св.-2, -402, -15).

На карті ізопакіт за горизонтами верхньовізейських та башкирських відкладів (рис. 4.15) вздовж соляного валу із боку Жданівського прогину спостерігається витриманість потужності 400 м на значну відстань, можливо внаслідок часткової денудації і нівелювання поверхні у пізньопермську епоху зі максимальною потужністю відкладів до 500 м. Крем'янківська сідловина характеризується потужностями, меншими у два рази порівняно з Жданівським прогином.

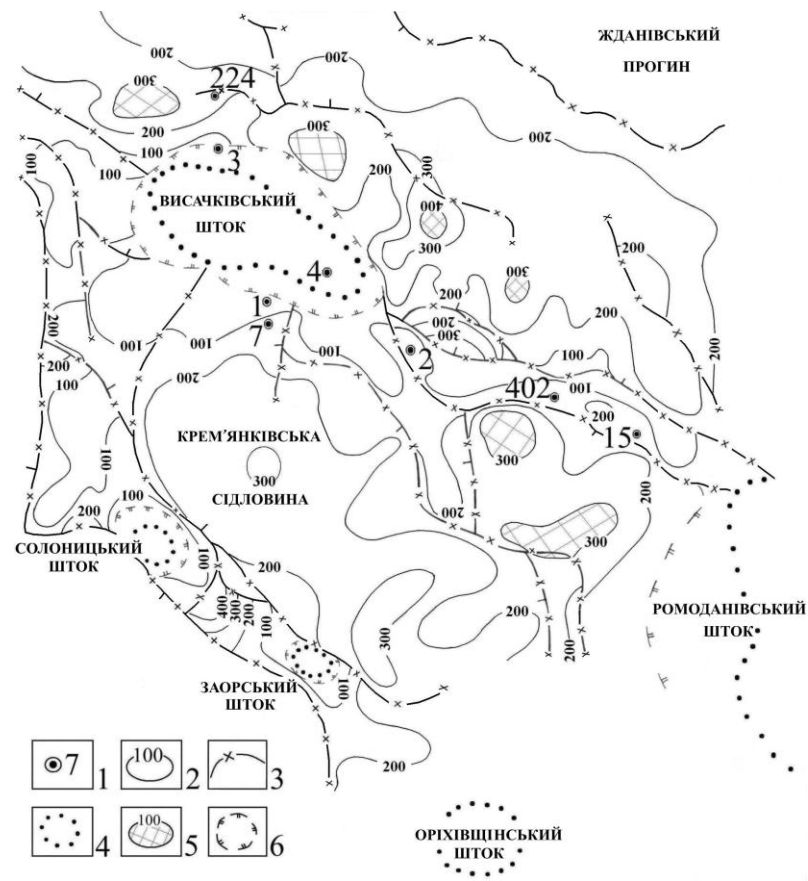


Рис. 4.14. Карта ізопакіт між сейсмічними горизонтами маркуючих реперів VI_3 (підшва воронезького горизонту) і V_{b4} (підшва турнейського ярусу) (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика» [71])

1 – свердловини, 2 – ізопахіти, 3 – розривні порушення, 4 – контур соляних штоків, 5 – контури перспективних біогермів турнейського та візейського віку, 6 – зони ускладнення сейсмічного запису

Зв'язок водойм, як і раніше відбувався у межах міжкупольної зони, про що свідчать конфігурації ліній ізопахіт, які характеризуються слабкою залежністю від розривних порушень. Західна перикліналь Висачківського штоку характеризується значними коливаннями потужностей від 100 до 500 м, більш складним малюнком ізопахіт, що пояснюється значною роллю тектонічних порушень у свою чергу обумовленою галокінезом. Умови осадконакопичення визначаються як алювіально-лагунні із періодами заболочування (св. Крем'янківська-402).

На карті товщин за горизонтами башкирських та середньотріасових відкладів (рис. 4.16) вздовж соляного валу із боку Жданівського прогину спостерігається поетапне збільшення товщин від 500 до 900 м. На північно-західному схилі Висачківського штоку за малюнком ізопахіт можливо припустити наявність конусів виносу, які поділені між собою радіальними промоїнами відносно штоку. Можливо це є продукти руйнування та сповзання порід у процесі росту Висачківського діпіру, що вказує на його інтенсивний розвиток передсередньотріасовий час. Можливо вони є відкладами підводної частини викопної палеодельти (конуси виносу).

Крем'янківська сідловина і прилягаючий схил соляного валу характеризуються повільним збільшеннями потужностей від 100 до 400 м. Між Заорським і Оріховським спостерігається збільшення товщин до 500 м, яке можливо інтерпретувати як конус виносу (він має витягнену форму із довгою віссю перпендикулярно до Висачківсько-Ромоданівського валу). Область зносу – Лубенсько-Білоцерківський виступ УЩ.

Західний схил Висачківського штоку характеризується складною картиною ізопахіт. Спостерігається збільшення потужностей товщин на порівняно невеликій відстані (до 1 км), що можливо обумовлено впливом

тектонічного порушення (башкирського) вздовж осі валу і процесами галокінезу. Умови осадконакопичення континентальні (св. Кибинцівська-9, 4, 1) – відклади тимчасових потоків, продукти руйнування штоків і північного схилу УЩ в районі Лубенсько-Білоцерківського виступу. Можливо вони є відкладами підводної частини викопної дельти (конуси виносу).

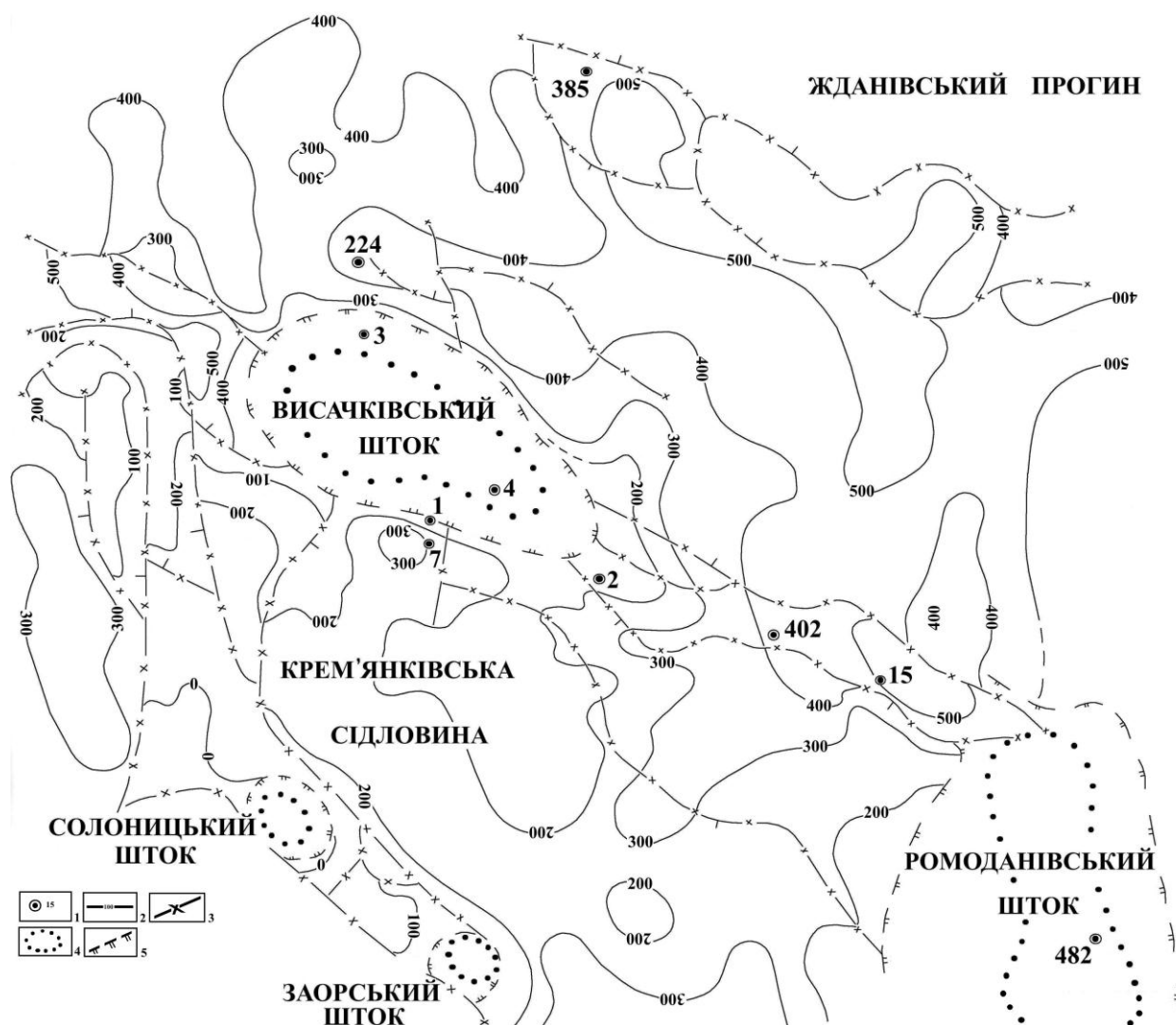


Рис. 4.15. Карти ізопакіт Висачківсько-Ромоданівської антикліналі за сейсмічними відбиваючими горизонтами, приурочених до маркуючих реперів: V_{b2} (пласт вапняку C_1V_2), V_{b2} (“башкирська плита”) (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика» [71]):

1 – свердловини, 2 – ізопахіти, 3 – розривні порушення, 4 – контур соляних штоків, 5 – контури перспективних біогермів турнейського та візейського віку, 6 – зони ускладнення сейсмічного запису

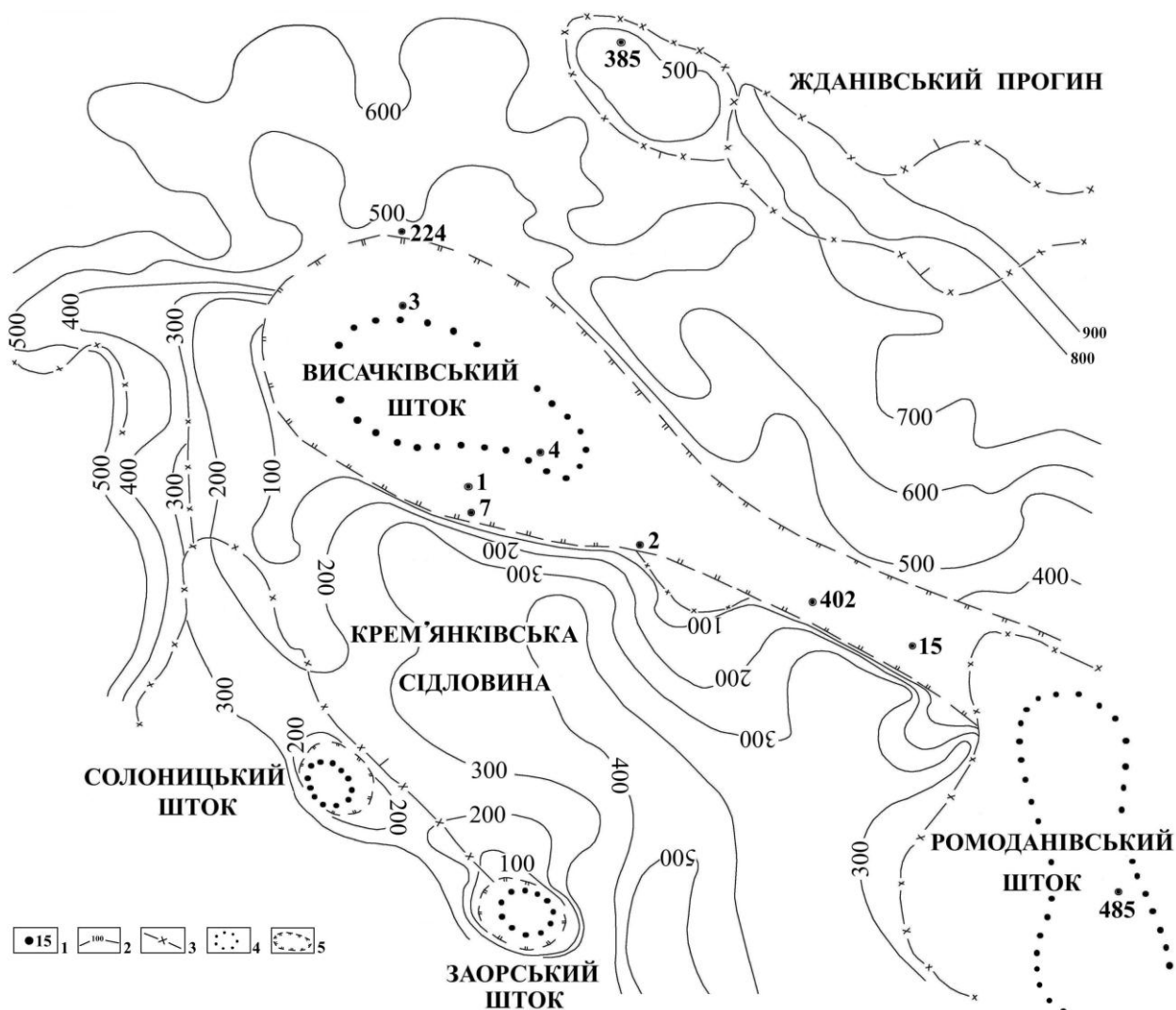


Рис. 4.16. Карта ізопахіт Висачківсько-Ромоданівської антикліналі за сейсмічними відбиваючими горизонтами, приурочених до маркуючих репрів: Vb_2 ("башкирська плита") і IVb (підосва середнього тріасу) (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика» [71]):

1 – свердловини, 2 – ізопахіти, 3 – розривні порушення, 4 – контур соляних штоків, 5 – контури перспективних біогермів турнейського та візейського віку, 6 – зони ускладнення сейсмічного запису

Відклади накопичувались в континентальних умовах і є осадами озер, річок та тимчасових потоків. У середньому і пізньому тріасі – основним джерелом зносу був УЩ, із Донбасу і ВКМ надходила незначна кількість уламкового матеріалу [20].

Палеотектонічні профілі (профілі вирівнювання). Подібні графіки успішно використовуються геологами-нафтовиками для вирішення комплексних задач пов'язаних з нафтогеологічним районуванням і оцінкою перспектив нафтогазоносності [77]. Локальні структури осадового чохла ДДЗ характеризуються різною будовою, історією формування, співвідношення структурних планів і механізму утворення. Це обумовлено проявом декількох структуроформуючих факторів – вертикальні блокові рухи фундаменту, тангенціальних напруг і соляного тектогенеза [109]. Оскільки морфологія, вік і генезис структур визначає їх нафтогазоносність, вони є об'єктами досліджень методами палеотектонічних і палеонафтогазоносних реконструкцій [16, 38].

За умов безпосереднього сусідства з розломо-парою ПМ крайового глибинного розлому та наявністю воронезько-євланівсько-лівенського девонського комплексу солей, структура зазнала складну історію розвитку. Нижньодевонські відклади підсольової світи формувались безпосередньо на пенепленизованій поверхні кристалічного фундаменту. Потім у нормальній послідовності відкладались нижня воронезько-євланівсько-лівенська соляна формація, надсоляна формація, надалі поверхня була денудована, про що свідчить відсутність данківських теригенних товщ і озерсько-хованських відкладів.

За даними А.О. Білика з співавторами [84], в окремих блоках південної прибортової центральної частини ДДЗ зафіксовані соленосні розрізи, воронезько-євланівський вік яких датується А.І. Ляшенко на основі решток брахіоподів (Великобагачанська та інші сусідні площі).

Розріз верхньофранського під'яруса ДДЗ у цілому не має чіткої послідовності теодосієвих комплексів брахіопод, які властиві платформним

розрізам. Більшість палеонтологів, які вивчають розрізи ДДЗ, констатують частіше змішані воронезько-євланівські і євланівсько-лівенські комплекси органічних решток, що значно ускладнює точну вікову інтерпретацію галогенних відкладів [92].

На початок пізньовізейського віку структура височіла над поверхнею, що сприяло денудації нижньовізейських відкладів. Соляні породи мали майже пластове залягання. Надалі ріст структури був слабким або майже завершився (рис. 4.17).

Наприкінці ранньопермської у розвитку ДДЗ відбувся потужний інверсійний етап. Результатом якого був дуже значний розмив пермсько-кам'яновугільних відкладів, що утворив на території ДДЗ “великі передпалеогенові вікна розмиву” (за М.В. Чирвінською). У склепінні та міжштоковій ділянці структури були розмиті нижньопермські, верхньопермські, можливо, частково московські відклади. В результаті, чого сіль вийшла на поверхню і зазнала глибокий розмив і вилуговування з утворенням залишкових брекчій (кепроків) на вершинах соляних масивів.

У цю епоху завдяки активному росту штоків розпочався відтік солі не лише із крил структури, але із міжштокового простору, прогинання якого сприяло відокремленню у два самостійні підняття.

У мезозойській час підйом був дуже слабким і структура була трохи піднята, відбувалось малопотужне осадконакопичення. На межі пізньої крейди і палеогену на території ДДЗ відбувся новий потужний інверсійний етап розвитку, великі потужності відкладів були розмиті, а соляні штоки формувались з бурхливим підйомом. У склепінні структури були денудовані відклади до середньокам'яновугільного відділу. Про активність зазначених інверсійних рухів свідчить вихід під поверхню палеогену із значною незгідністю башкирських відкладів.

У передпалеогеновий час відбувся значний відтік солі із міжштокового прогину. Надалі просідання цієї ділянки повністю відокремило Висачківський і Ромоданівський штоки у самостійні соляні структури.

В еоцен-олігоцені структура почала деградувати, про що свідчить значна потужність (399 м) відкладів відповідного датування (можливо значна потужність відкладів пов'язана із максимальним зануренням, яке відбулось в олігоцен-міоцен).

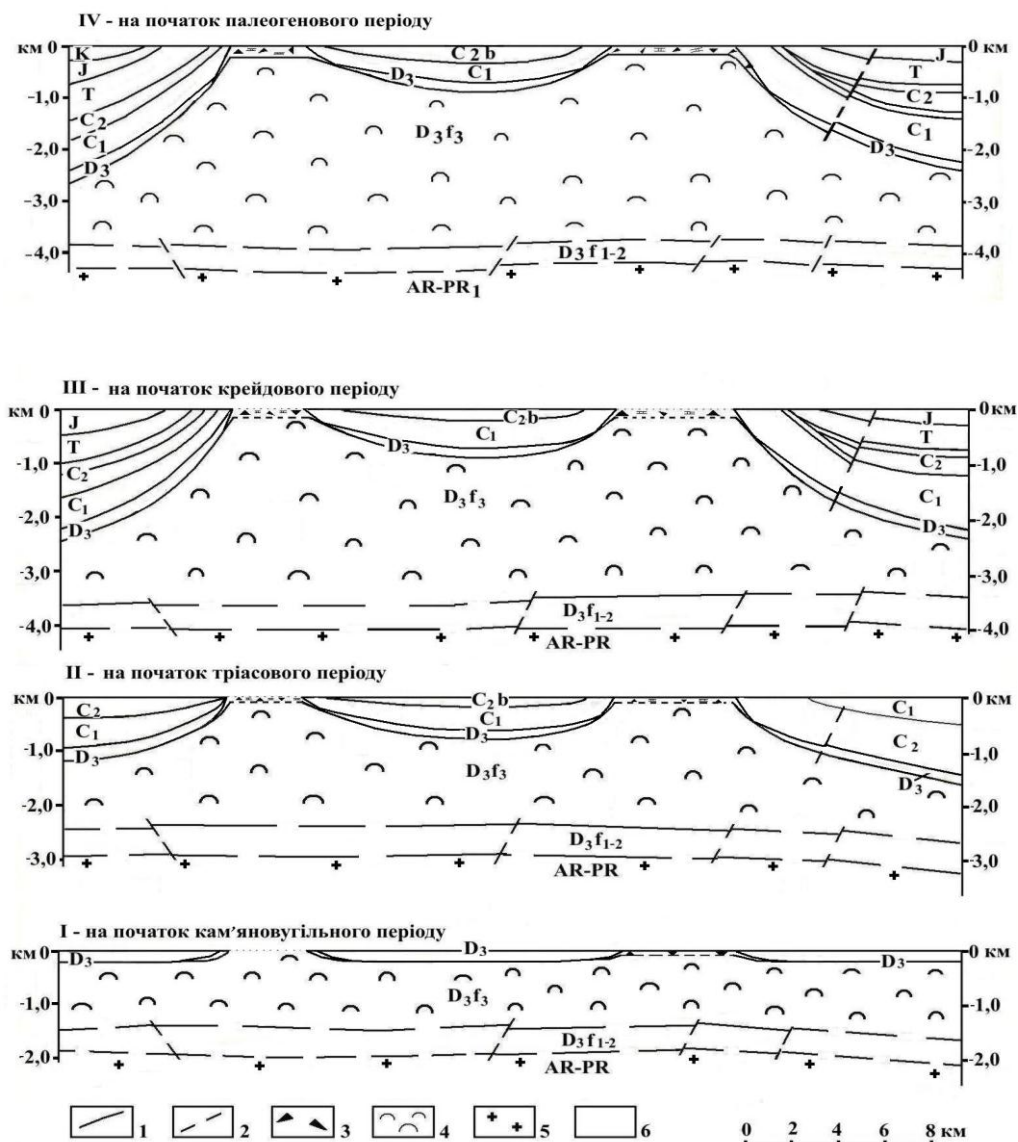


Рис. 4.17 Схематичні палеотектонічні профілі через Висачківсько-Ромоданівську соляну структуру (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика»):

1 – границі стратиграфічних комплексів за даними буріння (а) та припущені (б), 2 – стратиграфічні та кутові незгідності, 3 – тектонічні порушення, 4 – брекчія кепроку, 5 – кам'яна сіль, 6 – відбиваючі сейсмічні горизонти, 7 –

докембрійський кристалічний фундамент. Етапи розвитку: I – на початок кам'яновугільного періоду, II – на початок тріасового періоду, III – на початок крейдового періоду, IV – на початок палеогенового періоду, до сучасного етапу (див. рис. 4.11)

Висновки. За палеоструктурно-тектонічною реконструкцією Висачківсько-Ромоданівської солянокупольної структури можливо зробити такі висновки.

1. За етапом розвитку і приуроченістю покрівлі девонської солі або перекриваючої її брекчії **Висачківський шток** належить до *передчетвертинного* типу. Відсутність грабену просідання у межах кепроку свідчить про те, що шток продовжував свій розвиток у четвертинний час доказом чого є відображення у сучасному рельєфі. За умовами розвитку соляних штоків соляна структура є *відкритою*. За ступінню активізації соляної тектоніки діапирів – *активним*.

2. За етапом розвитку і приуроченості покрівлі девонської солі або перекриваючої її брекчії **Ромоданівський шток** належить до типу з *передпалеогеновим* рівнем залягання соляного ядра, де прослідковується наявність в міжштоковій частині грабену просідання, що складений палеогеново-четвертинними відкладами. За умовами формування соляна структура є *відкритою*. За ступінню активізації соляної тектоніки діапирів – *деградуєчим*.

3. За результатами літолого-стратиграфічних досліджень у межах структур відзначаються кутові незгідності, які відображають перебудову структурного плану стратиграфічних поверхів.

Також звертають на себе увагу значні стратиграфічні перерви у різних вікових комплексах: у міжштоковій зоні (св. Висачківська-2, Крем'янківська-402, Кибинцівська-15) кайнозойські відклади залягають на башкирських породах і відповідно стратиграфічна перерва складає 255,5 млн років.

У межах південно-західної перикліналі Ромоданівського штоку за свердловинами Кибинцівська-9, 4, 1 московські утворення із

стратиграфічною перервою 47,4 млн років перекривають тріасові. Батські відклади із перервою 54 млн років перекривають тріасові. Кайнозойські відклади із стратиграфічною перервою ~ 75 млн років залягають на кімериджських. Кайнозойські відклади із стратиграфічною перервою 130,4 млн років залягають на тріасових відкладах (св. 9) та 75,0 млн років – юрських (св. 4, 1).

4. Проаналізувавши історію розвитку структури за *картами ізонахії* можна сказати, що головні порушення мали конседиментаційний ріст протягом пізньодевонсько-башкирського часу, деякі дрібні порушення у склепінні структури були, які можливо утворенні за рахунок вигинання перекриваючих порід під дією росту соляного ядра та мали можливо постседиментаційний характер походження. Деякі блоки обмежені певною групою розломів мали свій особливий тектонічний розвиток і власний режим осадконакопичення, завдяки геолого-тектонічним умовам у кожний період формування.

5. Основний розвиток структури відбувався у передкам'яновугільну, передпізньопермську та передпалеогенову епоху, що відповідають активним інверсійним етапам розвитку ДДЗ.

4.2.2 Скоробагатьківська соляна структура

4.2.2.1 Геологічна будова структури

У тектонічному відношенні Скоробагатьківську структуру приурочено до північного схилу Жданівського прогину осьової зони ДДЗ. Глибини залягання кристалічного фундаменту в даному районі становлять близько 8,0-9,0 км (рис.4.18).

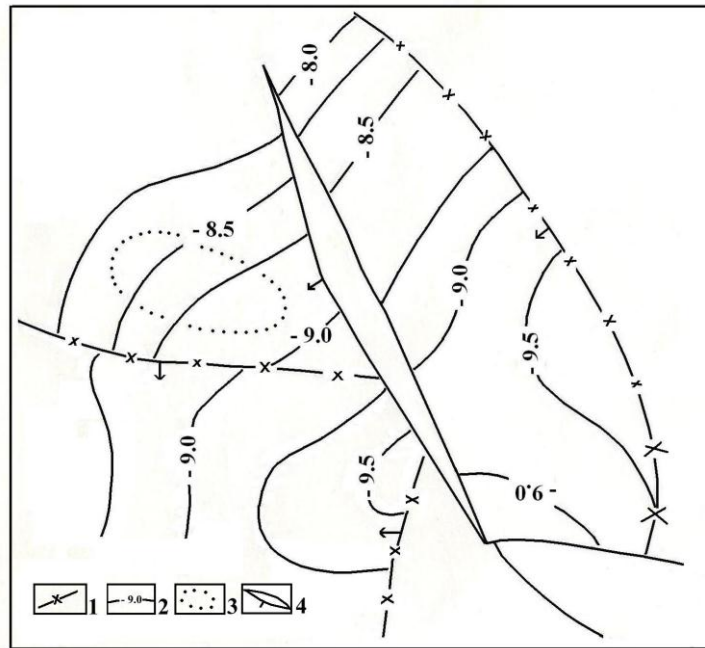


Рис. 4.18 Фрагмент карти гіпсометрії фундаменту на ділянці Скоробагатківської площі (склали М.Г. Манюта, Т.І. Гоцалюк, Л.М. Мельник, 1985 р.):

1 – розривні порушення, 2 – ізогіпси поверхні фундаменту за результатами узагальненої оцінки геолого-геофізичних даних буріння, 3 – контури Скоробагатківського соляного криптодіапіра, 4 – зони ускладнення сейсмічного запису і відсутність побудов

Для осадової товщі площі дослідження характерно існування двох структурних поверхів: підсольового і надсольового. Нижній (підсольовий) структурний план в загальних рисах успадковує рельєф фундаменту. Верхній (надсольовий) – різко відмітний за характером залягання від структурного плану підсольових відкладів. На його формування, разом із рухами фундаменту, вплинув соляний тектогенез. Саме до надсольового структурного поверху приурочена Скоробагатківська соляна структура, як і багато інших різноманітних локальних структур на суміжних площах (брахіскладки, тераси, структурні носи, куполи, соляні штоки).

Скоробагатківська позитивна структура чохла простежується на схилі виступу фундаменту у зоні розривних порушень (рис. 4.19).

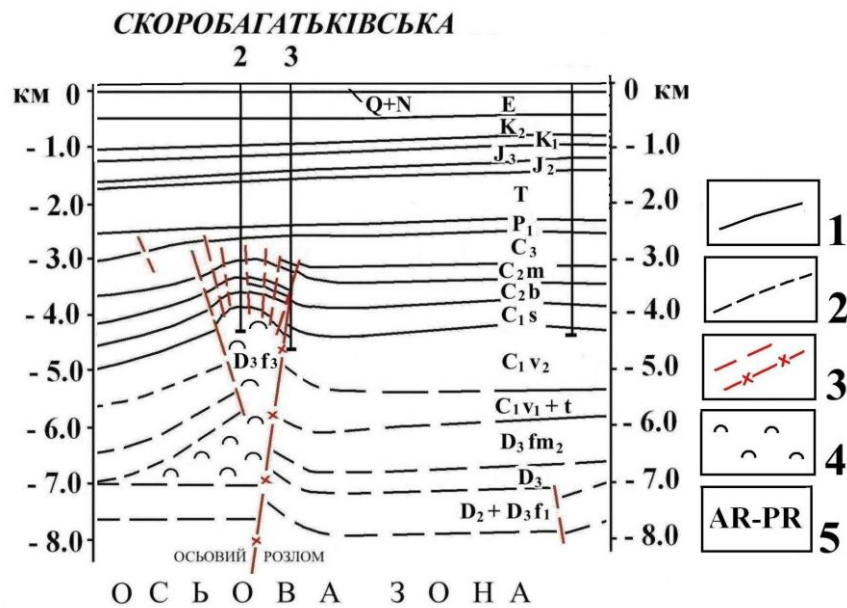


Рис. 4.19 Фрагмент схематичного сейсмогеологічного розрізу за РП МСГТ Березняки-Недригайлів (склали А.І. Воробйов, В.К. Гавриш, С.О. Мачуліна, Л.І. Рябчун за даними В.А. Рідколіса):

1 – границі стратиграфічних горизонтів за даними ГДС, 2 – умовні стратиграфічні горизонти, 3 – розломи, розриви, 4 – кам'яна сіль, 5 – поверхня кристалічного фундаменту

Девонський структурний план вивчений недостатньо. Сverdловинами був розкритий соляний шток, складений девонською сіллю та теригенно-ефузивні відклади верхнього девону, товщина яких невитримана по площі. Турнейські відклади в розрізах свердловин не виділені. Згідно з сейсморозвідувальними роботами за відбиваючим горизонтом V_{B4} (C_{1t}) вони прослідковуються тільки навколо Скоробагатьківської структури.

За відбиваючими горизонтами V_{B3} - V_{B2} , Скоробагатьківське підняття у нижньо- і середньокам'яновугільних відкладах є брахіантиклінальною складкою відносно правильної форми північно-східного простягання, яку ускладнена соляним діапíром та серією дугоподібних тектонічних порушень амплітудою 25-270 м. Розміри структури – 7,0 x 5,0 км (рис. 4.20). Північно-східна перикліналь через нешироку сідловину переходить у моноклінальне

підвищення, ускладнене тектонічними порушеннями, в напрямку до Пісочанського штоку.

Крила структури асиметричні: північне крило коротке, південне – круте і протяжне. Склепіння структури ускладнене двома порушеннями і північне крило структури незначно опущене по відношенню до південного.

Північне крило протяжне порушення виходить на передпалеогенову поверхню. Амплітуда його збільшується із глибиною.

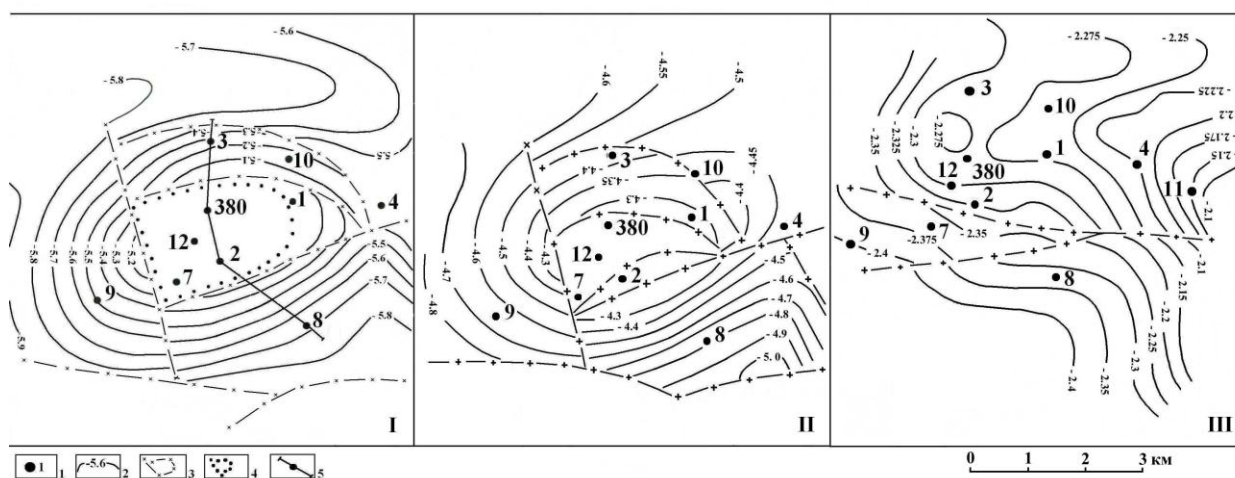


Рис. 4.20 Структурні карти Скоробагатьківської площі за відбиваючим горизонтом V_{B3} (C_1V_1) та V_{B2} (пласт вапняку C_1V_2), V_{B2} (“башкирська плита” C_2b) і IV_{B} (підосва хемогенного комплексу P_1a) (за даними КГРЕО «Укргеофізика», склали А.П. Лисинчук та ін., 1986 р. [73]):

1 – свердловини, 2 – ізогіпси відбиваючих горизонтів, 3 – розривні порушення, 4 – контур соляного штоку, 5 – лінія геологічного розрізу

Розриви контролюють поширення солі, яка проникла в кам’яновугільні пласти склепіння Скоробагатьківського підняття. Склепіння складки ускладнене штоком. В свердловинах 2, 7, 12, 380 виявлені євланівсько-лівенські соленосні відклади під брекчіюваними породами девону. На периферії підняття простежуються усі порушення, які простежені за горизонтом V_{B3} .

На верхньовізейському рівні спостерігається поступове зменшення площі соляного ядра із розмірами – 4,5 x 6,5 м. Кути падіння порід на крилах пологі. Амплітуда складки становить 1000-1200 м. На Скоробагатьківському піднятті верхньовізейські відклади збереглися частково незначної потужності у межах склепіння і встановлені результатами буріння (св. 2, 7, 12). Поздовжні скиди, амплітудою до 600 м поділяють Скоробагатьківське родовище на два: Північно- і Південно-Скоробагатьківське.

На рівні башкирського ярусу простежується поступове виположування підняття, кут падіння північного крила становить 8°. Деякі тектонічні порушення затухають. Північно-східна перикліналь розкривається в бік Пісочанського штоку. Амплітуда складки становить 700 м. Підняття у башкирських відкладах має більш ізометричну форму. Склепіння підняття розсічене віялоподібними системами порушень на п'ять блоків, східцеподібно занурених у північному напрямку.

У московських відкладах кути падіння порід виположуються до 4° на північному крилі і близько 10° на південному. Тектонічні порушення в південно-східній частині затухають. Окреслюється куполовидна форма структури з розкриттям північно-східної перикліналі у напрямку Пісочанського штоку. Розміри структури – 4,0 x 4,5 км. З амплітудою близько 300 м.

Дані буріння підтверджують складний характер будови Скоробагатьківської структури, кожна свердловина фіксує по декілька розривних порушень і знаходиться у відокремленому блоці. Характерною особливістю цієї системи є існування двох крупноамплітудних скидів, які пересікаються між собою в св. 4. Основні розломи супроводжуються низкою субпаралельних (віялоподібних) розривів. У західній частині Скоробагатьківського підняття поперечними порушеннями відокремлюється відносно спокійний занурений блок.

Із заходу, північного заходу і півночі Скоробагатьківське підняття облямовується неглибокими прогинами. Уверх по розрізу відбувається виположування структурних форм.

У нижньопермських відкладах підняття відображається у вигляді структурного носу (рис. 4.20, III), у юрських і крейдових – розрідження ізогіпс.

По мезозойським породам Скоробагатьківської структури відповідає монокліналь з південно-західним напрямком падіння порід.

Пісочанський шток розташований на південний захід від Скоробагатьківського підняття і відокремлений від останнього вузькою (1-1,5 км) сідловиною. Найвищим стратиграфічним рівнем підняття солі є відклади палеогену. По покрівлі відбиваючого горизонту $V_{B_2}^1$ (B-15) розмір штоку – 3,0 х 4,0 км. Північне крило штоку ускладнене Пісочанською геміантикліналлю. На південно-західному крилі геміантикліналі пробурено св. 11, яка виявилася непродуктивною.

Літолого-стратиграфічна характеристика Скоробагатьківської структури така. У геологічній будові осадового чохла площі приймають участь палеозойські (девонські, кам'яновугільні, пермські) мезозойські (тріасові, юрські, крейдові) та кайнозойські (палеогенові, неогенові, четвертинні) відклади.

Найдревнішими відкладами, розкритими свердловинами у склепінні Скоробагатьківської структури, є верхньодевонський відділ в об'ємі верхньофранського та верхньофаменського під'яруси.

Верхньофранський під'ярус в основному представлений штоковою кам'яною сіллю з розкритою товщиною 382 м (св. 2), яку зверху перекривають брекчії, туфобрекчії з прошарками пісковиків, алевролітів, аргілітів, ангідритів, вапняків, діабазів товщиною ~ 330 м (св. 2).

Верхньофаменський під'ярус представлений пісковиками, аргілітами, вапняками, алевролітами, доломітами. З пісковиками горизонтів ФМ-1-2 на родовищі пов'язані поклади ВВ. Товщина під'ярусу досягає 220 м [33].

Загалом девонські відклади на площі вивчено недостатньо. Свердловинами девонські відклади були розкриті лише у тілі соляного штоку та відкладах кепроку. Тому характеристика відкладів надається за сейсмічними та буровими даними суміжних площ.

Підсольовий комплекс складається малопотужними товщами порід ейфельського, живетського, франського віку. Комплекс представлений теригенними (пярнусько-наровський, старооскольський, пашійсько-киновський горизонти) і глинисто-карбонатними (саргаївський і семилицько-руденківський горизонти) відкладами, які з перервою перекриваються ефузивно-теригенними, теригенно-карбонатними алатирськими і воронезькими утвореннями. Потужність підсольового комплексу 465-560 м (за показниками прилеглих площ: Ромоданівська-482, Калайдинцівська-220). Нижній соляний комплекс складають сульфатно-галогенні породи воронезького, євланівського, лівенського горизонтів – св. Скоробагатьківська-2, 7, 12, 380.

Міжсольовий комплекс представлений породами задонського і елецького горизонтів. Вони складені у верхній частині теригенними породами, у нижній – глинисто-карбонатними. Найбільша виявлена потужність міжсоляного комплексу дорівнює 1746 м (св. Калайдинцівська-413). Відбиваючий горизонт VI₃ приурочений до глинисто-карбонатної товщі, яка залягає у нижній частині задонсько-елецьких відкладів.

Кам'яновугільні відклади мають значне поширення, трансгресивно залягають на девонських породах і представлені трьома відділами.

У нижньокам'яновугільному відділі виділяються турнейський, візейський, серпуховський яруси.

Турнейські відклади у розрізах свердловин не виявлено. Згідно сейсморозвідувальних робіт за відбиваючим горизонтом Vv₄ турнейський ярус прослідковується лише навколо Скоробагатьківської структури.

Нижньовізейський під'ярус розкритий св. Скоробагатьківська-1, 3, 6, 9, 10, 11. Під'ярус товщиною 173 м зі стратиграфічною незгідністю залягає на розмитій поверхні девонської системи і складений карбонатними утвореннями,

так званою “карбонатною плитою”, пісковиками та аргілітами. Пласти вапняків та пісковиків у св. 6, 9 виявилися продуктивними.

Верхньовізейський під'ярус у межах родовища розкритий усіма свердловинами і складений переважно теригенними породами, товщиною від 0 до 334 м – пісковиками, глинами, алевролітами та аргілітами. За даними кореляції горизонт В-23 розмитий, також відзначається відсутність деяких горизонтів за рахунок тектонічних порушень. Поклади ВВ на Скоробагатьківському родовищі приурочені до горизонтів В-21, В-22. Горизонт В-22 складений аргілітами, алевролітами та пісковиками, які вивчені в кернах св. 3, 9, 11. Горизонт В-21 – пісковиками, аргілітами та алевролітами. [33]. XII МФГ складений пісковиками, алевролітами, аргілітами, зрідка прошарками вапняку із товщиною 29-537 м. Горизонти В-20, В-19, В-18, В-17 на родовищі продуктивні. XI МФГ в різній мірі розкритий усіма свердловинами родовища із товщиною 19-355 м. Виділені горизонти В-16, В-15, В-14, до яких на родовищі приурочені поклади ВВ.

Нижньосерпуховський під'ярус представлений Х-ІХ МФГ крім присклепінної ділянки і склепіння структури. Під'ярус складений переважно глинисто-алевролітовими породами з прошарками пісковиків, товщиною від 0 до 250 м.

Верхньосерпуховський під'ярус трансгресивно залягає на нижньосерпуховському. У межах Скоробагатьківської структури під'ярус представлений в об'ємі VIII та VII-V МФГ. VIII МФГ літологічно складений глинистими породами із товщиною від 0 до 121 м. V-VII МФГ – алевроліти та аргіліти з прошарками пісковиків із товщиною від 0 до 161 м.

У межах Скоробагатьківської площі породи *баширського* ярусу розкриті усіма свердловинами. Ярус в різних блоках трансгресивно залягає на нижньо- і верхньосерпуховському та верхньовізейському під'ярусах. В межах ярусу виділяють світи C_1^5 , C_2^1 , C_2^2 , C_2^3 та C_2^4 . У літологічному відношенні розріз світи можна поділити на дві частини: нижня частина (світи C_1^5 , C_2^1 , C_2^2) складена переважно пісковиками, аргілітами та верхня частина

представлена переважно глинами, щільними і ущільненими пісковиками та алевролітами. Горизонти Б-10, Б-7, Б-4-5 на родовищі продуктивні. Розріз *башкирського ярусу* складають аргіліти сірі, темно-сірі, у верхній частині зеленкуваті, щільні з частими прошарками пісковиків світло-сірих і сірих, від дрібно- до різнозернистих та вапняків світло-темно-сірих, трапляються прошарки сірих, щільних алевролітів, потужністю 414-564 м.

Московський ярус незгідно залягає на башкирському і представлений пісковиками світло-сірими зеленкуватими з прошарками сірих і темно-сірих алевролітів та аргілітів, зустрічаються незначні прошарки вапняків з відбитками фауни і флори потужністю 600-646 м. До горизонту М-6 на родовищі приурочений поклад нафти.

Верхньокам'яновугільні відклади представлені крупноритмічним чергуванням різнозернистих пісковиків з прошарками аргілітів і алевролітів, з ділянками строкатоколірних глин, потужністю 633-679 м.

Нижньопермський комплекс складений чергуванням теригенних, глинисто-карбонатних порід картамиської, микитівської і слов'янської світ. Картамиська світа складена пісковиками, алевролітами, аргілітами, микитівська світа – вапняками з прошарками доломітів та аргілітами, слав'янська світа – аргілітами цегельно-червоними піщанистими міцними; ангідритами сірувато-білими, доломітами та вапняками. Загальна товщина нижньопермської товщі 96-150 м.

Мезозойська ератема незгідно залягає на відкладах нижньої пермі. В об'ємі тріасової, юрської, крейдової систем і представлена переважно теригенними піщано-глинистими відкладами.

Тріасові відклади представлені дронівською, сребрянською і протопопівською світами. Це перешарування строкатих глин, зеленкувато-сірих пісковиків і алевролітів, зустрічаються прошарки вапняковистих стягнень, потужністю 835-893 м.

Юрські відклади – глини, пісковики, піски; у верхньоярському розрізі – прошарки вапняків, потужністю 448-476 м.

Крейдові відклади: нижньокрейдовий розріз представлений континентальною піщано-глинистою товщею; верхньокрейдовий – пісками, пісковиками, мергелями, писальною крейдою, піщанистою, глинистою, потужністю 614-762 м.

Кайнозойська ератема незгідно залягає на породах крейдової системи. Представлена палеогеновою, неогеновою, четвертинною системами.

Палеогенові відклади – глини, піски, пісковики, потужністю 261-395 м. *Неогенові відклади* – піски, червоно-бурі і строкаті глини, потужністю 33-124 м. *Четвертинні відклади* – леси, піски, поховані ґрунти, суглинки, бурі глини, галечники, ґрунти, глини, торф, потужністю 19-45 м.

4.2.2.2 Палеоструктурно-тектонічна реконструкція

В палеоструктурно-тектонічній реконструкції Скоробагатьківської солянокупольної структури для уяви про будову і геологічний розвиток, використана серія палеотектонічних методів: кореляційна схема девонсько-нижньовізейських відкладів за св. 7, 2, 380, 3; карти ізопакіт між сейсмічними відбиваючими горизонтами $V_{в3}, V_{в2}, V_{б}, IV_{б}$; палеотектонічні профілі вирівнювання; графіки швидкості осадконакопичення за св. 2, 3, 8, 380 [62].

Схема кореляції. За літолого-геофізичними даними (матеріали ГДС, опис керну) складено детальну кореляційну схему для палеозойських відкладів Скоробагатьківської площі. При складанні кореляційної схеми використались діаграми стандартного каротажу свердловин (характеристика показників уявного електричного опору (крива КС) і спонтанної поляризації (крива ПС) та опис керну по св. 7, 2, 380 і 3 [66]. Схема побудована для інтервалу від підосви башкирського ярусу до вибою свердловин (рис. 4.21).

В *свердловині 7* вибій фіксується в девонських солях (4330 м). Серпуховські відклади (інт. 3770-3858 м) характеризуються диференційованою кривою, особливо у верхньосерпуховському і верхній частині нижньосерпуховського під'ярусів, де вони представлені перешаруванням аргілітів і щільних алевролітів. Мінімальні значення КС визначають прошарки аргілітів. В інт. 3860-3947 м амплітуди кривої КС стають меншими, а крива ПС випрямлена, що відповідає – щільним глинам, змінених до аргілітів.

Інт. 3947-4152 м охоплює відклади візейського ярусу, де виділений продуктивний горизонт В-15. Породи представлені щільними аргілітами. Продуктивний горизонт перекривається і підстеляється товщами аргілітів (інт. 3947-3992 м і 4041,5-4152 м).

Візейські відклади із стратиграфічною перервою приблизно 19 млн. років залягають на верхньодевонських. Розріз девону починається з глибини 4152 м товщею кепроку, потужністю 40 м. Кепрок ідентифікований за аналогічною геофізичною характеристикою і даними керну св. 2, які описуються нижче.

На глибині 4196,6 м спостерігається перехрещення кривих покрівельного і подошовного зондів, що є ознакою різкої літологічної границі з соленосними відкладами. Потужність розкритої солі 133,4 м.

В *свердловині 2* відклади верхньо- і нижньосерпуховського під'ярусів (інт. 3624-3690 м) характеризуються підвищеним питомим опором, слабо диференційованою кривою КС і маловиразною хвилястою кривою ПС, що відповідає аргілітам і домішкам алевролітового матеріалу в нижній частині серпуховських відкладів.

В інт. 3690-3980 м розкрито ритмічно побудований розріз верхньовізейських відкладів, які представлені глинисто-алевро-піщаними породами. В свердловині виділяють такі продуктивні горизонти: В-13 (інт. 3624-3732 м), В-14 (інт. 3746-3773 м), В-15 (інт. 3782,5-3850 м), В-16 (інт. 3862,5-3940 м).

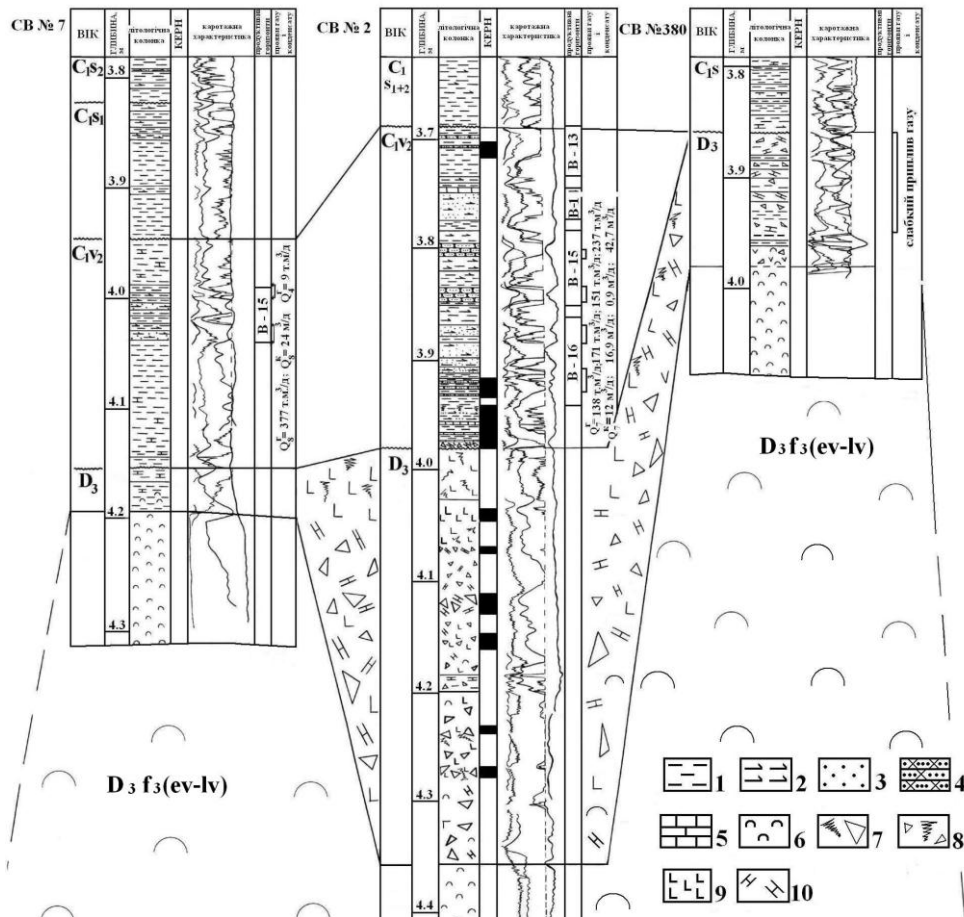


Рис. 4.21. Схема кореляції девонсько-нижньокам'яновугільних відкладів Скоробагачківської площі (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика»):

1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – піски, 4 – пісковики, 5 – вапняки, 6 – кам'яна сіль, 7 – брекчія крупноуламкова тріщинувата, 8 – брекчія дрібноуламкова тріщинувата, 9 – діабазові уламки, 10 – вапнякові уламки. Криві уявного питомого електричного опору (УО): 11 – покрівельний потенціал-зонд, 12 – підшовний потенціал-зонд, крива самочинної поляризації (ПС)

Криві КС і ПС на каротажній діаграмі характеризуються значною диференціацією, яка відповідає ритмічному перешаруванню аргілітів і пісковиків з алевролітами.

В інт. 3940-3980 м, яким завершується розріз відкладів карбону, залягають перешаровані верстви щільних, але місцями тріщинуватих аргілітів з алевролітами та малопотужні товщі вапняків. Під вапняками

виділяється базальна товща, що складається з уламків вапняків і брекчій діабазів. Базальна товща вказує на ймовірний розмив, літологічна і стратиграфічна перерва складає приблизно 24 млн років.

В інт. 3980-4669 м розріз представлений верхньодевонськими відкладами: товщею кепроку (інт. 3980-4343,5 м) і чистою сіллю (інт. 4343,5-4669 м). За даними керна і каротажної характеристики в інт. 3980-4343,5 м залягають тріщинуваті діабазы, які характеризуються хвилястою кривою і слабо диференційованими кривими підшовного і покрівельного зондів. Аналіз перелічених раніше показників дозволяє виділити в відкладах соляного кепроку дві товщі: *верхню* (інт. 3980-4182,5 м), яка складена дрібноуламковою брекчією карбонатного і діабазового складу та *нижню* (інт. 4200-4343,5 м), що представлена тріщинуватою грубоуламковою брекчією діабазового складу. Між двома товщами кепроку виділяється *пачка глинистих порід* з уламками можливо карбонатних чи сульфатних (інт. 4182,5-4200 м).

Таким чином, в потужному (363 м) кепроку Скоробагатьківського соляного штока, грубоуламкова брекчія, можливо, характеризує пришвидшений ріст штока, а відносно дрібні уламки брекчії про відносне уповільнення росту, коли уламки встигали роздробитися і перетертися. На зміну темпу росту соляного діпіру вказує і проміжна глиниста пачка порід.

З глибини 4343,5 м спостерігається перехрещення кривих покрівельного і підшовного зондів, що є ознакою літологічної незгідності відкладів солі з породами, що залягають вище. Зверху до вибою (4469 м) соляні відклади характеризуються високим уявним опором і маловиразною хвилястою кривою ПС.

В свердловині 380 серпуховські відклади (інт. 3794,5-3860 м) на каротажних діаграмах характеризується дуже диференційованими кривими КС – чергуванням високих і низьких показників уявного опору та дрібно хвилястою і непостійною амплітудою кривої ПС, що вказує на перешарування верств різного складу: аргілітів, вапнистих аргілітів та алевролітів. З глибини

3860 м залягають верхньодевонські відклади, що перекриті серпуховськими із стратиграфічною перервою приблизно 29-30 млн років.

Під серпуховськими відкладами до глибини 3980 м залягають уламкові породи кепроку (за аналогією св. 2), які характеризуються диференційованими кривими КС і ПС. Від'ємні значення спонтанної поляризації і низькі значення питомого опору відповідають теригенним породам (аргілітам, тощо), а позитивні значення ПС і високі КС – уламкам карбонатних та ефузивних порід. З глибини 3980 м до вибою (4049 м) свердловиною розбурені солі.

Карти ізопахіт (потужностей). Карти ізопахіт побудовано за методом сходження структурних планів за сейсмічними відбиваючими горизонтами, приурочених до маркуючих репирів: V_{B3} (товща вапняків C_{1V1}), V_{B2} (пласт вапняку C_{1V2}), V_{B2} (“башкирська плита” C_{2b}) і IV_{B} (підосва хемогенного комплексу P_{1a}) рис. 4.22).

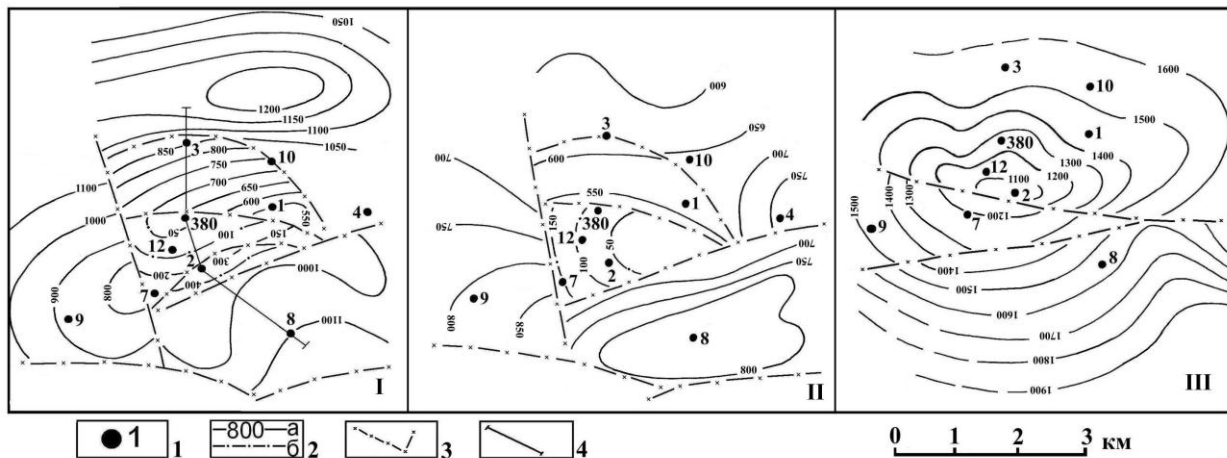


Рис. 4.22 Карти ізопахіт за сейсмічним відбиваючим горизонтам, приурочених до маркуючих репирів: V_{B3} (товща вапняків C_{1V1}), V_{B2} (пласт вапняку C_{1V2}), V_{B2} (“башкирська плита” C_{2b}) і IV_{B} (підосва хемогенного комплексу P_{1a}) (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика»):

1 – свердловини, 2 – ізопахіти (а – за структурними картами, б – за даними буріння), 3 – розривні порушення, 4 – лінія геологічного розрізу

На рівнях ранньовізейського, пізньовізейського і башкирського рівнів спостерігаються незначні зміни структурних планів. Тектонічні порушення, які розмежовують структуру на п'ять блоків, від нижньовізейського до башкирського ярусу і вище по розрізу, змінюючи лише свої амплітуди.

За нижньовізейським структурним планом структура представляє собою брахіантикліналь північно-східного простягання розмірами по довгій вісі 7 км, по короткій – 5 км, в зоні склепіння якої відслонене соляне ядро, обмежене дугоподібними скидами. На структурній карті верхньовізейського ярусу соляне ядро перекривається малопотужними відкладами (за даними буріння).

З цього часу соляне ядро не відслонювалось на поверхні склепіння, перекриваючись зменшеними потужностями башкирського віку (за структурним планом) та іншими. Структурний план відбиваючого горизонту за нижньопермськими відкладами досить відмінний від попередніх. На поверхні фіксується грабен просідання і визначається структурний ніс.

Проаналізувавши історію розвитку структури за картами ізопакіт можна сказати, що головні порушення мали конседиментаційний ріст протягом пізньовізейсько-башкирського віків, деякі дрібні порушення у склепінні структури були, скоріш за все утворенні за рахунок вигинання перекриваючих порід під дією зростання соляного ядра та мали можливо постседиментаційний характер походження. Кожний блок обмежений певною групою розломів мав свій геологічний (тектонічний) розвиток і власний режим осадконакопичення, завдяки геолого-тектонічним умовам у кожний період формування.

На карті ізопакіт за горизонтами між реперами нижньовізейських та верхньовізейських відкладів на західному крилі визначається поховане палеопідняття, яке може слугувати вмістищем ВВ, що підтверджується даними буріння св. 9. В самому склепінні, також обмеженому тектонічними порушеннями на обох картах, спостерігаються локальні мінімуми

потужностей, які слугують місцем розташування покладів нафти і газу. Це підтверджується притоком газу в св. 2, 7, 12, 380.

У ранньопермську епоху відбулась перебудова структурного плану Скоробагатьківського підняття. За досвідом пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ відомо [57], що наявність структурного носу, який спостерігається на палеоповерхні нижньопермських відкладів, може бути індикатором похованої, зазвичай продуктивної антикліналі в більш древніх відкладах і являє собою антиклінальну складку, нахилену в результаті більш пізніх тектонічних рухів. Тому структурні носи слід сприймати, як результат перебудови антиклінальної структури під впливом регіональних нахилів і використовувати для пошуків структур більш раннього закладення.

Скоробагатьківська структура за картами ізопахіт характеризується закономірним зменшенням потужностей відкладів у напрямку від крил до склепіння. Зменшення це обумовлене зростанням соляного штоку і його консидиментаційним розвитком, можливий вплив інших факторів таких як постконсидиментаційний розмив порід, зусилля ущільнення і розтягу [10].

Палеотектонічні профілі (профілі вирівнювання). В результаті досліджень попередніх років [3, 32, 36, 78] було представлено велику кількість геологічних розрізів через Скоробагатьківську соляну структуру.

Автором дисертації за геолого-геофізичними даними (КГРЕО «Укргеофізика», УкрДГРІ Чернігівського відділення) побудовано геологічний розріз через Скоробагатьківську структуру за св. 2, 7, 12, 380 [62]. В свою чергу, до розрізу були побудовані палеотектонічні профілі (рис. 4.24), які дають змогу відтворити історію формування і ріст соляного ядра з кепроком у певні геологічні часи.

За історією розвитку ДДЗ і локальних піднять на її території, можна припустити, що в середньодевонський епоху на денудованій поверхні кристалічного фундаменту відкладались осадки підсольового комплексу, які стратиграфічно відповідають середньодевонським і франським. У ранньофранський вік геотектонічний режим характеризувався посиленням

контрасту тектонічних рухів, просіданням блоків фундаменту, активізацією розломної тектоніки, інтенсивним вулканізмом, що викликало нерівномірне прогинання дна седиментаційного басейна, і як наслідок утворення напівізольованих ділянок солеродних басейнів. До числа таких структур належить Скоробагатьківська структура. На кінець євлано-лівенського вікового інтервалу на території був сформований солеродний басейн з інтенсивним соленакопиченням.

Потужній (~ 1800 м за В.А. Хоменко [92]) надсольовий комплекс фаменських відкладів був сформований високими темпами прогинання, інтенсивним вулканізмом. Він складений ефузивними і теригенними товщами. Можливо, в саме цей час геолого-тектонічні умови (напруги і диз'юнктивна тектоніка) викликали в соленосній товщі, підсольовому ложі і надсольовому комплексі тектонічні порушення, сприяли зародженню солянокупольної структури.

На основі даних буріння, геофізичних матеріалів і геологічною характеристикою Скоробагатьківської структури, можна зробити висновок, що досліджувана структура, почала формуватись не пізніше докам'яновугільного епохи, а за побудованими палеотектонічними профілями – до початку турнейського віку.

Витиснення соляних мас на початок кам'яновугільного періоду підтверджується мінімальними показниками на графіку швидкостей осадконакопичення св. 3, 8 (рис. 4.23), що характеризує швидкий конседиментаційний ріст структури, який з часом уповільнювався.

На початок турнейського віку (рис. 4.24, I) соляне ядро структури, обмежене тектонічними порушеннями, зазнавши підйом у попередні етапи свого формування, відслонювалось на денній поверхні. До цього часу над соляним штоком, в певній мірі, був сформований кепрок за рахунок піднятої осадової і ефузивної товщ. В кам'яновугільну епоху продовжувався ріст структури за рахунок регіональних тектонічних рухів фундаменту і зростанню соляного ядра.

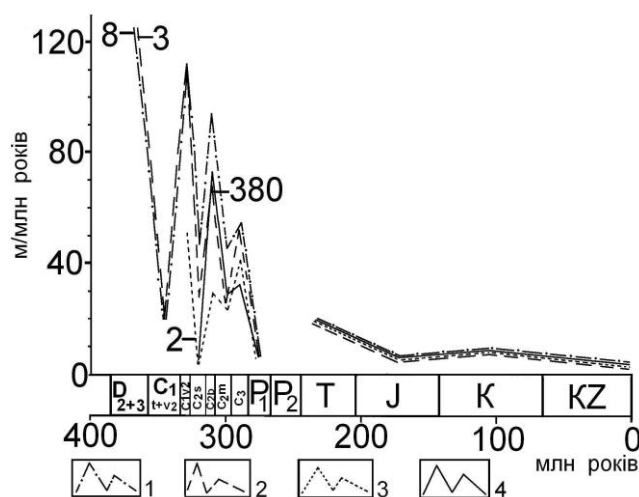


Рис. 4.23 Графіки швидкостей осадконакопичення за даними свердловин Скоробагатьківської площі (склала О.П. Олійник за даними УкрДГРІ Чернігівського відділення):

свердловини на крилах структури № 8 (1), № 3 (2); свердловини в склепінні структури № 2 (3), № 380 (4)

До початку пізньовізейського віку купол структури був піднятий над місцевістю і склепіння зазнало інтенсивну ерозію, що призвело до повного знищення турнейських і нижньовізейських відкладів і відслоненню солі на поверхні, де продовжував формуватись кепрок (рис. 4.23, I-II). Кристалічний фундамент під натиском тектонічних рухів занурився ~ до 3800 м. Такі умови зберігались приблизно до першої половини (знизу) пізньовізейського віку.

За даними розрізів св. 7, 2, 380 в склепінні структури відсутні пізньовізейські відклади першої половини (знизу) до “гнідинцівського реперу” (В-16), що було обумовлено такими геологічними обставинами.

Загальновизнаним є регіональне занурення осьової зони і всієї території ДДЗ у пізньовізейський вік. В межах досліджуваної території це позначилось на зануренні кристалічного фундаменту і потужному накопиченню відкладів (до 825 м) на крилах, а в цей час відбувався ріст соляного штоку і в зоні склепіння діяли ерозійно-денудаційні процеси.

Уповільнення формування штоку відбулось приблизно в другій половині пізнього візею, свідченням чого є зменшення потужності (210 і 380 м) і розвитком значної незгідності.

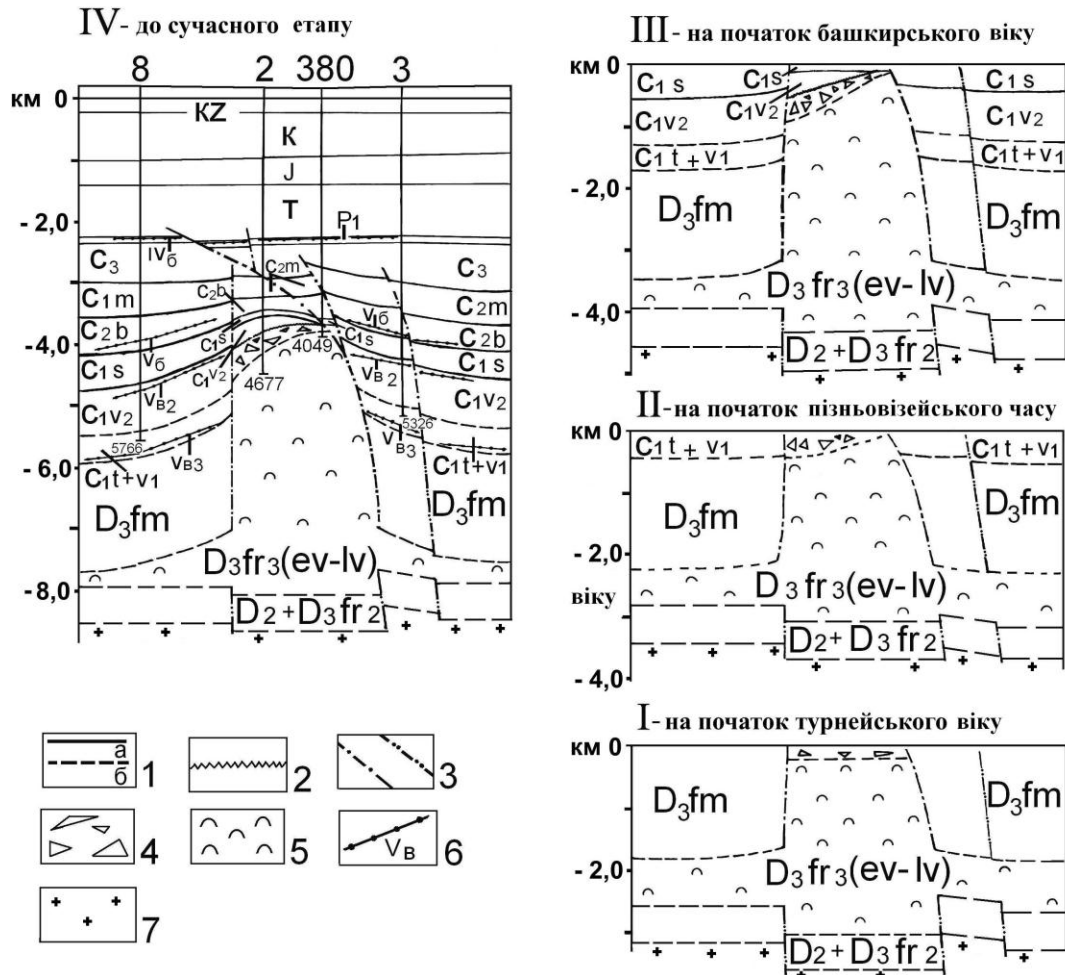


Рис. 4.24. Схематичні палеотектонічні профілі через Скоробагатківську соляну структуру (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика», УкрДГРІ Чернігівського відділення):

1 – границі стратиграфічних комплексів за даними буріння (а) та припущені (б), 2 – стратиграфічні та кутові незгідності, 3 – тектонічні порушення, 4 – брекчія кепроку, 5 – кам'яна сіль, 6 – відбиваючі сейсмічні горизонти, 7 – докембрійський кристалічний фундамент. Етапи розвитку: I – на початок турнейського віку, II – на початок пізньовізейського часу, III – на початок башкирського віку, IV – до сучасного етапу

Потужність відкладів в склепінні структури зменшена по відношенню до максимальної потужності на крилах в 2,17 рази. На початок башкирського віку (рис. 4.24, III) зберігалась попередня тенденція росту соляного куполу: поштовх росту – уповільнення росту, що позначилось на потужностях осадових товщ: на крилах – від 379 до 506 м, в склепінні – зменшення від 40 – 62 до 78 м. Потужність відкладів в склепінні структури зменшена по відношенню до потужності на крилах у середньому в 10,08 разів.

Башкирські відклади із стратиграфічною і кутовою незгідністю (обумовленою перебудовою геодинамічного режиму розвитку ДДЗ, за М.І. Галабудою [20] або регіональним підняттям) залягають на серпуховських. Потужності серпуховських утворень менші в 3,17 рази на склепінні (від 178 до 209 м) ніж на крилах (від 414 до 564 м).

До початку пермського епохи (рис. 4.24, IV) соляна структура продовжувала свій ріст у московський вік і пізньокам'яновугільний час, але з меншою інтенсивністю: потужність московських відкладів на склепінні по відношенню до крил менше в 1,95 рази, а верхньокам'яновугільних – менше в 1,35 рази.

На початок юрської епохи (рис. 4.24, V) соляний шток мав будову досить наближену до сучасної.

Відзначимо, що нижньопермські відклади залягають на кам'яновугільних із стратиграфічною і кутовою незгідностями. В цей час відбувалась перебудова структурного плану. Над склепінням спостерігається зменшення потужностей. Передпермський час – остання значна фаза у розвитку Скоробагатківського соляного куполу.

Приблизно у першій половині тріасу відбувся останній структурно-формуєчий етап, який позначився розвитком розломної тектоніки – в пермських відкладах утворився грабен просідання.

У наступні епохи за співвідношенням потужностей на крилах і склепінні особливих відмінностей не визначається.

На особливу увагу заслуговує розломна тектоніка у розвитку Скоробагатьківської соляної структури. Тектонічні порушення відігравали значну роль у її формуванні. Головні розломи дугоподібної форми контролювали підйом соляних мас і мали конседиментаційний характер. Розлом, що облямовує купол з півночі, можливо, у пізньовізейський-ранньопермський інтервал почав утворювати розсuv, який набув рис міні-грабену просідання. Підкреслимо, що склепіння Скоробагатьківської структури ускладнене багаточисельними розломами і розривами різних порядків, які утворились під дією розтягу складок над склепінням у процесі росту соляного куполу.

Проаналізувавши історію розвитку Скоробагатьківської солянокупольної структури за палеотектонічними профілями, простежується залежність її росту від регіональних тектонічних рухів протягом головних циклів розвитку соляних куполів ДДЗ з докам'яновугільного і допермського. Стратиграфічні перерви і ерозійні поверхні на склепінні структури допізньовізейські, досерпуховські, добашкирські можуть бути пов'язані з менш значними висхідними регіональними рухами території, коли відбувався поштовх росту структури. На межі московського віку, пізньокам'яновугільної і ранньопермської епохи поштовхи були зовсім незначної інтенсивності, але вони фіксуються стратиграфічними і кутовими неузгодженнями. Зазначимо, що соляна структура формувалась за відкритими циклами (за В.І. Кітиком, 1963) ~ з пізньодевонської епохи до ~ першої половини пізньовізейського часу, тобто соляний масив відслонювався на денній поверхні і за закритими – з другої половини пізньовізейського до четвертинного періоду. Тому Скоробагатківська солянокупольна структура належить до криптодіапірового типу.

Характер росту соляного штоку і формування протягом його історії, відображено на кривій швидкостей осадконакопичення (рис. 4.23), що характеризує положення покрівлі надсольової товщі по відношенню до соляного ядра [79].

Висновки. За палеоструктурно-тектонічною реконструкцією Скоробагатьківської структури зроблено такі висновки.

1. Розвиток Скоробагатьківської солянокупольної структури відбувався в епохи активних регіональних тектонічних рухів на території ДДЗ з *докам'яновугільного до ранньопермської* епохи.

2. За аналізом палеотектонічних профілів, графіком швидкостей осадконакопичення спостерігається *прискорення* швидкостей в девонському періоді, пізньовізейському часі, башкирському вікові, пізньокам'яновугільній епосі і *уповільнення* швидкостей – для турнейсько-ранньовізейського інтервалу, серпуховського і московського віків, ранньопермської епохи. А також відзначається загальний перехід уповільнення швидкостей осадконакопичення від палеозойської до мезозойської ери, від мезозойської до кайнозойської, характерний для всієї території ДДЗ.

3. За кореляційною схемою, картами ізопахіт, палеотектонічними профілями спостерігається закономірне зменшення потужностей у напрямку від крил до склепіння. Стратиграфічні перерви і ерозійні поверхні та тектонічні порушення на склепінні структури пов'язані із регіональними тектонічними рухами на території ДДЗ доверхньовізейського, досерпуховського, добашкирського часів, які обумовили *стрибкоподібний* характер розвитку структури.

4. За схемою кореляції і описом керна визначена двошарова будова кепрока (загальна потужність 363,5 м в св. 2): *нижній шар* – грубоуламковою брекчія діабазового складу (143,5 м), *прошарок* – пачка глинистих порід з уламками карбонатних чи сульфатних ($h = 17,5$ м), *верхній шар* – дрібні уламки і брекчії карбонатного і діабазового складу (202,5 м). Така будова може свідчити про складний *нерівномірний* розвиток соляного тіла: грубоуламковий склад характеризує пришвидшений ріст, прошарок – про зміну темпу росту, дрібноуламковий склад – про уповільнений ріст соляного тіла.

5. Неоднорідний літологічний склад, проникність пісковиків, наявність глинисто-алевролітової товщі, як можлива покришки, а також приштокові розривні порушення сприяли формуванню покладів газу у горизонті ФМ-1-2 у верхній частині девонської брекчії штоку (св. 380).

6. За серією палеотектонічних реконструкцій можна зробити висновок, що *нафтогазонакопичення* в Скоробагатьківській солянокупольній структурі пов'язане із розвитком тектонічних порушень, які екранували пластові поклади, із зменшеними потужностями на склепінні, тому що скупчення ВВ тяжіють до поверхонь стратиграфічних і тектонічних незгідностей та із згущенням поздовжніх і поперечних розломів, які обумовлюють сприятливі умови для міграції вуглеводневих флюїдів у верхні горизонти.

4.2.3 Герасимівська соляна структура

4.2.3.1 Аналіз структурно-тектонічної, літологічно-стратиграфічної будови структури

Герасимівська площа [24] розташована в тектонічно активній північній прибортовій поблизу крайового Барановицько-Астраханського глибинного розлому (рис. 4.25) у безпосередньому сусідстві з Південно-Панасівським нафтогазоконденсатним родовищем.

Геологічна будова Герасимівської площі вивчена сейсмічними дослідженнями МЗГТ. За відбиваючим горизонтом $V_{вз}$ представляє собою крутозанурену на південний захід “напівскладку” північно-західного простягання (рис. 4.26), розташовану на південно-східному схилі Роменського соляного штока, південно-західне крило ускладнене скидовим порушенням амплітудою 100 м [72].

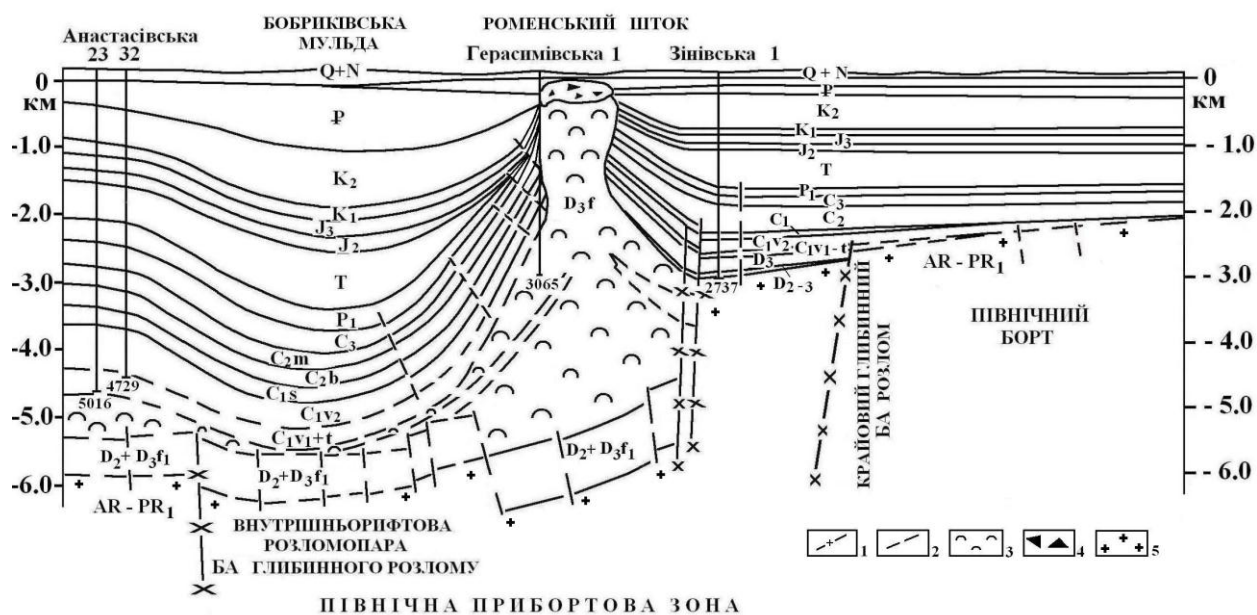


Рис. 4.25 Фрагмент схематичного сейсмогеологічного розрізу за РП МЗГТ Березняки-Недригайлів через Герасимівську площу (склали А.І. Воробйов, В.К. Гавриш, С.О. Мачуліна, Л.І. Рябчун за даними В.А. Рідколіса):

1 – розломи; 2 – розриви; 3 – кам'яна сіль; 4 – породи кепрока; 5 – кристалічний фундамент

Підняття характеризується складною блоковою будовою. Крила та перикліналі складки асиметричні: північно-східне крило коротше південно-західного, південно-західна перикліналь відносно довга і полого [72].

За поверхнею кристалічного фундаменту площа приурочена до північної частини Роменської депресії. За даними сейсмічних досліджень глибина залягання кристалічного фундаменту становить 6,5-7,0 км.

Нижче теригенної частини верхнього девону залягає девонська євланівсько-лівенська соляна товща потужністю до 3,5 км і більше.

За нижньовізейським структурним планом Герасимівська структура має розміри у межах ізогіпси –3200 м складає 9,0÷10,0 км. Амплітуда підняття 1200 м, кут падіння порід у нижньовізейських відкладах складає 45°. Уверх по розрізу структура зберігає північно-західне простягання, видовжену форму, але поступово стає пологою. У середньокам'яновугільних відкладах кут падіння складає 25°, у крейдових – 15°.

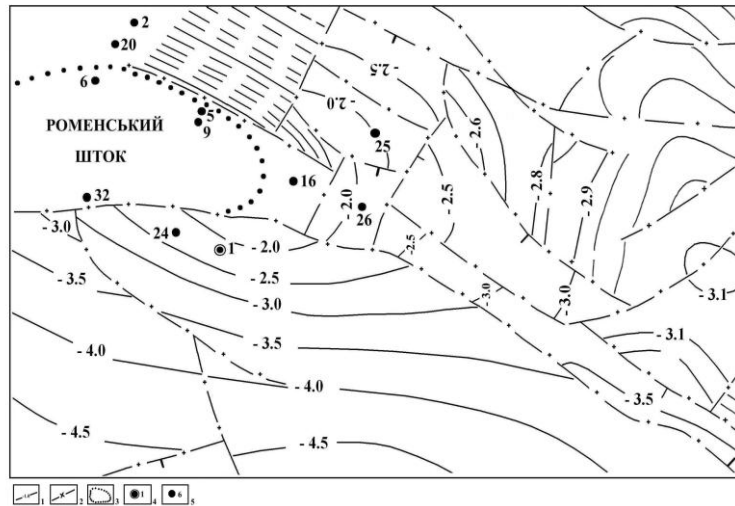


Рис. 4.26 Структурна карта Герасимівської площі по відбиваючому горизонту $V_{B3}(C_1V_1)$ (за матеріалами УкрДГРІ Київського відділення):

1 – ізогіпси, 2 – розриви, 3 – контури Роменського соляного штока, 4 – св. Герасимівська-1, 5 – свердловини

Структура ускладнена численними поздовжніми і поперечними скидами. У межах перекліналі гравіметричним роботами визначенні локально аномальні ділянки, які можуть бути пов'язані із похованими підняттями.

Породи докембрійського кристалічного фундаменту у св. 1 (вибій 3065 м) не розкриті, за даними сейсмічних досліджень КМЗХ вони в межах Герасимівської площі залягають на глибині 6,5-7,0 км (рис. 4.27).

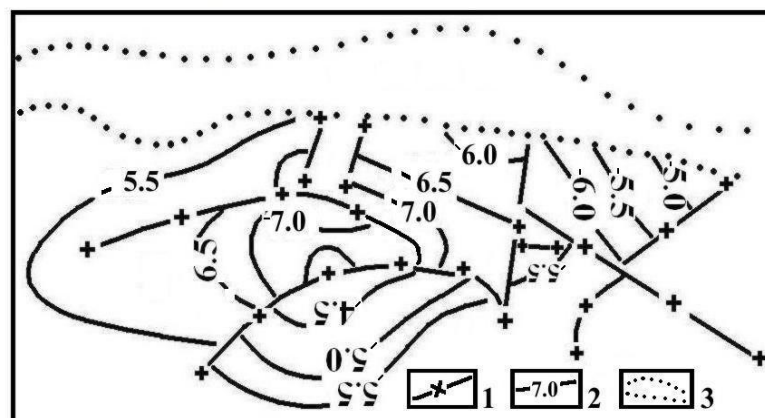


Рис. 4.27 Фрагмент карти гіпсометрії фундаменту на ділянці Герасимівської структури (склали Т.І. Гоцалюк, М.Г. Манюта, Л.М. Мельник, 1985 р.):

1 – розривні порушення, 2 – ізогіпси поверхні фундаменту за результатами узагальненої оцінки геолого-геофізичних даних і буріння, 3 – зони ускладнення сейсмічного запису і відсутність побудов

Стратиграфічне розчленування розкритого розрізу св. 1 проведено на основі літологічно-петрографічних і мікрофауністичних досліджень ядерного матеріалу та зроблено порівняння з матеріалами промислово-геофізичних досліджень свердловин, пробурених на сусідніх площах [24].

У геологічній будові Герасимівської площі бере участь комплекс осадових порід палеозою, мезозою, кайнозою, який залягає на поверхні докембрійського кристалічного фундаменту.

Докембрійські відклади представлені гранітами, біотито-амфіболітовими гнейсами і іншими інтрузивно-метаморфічними породами, характерними для УЩ. Вони виявлені свердловинами Калайдинцівська-7, -220, Миргородська-238, Ромоданівська-482, Березовська-234, Петрівцівська-10.

У розрізі св. Герасимівська-1 розбурена частина *девонських* відкладів представлена у нижній частині товщею євланівсько-лівенської кам'яної солі, в інт. 2540-2755 м (свердловина із солі не вийшла), серед якої трапляються окремі малопотужні прошарки глинистих різновидів, вище (інт. 2505-2540 м) залягають глинисті і сульфатно-карбонатні брекчіювані породи.

Кам'яновугільні відклади мають значне поширення, трансгресивно залягаючи на девонських породах і представлені трьома відділами.

В нижньокам'яновугільному відділі виділяються турнейський, візейський, серпуховський яруси.

Турнейські відклади із стратиграфічною перервою в 7,4 млн років залягають на девонських у розрізі св. Герасимівська-1 в інт. 2300-2505 м і представлені чередуванням аргілітів – строкатих, іноді сірих, середньої міцності, щільні, пісковики сірі, світло-сірі, різнозернисті, щільні, середньої міцності, кварцові, слюдяні і молотопотужні пропластки алевролітів – сірих,

темно-сірих, щільних, середньої міцності, кварцово-глинисті, дуже слюдяні, з рештками рослинного детриту, потужністю 205 м.

Нижньовізейський під'ярус (інт. 2250-2300 м) з стратиграфічною незгідністю залягає на турнейських породах. Під'ярус представлений двома товщами: теригенною (надплитною) товщею – складеною перешаруванням темно-сірих аргілітів і світло-сірих пісковиків та карбонатною товщею – темно-сірими вапняками щільними, глинистими, місцями доломітизованими з прошарками аргілітів (маркуючий репер у розрізі ДДЗ). У розрізі св. Герасимівська-1 відклади представлені глинисто-піщаною і глинисто-карбонатною товщами, потужністю 50 м.

Верхньовізейський під'ярус (інт. 1865-2250 м) незгідно залягають на нижньовізейських відкладах і у розрізі св. Герасимівська-1 представлені чергуванням шарів аргілітів (темно-сірі, щільні, з прошарками і жовними сидеритів), алевролітів (темно-сірі, щільні, грудкуваті, кварцові, глинисті, слюдяні, з рештками флори), пісковиків (сірі, буро-сірі, дрібнозернисті, кварцові, слабкозцементовані, без ознак ВВ), вапняків (сірі, буро-сірі, доломітизовані, міцні, щільні), потужністю 385 м.

В об'ємі *серпуховських* відкладів встановлено наявність потужних пористих колекторів, що відкриває нові напрямки для пошуків неантклінальних пасток. У розрізі св. Герасимівська-1 (інт. 1650-1865 м) – це аргіліти (темно-сірі, з конкреціями сидеритів і рештками фауни) із підпорядкованим значенням пісковиків (світло-сірі з включенням вуглистої речовини), алевролітів (сірі, темно-сірі, щільні), вапняків (сірі, щільні, глинисті), потужністю 220 м.

Серпуховські породи незгідно перекриваються *башкирськими* в св. Герасимівська-1 (інт. 1312-1650 м), які представлені вапняками середньої міцності, щільні, аргілітами сірими до темно-сірих, щільні, шаруваті, середньої міцності, слабкослюдяні, алевролітами темно-сірими до сірих, щільні, з рослинними рештками; пісковиками (без ознак ВВ насичення) сірі,

золотаво-буроваті, дрібнозернисті, кварцовими, глинистими, місцями тріщинуватими (тріщини заповненні білим кальцитом), потужністю 338 м.

Московський ярус у розрізі св. Герасимівська-1 (інт. 1110-1312 м) – піски, алевроліти сірі, дрібнозернисті, кварцові, аргіліти сірі, щільні, середньої міцності, шаруваті, потужністю 202 м.

Верхньокам'яновугільні, пермські, тріасові відклади у розрізі св. Герасимівська-1 і відсутні, завдяки чому фіксується стратиграфічна перерва 135,1 млн років.

Юрські відклади у розрізі св. Герасимівська-1 в об'ємі келовейського (глини сірі, щільні, слюдяні, унизу – прошарки вапняків) і титонського (шари вапняків і доломітів з малопотужними прошарками глин і пісковиків) ярусів розкриті в інт. 1021-1110 м загальною потужністю 89 м.

Крейдові відклади у розрізі св. Герасимівська-1 залягають на розмитій поверхні юрських утворень із стратиграфічною перервою 6,8 млн років. *Нижньокрейдові* утворення (інт. 649-1021 м) представлені пісками, пісковиками світло-сірими, строкатими, різнозернистими і глинами світло-сірими іноді строкатими (в об'ємі валанжинського, готерівського, баремського ярусів), потужністю 372 м, які із стратиграфічною перервою 51,3 млн років перекриті еоценовими відкладами (за умов відсутності *верхньокрейдових* та *палеоценових*).

Палеогенова система у розрізі св. Герасимівська-1 представлена еоценовим відділом: канівський регіоярус – піски, золотаво-сірі дрібнозернисті із прошарками пісковиків; бучацький регіоярус – піски золотаво-сірі, кварцево-глауконітові, унизу – глини сірі, щільні; київський регіоярус – золотаво-сірі мергелі, уверху – глини; олігоценовим відділом – харківська регіоярус – піски золотаво-сірі, кварц-глауконітові, дрібнозернисті, загальна потужність 304 м в інт. 345-649 м.

Неогеново-четвертинні відклади у розрізі Герасимівської площі загальною потужністю 345 м, представлені в інт. 0-345 м сірими пісками,

різнозернистими, кварцовими з прошарками глин і переходять в суглинки жовто-бурі, лесоподібні.

4.2.3.2 Палеоструктурно-тектонічна реконструкція

Палеоструктурно-тектонічна реконструкція Герасимівської площі зроблена вперше. Про розвиток Роменського соляного штока та склад солей опубліковано достатньо багато робіт (Б.Ф. Ісаченков, Д.П. Хрущов, В.Я. Кліменко, Ю.О. Косигін, М.І. Бланк, В.І. Кітик, І.Г. Баранов). Також науковцями (І.С. Рослий, Б.П. Кабишев та ін.) вивчалась геологічна будова та формування Бобрицької мульди, яка межує із Герасимівською структурою. Безперечно, всі три структури мали у своєму формуванні взаємозв'язок, як інші структури, які розташовані у сусідстві із ними (Анастасівське, Південно-Панасівське підняття та інші).

Регіональне положення Герасимівської структури обумовило геологічну історію її розвитку у значній мірі, а саме сусідство із крайовим глибинним розломом і безпосереднім зв'язком з Роменським соляним штоком, де вона є південно-східним крилом.

Карти ізопакіт (потужностей). О.А. Сайко та І.С. Рослим [76] були побудовані карти ізопакіт для вивчення етапів розвитку Бобрицької депресії протягом палеозойської, мезозойської та кайнозойської ери. За цими картами ізопакіт (рис. 4.28) автором дисертації зроблено аналіз розвитку Герасимівської структури, яка є південно-східним крилом Роменського соляного штоку, а також безпосередньо межує із Бобрицькою мульдою. Аналіз показав, що у турнейсько-ранньовізейський час розвиток Герасимівської структури (південно-східне крило Роменського штоку) не фіксувався; підняття над штоком було сформоване не раніше пізньовізейського часу, можливо цей етап розвитку був у вигляді “соляної

подушки”, площа стала моноклінальним схилом і процес осадконакопичення продовжувався до московського віку.

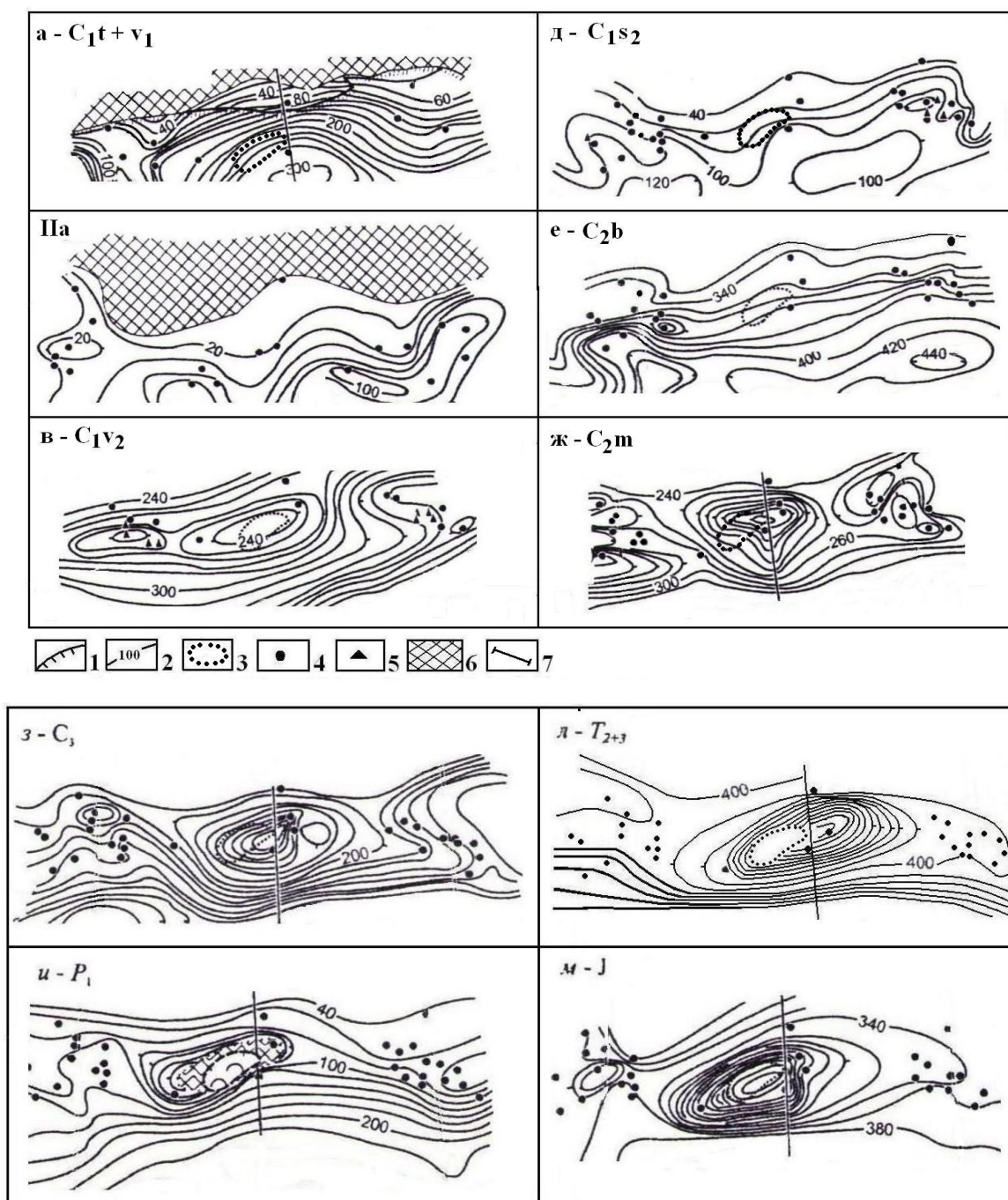
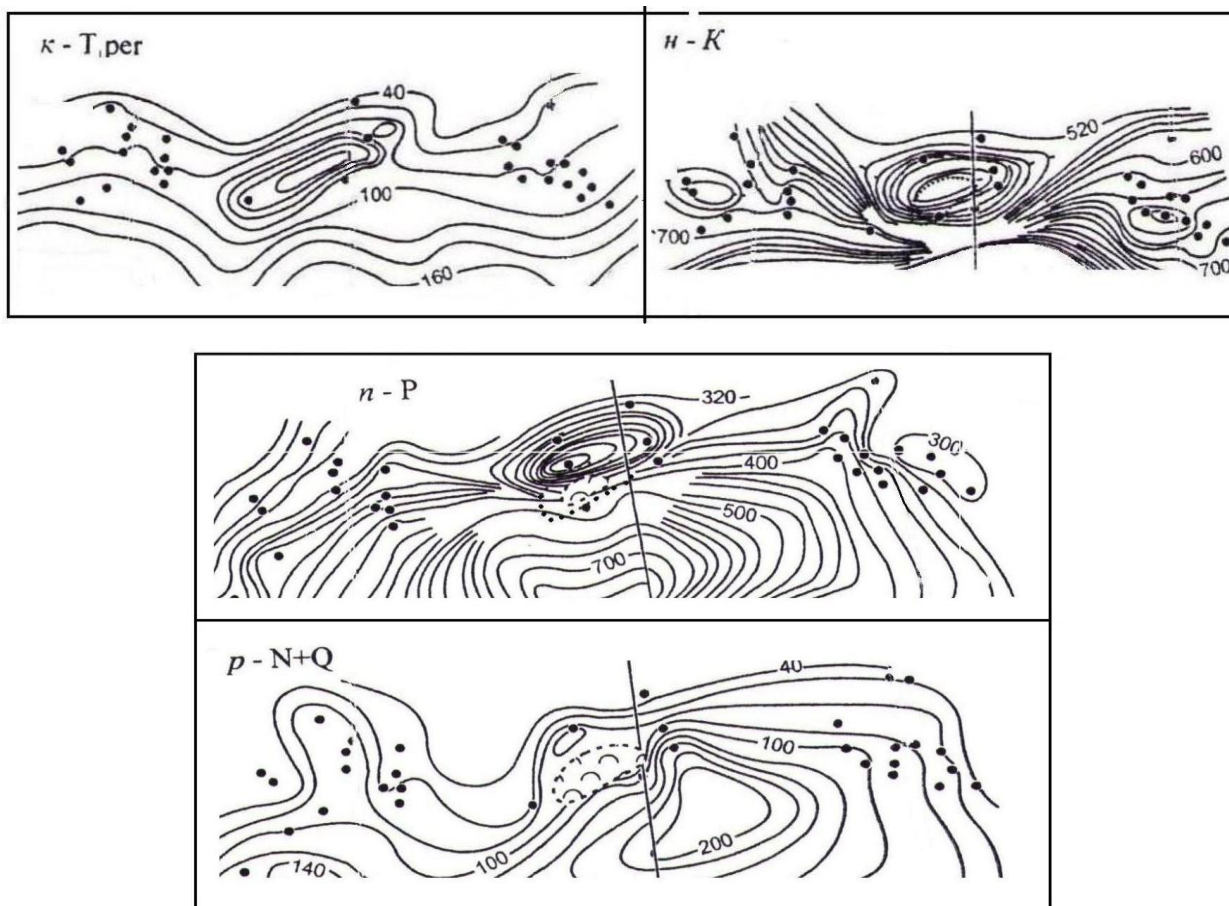


Рис. 4.28 Карти ізопахіт Герасимівської структури (Роменського соляного штоку) (склали О.А. Сайко, І.С. Рослий [76]):

1 – глибинний розлом, 2 – ізопахіти, 3 – сучасні контури соляного штоку, 4 – свердловини, 5 – продуктивні свердловини, 6 – відсутність відкладів 7 – РП МЗГТ Березняки-Недригайлів



Продовження рис. 4.28.

Активний розвиток Герасимівської структури почався з московському віку і продовжувався до четвертинного періоду.

У пізньокам'яновугільний епоху структура була перекрита осадами. У пермський період відбулась активізація росту, що призвело до денудації осадків, які перекривали структуру.

У ранньотріасову епоху зростання структури було дуже уповільнене, із одночасним осадконакопиченням. Карти ізопакіт юрського, крейдового, палеогенового періодів між собою особливо не відрізняються.

Палеотектонічні профілі (профілі вирівнювання). Геолого-геофізичні дані свідчать про те, що Роменський відкритий шток формувався тривлий час: від пізнього девону до сучасного періоду.

Основну роль у формуванні Герасимівської структури відіграв соляний тектогенез в результаті течії верхньодевонських солей. Відповідно історії

розвитку ДДЗ і структур у її межах, можливо припустити, що у середньодевонський епоху на поверхні кристалічного фундаменту відкладались утворення підсолявого комплексу (середньодевонські і франські). На межі ранньо- і середньофаменського часів відбулось розтягнення товщі, що дозволило сформуватись «каналу» у підсоляних відкладах, через який, можливо, відбувалось постачання соляної рапи (рис. 4.29). Відповідно за сучасною класифікацією солеродних басейнів [42] пізніше був сформований пласт «верхньої» солі двома шляхами: 1) евапорітовим, 2) вулканогенним ексгальційно-осадовим.

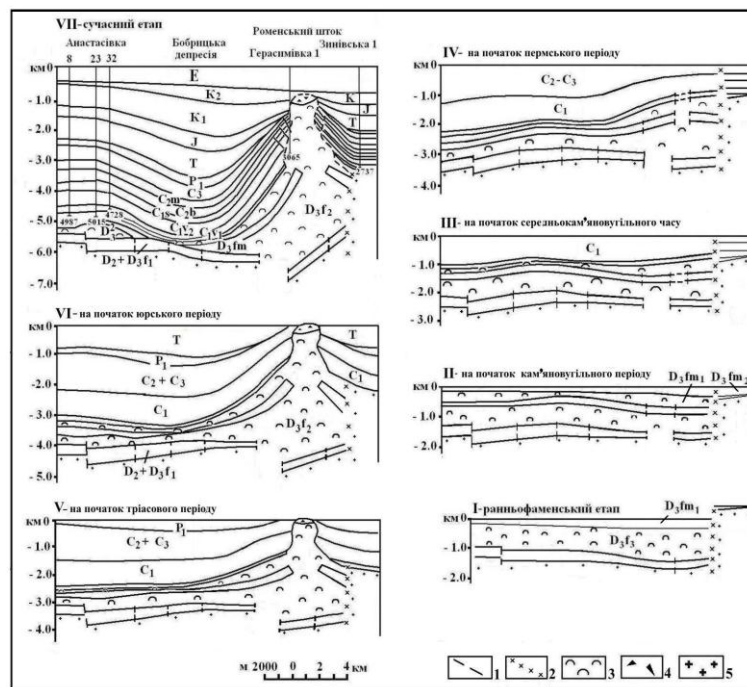


Рис. 4.29 Схематичні палеотектонічні профілі через Герасимівську структуру (Роменський соляний шток) (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика», за О.С. Івановим, Г.І. Зацаринною [24]; І.С. Рослим [76]):

1 – границі стратиграфічних комплексів за даними буріння, 2 – тектонічні порушення, 3 – кам'яна сіль, 4 – брекчія кепроку, 5 – докембрійський кристалічний фундамент. Етапи розвитку: I – на початок середньофаменської епохи, II – на початок кам'яновугільного періоду, III – на початок середньокам'яновугільної епохи, IV – на початок пермського періоду, V – на

початок тріасового періоду, VI – на початок юрського періоду, VII – до сучасного етапу

На початок середньофаменського часу у межах досліджуваної площі на поверхні франської соляної товщі, як ймовірний результат руйнування схилу ВКМ, відклався потужний пласт теригенних делювіально-пролювіальних відкладів (рис. 4.29, I).

Формування Герасимівської структури розпочалось на межі московського віку та пізньокам'яновугільної епохи у результаті течії девонських солей, що позначилось на розтріскуванні «міжсольової» товщі і вигину вищезалягаючих шарів (рис. 4.29, II-III).

У кам'яновугільно-нижньопермському інтервалі зростання було дуже повільне, інколи майже пасивне. На початку пізньопермської епохи відбулось різке посилення росту, що сприяло денудації нижньопермських і частини верхньокам'яновугільних відкладів (рис. 4.29, IV).

Основний розвиток підняття як солянокупольної структури закінчилось до кінця юрського періоду (рис. 4.29, V-VI). Надалі відбувався повільний розвиток з одночасним осадконакопиченням; поживлення росту відбувалось на межі тріасового і юрського періодів та на початку ранньокрейдової епохи. Бурхливий підйом відбувся на межі пізньоїкрейдової епохи і палеоцену (мало більше значення для Роменського штоку), що позначилось на денудації відкладів. На південному крилі підняття протягом пізньої крейди і палеогена завдяки постійному відтоку солі із півдня у бік штока формувалась широка компенсаційна Бобриківська мульда, у цей час продовжувала свій розвиток Герасимівська структура. Пізніше, у неогеновий і четвертинний періоди, на фоні загального підйому регіону Роменський та інші штоки цього типу продовжували активно рости (рис. 4.29, VII).

За В.І. Кітиком [41] у Роменській структурі утворення ядра протикання протягом історії її формування змінювалось два рази. Розвиток першого циклу соляного тектогенезу у передкам'яновугільним періодом відбувався

шляхом підйому солі у перекриваючі її девонські відклади і поступовому їхнього розмиву, що сприяло відслоненню солі на поверхні. У турнейський вік складка трансгресивно перекривається осадами. Надалі відбувалось лише потовщення соляного ядра підняття. Потім структура продовжувала свій розвиток за відкритими циклами до юрського періоду включно – соляні відклади виходили на поверхню у передпізньопермську і передюрську епохи. У крейдову епоху ріст соляного масива відбувався одночасно з осадконакопиченням.

Слід зауважити, про зміну характеру деформації соляних порід у процесі утворення ядра протикання. На початковому етапі ядро формується шляхом внутрішньопластової течії соляних порід і потовщенні верств. Після проникнення солі у вищезалягаючі відклади і утворення штоко- або гребнеподібного соляного тіла верхня частина його поступово втрачає безпосередній зв'язок із верствами материнської товщі солі і надалі стає пасивною “пробкою”, яка нарощується знизу і піднімається уверх.

Висновки. За результатами палеоструктурно-тектонічної реконструкції Герасимівської площі зроблено такі висновки.

1. Герасимівська соляна структура відноситься до діапіроїдного типу, розвиток структури відбувався за закритими циклами.

2. На основі палеотектонічних побудов для Герасимівської структури (південно-східне крило Роменського підняття) чітко простежується багатофазність її розвитку, причому всі фази розвитку структури були обумовлені соляною тектонікою і відповідали висхідним коливальним рухам у межах ДДЗ та приурочені до періодів регіональних підняттях регіону. 3. Аналіз карт ізопахіт показав, що активний розвиток структури розпочався у московський вік і продовжувався до четвертинного періоду, спостерігається закономірне зменшення потужностей відкладів від крил до склепіння.

4. За палеотектонічними профілями для Герасимівської структури головними етапами розвитку стали московський, передпізньопермський, передтріасовий, передюрський, передкрейдовий, передпалеогеновий.

4.3 Динаміка розвитку солянокупольних структур у різних структурно-тектонічних зонах Дніпровсько-Донецької западини

Схема кореляції. За літолого-геофізичними даними (матеріали ГДС, опис керну) свердловин Крем'янківська-402, Скоробагатьківська-2, Герасимівська-1, що розкрили соляні відклади, які розташовані в різних СТЗ ДДЗ (південна, північна прибортові і осьова зони) складено кореляційну схему для палеозойських відкладів однойменних площ. При складанні кореляційної схеми використались діаграми стандартного каротажу свердловин (характеристика показників уявного електричного опору (крива КС) і спонтанної поляризації (крива ПС) та опис керну по свердловинам Крем'янківська-402, Скоробагатьківська-2, Герасимівська-1. Схема побудована для інтервалу від підосви башкирського ярусу до вибою свердловин (рис. 4.30).

За цими даними визначені стратиграфічні перерви, підраховано їх тривалість; спостерігається виклинювання літо-стратиграфічних товщ.

У розрізі свердловини *Крем'янківська-402* (вибій 4900,0 м) девонський комплекс представлений: підсольовими відкладами (інт. 4020-4900°м), які залягають на кристалічному фундаменті із перервою 190 млн років. В соляній товщі (інт. 1501-4020°м) фіксується теригенна товща 300 м (інт. 3026-3326 м). У верхній частині соленосного комплексу залягає ангідрит-глиниста товща (інт. 1350-1507 м).

Девонські породи із стратиграфічною перервою приблизно 3,0 млн років, перекриваються *турнейськими* (інт. 1247,0-1264,0 м), які в свою чергу – нижньовізейськими відкладами (інт. 1125,0-1247,0 м) із стратиграфічною перервою 11,8 млн років. Вище по розрізу залягають *верхньовізейські* (інт. 860,0-1125,0°м) і *серпуховські* відклади (інт. 637,0-860,0°м)

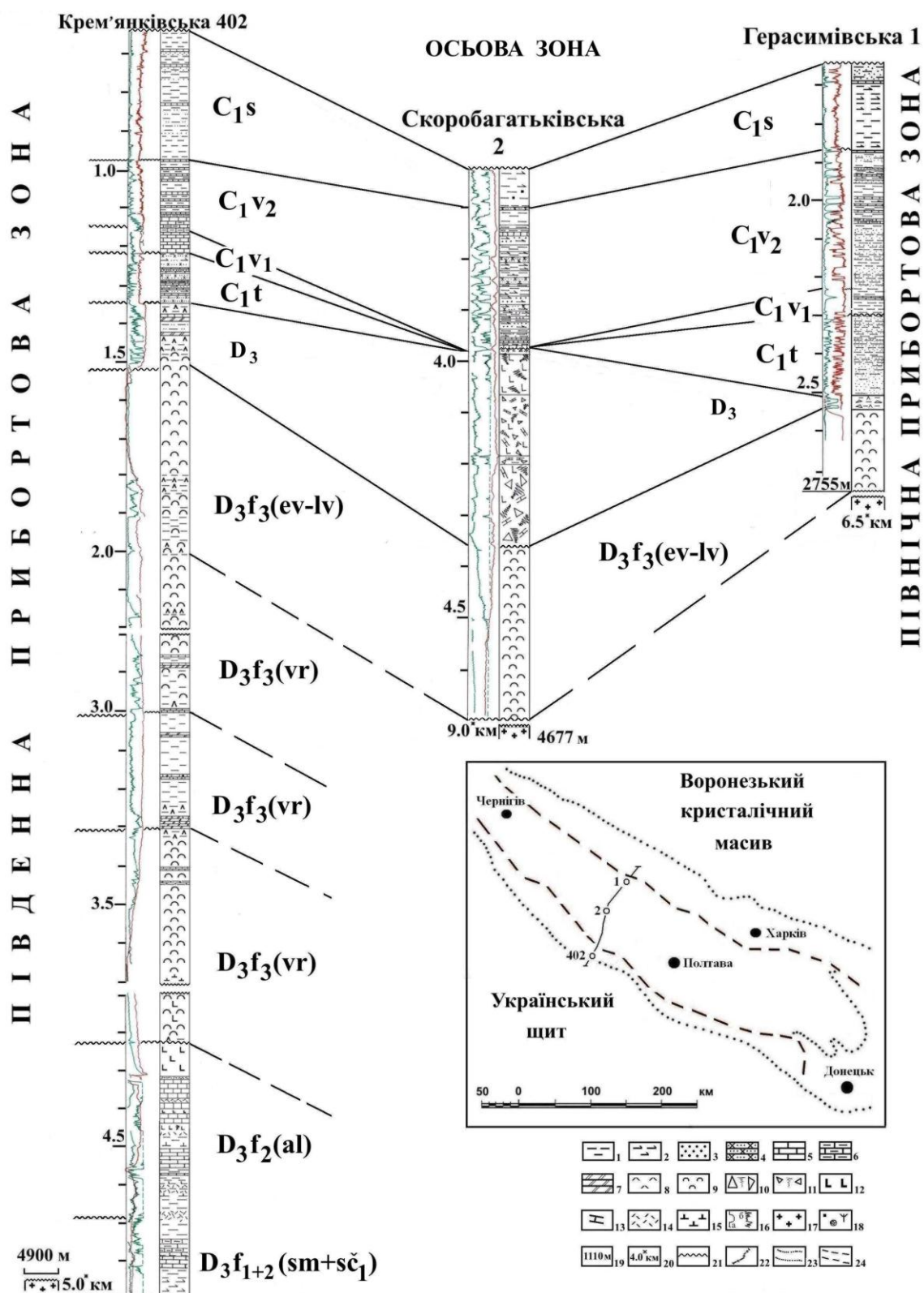


Рис. 4.30 Схема кореляції девонсько-нижньокам'яновугільних відкладів за даними св. Крем'янківська-402, Скоробагatkівська-2 і Герасимівська-1 (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика»): умовні позначення див. рис. 4.21.

В св. *Скоробагатьківська-2* (інт. 3980-4669 м) розріз представлений верхньодевонськими відкладами: товщею кепроку (інт. 3980-4343,5 м) і чистою сіллю (інт. 4343,5-4669 м). З глибини 4343,5 м за даними ГДС спостерігається літологічна незгідності відкладів солі з породами, що залягають вище.

В інт. 3940-3980 м, фіксується розріз відкладів карбону – верстви аргілітів з алевролітами та проверстки вапняків. Під вапняками виділяється базальна товща, що складається з уламків вапняків і брекчій діабазів. Базальна товща вказує на ймовірний розмив, літологічна і стратиграфічна перерва складає приблизно 24 млн років.

В інт. 3690-3980 м розкрито ритмічно побудований розріз верхньовізейських відкладів, в інт. 3624-3690 м – верхньо- і нижньосерпуховські під'яруси

У розрізі св. *Герасимівська-1* розбурена частина девонських відкладів представлена у нижній частині товщею євланівсько-лівенської солі, в інт. 2540-2755 м, в інт. 2505-2540 м залягають глинисті і сульфатно-карбонатні брекчійовані породи.

Турнейські відклади (інт. 2300-2505 м) із стратиграфічною перервою в 7,4 млн років залягають на девоні. Комплекс нижньо- і верхньовізейський під'ярусів (інт. 2250-2300 м і 1865-2250 м, відповідно) з стратиграфічною незгідністю залягає на турнейських породах. Розріз *серпуховських* відкладів (інт. 1650-1865 м) – це аргіліти, пісковики (світло-сірі з включенням вуглистої речовини), алевроліти, вапняків, перекривають породи візею.

Графіки швидкості осадконакопичення. Сучасні теорія і практика геологічного обґрунтування пошуків нафти і газу базується на аналізі геологічних передумов, під якими розуміють сукупність характерних ознак і критеріїв нафтогазоносності. За структурно-тектонічними критеріями оцінюють перспективи нафтогазоносності певних територій з погляду на сучасну будову (структуру) досліджуваного об'єкта, а також характеру тектонічних процесів, які сформували ці структури і мали вплив на

генерацію, міграцію, акумуляцію, перетворення й руйнування ВВ та їх покладів [53].

Для пізнання закономірностей зміни тектонічних процесів у часі досить важливим є кількісне визначення та аналіз такого параметра, як швидкість занурення (осадконакопичення). Для території ДДЗ раніше визначалась швидкість регіонального прогинання (М.В. Чирвінська, 1964 р.; В.К. Гавриш, Б.Д. Гончаренко та ін., 1980 р.) [38].

Розрахунок кількісних показників може значно доповнити звичайний якісний палеотектонічний аналіз. Таким чином, визначення середнього розміру швидкості занурення осадків дає надійний критерій для оцінки відносної інтенсивності рухів різних геоструктурних зон протягом однієї епохи або тієї ж зони у різних геологічні епохи. Дослідження зміни площ накопичення у межах різних зон дає можливість об'єктивно виявити однозначні й одночасні пульсації цих площ, спричинені коливальними рухами [91].

Відносна швидкість осадконакопичення визначалась поділом потужності кожної стратиграфічної (в межах відділу або ярусу) товщі (м) на час її накопичення (млн років). Ці дані показують темпи прогинання безпосередньо у кількісному вимірі. Приймались сучасні значення потужностей порід без урахування їхнього ущільнення. Вважається, що уведення такої поправки є трудомістким процесом і на думку В.Ю. Хаїна, Б.П. Кабишева [91, 38], істотно не впливає на висновки. Це пов'язано з тим що найбільше ущільнення відбувається швидкими темпами на початку процесу, доти поки не закінчилось накопичення осаду даного стратиграфічного рівня. Внаслідок ущільнення відбувається пониження верхньої частини осаду нижче профілю рівноваги, тобто утворення додаткового простору вирогідного осадконакопичення компенсується відкладами нових осадків.

Для аналізу була використана стратиграфічна схема [83] та схема циклостратиграфічного розчленування осадового чохла ДДЗ [17].

У нашій роботі графіки побудовано для свердловин у склепінні структур, які розташовані в різних СТЗ ДДЗ: Крем'янківська-402 (південна прибортова зона), Скоробагатківська-2 (осьова зона) і Герасимівська-1 (північна прибортова зона) [67]. При побудові графіків не враховувались потужності розмитих товщ. Тому для св. Крем'янківська-402 потужності московських, тріасових, юрських відкладів запозичено із розрізу св. Кибинцівська-1; для св. Герасимівської-1 потужності верхньокам'яновугільних і верхньопермських відкладів використано із розрізу св. Панасівська (Афанасівська)-1.

За аналізом складених графіків осадконакопичення (рис. 4.31) визначаються такі швидкості.

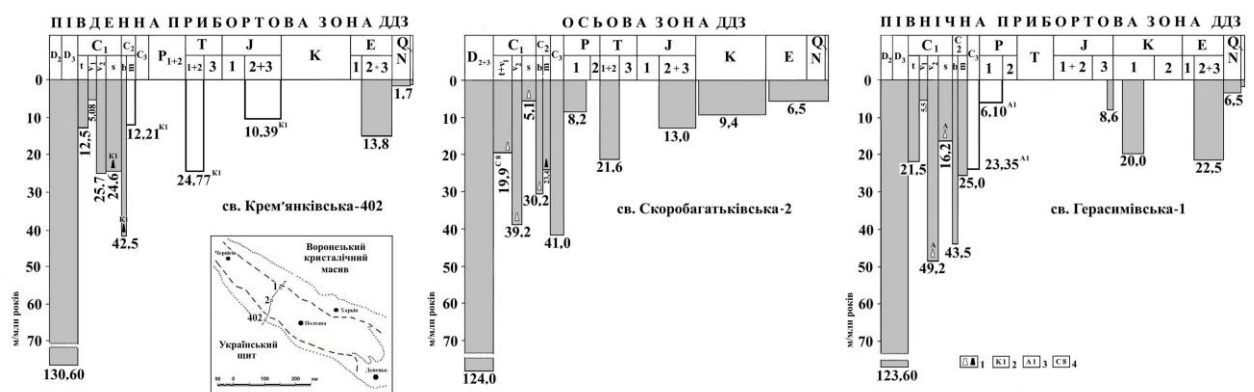


Рис. 4.31 Графіки відносних швидкостей осадконакопичення за даними свердловин Крем'янківська-402, Скоробагатківська-2, Герасимівська-1. Схематичне положення РП МСГТ Березняки – Недригайлів у межах ДДЗ (склала О.П. Олійник за даними КГРЕО «Укргеофізика», УкрДГРІ Чернігівського відділення):

1 – поклади нафти і газу; 2 – за даними св. Кибинцівська-1; 3 – за даними св. Панасівська (Афанасівська)-1; 4 – за даними св. Скоробагатківська-8

Для св. Крем'янківська-402 (міжштокова зона між Висачківським і Ромоданівським діапiрами) прискорення швидкостей (м/млн років)

спостерігається для середньо- і пізньодевонської епох – 131,0, пізньовізейського часу – 25,7, серпуховського – 24,6 і башкирського – 42,5 віків; ранньо- і середньотрісової епохи (св. Кибинцівська-1) – 24,77; *уповільнення* швидкостей для турнейського віку – 12,5, ранньовізейського часу – 5,08; для св. Кибинцівська-1: московського віку – 12,21; середньо- і пізньояурської епохи – 10,39. Швидкість осадконакопичення для еоцену-олігоцену – 13,8 м/млн років.

Відомо, що найбільша інтенсивність інверсійних рухів у передтріасову перерву відбулась в межах південної прибортової зони ДДЗ, яка також позначилась в розрізі Висачківсько-Ромоданівського соляного валу. У межах південної прибортової СТЗ на значній території розмиті (від 400 до 2200 м) нижньопермські, середньо- і верхньокам'яновугільні утворення. Пізніше інтенсивність інверсійних рухів у межах СТЗ вплинула також на передпалеогенову перерву (від 50 до 700 м). Тут палеогенові відклади незгідно залягають на різних верхньо- і нижньокрейдових або юрських утвореннях, що спостерігається в міжштоковій зоні Висачківського та Ромоданівського діапирів, де кайнозойські відклади залягають на башкирських із стратиграфічною перервою (255,5 млн років). Відповідно, зона найбільшої інтенсивності передпалеогенової перерви збігається із передтріасовою. Це свідчить про спадковість інверсійних рухів і, можливо, про однакову причину їхнього виникнення, яка зумовлена різною активністю УЩ і ВКМ. Крім того, під передпалеогеновою незгідністю проявляється сумарний ерозійний ефект декількох – передтріасової, передюрської, передкрейдової і передпалеогенової [29].

Графік побудовано для св. Скоробагатьківська-2, яка розташована у склепінні структури. Оскільки середньо- і верхньодевонські утворення площі недостатньо вивчені, то були використані суми середніх потужностей (приблизно 1800 м) відкладів за даними В.А. Хоменко [92], відповідно швидкість осадконакопичення становить 124,0 м/млн років. Турнейсько-нижньовізейські відклади виявлені свердловинами лише на крилах структури, тому для цього часу використані дані св. 8. Отже, *прискорення*

швидкостей (м/млн років) спостерігається для середньо- і пізньодевонської епохи – 124,0; пізньовізейського часу – 39,2; башкирського віку – 30,2; пізньокам'яновугільної епохи – 41,0; *уповільнення* фіксується для турнейсько-рінньовізейського часу – 19,9 (св. 8); серпуховського – 5,1 і московського – 23,4 віків; ранньопермської епохи – 8,2.

Після пізньопермського стратиграфічної перерви (23 млн років) темпи прогинання і процес осадконакопичення поновились. Надалі, від тріасу до антропогену, характерне загальне уповільнення швидкостей осадконакопичення.

Для св. Герасимівська-1 потужність девонських відкладів узято за середнім сумарним показником у межах північної прибортової зони [32; 84], відповідно швидкість осадконакопичення у цей час становить 123,6 м/млн років. *Прискорення* швидкостей (м/млн років) спостерігається для середньо- і пізньодевонської епохи – 123,6; турнейського віку – 21,5; пізньовізейського часу – 49,2; башкирського – 43,5 та московського – 25,0 віків; та для св. Панасівська-1: пізньокам'яновугільної – 23,35 і ранньокрейдової – 20,0 епох; *уповільнення* фіксується для ранньовізейського часу – 5,5; серпуховського віку – 16,2; ранньопермської епохи (св. Панасівська (Афанасівська)-1) – 6,1; юрського періоду – 8,6. Швидкість осадконакопичення для еоцену-міоцену – 22,5 м/млн років.

Інтенсивність інверсійних рухів у передтріасову перерву також позначилась в межах північної прибортової зони, де розмір розмиву менше, ніж на південній – 200-600 м. Стратиграфічна перерва між московським віком і пізньоюрським періодом у межах Герасимівської структури дорівнює 137,9 млн років. Таку різницю обумовлено більшою активністю в передтріасову перерву УЩ у порівнянні з такою ВКМ. Він призвів до формування асиметрії у поздовжній будові ДДЗ, в результаті якої у сучасному структурному плані одновікові відклади в зоні південного крайового розлому залягають на 1,5-2,0 км вище, ніж у зоні північного.

Інтенсивність інверсійних рухів у передпалеогенову перерву у північній прибортовій СТЗ, а також на північному борту ДДЗ, стало причиною, що тривалість перерви осадконакопичення між ранньокрейдовим та палеоценовим часом становить 38,9 млн років (св. Герасимівська-1).

Фази динаміки росту структур. На думку В.І. Кітика [41] специфічний характер розвитку соляних структур ДДЗ дозволив поділити процеси формування на декілька циклів. Кожний цикл включає два етапи – *перший* довготривалий коли відбувається занурення солянокупольної території і осадконакопичення та повільний конседиментаційний ріст, що ускладнюється стрибкоподібним характером росту і *другий* порівняно короткий (який відповідає стрибкоподібному росту (поштовхам), що співпадають із регіональними висхідними тектонічними рухами).

Етапи формування соляних структур було названо *фазами соляного тектогенезу*. Перший етап циклу різко відмінний за інтенсивністю рухів соляних мас від іншого, відповідно їх назвали фазою *уповільненого* соляного тектогенезу і фазою *посиленого* соляного тектогенезу. У формуванні більшості соляних підняттях ДДЗ виділено чотири цикли – докам'яновугільний, допізньопермський, допалеогеновий і післямезозойський (сучасний). Останній є неповним циклом.

В залежності від того, чи виходило соляне ядро на денну поверхню, чи залишалось перекритим вище відкладами у період того або іншого циклу соляного тектогенезу, можливо розрізняти по відношенню до окремих структур *відкриті* і *закриті* цикли. Деякі структури мали розвиток за закритими так і за відкритими циклами (Великобагачанська, Сагайдакська, Каплинцівська структури). Підняття діапіроїдного типу формувались лише за закритими циклами, криптодіапірові – на початку за відкритими, а потім за закритими циклами. Різновіковий перехід у формуванні підняттях із відкритих на закриті цикли визначав виникнення декількох типів криптодіапірових структур, соляні ядра, яких залягають під кам'яновугільними, верхньопермськими або палеогеновими відкладами.

Цикли поділяють на цикли другого порядку або мікроцикли. Мікроцикл поділяється за аналогією із поділом циклу, на дві мікрофази – уповільненого соляного тектогенезу і посиленого соляного тектогенезу. В допізньопермському циклі виділяють передвізейський, перепізньовізейський, передбашкирський, передпізньопермський мікроцикли, в допалеогеновому циклі – передтріасовий, передюрський, передкрейдовий і передпалеогеновий мікроцикли.

За результатами аналізу графіків швидкості осадконакопичення і узагальненої історії формування кожної із соляних структур автором дисертації було виділено три *головні фази динаміки росту*, які за своєю інтенсивністю названі: *інтенсивна*, *уповільнена* і *пасивна* фаза росту.

Для *міжштокової зони Висачківсько-Ромоданівського* валу: *інтенсивна* – ранньовізейська, пермська, пізньокрейдово-палеоценова; *уповільнена* – пізньодевонсько-турнейська, пізньовізейсько-ранньопермська, *пасивна* – тріас-крейдова, еоцен-четвертинна.

Для *Скоробагатьківської* структури характерні фази: *інтенсивна* – пізньодевонсько-ранньовізейська, *уповільнена* – пізньовізейсько-пермська (або тріасова ?); *пасивна* – тріасово-четвертинна.

Для *Герасимівської* структури: *інтенсивна* – передкам'яновугільна, московська, пермська, межа юрська і крейдова, межа пізньокрейдова і палеоценова; *уповільнена* – кам'яновугільна, тріасова-юрська; *пасивна* – пізньоюрська-пізньокрейдова, еоценово-четвертинна.

Спостерігаються *відмінності* у розвитку соляних структур, які розташовані у різних СТЗ: *міжштоковий прогин Висачківсько-Ромоданівської структури* формувалася *стрибкоподібно*: – з уповільненої фази в інтенсивну, далі у пасивну, з неї в активну і знову у пасивну; *Скоробагатьківська структура* формувалася *послідовно*: з активних фаз поступово переходила в уповільнений режим, який поступово змінився на пасивний; *Герасимівська структура* формувалася у *циклічному порядку* – чергування активних періодів з уповільненими і пасивними.

Висновки. Аналіз швидкості осадконакопичення стосовно її зміни у часі і просторі дозволив стверджувати таке.

1. Виразно простежується направленість в історії розвитку регіону, яка полягає у зменшенні швидкості регіонального занурення та формування структурних форм із часом. При цьому найактивнішими були девонська і кам'яновугільна періоди, а найпасивнішою – кайнозойська ера.

2. При порівнянні графіків відносних швидкостей осадконакопичення в інтервалі від турнейського віку до пізньопермської епохи спостерігається синхронний стрибкоподібний характер розвитку структур незалежно від їхнього розташування щодо СТЗ. Відмічається загальне уповільнення швидкостей осадконакопичення від палеозойської до мезозойської ери та від мезозойської до кайнозойської ери, характерне для всієї території западини.

3. Еоцен-міоценовий епохи характеризується локальними підвищенням швидкостей осадконакопичення у межах прибортових зон ДДЗ. Це відбулось завдяки продовженню формування від'ємних структур внаслідок відтоку солей: на півдні – із Жданівської депресії та Крем'янківської сідловини у Висачківсько-Ромоданівський соляний вал, на півночі – із Бобрицької малої депресії у Роменський соляний шток.

4. Для св. Крем'янківська-402 *максимальні* значення відповідають середньо- і пізньодевонській епохам та башкирському віку, *середні* – пізньовізейському, серпуховському вікам, *мінімальні* – турнейському віку, ранньовізейському часу. Для св. Скоробагатьківська-2 *максимальні* значення – середньо- і пізньодевонській епохам, пізньовізейського часу і башкирського віку, пізньок'ам'яновугільної епохи; *середні* – турнейського, ранньовізейського і московського вікам; *мінімальні* – серпуховського віку, ранньопермської епохи. Для св. Герасимівська-1 *максимальні* значення характерні для середньо- і пізньодевонської епохам, пізньовізейського часу і башкирського віку, *середні* – турнейського і московського вікам, *мінімальні* – ранньовізейському часу і серпуховському віку.

5. Аналіз даних різних СТЗ дозволив з'ясувати, що, незважаючи на сприятливі умови для генерації, міграції та акумуляції в продуктивних комплексах, існували такі, які негативно позначились на формуванні пасток ВВ.

У межах Висачківсько-Ромоданівського валу, активний ріст якого зумовлений інтенсивністю висхідних рухів південної прибортової зони у передтріасовий та передпалеогеновий інверсійні етапи ДДЗ, проявилась денудація утворень нижньопермських, верхньокам'яновугільних, більшої частини середньокам'яновугільних, крейдових та більш древніх утворень, де спостерігається значна стратиграфічна перерва у межах міжкупольної зони структури. Це вплинуло на якість збереження ВВ внаслідок розформування пасток.

Основний розвиток Герасимівської соляної структури відбувся у передпізньопермський час. Стратиграфічні перериви (між московськими і верхньоярськими; нижньокрейдowymi та палеогеновими породами) зумовлені передтріасовою та передпалеогеновою інверсіями північної прибортової зони ДДЗ. Непродуктивність структури, можливо, зумовлена низкою несприятливих умов формування та збереження покладів.

Відомо, що з високими швидкостями осадконакопичення пов'язане швидке поховання органічної речовини (ОР), перетворення її у вуглеводні і, як наслідок промислова нафтогазоносність відкладів.

Основними нафтогенеруючими породами вважаються темно-колірні глинисті і карбонатно-глинисті, збагачені сапропелевою та змішаною ОР та сформовані в аноксидних безкисневих умовах (так звані доманікоїдні відклади).

Отже, є підстави припустити, що розташовані поряд із «порожніми» пастками більш занурені ділянки характеризуються кращою консервацією і перетворенням ОР і можуть містити поклади ВВ.

РОЗДІЛ 5

ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ

Дніпровсько-Донецька западина належить до тих солянокупольних областей, де процеси галокінезу істотно впливали на формування структурних планів осадового чохла, а отже – і родовищ нафти та газу. Соляною тектонікою сформовано такі родовища (за запасами), як Єфремівське, Західно-Хрестищенське, середні – Кегичівське, Скоробагатьківське, Солохівське, дрібні – Перещепинське, Зачепіловське та багато інших. В районі дослідження солянокупольних структур або на сусідніх площах поширена низка родовищ ВВ: Кибинцівське. Селюхівське і Роменське нафтові родовища, Скоробагатьківське та Південно-Опанасівське нафтогазоконденсатні родовища, Снітинська структура.

5.1 Родовища ВВ у межах досліджених соляних структур центральної частини ДДЗ

Кибинцівське нафтове родовище входить у складу Антонівсько-Білоцерківського нафтогазоносного району. У тектонічному відношенні воно знаходиться в центральній частині південної прибортової зони ДДЗ і входить до складу Висачківсько-Ромоданівського структурного валу.

До Державного балансу родовище включене в 1958 р. Пошуковими і розвідувальними свердловинами розкрито карбонатно-теригенні відклади від четвертинних до девонських, а також галогенні утворення девону [4].

Бурінням встановлено промислові скупчення нафти в трьох пластах горизонт С-16 серпуховському та одному пласті горизонту Б-12 башкирського ярусів. Колекторами є пісковики з високими фільтраційно-

емкісними властивостями. Поклади пластові склепінні тектонічно екрановані.

Станом на 01.01.2018 на балансі ПАТ “Укрнафта” перебуває 14 свердловин з них: 6 діючих нафтових, 1 спостережна, 1 поглинана у консервації, 1 поглинальна в очікуванні ліквідації, 5 ліквідовано.

За даними Державного балансу запасів України на 01.01.2018 поточні запаси ВВ Кибинцівського родовища становлять: нафта (тис т) кат. С1 – 1820,0; кат. С2 – 87,0; кат. С2*м – 65,0; газ, розчинений у нафті (млн м³) кат. С1 – 16,0; кат. С2 – 1; кат. С2* – 1,0.

Накопичений видобуток нафти по родовищу складає 229,173 тис т, розчиненого газу – 1,579 млн м³.

Селюхівське нафтове родовище входить до складу Глинсько-Солохівського нафтогазоносного району. Тектонічно воно знаходиться у межах Журавківсько-Селюхівського структурного валу у північно-західній частині південної прибортової зони ДДЗ [4].

У 1982 р. структура виявлена сейсмічними роботами MBX, в 1984 р. підготовлена до оцінки промислової нафтогазоносності відкладів карбону. У 1988 р. розпочалось буріння параметричної св. 304. До Державного балансу родовище включено в 1991 р. Свердловинами розкрито розріз карбонатно-теригенних порід від четвертинних до девонських; св. 304 встановлено верхньодевонську кам'яну сіль.

За даними сейсмічних досліджень і пошукового буріння структура за покрівлею верхньовізейського горизонту В-20 є невеликою геміантиклінальною складкою північно-західного простягання, обмеженою з півдня тектонічним порушенням амплітудою 150-200 м. Її розміри в межах ізогіпси –2975 м 3,5 x 2,5 км, амплітуда 85 м.

Пошуково-розвідувальним бурінням встановлено й оцінено єдиний нафтовий поклад горизонту В-20. Він пов'язаний з пластом пісковика, товщина і колекторські властивості якого суттєво змінюються за площею. У св. 1, 3 пласти-колектори заміщуються непроникними глинистими породами.

Поклад горизонту В-20 пластовий склепінний тектонічно екранований та літологічно обмежений. Дослідно-промислова експлуатація почалася в 1992 р. св. 304.

Станом на 01.01.2018 в інт. 2905-3194 м встановлено три поклади («ТОВ Надра-Геоінвест») ВВ В-20в, В-24в, В-25, загальна потужність продуктивної товщі складає 2890 м. В цілому по родовищу ДКЗ України затверджено початкові запаси і ресурси ВВ у наступній кількості (загальні/видобувні): кат. С1 – 283,0/27,0 тис.т. нафти та 16,0/2,0 млн м³ розчиненого газу; кат. С2 – 432,0/23,0 тис.т. нафти та 5,0/- млн м³ розчиненого газу; кат. С2 – 118,0/- тис.т. нафти та 14,0/- млн м³ розчиненого газу; кат. С3 – 498,0/- тис.т. нафти та 6,0/- млн м³ розчиненого газу.

Снітинська структура належить до Глинсько-Солохівського нафтогазоносного району. Тектонічному Снітинська структура розташована у південній крайовій зоні центральній частини ДДЗ на крутому схилі між Висачківським, Ромоданівським соляними штоками та Жданівським прогином (рис. 5.32).

За результатами інтерпретації матеріалів сейсмічних досліджень та буріння глибоких свердловин з використанням прийомів сейсмофаціального аналізу в умовах стрімкого моноклінального залягання верств порід в інтервалі поширення відкладів візейської глинисто-карбонатної “плити” закартований Снітинський об’єкт типу “біогермна споруда” (горизонти відбиття $V_{в3}^1$ і $V_{в3}$) північно-західного простягання у візейських відкладах. Тип пастки – літологічний [58].

Район, в якому знаходиться Снітинський об’єкт, характеризується високими перспективами нафтогазоносності по відкладах візейської карбонатної "плити". Поблизу об'єкту в цих відкладах відкриті Селюхівське та Прирічне родовища. В Селюхівській зоні розвитку біогермів поклади нафти та газу у карбонатах візейського віку виявлені св. Селюхівська-2, 5.

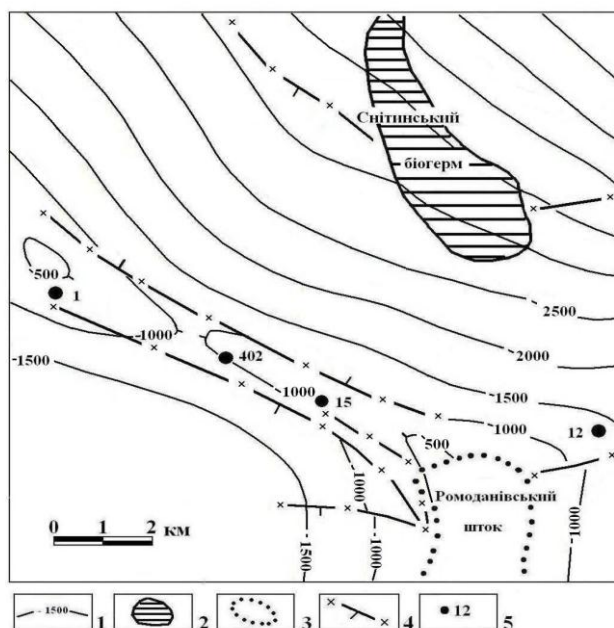


Рис. 5.32 Карта просторового розміщення Снітинського біогерму перспективного на пошуки пасток ВВ (на основі структурної карти Снітинської площі за відбиваючим горизонтом V_{b3} (C_1V_1), Державне геофізичне підприємство “Укргеофізика”, 2001 р. [58]):

1 – ізогіпси за відбиваючим горизонтом V_{b3} (C_1V_1); 2 – зони підвищеної потужності біогермних вапняків; 3 – контур соляного штока; 4 – тектонічні порушення та напрямки їх падіння; 5 – свердловини глибокого буріння

На Чаплинівській площі св. Прирічна-3 у розрізах карбонатної товщі встановлені органогенні вапняки візейського віку, які виявились газонасиченими. Потужність карбонатів становить більше 100 м.

Перспективи виявлення у підсольовому девоні пов’язується з тектонічно-екранованою пасткою. Шлейф Ромоданівського соляного тіла, який простягається далеко на північ, є надійною покрішкою для можливо нафтогазонасичених відкладів підсольового девону.

Скоробагатьківське нафтогазоконденсатне родовище розташоване у Глинсько-Солохівському районі. Поклади ВВ на родовищі виявлені в середньому карбоні, нижньому карбоні та верхньому девоні. Продуктивні горизонти залягають в загальному інтервалі глибин 3371-5500 м. Всього на родовищі розкрито 90 покладів. Промислово продуктивними є горизонти М-5

московського і Б-6 башкирського ярусів середнього карбону. Всі вони містять поклади газоконденсату за винятком горизонту М-5, в якому встановлено скупчення нафти. Поклади пластові склепінні тектонічно екрановані та літологічно обмежені, утворюють родовище поверхом нафтогазоносності понад 1500 м.

Поклади ВВ, в основному, приурочені до пластових, тектонічно-екранованих пасток. Колекторами служать пісковики і рідко алевроліти і вапняки.

Родовище відкрите параметричною св. 380 в 1984 р. В результаті її випробування отримано промислові припливи нафти і газу із відкладів московського і башкирського ярусів. Продуктивні св. 1-4; 6; 7; 9-12; 51-57; 59-61; 380, непродуктивна св. 8.

Виділено чотири поверхи нафтогазоносності: пермсько-кам'яновугільний (пласти пісковиків, зрідка аргілітів і алевролітів, поклади склепіневі, масивно-пластові, часто стратиграфічно, літологічно і тектонічно екрановані); середньо-кам'яновугільний (пісковики, вапняки, поклади склепіневі, пластові); нижньокам'яновугільний; девонський. Багато дослідників вважають, що підсольовий комплекс, знаходиться в оптимальних умовах для скупчення і формування багатих покладів ВВ, тому що мають надійну соляну покришку [32].

Поклади ВВ на Скоробагатьківському родовищі виявлені у відкладах середнього і нижнього карбону, верхнього девону. Вони пов'язані з горизонтами М-6 – московський ярус, Б-3, Б-4-5, Б-7а, Б-7б, Б-10а, Б-10б – башкирський ярус, С-22-23 – серпуховський ярус, В-14, В-15а, В-15б, В-16а, В-16б, В-16в, В-17а, В-17б, В-17б', В-17в, В-17г, В-17д, В-18, В-18', В-19а, В-19б, В-20, В-20', В-21а, В-21б, В-21в, В-22а, В-22б, В-22в, В-22г, В-25-26а, В-25-26б – візейський ярус; ФМ-1-2а, ФМ-1-2б, ФМ-1-2в, ФМ-1-2г – фаменський і франський яруси [34].

На Державному балансі України по Скоробагатьківському родовищу числяться запаси: газу – кат. С₁ – 10607 млн м³, кат. С₂ – 5090 млн м³,

конденсату кат. C_1 – геологічні запаси 1470 тис т, видобувні – 762 тис т, нафти кат. C_1 – геологічні запаси 275 тис т, видобувні запаси 95 тис т. (станом на 01.01.2005 рік).

Початкові запаси раніше підраховувались декілька разів по мірі змін уявлень про складну геологічну будову родовища: у 1988 р. вони оцінені в об'ємі 3,2 млрд m^3 кат. C_1 і 3,15 млрд m^3 кат. C_2 ; у 1994 р. – в об'ємі 5,3 млрд m^3 кат. C_1 і 3 млрд m^3 кат. C_2 .

Родовище введено в дослідно-промислову розробку в 1993 р. на підставі складеного у 1988 р. проекту ДПР. Однак результати розробки покладів не підтвердили прийняту геологічну модель родовища, тому у 1994 році на основі перегляду геолого-промислових даних і підрахунку запасів складено “Корективи проекту ДПР...” Потягом періоду експлуатації родовища 1994-1999 роках спостерігалась суттєва розбіжність фактичних і проектних показників розробки [32].

Аналіз геолого-промислових матеріалів свідчить про те, що геологічна будова Скоробагатьківського НГКР надзвичайно складна і розглянуті раніше геологічні моделі не підтверджуються, а ні результатами буріння проектних свердловин, а ні результатами розробки покладів ВВ.

Поклади ВВ, в основному, приурочені до пластових, тектонічно-екранованих пасток. Колекторами служать пісковики, пористість яких з глибиною зменшується від 16 (горизонт М-5) до 11% (горизонт В-17) і дуже рідко алевроліти та вапняки [4].

Наразі, дослідно-промисловою розробкою Скоробагатьківського родовища займаються ПАТ “Укрнафта” і ТОВ «Надра-Геоінвест».

Станом на 01.01.2018 р. видобудок становив: газу – 174,0 млн m^3 , конденсату – 11,0 тис т, нафти – не видобувається.

Роменське нафтове родовище розташоване у межах Талалаївсько-Рибальській НГР. У тектонічному відношенні знаходиться у центральній частині північно прибортової зони ДДЗ. За даними геолого-геофізичних досліджень структура у палеозойських відкладах є асиметрична

брахіантикліналь, прорвана грибоподібним штоком із дочетвертинним рівнем підняття солі. Шток оточено зоною брекчій товщиною до 400 м, генетично пов'язаною із вилуговуванням солей і тектонічною переробкою осадових порід при штокової зони [3].

Породи палеозою порушуються системою згідних і незгідних скидів, що інколи проникають у товщу мезозойських відкладів. Розмір структури у відкладах середньокам'яновугільних у межах ізогіпси –1500 м 8,0 х 6,0 км, амплітуда до 700 м.

Поклади нафти встановлені в брекчії кепроку, мають зональний характер і розташовані на північному крилі підняття. Виділяються західна і східна ділянки родовища.

Станом на 2006 р. у межах Роменського родовища проведено розвідувальні роботи, розвідані запаси становлять – 435,9 млн т.

5.2 Перспективи нафтогазоносності у межах досліджених соляних структур центральної частини ДДЗ

Палеогеотермічні графіки занурення в зони нафтогазогенерації. При вивченні енергетичного механізму різних геологічних процесів і явищ особливий інтерес представляють термобаричні умови і тривалість їхнього впливу. Саме вони визначають стан речовини у надрах і спрямованість процесів. Показником сумарного впливу цих факторів може слугувати рівень перетворення мінеральної і органічної частин речовини породи.

Без даних про розподіл температури у надрах осадових порід нафтогазоносних басейнів неможливо вирішити важливі проблеми геології, і здійснити пошуки нафти і газу.

Оцінка геотермічної історії осадової товщі має особливо важливе значення передусім для оцінки стадій катагенезу органічної речовини (ОР)

материнських і вміщуючих поклади ВВ порід, вивчення ступеня зміни колекторських і флюїдотривних властивостей, аналізу умов генерації і консервації в осадових товщах, а також вивчення міграційних і акумуляційних процесів.

Вважається, що головним фактором у процесі катагенезу є геотермічний. Саме температурні рівні контролюють початок, розвиток і затухання процесів газо- і особливо нафтоутворення, формування і руйнацію скупчень ВВ, еволюцію фізико-хімічних властивостей вуглеводневих флюїдів у покладах, динаміку пластових тисків. Геотемператури, впливаючи на колекторські і екрануючі властивості, контролюють динаміку і масштаби процесів міграції і акумуляції ВВ. Тому вони є важливим генераційним і консервуючим фактором. У порівнянні із іншими факторами, такими як тектонічний, літологічний і геохімічний, всебічний вплив геотемпературного фактора на процеси нафтогазоутворення у земних надрах визначається як найбільш універсальний, тому є найбільш дієвим у плані оцінки перспектив нафтогазоносності маловивчених територій і стратиграфічних комплексів порід.

Вивчення цього впливу дозволяє підвищити рівень обґрунтування і достовірність прогнозу на основі нафтогазотермічного районування геологічних об'єктів [103].

Для оцінки нафтогазоносного потенціалу досліджуваних площ побудовані схематичні палеогеотермічні графіки занурення (за даними свердловин Крем'янківська-402, Скоробагатьківська-2, Герасимівська-1).

У розрізі св. Крем'янківська-402 (міжкупольна зона) у відкладах соленосної товщі, за аналізом керну і даними геофізичних досліджень свердловин (ГДС), розкрито потужну товщу карбонатно-глинистих порід (інт. 3023-3326 м), яка відповідає руднянській світі, охарактеризованій воронезькою фауною [92]. Вона представлена переважно щільними піритизованими аргілітами із включеннями прошарків алевролітів, глинистими щільними пісковиками, чорними мергелями з прошарками

бурих і сірих щільних міцних вапняків (до 10 см); місцями вапняки дрібнозернисті тріщинуваті, тріщини заповнені кальцитом або прозоро-помаранчевою сіллю; трапляється значна кількість лінз та шматків фюзенізованої рослинної тканини й пириту, що свідчить про депресійні умови осадконагромадження, спостерігається запах ВВ.

За даними І.В. Галицького, 1970 [22], карбонатно-глиниста товща зіставляється із аналогічною товщею перешарування порід циклу v_{r3} в св. Калайдинцівська-7, Великобагачанська-7, Висачківська-4 і 7, Ромоданівська-482, що свідчить про її значне поширення в межах південної прибортової зони ДДЗ.

Концентрації C_{org} у вапняковистих чорних аргілітах складають 0,65-1,50%, максимальні значення сягають 2,8-2,95% (О.Ю. Лукін [2]). Таким породам притаманний високий ступінь відновлення і бітумінозність. За Л.М. Габінет [2] найбільш високі концентрації ОР і рухомих бітумоїдів характерні лише для доманікоїдних карбонатно-глинистих порід воронезького горизонту(рис. 5.33).

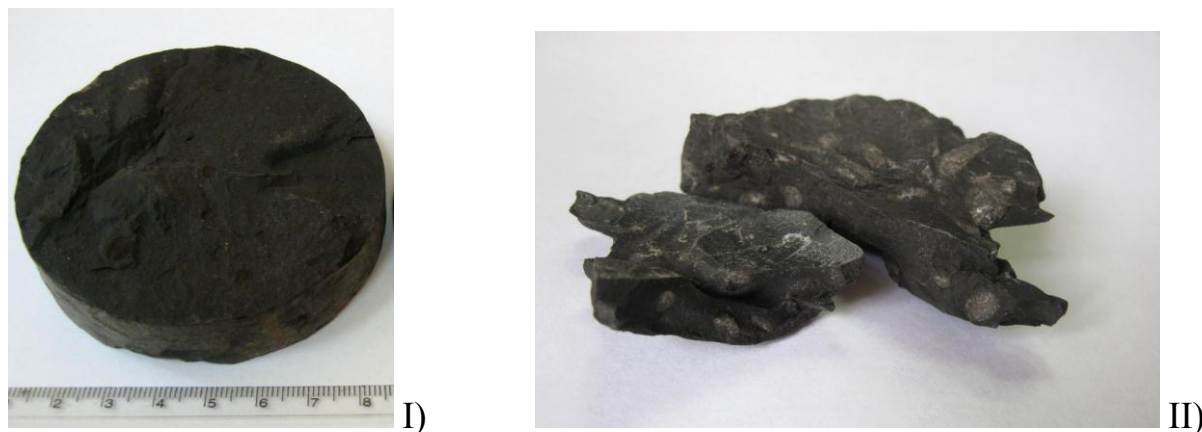


Рис. 5.33

І – чорний аргіліт воронезької ($D_3fr_3vr_1$) товщи доманікоїдного типу з дрібнозернистою пирітизацією (св. Олешнянська 2, гл. 2385-2395 м);

ІІ – зразок чорного аргіліту із фауною тентакулітів

Оцінка нафтогазоносного потенціалу воронезької теригенно-карбонатної товщі у межах **Висачківсько-Ромоданівського** валоподібного підняття відбувається з урахуванням геотермічної історії регіону. Для цього побудований графік занурення стратифікованої товщі і палеогеотермічний графік, які збігаються за глибинами і у геологічному часі (рис. 5.34).

На палеогеотермічному графіку показана низка ізотерм, положення кожної із яких залежить від глибин і часу. Відправними точками у розрахунках ізотерм є значення сучасної температури (90°C на глибині 2900 м – за даними свердловинної термометрії) і палеотемператури (88°C на глибині 1100 м і 90°C на глибині 1600 м – визначені за відбивною здатністю вітриніту [35]).

Сучасний термоградієнт визначено за спрощеною формулою:

$$90 / 2900 = 31,0^{\circ}\text{C}/\text{км}$$

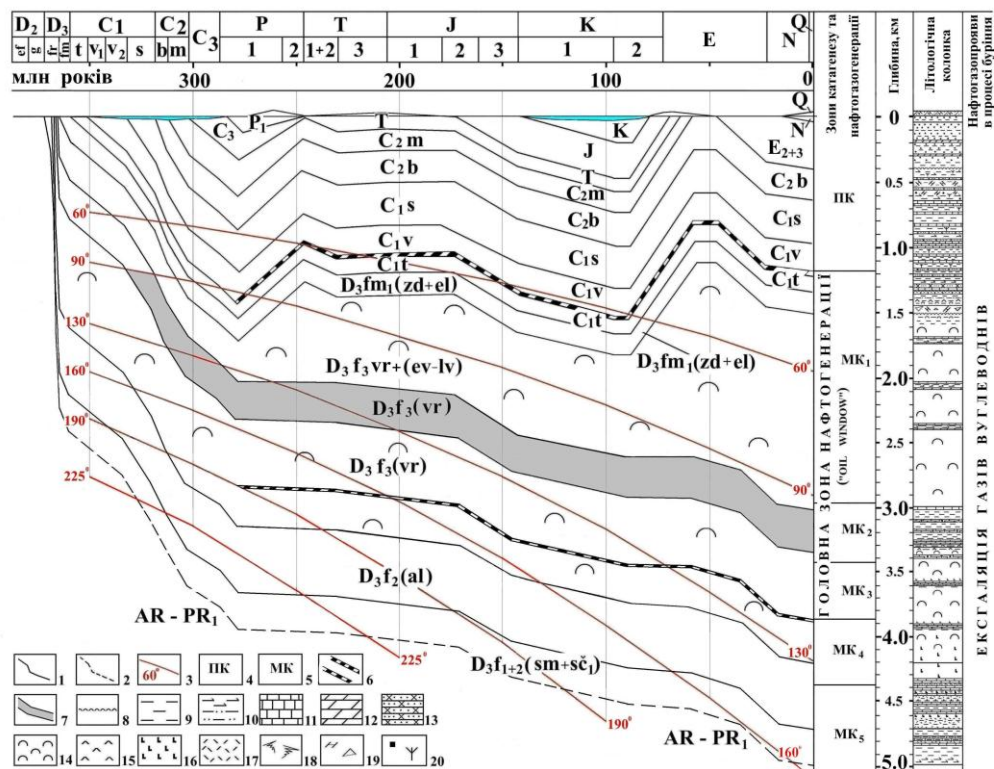


Рис. 5.34 Палеогеотермічний графік занурення воронезької товщі в зони нафтогазогенерації в межах Висачківсько-Ромоданівського валу (за даними св. Крем'яківська-402) (склала О.П. Олійник):

1 – границі стратиграфічних горизонтів; 2 – умовна поверхня кристалічного фундаменту; 3 – ізотерми; підстадії: 4 – протокатагенез (ПК), 5 – мезокатагенез (МК); 6 – верхня і нижня границі зони нафтогенерації; 7 – воронезька доманікоїдна товща; 8 – стратиграфічні незгідності; 9 – аргіліти; 10 – алевроліти і алевріти; 11 – вапняки; 12 – мергелі; 13 – пісковики; 14 – сіль; 15 – ангідрити; 16 – діабазы; 17 – туфи і туфіти; 18 – тріщиноватість; 19 – уламки порід; 20 – пірит, рослинні рештки

Значення палеоградієнта розраховано із урахуванням прогресуючого охолодження літосфери Землі. Відомо, що палеотемператури були вище сучасних приблизно на 30°C у мезозойських і на 50-60°C у палеозойських відкладах [75]. В рифтогенних басейнах теплові потоки дуже збільшувались у періоди тектоно-магматичної активності і потім зменшувались за експоненціальним законом [52].

В.С. Яценко [103] встановлені темпи охолодження осадового чохла в ДДЗ: приблизно 10-20% на кожні 50 млн років. Тобто, якщо сучасний градієнт дорівнює 31,0°C/км, то 50 млн років назад палеоградієнт був на 15% вище сучасного, 100 млн років назад він був вище попереднього на ті ж 15% і т.д. Значення глибин залягання отримані поділом заданих температур на палеоградієнти відповідного часу. Наприклад, глибина залягання ізотерми 60°C 100 млн років назад складала: $60 / 40,9 = 1,47$ км.

Значення ізотерм відповідають шкалі катагенезу і метаморфізму ОР [59]: протокатагенез (ПК) – 60-90°C; мезокатагенез (МК) – 90-235°C; апокатагенез (АК) – 235-280°C і вище. Підстадія МК поділяється на 5 етапів: МК₁ – 90-130°C; МК₂ – 130-160°C; МК₃ – 160-190°C; МК₄ – 190-225°C і МК₅ – 225-235°C.

Встановлено, що з МК пов'язана головна фаза нафтоутворення (ГФН – за Н.Б. Воссоевичем), головна зона нафтогенерації (ГЗНГ) або “нафтове вікно” (“oil window”) – в англомовній літературі. Температурний інтервал ГЗНГ для

умов Дніпровсько-Донецької нафтогазоносної області – від 90 до 190°C [44, 59], тобто охоплює етапи $МК_1$, $МК_2$ і $МК_3$.

Відповідно до рис. 5.33 наймолодшими надсольовими відкладами, зануреними в ГЗНГ, були візейські; час занурення – 285-290 млн років. Проте незабаром (280 млн років назад) розпочався підйом регіону, пов'язаний зі заальською фазою складчастості, і візейські відклади були виведені із ГЗНГ. Нетривале перебування цих відкладів в ГЗНГ не змогло забезпечити достатній потенціал нафтогазогенерації, тому вони неперспективні на вміст промислових скупчень ВВ. Також неперспективними вважаються турнейські відклади; час перебування їх в ГЗНГ – не більше 35 млн років. Вторинні поклади ВВ, що емігрували із підсольових відкладів, тут також мало вірогідні у зв'язку з екрануючим ефектом товщі верхньодевонських солей.

Девонські відклади дуже швидко (до кінця девонського періоду) занурились в ГЗНГ, потім у кам'яновугільний період опустились ще нижче – в область температур 190-225°C, і знову, у зв'язку із охолодженням земної кори, піднялись протягом 130-210 млн років назад в ГЗНГ, де знаходяться і досі. Оскільки тепловий режим був і залишається сприятливим для генерації ВВ, то в цих відкладах можлива наявність нафтогазоконденсатних покладів. Екрануючий ефект верхньодевонських солей збільшує вірогідність відкриття тут промислових скупчень ВВ.

Досліджувана теригенна товща, яку замкнено у верхньодевонських солях, увійшла в ГЗНГ 330-360 млн років назад, досягла максимального прогріву у підшві до 160°C у ранньопермський епоху і поступово досі охолоджується, однак залишається у межах зони генерації. Наразі тепловий режим є сприятливим для генерації ВВ, тому існує можливість наявності тут покладів ВВ. Екрануючі властивості соляних товщ збільшують вірогідність відкриття промислових скупчень ВВ. Відповідно, глибинний інтервал ГЗНГ у св. Крем'янківська-402 коливається від 1180 до 4120 м

Воронезьку карбонатно-глинисту товщу за речовинним складом, будовою літологічного розрізу, умовами формування можливо

співставити із промислово нафтогазоносною міжсольовою задонсько-елецькою товщею Прип'ятського прогину.

За результатами досліджень викладених у підрозділі 4.2.1 (Висачківсько-Ромоданівський соляний вал) за картою ізопакіт між сейсмічними горизонтами маркуючих реперів VI₃ (підшва воронезького горизонту) і Vв₄ (підшва турнейського ярусу) на північному схилі Висачківсько-Ромоданівського соляного валу із боку Жданівського прогину виділяється ланцюг структур (розміром у поперечнику від 300 до 700 м), а на південному схилі – поодинокі структури обволікання (розміром у поперечнику від 600 до 700 м), які можливо є біогермними спорудами.

Відомо, що палеозойські карбонатні формації ДДЗ складені теригенно-карбонатними морськими утвореннями, а саме літорально-шельфовими карбонатами з органогенними спорудами типу біогермів, біостромів (периферійні частини депресій та прибортові зони), бар'єрних рифових масивів (на моноклінальних схилах і у приосьовій зоні грабену), а також депресійними відкладами з піщаними тілами. Зони колекторів приурочено до ядер рифів і шлейфовим передрифовим фаціям та представлені кавернозно-вторинно-поровими доломітами та доломітизованими вапняками [106, 107, 108].

Промислові поклади нафти й газу відкриті на Кампанській, Перекоповській, Селюхівській, Біличівській, Багатойській, Перекопівській, Селюхівській, Біличівській, Мачуській та інших площах, де виявлені біогермні споруди.

Аналіз даних буріння, геофізичних, палеонтологічних, палеогеоморфологічних та палеотектонічних досліджень дозволяють визначити на території ДДЗ рифогенні масиви турнейського та візейського віку. Ці масиви утворюють два ланцюги вздовж південної і північної прибортових зон ДДЗ, які на заході Срібнянського прогину поєднуються, утворюючи турнейсько-візейський рифогенний пояс, який виник внаслідок

поступово-переривчастого просування на захід на початку турнейської, а потім ранньо- і пізньовізейської трансгресій [54].

На думку О.Ю. Лукіна, існують Срібненський, Богатойсько–Орельсько–Затишненьський крупні мегаатоли з біогермними структурами, які оточено рифовими масивами з нафтогазоносними карбонатними резервуарами [48, 49].

Безпосереднє розташування розломів, де відбувалось активне переміщення тепломаси та насичення водного середовища біофільними елементами, сприяло утворенню органогенних споруд на схилах Висачківсько-Ромоданівської структури. Ланцюг прогнозних рифо-біогермних споруд на північному схилі соляного підняття утворює бар'єрний риф, який був відокремлений від суходолу лагуною у період формування тіл рифогенного типу.

Площа дослідження з виділеними новими рифо-біогермними спорудами межує із турне-візейським рифогенним поясом ДДЗ і розташована між Селюхівсько–Південно-Жданівським та Сорочинським рифогенними масивами, продуктивність яких встановлено як у візейських, так і у турнейських карбонатних відкладах (рис. 5.35).



Рис. 5.35 Фрагмент турне-візейського рифогенного поясу Дніпровсько-Донецької западини (склала С.О. Мачуліна [54]):

1 – крайові розломи; 2 – крайові розломо-пари; 3 – приосьові розломи; 4 – осьовий розлом; 5 – контури сольових штоків; 6 – виявлені органогенні будови; 7 – прогнозні органогенні споруди (Яблунівська); 8 – “банки”; 9 – нафтогазоносність; 10 – рифові масиви: I – Хортицько-Озерянський; II – Чорнухинсько-Білоусівський; III – Селюхівсько-Південно-Жданівський; IV – Сорочинський

Крім того, на окремих площах Прип'ятського прогину в значній мірі поширені рифові або рифоподібні утворення, складені вапняками теригенно-сульфатно-карбонатної формації задонсько-єлецького горизонту (ляховицька серія [92]), які в свою чергу, сформовані викопними водоростями, що дозволяє що дозволяє ці організми вважати рифоутворюючими (рифова фація) [87].

Таким чином, нові прогнозні біогермні структури у межах Висачківсько-Ромоданівського підняття можуть бути перспективними об'єктами для пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ [64].

У межах цієї соляної структури за результатами досліджень викладених у підрозділі параграфі 4.2.1.2 (Палеоструктурно-тектонічна реконструкція Висачківсько-Ромоданівського соляного валу) за картою ізопакіт між сейсмічними відбиваючими горизонтами, які приурочені до маркуючих реперів: Vб₂ (“башкирська плита”) і IVб (підшва T₂) на схилах і перикліналях структури, можливо припустити наявність конусів виносу, які поділені між собою радіальними промоїнами відносно валу. Умови осадконакопичення тріасового часу – континентальні відклади тимчасових потоків, продукти руйнування штоків і північного схилу Українського щиту [82].

Літофаціальний склад тріасових відкладів (св. Кибинцівська-9 (інт. 250-583 м); 4 (інт. 398-847 м); 1 (444-870 м) представлений сребрянською та протопопівською світами. Сребрянська світа представлена глинами, алевролітами і пісковиками. Для порід характерна карбонатність, глинистість зростає знизу догори, де вона набуває якості флюїдотриву. Тріасові піщані пласти за своїми характеристиками можуть бути колекторами.

Дослідження останніх років вказують нафтогазоперспективність відкладів мезозою і тріасу зокрема (Г.Л. Трохименко, І.В. Височанський, Г.Є. Святенко та інших, 2014, 2015) [88, 89]. Зважаючи на актуальність і доцільність підвищення енергозабезпечення України слід поновити пошуково-розвідувальні роботи на нафту і газ у тріасових (юрських та крейдових) відкладах.

Таким чином, спираючись на вищенаведене, можливо передбачити наявність скупчень ВВ у межах Висачківсько-Ромоданівської антикліналі. Зважаючи на той факт, що в межах структури в палеозойських товщах відкрито нафтове родовище, а також спостерігаються багаточисельні прояви ВВ, наявність пропущених продуктивних горизонтів тут дуже ймовірна [63].

У параграфі 4.2.1.2 (Палеоструктурно-тектонічна реконструкція Висачківсько-Ромоданівського соляного валу) за даними геолого-геофізичних досліджень у верхній частині соляних відкладів воронезького горизонту у межах Висачківсько-Ромоданівської структури розкрито потужну карбонатно-глинисту товщу. Розгляд геологічних та промислово-геофізичних даних показав, що ця товща за літологічним складом і умовами накопичення порід відповідає породам доманікоїдного типу, що дозволяє зарахувати її до нафтогенеруючої [65]. Зазначимо, що у різні періоди дослідження регіону в межах Висачківсько-Ромоданівської структури (на схилах, перекліналях) та на суміжних ділянках були виявлені Кибинцівське й Селюхівське нафтові та Сагайдацьке нафтогазове родовища [3], а також передбачені перспективні на ВВ Глибоківська і Снітінська площі [58].

За попередніми дослідженнями відомо [93], що девонські відклади Висачківської і Ромоданівської площі містять нафтопрояви: у свердловинах Висачківській у нижній частині соленосних відкладів (інт. 1820-1984 м) розкрита товща бітумінозних сланців, із рештками рослин (суходіл), вуглистого пилу та проверстків алевролітів. Загалом кам'яна сіль, як і глинисто-карбонатні породи має сліди міграції нафтових бітумів.

У розрізі св. Крем'янківська-402 у верхній частині соленосної товщі залягає 60-ти метрова товща із запахом бензину (інт. 1348,0-1408,0 м) – теригенно-карбонатні відклади і пачки соляної породи із перешаруванням темно-сірих тріщинуватих діабазів із запахом конденсату, а також при бурінні девонських відкладів свердловини виділявся газ, що свідчить про високу газонасиченість пластових вод, де гази мають такий склад (CH_4 – до 84,4%, N_2 – до 12,12%, CO_2 – 1,35%, H_2 – 1,5% та ін.) [69].

У розрізі св. Ромоданівська-482 – тектонічна брекчія кепроку (інт. 60,0-240,0 м) складена діабазами, глинами із включенням дрібних уламків вапняку і пісковика із запахом бітумів; вапняки піщанисті темно-сірі тріщинуваті, піритизовані із запахом сірководню і бітумів [74]; воронезькі відклади (інт. 2540,0-4083,0 м) представлені ритмічним перешаруванням кам'яної солі, мергелів, вапняків, аргілітів, алевролітів та ангідритів із включенням кальциту і бітуму; нижньощигрівські відклади (інт. 4631,0-4656,0 м) – аргілітами темно-сірими, піщано-алевритистими із перешаруванням туфів, пісковиками із слідами бітумів [22, 23]. Скупчення піриту та бітумінозної речовини свідчить про відновні умови середовища [92].

За перерахованими показниками площа, яка вивчається, могла б стати потенційно нафтогазоперспективною, але у зв'язку із активізацією тектонічних рухів посилюється розподіл речовини у соленосній товщі, які призвели до погіршення колекторських порід у склепінні і покращенню – в межах присклепінних ділянок (Кибинцівське родовище). Розтріскування і вилуговування порід одночасно сприяло формуванню вторинних колекторів, про що свідчать нафтогазопрояви і притоки води зафіксовані в пісковиках Висачківської і Ромоданівської площ [92].

Для *Скоробагатківської площі* сучасний термоградієнт розраховано за формулою:

$$150^\circ \text{C} / 5,5 \text{ км} = 27,3^\circ \text{C} / \text{км}$$

Значення палеоградієнтів отримані шляхом помноження сучасного градієнту на коефіцієнт 1,15 у зв'язку із прогресуючим охолодженням

осадового чохла: $27,3 \cdot 1,15 = 31,4^\circ\text{C}/\text{км}$ (50 млн років назад); $31,4 \cdot 1,15 = 36,1^\circ\text{C}/\text{км}$ (100 млн років) і т.д.

Відповідно рис. 5.36 наймолодшими відкладами, які занурились в ГЗНГ, є московські породи. Час їхнього перебування в ГЗНГ 225 млн років, тобто від пізньотріасової епохи і до нині, якщо не враховувати короткочасовий вихід в ранньо- і середньоюрську епоху (~ 25 млн років), також короткотривало були виведені із ГЗНГ утворення башкирського – усього на 10-15 млн років. Серпуховські і верхньовізейські відклади занурились в ГЗНГ ще раніше – 300 млн років; їхня підшова прогрілась до 155°C .

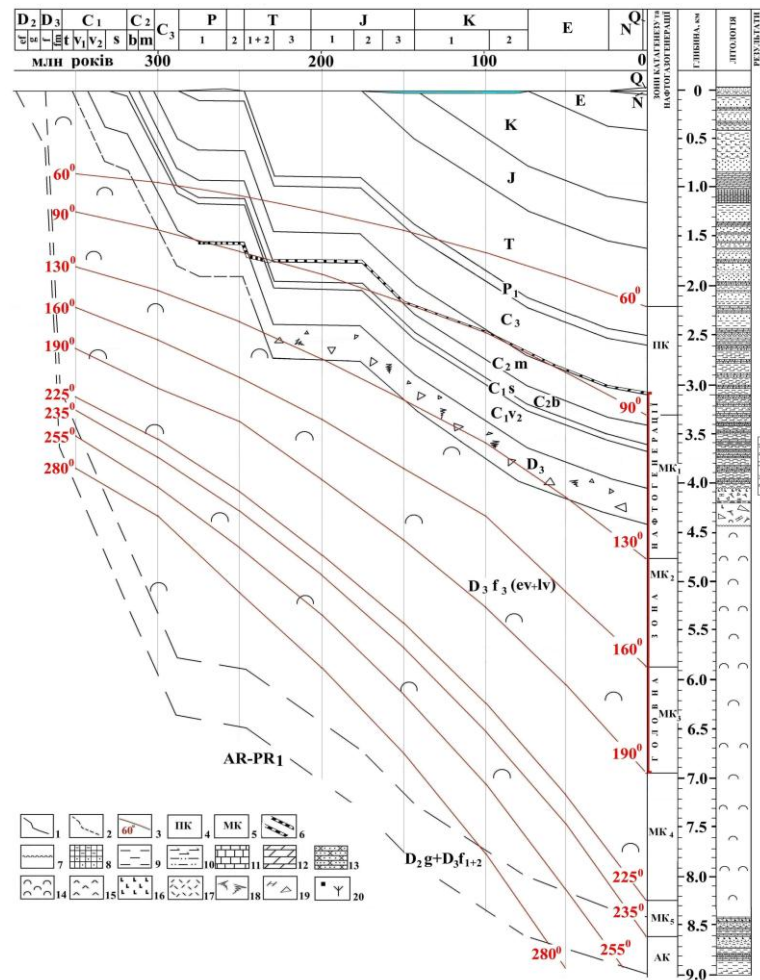


Рис. 5.36 Палеогеотермічний графік занурення в зону нафтогазогенерації у межах Скоробагатьківської криптодіапіру (за даними св. Скоробагатьківська-2) (склала О.П. Олійник):

1 – границі стратиграфічних горизонтів; 2 – умовна поверхня кристалічного фундаменту; 3 – ізотерми; підстадії: 4 – протокатагенез (ПК), 5 – мезокатагенез (МК); 6 – верхня і нижня границі зони нафтогенерації; 7 – ; 8 – стратиграфічні неузгодження; 9 – аргіліти; 10 – алевроліти і алеврїти; 11 – вапняки; 12 – мергелі; 13 – пісковики; 14 – сіль; 15 – ангідрити; 16 – діабазы; 17 – туфи і туфіти; 18 – тріщиноватість; 19 – уламки порід; 20– пірит, рослинні рештки

Таким чином, існували оптимальні умови генерації ВВ у середньо- і нижньокам'яновугільному комплексах, що підтверджується їхньою промисловою продуктивністю.

Глибинний інтервал ГЗНГ у св. Скоробагатьківська-2 коливається від 3080 до 6960 м.

У параграфі 4.2.2.2 (Палеоструктурно-тектонічна реконструкція Скоробагатьківської структури) за результатами досліджень на карті ізопакіт за горизонтами між реперами нижньовізейських та верхньовізейських відкладів на західному крилі структури визначається поховане палеопідняття, яке може слугувати вмістищем ВВ, що підтверджується даними буріння св. 9.

Для **Герасимівської площі** сучасний термоградієнт розраховано за формулою:

$$85^{\circ} \text{ C} / 3,0 \text{ км} = 28,3^{\circ} \text{ C} / \text{ км}.$$

Значення палеоградієнтів розраховані шляхом помноження сучасного градієнту на коефіцієнт 1,15 у зв'язку із прогресуючим охолодженням осадового чохла:

$$28,3 \cdot 1,15 = 32,5^{\circ} \text{ C/км (50 млн років);}$$

$$32,5 \cdot 1,15 = 37,4^{\circ} \text{ C/км (100 млн років) і т.д.}$$

Значення глибин залягання заданих палеоізотерм отримані діленням їхніх значень на палеоградієнти відповідного часу. Наприклад, глибина залягання ізотерми 60°C дорівнювала:

$$60 / 32,5 = 1,85^{\circ}\text{C}/\text{км} \text{ (50 млн років);}$$

$$60 / 37,4 = 1,60^{\circ}\text{C}/\text{км} \text{ (100 млн років) і т.д.}$$

Відповідно рис. 5.37 першою у ГЗНГ (60° - 90°C) увійшла «міжсолъова» девонська товща у ранньовізейський час, де вона прогрівалась до середини серпуховського віку (19,2 млн років).

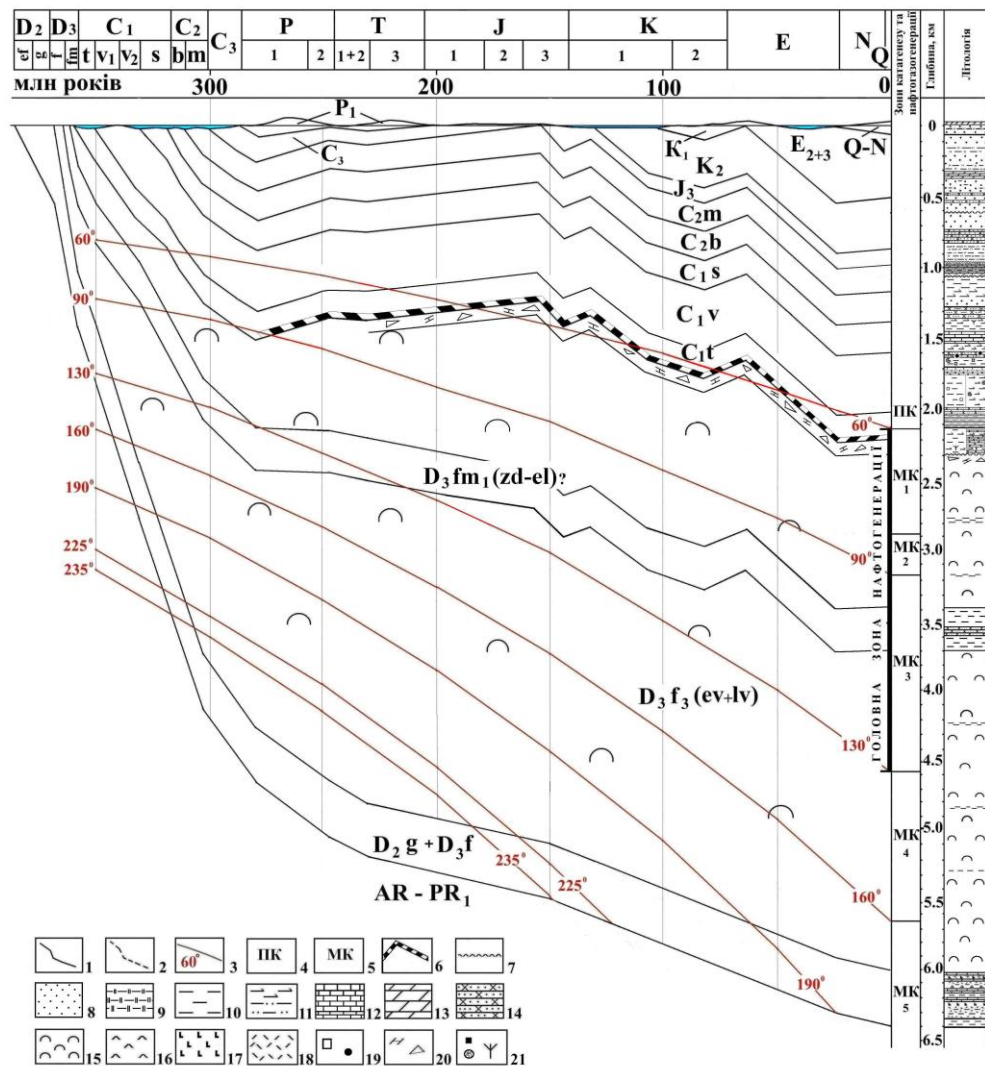


Рис. 5.37 Палеогеотермічний графік занурення в зону нафтогазогенерації у межах Герасимівської структури (за даними св. Герасимівська-1) (склала О.П. Олійник):

1 – границі стратиграфічних горизонтів; 2 – умовна поверхня кристалічного фундаменту; 3 – ізотерми; підстадії: 4 – протокатагенез (ПК), 5 – мезокатагенез (МК); 6 – верхня границя зони нафтогенерації; 7 –

стратиграфічні незгідності; 8 – піски; 9 – доломіти; 10 – аргіліти; 11 – алевроліти і алеврити; 12 – вапняки; 13 – мергелі; 13 – пісковики; 15 – сіль 16 – ангідрити; 17 – діабазы; 18 – туфи і туфіти; 19 – включення вуглестої речовини; 20 – уламки порід; 21 – пірит, рослинні рештки; вапняки

Товща занурилась нижче, перебуваючи у зоні 90°-130°C до башкирського віку (12,7 млн років). Потім із башкирського віку до середньотріасової епохи товща прогрівалась у зоні температур 130°-160°C (83,2 млн років). На початку тріасового періоду товща поступово почала підніматись у зону МК₃ (90°-130°C), де залишається і досі у межах зони генерації (загальною тривалістю 218,3 млн років).

Турнейський комплекс порід наприкінці серпуховського віку до середини пізньокам'яновугільного епохи (25 млн років) був занурений у зону 60°-90°C. У зоні 90°-130°C лише підшва турнейської товщі перебувала короткий час (18,55 млн років). Із середини ранньопермської епохи до початку середньої юри (89,7 млн років), породи прогрівались до 60°-90°C. У В інтервалі середня юра – середина ранньої крейди (55,4 млн років) комплекс турнейських порід вийшов із ГЗНГ взагалі.

Із середини ранньокрейдової до передпалеогенової епохи підшва товщі (47 млн років) занурилась у зону 60°-90°C. У проміжок з передпалеогенового до еоцену (20,1 млн років), товща знову вийшла із зони генерації.

Турнейські породи перебувають під впливом 60°-90°C від еоценової епохи і досі (12,26 млн років).

За графіком занурення з'ясовується, що тепловий режим є сприятливим для генерації ВВ у міжсольовій товщі, тому існує вірогідність наявності покладів ВВ. Екрануючі властивості соляних товщ збільшують вірогідність відкриття скупчень ВВ. Підсольова товща прогрілась приблизно до 170°C.

Таким чином, існували оптимальні умови генерації ВВ у середньо- і верхньодевонському комплексах, що підтверджується нафтовими проявами.

Глибинний інтервал ГЗНГ у св. Герасимівська-1 коливається від 1180 до 4120 м.

Висновки. За палеогеотермічними графіками занурення для оцінки нафтогазоносного потенціалу вивчаємих площ можливо зробити такі висновки:

1. Середньо- і верхньодевонські відклади (у тому числі воронезька теригенна товща) були і є під впливом теплового режиму сприятливим для генерації ВВ, тому існує можливість тут наявності покладів ВВ. Глибинний інтервал ГЗНГ у св. Крем'янківська-402 коливається від 1180 до 4120 м.

У межах Скоробагатьківської площі існували оптимальні умови генерації ВВ для середньо- і нижньокам'яновугільних, девонських відкладів, що підтверджується їхньою промисловою продуктивністю. Глибинний інтервал ГЗНГ у св. Скоробагатьківська-2 коливається від 3080 до 6960 м.

За графіком занурення св. Герасимівська-1, з'ясовується, що тепловий режим є сприятливим для генерації ВВ у міжсольовій товщі, тому існує вирогідність наявності покладів ВВ. Відповідно, глибинний інтервал ГЗНГ у св. Герасимівська-1 коливається від 1180 до 4120 м.

2. Можливо припустити декілька варіантів генерації ВВ та формування їх родовищ у межах просторового безпосереднього контакту із досліджуваною товщею, зокрема: а) товща могла генерувати ВВ, які по розломам мігрували у вище залягаючі породи-колектори; б) вуглеводнева речовина формувалась у процесі сполучення глибинного водню і вуглецю підсольових карбонатних товщ, мігруючи у пастки верхніх горизонтів структур; в) змішана модель, коли генерація ВВ формування родовищ відбувалось у сполученні попередніх двох варіантів, тобто, відбувався глибинний підтік водню крізь карбонатні товщі у поєднанні із активізацією міграції ВВ із нафтогенеруючої товщі по тріщинах розривних порушень.

3. У соляному розрізі Висачківсько-Ромоданівської структури виділяється потужна воронезька (руднянська) карбонатно-глиниста товща, яка за літофаціальними даними, геохімічними і палеотермічними показниками

можливо, є нафтогенеруючою. Товща має значне просторове поширення (Висачки – Ромодан – Велика Багачка – Нові Санжари) і можливо є джерелом ВВ у вищезалягаючі пастки.

За результатами палеогеотермічного аналізу підсольові відклади досліджуваної площі та за її межами можливо вважати перспективними на ВВ.

4. Нові прогнозні біогермні структури в межах Висачківсько-Ромоданівського підняття можуть бути перспективними об'єктами для пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ.

5. Можливо передбачити наявність вуглеводневих скупчень в межах Висачківсько-Ромоданівської антикліналі у тріасових відкладах. Зважаючи на той факт, що в межах структури в палеозойських товщах відкрито нафтове родовище, а також спостерігаються багаточисельні прояви ВВ, наявність пропущених продуктивних горизонтів дуже ймовірно.

6. Міжсольову товщу у межах Герасимівської площі (Роменський шток) можливо співставити із промислово нафтогазоносною міжсольовою задонсько-єлецькою товщі сусідньої Козіївської площі, а в регіональному плані Прип'ятського прогину.

ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі на основі комплексного аналізу геолого-геофізичних даних вирішені поставлені наукові та практичні задачі – досліджено динаміку формування соленосних площ (Висачківсько-Ромоданівської, Скоробагатьківської, Герасимівської) та прилеглих структур розташованих вздовж РП МЗГТ Березняки-Недригайлів, проведено реконструкцію їх геолого-тектонічного розвитку, зроблені висновки, щодо перспектив нафтогазоносності. У процесі проведення наукових досліджень отримані такі результати:

1. Систематизовано соляні структури та удосконалено класифікацію основних типів розломів, супроводжуючих соляні структури центральної частини ДДЗ.

2. На основі виконаної літолого-геофізичної кореляції геологічних розрізів та палеотектонічних реконструкцій виділено основні етапи розвитку (епохи найактивніших тектонічних рухів) досліджуваних структур впродовж фанерозою. Визначено головні стратиграфічні перерви, підрахована їх тривалість, простежено незгідності в межах соляних структур.

3. Відтворено динаміку формування Висачківсько-Ромоданівської, Скоробагатьковської, Герасимівської соляних структур, встановлено багатофазність їх розвитку, виявлено зміну темпів їх зростання в часі (по розрізу) і по площі.

4. Підтверджено конседиментаційний характер розвитку Скоробагатьківського штоку і встановлено багат шаруватість його кепроку.

5. За графіками швидкостей осадконакопичення визначені максимальні, середні і мінімальні значення та встановлено синхронний стрибкоподібний характер розвитку структур у палеозої. Впродовж палеогенової (еоцен-міоцен) епохи відбувалось підвищення швидкостей осадконакопичення у межах прибортових зон ДДЗ.

6. Виділено три головні фази динаміки росту соляних структур – інтенсивна, уповільнена і пасивна. Спостерігаються відмінності у розвитку

соляних структур, розташованих у різних СТЗ: міжштоковий прогин Висачківсько-Ромоданівської структури формувався стрибкоподібно; Скоробагатьківська структура – послідовно; Герасимівська структура – циклічно.

7. На основі досліджень виконано прогнозування пасток ВВ у сприятливих структурно-тектонічних умовах (з передумовами збереження покладів ВВ), означено поверхні неузгоджень над солянокупольними структурами, нижньо- і середньокамяновугільні відклади Скоробагатьківської площі; середньо- і верхньодевонські відклади Герасимівської структури; закартовані біогенно-рифові споруди та палеодельтові (палеоруслові) відклади тріасу, а також передбачаються нафтогенеруючі властивості воронезької (руднянської) карбонатно-глинистої товщі Висачківсько-Ромоданівської антикліналі.

ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Агрес Н.П., Фільова Г.О., Олійник О.А. Прогнозування нових об'єктів пошуку вуглеводнів в обрамленні Чутівсько-Білухівського штоку за структурно-геоморфологічними дослідженнями. *Вісник Харківського національного університету ім. В.Н. Каразіна, серія Геологія. Географія. Екологія*. 2013. № 39. С. 15–21.
2. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины / под ред. Ю.А. Арсирия и др. Киев : Мингео УССР. УкрНИГРИ, 1984. 190 с.
3. Атлас родовищ нафти і газу України: у 6 т. / під ред. М.М. Іванюти, В.О. Федшина, Б.І. Денегі, Ю.О. Арсірія, Я.Г. Лазарука. Львів : 1998. Т. 1. 494 с.
4. Атлас родовищ нафти і газу України: у 6 т. / під ред. М.М. Іванюти, В.О. Федшина, Б.І. Денегі, Ю.О. Арсірія, Я.Г. Лазарука. Львів : УНГА, 1998. Т. 2. 494–923 с.
5. Баранов И.Г. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. Москва : Недра, 1965. 234 с.
6. Вакарчук С.Г. Оцінка нафтогазового потенціалу ущільнених порід девонського комплексу Дніпровсько-Донецької западини. *Нафтова і газова промисловість України*. 2016. № 1 (19). С 14–18.
7. Вакарчук С.Г. Геологія, літологія і фації відкладів візейського ярусу центральної частини Дніпровсько-Донецької западини в зв'язку з нафтогазоносністю : монографія. Чернігів : ЦНТЕІ, 2003, 163 с.
8. Василенко О.Л. Особливості геологічної будови та розповсюдження пасток вуглеводнів у соляно-здвигових структурах Дніпровсько-Донецької западини. *Вісник Харківського національного університету ім. В.Н. Каразіна, серія Геологія. Географія. Екологія*. 2016. № 44. С. 12–16.

9. Высочанский И.В. Новые представления о развитии и перспективах нефтегазоносности солянокупольных поднятий в Днепровско-Донецкой впадине. *Геологический журнал*. 1991. № 2. С. 109–117.
10. Гавриш В.К. Метод палеоструктурно-геологического анализа на примере Днепровско-Донецкой впадины. Киев : Наукова думка, 1965. 142 с.
11. Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев : Наукова думка, 1974. 159 с.
12. Гавриш В.К., Рябчун Л.И. Роль глубинных разломов в накоплении соленосных формаций Днепровско-Донецкой впадины / *Геология и полезные ископаемые соленосных толщ* : сборник научных работ ; отв. ред. В.И. Китык. Киев : Наукова думка, 1974. С. 36–41.
13. Гавриш В.К. Проблема тектонического районирования Днепровско-Донецкой впадины и прогнозирование ее нефтегазоносности. *Геологический журнал*. 1986. № 6. С. 97–104.
14. Гавриш В.К., Егурнова М.Г., Зайковский Н.Я., Рябчун Л.И., Чиганова Т.В., Устиновский Ю.Б., Книшман А.Ш., Куликович А.Е., Муляр П.Н. Циклостратиграфическая и литогеофизическая корреляция продуктивных горизонтов нижнего карбона и девона в связи с прогнозированием комбинированных ловушек углеводородов в Днепровско-Донецкой впадине. Киев : Ин-т геологических наук АН УССР, 1987. 56 с. (Препринт. АН УССР, Ин-т геологических наук; 87-35).
15. Гавриш В.К. Тектоническое районирование Днепровско-Донецкой впадины и смежных регионов. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Киев : Наукова думка, 1988. С. 246.
16. Глубинное строение и геотектоническое развитие Днепровско-Донецкой впадины. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины / В.К. Гавриш, Г.Д. Забелло, Л.И. Рябчун и др.; под ред. В.К. Гавриша. Киев : Наукова думка, 1989. 208 с.

17. Гавриш В.К., Мачулина С.А., Николаенко В.Н., Фомин П.Ф. Геологическая цикличность и ее связь с космической. *Геологический журнал*. 1996. № 3-4 (286). С. 28–34.
18. Гавриш В.К., Черненко Ю.А. Влияние глубинных разломов и тектонических зон на распределение девонских солей в Днепровско-Донецком рифтогене. *Геологический журнал*. 2001. № 4. С. 60–68.
19. Гавриш В.К., Петрова Є.С. Щілинні і конусові мініграбени Дніпровсько-Донецького рифтогену та їх нафтогазоносність. Стаття 1. Загальні відомості. *Геологічний журнал*. 2004. № 1. С. 40–44.
20. Галабуда Н.И., Кривошея В.А. Цикличность формирования Днепровско-Донецкой впадины. Киев : Наукова думка, 1988, 104 с.
21. Галецький Л.С., Шевченко Т.П., Чернієнко Н.М. Нові уявлення про геологічну структуру та металогенію території України. *Геологічний журнал*. 2008. № 3. С. 74 – 83.
22. Геологический отчет по теме 99/69 «Изучение девонских отложений на разведочных площадях треста «Полтаванефтегазоразведка» / И.В. Галицкий, З.Г. Волошина // Полтава : 1970. 127 с.
23. Геологический отчет по теме 107/70 «Изучение девонских отложений на Новотроицкой, Березовской и других площадях» / И.В. Галицкий, В.Т. Цембеева // Полтава : 1971. 109 с.
24. Геологический отчет о результатах поискового бурения на Герасимовской площади в 1984-85 годах / А.С. Иванов, Г.И. Зацаринная // Ромны : 1986. 87 с.
25. Горелик З.А. Роль разрывных нарушений в формировании залежей нефти в межсолевой и подсолевых отложениях на примере Припятской впадины / *Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР* : материалы III Всесоюзный симпозиум по изучению территорий развития соляной тектоники в пределах СССР, проходившего в Алма-Ате 21-25 апреля 1969 г. Алма-Ата : Наука Казахской ССР, 1973. С. 194–197.

26. Горючі корисні копалини України : підручник / В.А. Михайлов, М.В. Курило, В.Г. Омельченко, Л.С. Мончак, В.В. Огар, В.М. Загнітко, О.В. Омельчук, В.В. Шунько, В.М. Гулій. Київ : КНТ, 2009. 380 с.

27. Доленко Г.Н. К вопросу о закономерностях распространения солянокупольных структур в нефтегазоносных провинциях. *Геология и полезные ископаемые соленосных толщ*: сборник научных работ / отв. ред. В.И. Китык. Киев : Наукова думка, 1974. С. 14–25.

28. Доленко Г.Н., Варичев С.А., Высочанский И.В. Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадине. Киев : Наукова думка, 1981. 228 с.

29. Закономерности размещения и прогнозирования значительных скоплений нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине / Н.И. Евдощук, Б.П. Кабышев, Т.М. Пригарина, Д.И. Чупрынин, З.П. Шевякова. Киев : Наукова думка, 1999. 208 с.

30. Загороднов А.В. Інтрузивні вторгнення та соляні діапіри, як канали тепломасопереносу. *Вісник Харківського національного університету ім. В.Н. Каразіна, серія Геологія. Географія. Екологія*. № 39. 2013. С. 65–71.

31. Загороднов А.В. Критерии размещения нефтяных и газовых залежей в Днепровско-Донецкой впадине с учетом соляной тектоники. *Вісник Харківського національного університету ім. В.Н. Каразіна, серія Геологія. Географія. Екологія*. 2016. № 44. С. 16–26.

32. Звіт «Наукове обґрунтування нафтогазоперспективності за методикою СТАГД Пісочанської площі прилеглої до Скороbagатьківського нафтогазоконденсатного родовища» / І.Д. Багрій // ІГН НАН України. Київ : ІГН НАН України, 2005. 35 с.

33. Звіт про НДР (заклучний). Корективи проекту ДПР Скороbagатьківського НГКР / В.В. Щербина // Харківська філія УкрНДІгаз. Харків : 2006. 135 с.

34. Звіт про науково-дослідну роботу Корективи проекту ДПР Скоробагатківського НГКР НАК / В.В. Щербина // “Нафтогаз України” ДП “Науканафтогаз” філія УкрНДІгаз. Харків : 2005. 135 с.

35. Иванова А.В. Каталог показателей отражения витринита угольной органики осадочной толщи Доно-Днепровского и Преддобруджинского прогибов с установленными палеогеотермическими градиентами и амплитудами вертикальных перемещений тектонических структур Киев : Ин-т геол. наук НАН Украины, 2012. 100 с.

36. Іванишин В.А. Про геологічний розвиток Жданівської депресії від пізньовізейського часу до кайнозойської ери. *Геолог України*. № 4. 2008. С. 53–64.

37. Іванишин В.А. Про закономірності літолого-фаціальних змін і змін колекторських властивостей нижньокам'яновугільних відкладів Жданівської депресії Дніпровсько-Донецької западини. *Геолог України*. № 1-2. 2008 С. 91–98.

38. Кабышев Б.П. Палеотектонические исследования и нефтегазоносность в авлакогенных областях. Ленинград : Недра, 1987. 192 с.

39. Кабышев Б.П. История и достоверность прогнозов нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины (гносеологический анализ). Киев : УкрГГРИ, 2001. 380 с.

40. Китык В.И. Условия образования соляных структур. Киев : АН УССР, 1963. 292 с.

41. Китык В.И. Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. Киев : Наукова думка, 1970. 203 с.

42. Кудельский А.А. Соль земли беларусской. *Наука и инновации*. № 11 (177). 2017. С. 49–52.

43. Куриленко В.С. Петрова Е.С. Гусынина Т.В. Галокинез и его влияние на нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. *Тектоніка і стратиграфія*. 2009. вип. 36. С. 40–47.

44. Куриленко В. С., Мачулина С. А., Олейник Е. П. О влиянии катагенеза на углеводородный потенциал нефтегазопродуцирующих пород. *Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій*: матеріали міжнародної наукової конференції, м. Київ, 9-11 вересня 2010 р. Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2010. С. 38.

45. Куриленко В.С., Олейник Е.П. Особенности соляного диапиризма в Днепровско-Донецкой впадины. *Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий*: материалы международной научной конференции посвященная 100-летию с дня рождения академика А.С. Махнача., г. Минск, Беларусь, 15-16 вересня 2018 р. Минск : СтройМедиаПроект, 2018, С. 92–95.

46. Лазаренко О.В. К вопросу генезиса приштоковых брекчий на основании анализа вещественного состава керна скважин Скоробагатьковського нефтегазоконденсатного месторождения / *Сучасні напрямки української геологічної науки України* : збірник наукових праць / Київ : ІГН НАН України, 2006. С. 27–30.

47. Лукин А.Е., Шпак П.Ф. Глубинные факторы формирования Припятско-Днепровско-Донецкой системы нефтегазоносных бассейнов. *Геологічний журнал*. 1991. № 5. С. 27–38.

48. Лукин А.Е., Чепиль П.М., Шпак П.Ф., Мачулина С.А. О средневизейском Сребненском мегаатол. *Доповіді НАН України*. 1994. С. 101–105.

49. Лукин А. Богатойсько – Орельсько – Затишнянський мегаатол – крупный ареал нефтегазонакопления на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины / А. Лукин, В. Бенько, В. Гладун, М. Здоровенко, В. Межуев, В. Огарь, Г. Сергей., О. Цёха, Н. Щукин. *Геолог України*. № 1. 2005. С. 30–42.

50. Лукін О.Ю. Девон Дніпровсько-Донецького авлакогену (тектоноседиментаційні комплекси, формації, генетичні типи відкладів та літогеодинаміка). *Геологічний журнал*. 2006. № 2-3 (47). С. 26–46.

51. Лукієнко О.І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу : підручник. Київ : ВПЦ Київський університет, 2002. 366 с.
52. Лисак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск : Наука, 1988. 200 с.
53. Маєвський Б.Й., Лозинський О.Є., Гладун В.В., Чепіль П.М. Прогнозування, пошуки та розвідка нафтових і газових родовищ. Київ : Наукова думка, 2004. 446 с.
54. Мачуліна С.О. Рифогенний пояс Дніпровсько-Донецької западини та перспективи його нафтогазоносності. *Нафтова і газова промисловість*. 1996. № 3. С. 11–14.
55. Мачулина С.А. Седиментационная цикличность и методика изучения девонско-нижнекаменноугольных нефтегазоносных отложений Днепровско-Донецкой впадины : автореф. дис. на соискание науч. степени канд. геол. наук : 04.00.01. Киев, 1994, 24 с.
56. Мачуліна С.О. Геологія та нафтогазоносність доманікоїдних відкладів : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук : 04.00.01. Київ, 2016. 36 с.
57. Машкович К.А. Методы палеотектонических исследований поисков нефти и газа. Москва : Недра, 1970. 152 с.
58. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Прогнозування нафтогазоперспективних об'єктів Дніпровсько-Донецької газонафтоносною області з застосуванням комплексу нетрадиційних методів досліджень / І.Д. Багрій, В.В. Гладун, П.Ф. Гожик, Б.Л. Крупський, В.П. Клочко и др. Київ : Варта, 2007. 535 с.
59. Нефтегазоносность. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины / Б.П. Кабышев, П.Ф. Шпак, О.Д. Билик и др. Киев : Наукова думка, 1989. 204 с.

60. Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов / И.И. Чабаненко, В.О. Краюшкин, В.П. Ключко, П.Ф. Гожик и др. Киев : Наукова думка. 2002. 295 с.
61. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. Москва : Недра, 1984. 80 с.
62. Олійник О.П. Палеотектонічна реконструкція розвитку Скоробагатьківської солянокупольної структури. *Вісник Київського університету. Серія Геологія*. 2011. № 53. С. 7–10.
63. Олійник О.П. Геологічні передумови нафтогазоносності тріасових відкладів Висачківсько-Ромоданівської солянокупольної структури. *Геологія нафти і газу*: матеріали міжвузівської науково-практичної конференції студентів та аспірантів, м. Харків, 16-17.05. 2017 р. Харків : ТОВ “ТО Ексклюзив”, 2017. С. 36–37.
64. Олійник О.П. Прогнозні прирозломні рифогенні пастки вуглеводнів схилу Висачківсько-Ромоданівської антикліналі південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини. *Доповіді НАН України* 2017. № 2. С. 49–52.
65. Олійник О.П., Мачуліна С.О., Куріленко В.С. Геологія і перспективи нафтогазоносності воронезької товщі Висачківсько-Ромоданівської структури. *Нафтогазова промисловість України*. 2018. № 1. С. 3–6.
66. Олейник Е.П. Корреляция разрезов нижнекаменноугольных и девонских отложений на основе литогеофизического метода на примере Скоробагатьковской соляной структуры Днепровско-Донецкой впадины. *Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий*: материалы международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика А.С. Махнач, г. Минск, Беларусь, 15-16 листопада 2018 г. Минск : СтройМедиаПроект, 2018. С. 153–156.

67. Олійник О.П. Динаміка розвитку солянокупольних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини. *Геологічний журнал*. № 1 (366). 2019. С. 109–117.

68. Отрешко А.И. Типы кепроков и перспективы сероносности солянокупольных структур / *Геология и полезные ископаемые соленосных толщ* : сборник науч. работ / отв. ред В.И. Китык. Киев : Наукова думка. 1974. С. 196–204.

69. Отчет по теме 4/101(28) (22-2/125-4) «Обобщение материалов опорно-пераметрического бурения в Днепровско-Донецкой впадины и составление плана региональных работ на 1981-1985 годы» в 12 т. Т. 3. Обобщение материалов по скв. Кремянковской 402 и Малосорочинской 420 / В.А. Разницын, В.А. Іванишин // Чернигов : УкрНИИГРИ. 1977. 267 с.

70. Отчет “Геологическое строение и подсчет запасов Кибинцевского месторождения” / П.Т. Павленко // Миргород. 1961. 98 с.

71. Отчет о работах МОГТ на Литвяковской площади, выполненной с/п 784 в 1984-1986 гг. / Г.С. Мочалова, Л.И. Гирняк, В.Н. Вартамянц, Н.С. Рогачук // КГРЕО «Укргеофизика». Киев. 1986. 103 с.

72. Отчет о работах на Восточно-Роменской площади выполненных сейсмической партией 27/76 в 1976-77 гг. / И.Н. Партола, Л.Н. Иванов // Восточная геофизическая разведовательная экспедиция. Россошинцы. 1977. 87 с.

73. Отчет о сейсморазведочных исследованиях МОГТ на Песочанской площади выполненных с/п 11/86 в 1986-1989 гг. / А.П. Лысынчук // КГРЕО «Укргеофизика». Киев. 1989. 126 с.

74. Отчет «Обработка и обобщение данных параметрического бурения на территории Днепровско-Донецкой впадины скв Ромодановская 482 / Н.И. Жиловский, М.Т. Ильина // УкрНИИГРИ. Чернигов. 1975. 56 с.

75. Раабен В.Ф. Размещение нефти и газа в регионах мира. Москва : Наука, 1978. 144 с.

76. Рослий І.С. Регіональний рифтогенез, геодинаміка і нафтогазоносність Дніпровсько-Донецького авлакогену : монографія. Київ : УкрДГРІ, 2006. 330 с.
77. Сейфуль-Мулюков Р.Б. Палеотектонические фактори нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Москва : Наука, 1983. 272 с.
78. Созанский В.И. Некоторые замечания по вопросам галогенеза. *Геология и полезные ископаемые соленосных толщ* : сборник науч. работ / отв. ред. В.И. Китык. Киев : Наукова думка. 1974. С. 66-70.
79. Созанский В.И. Локализация нефтяных и галогенных углеводородов в структуре продуктивных горизонтов в Днепровско-Донецкой впадины. Киев : Наукова думка, 1986. 156 с.
80. Стебельська Г.Я. Перспективи виявлення пропущених об'єктів на родовищах вуглеводнів, що тривалий час перебувають в розробці. *Вісник Харківського університету, серія Геологія. Географія. Екологія*. 2013. № 39 (1084). С. 110–112.
81. Стовпа С.Н. Про механізми соляного тектогенезу в Дніпровсько-Донецькій западині. *Геолог України*. № 1. 2005. С. 23–29.
82. Стратиграфія УРСР. Тріас / гол. ред. В.Г. Бондарчук. Київ : Наукова думка, 1972. Т. VI. Ч. 2. 207 с.
83. Стратиграфічний кодекс України / відп. ред. П.Ф. Гожик. Київ : ІГН НАН України, 2012. 66 с.
84. Стратиграфія. Геологія і нефтегазоносність Днепровско-Донецкой впадины / Д.Е. Айзенберг и др. Киев : Наукова думка, 1988. 260 с.
85. Стрижак В.П., Коржнев П.М. Особливості будови та нафтогазоносність девонських відкладів північно-західної частини Дніпровсько-Донецького авлакогену. *Тектоніка і стратиграфія*. 2012. № 39. С. 43–56.
86. Сюмар Н.М. Літологічні особливості верхньодевонської (франської) та нижньопермської соляних формацій Дніпровсько-Донецької

западини : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук : 04.00.21. Київ, 2017. 26 с.

87. Тектоника Белоруссии / под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск : Наука и техника, 1976. 198 с.

88. Трохименко Г.Л., Височанський І.В., Святенко Г.Є. Геологія та промислово-геофізичні передумови регіональної нафтогазоносності відкладів тріасу Дніпровсько-Донецької западини. *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія Геологія. Географія. Екологія*. 2014. № 41 (1128). С. 76–82.

89. Трохименко Г.Л., Височанський І.В., Святенко Г.Є. Мезозой Дніпровсько-Донецької западини: перспективи, методи дослідження та оцінки нафтогазоносності *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія Геологія. Географія. Екологія*. 2015. № 42 (1157). С. 72–80.

90. Фивег. М.П. Как образуются залежи каменной и калийных солей. Новосибирск : Наука. 1983. 81 с.

91. Хаин В.Е. Общая геотектоника. Москва : Недра, 1973. 512 с.

92. Хоменко В.А. Девон Днепровско-Донецкой впадины. Киев : Наукова думка, 1986. 113 с.

93. Хрущов Д.П. Літологія і калієносність соляних відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Київ : Наук. думка, 1971. 190 с.

94. Хрущов Д.П., Шехунова С.Б. О механизме движения вещества в солянокупольних структурах по литологическим данным. *Инженерно-геологические проблемы создания подземных хранилищ*. Москва : Недра, 1988. С. 108–115.

95. Черненко Ю.О., Мачуліна С.О. Особливості поширення девонських солей у Дніпровсько-Донецькому нафтогазоносному рифтогені. *Нафтова і газова промисловість*. 2000. № 6. С. 6–9.

96. Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев : Наукова думка, 1980. 180 с.

97. Чирвинська М.В., Забелло Г.Д., Смекалина Л.В., Турчаненко Н.Т. Типы соляных структур и их роль при формировании локальных структур Днепровско-донецкой впадины (авлакогена). *Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур* : сборник материалов I симпозиума, г. Львов, 1964 г. Львов : Наукова думка. 1966. С. 160–169.

98. Шевчук В.В., Михайлов В.А. Загальна геотектоніка з основами геодинаміки : підручник. 2-ге вид., випр. Київ : ВПЦ Київський університет, 2005. 328 с.

99. Шехунова С.Б. Галотектокінез в кам'яній солі франської соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини: (за літологічними даними). *Тектоніка і стратиграфія*. 2005. вип. 34. С. 69–75.

100. Шехунова С.Б. Геодинамічні аспекти типізації літогенезу соленосних формацій. *Геологічний журнал*. 2009. № 9. С. 99–106.

101. Шехунова С.Б. Процеси літогенезу соленосних формацій. *Геологічний журнал*. 2009. № 2. С. 97–111.

102. Шнюков Е.Ф., Чекунов А.В., Вялов О.С. Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые. Киев : Наукова думка, 1986. 186 с.

103. Яценко В.С. Исследование палеотермических режимов осадочных бассейнов как средство прогнозирования нефтегазоносности Киев : Ин-т геологических наук УССР, 1989. 22 с. (Препринт. АН УССР, Ин-т геологических наук ; 89).

104. Khrushcov D.P., Shekchunova S.B. Chief of the department of sedimentology research worker. Proceedings of Symposium on Diapirism (with special reference to Iran), 8th – 14th December 1990, Islamic Republic of Iran, Tehran University Governory of Hormozgan. 1990. Vol. 2. P. 213-221.

105. Trusheim F. Mechanism of salt migration in northern Germany // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1960. Vol. 44. № 9. P. 1519-1540.
106. Misch D., Sachsenhofer R.S., Bechtel A., Gratzner R., Gross D. Oil-gas – source rock correlations in the Dniepr-Donets Basin (Ukraine): New insights into the petroleum system. *Marine and Petroleum Geology*. 2015. Vol. 67. P. 720-742
- 107 Reinhard F. Sachsenhofer, Viacheslav F. Shymanovskyy, Achim Bechtel, Reinhard Gratzner, Brian Horsfield and Doris Reischenbacher Paleozoic source in the Dniepr-Donets Basin, Ukraine. *Petroleum Geoscience*. 2010. Vol. 16. P. 377-399.
108. Reinhard F. Sachsenhofer, Yuriy V. Kottun Black shales in Ukraine – A review. *Marine and Petroleum Geology*. 2012. Vol. 31. P. 125-136.
109. Waltham D. Why does salt start to move? Tectonophysics. 1997. Vol. 282. P. 117-128.

ДОДАТКИ

Додаток 1

Список публікацій здобувача

ПЕРЕЛІК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

в яких опубліковані основні наукові результати дисертації

1. Куриленко В.С. Графо-аналитический метод оценки генерационного потенциала визейской доманикоидной толщи Днепровско-Донецкой впадины / В.С. Куриленко, С.А. Мачулина, Е.П. Олейник // Корисні копалини осадових басейнів; сучасні методи літологічних досліджень: збірник наукових праць ІГН НАН України. – 2010. – Вип. 3. – С. 281–286. (Особистий внесок – графічна візуалізація отриманих результатів).
2. Олійник О.П. Палеотектонічна реконструкція розвитку Скоробагатьківської солянокупольної структури / О.П. Олійник // Вісник Київського університету. Серія Геологія. – 2011. – № 53. – С.7–10.
3. Куриленко В.С. Кинематика крупных сдвиговых систем Сан-Андреас, Левант и Днепровско-Донецкого палеорифта / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Геологічний журнал – 2015. – № 3 (352). – С. 32–42. (Особистий внесок – обробка даних, систематизація і програмна візуалізація отриманих даних).
4. Куриленко В.С. Взаимосвязь палеомагнитных данных и основных тектонических событий на Восточно-Европейской платформе в фанерозое / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Тектоніка і стратиграфія. – 2015. – № 42. – С. 11–18. (Особистий внесок – програмна візуалізація результатів і графічних побудов).
5. Олійник О.П. Прогнозні прирозломні рифогенні пастки вуглеводнів схилу Висачківсько-Ромоданівської антикліналі південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Доповіді НАН України. – 2017. – № 2. – С. 49–52.
6. Олійник О.П. Результати палеотектонічних та структурно-термоатмогеохімічних досліджень у зв'язку з нафтогазоперспективністю Скоробагатьківської площі Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник, Д.М. Пожежа, О.М. Малишев // Геологічний журнал. – 2017. – № 2 (359). – С.

49–56. (Особистий внесок – збір та обробка даних, узагальнення даних попередніх досліджень, виконання порівняльного аналізу, побудова карт, візуалізація результатів, формулювання висновків).

7. Олійник О.П. Геологія і перспективи нафтогазоносності воронезької товщі Висачківсько-Ромоданівської структури / О.П. Олійник, С.О. Мачуліна, В.С. Куриленко // Нафтогазова галузь України. – 2018. – № 1. – С. 3–6. (Особистий внесок – збір та обробка даних, побудова геологічного розрізу, графіку занурення, програмна візуалізація побудов, аналіз отриманих результатів, формулювання висновків).

8. Олійник О.П. Динаміка розвитку солянокупольних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Геологічний журнал. – 2019. – № 1 (366). – С. 109–117.

які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

9. Куриленко В.С. О влиянии катагенеза на углеводородный потенциал нефтегазопродуцирующих пород / В.С. Куриленко, С.А. Мачулина, Е.П. Олейник // Матеріали міжнародної наукової конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», 9-11 листопада 2010 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2010. – С. 38.

10. Куриленко В.С. Оценка генерационного потенциала визейских доманикоидных пород Днепровско-Донецкой впадины методом балансового моделирования / В.С. Куриленко, С.А. Мачулина, Е.П. Олейник // Материалы научно-практической конференции «Зоны концентрации углеводородов в нефтегазоносных бассейнах суши и акваторий», 28 червня-2липня 2010 г. – СПб. – 2010. – С. 243–246.

11. Мачуліна С.О. Нетрадиційні колектори вуглеводнів чорносланцевих порід карбону Дніпровсько-Донецької западини / С.О. Мачуліна, О.П. Олійник // Матеріали II міжнародної науково-практичної конференції «Нафтогазова геофізика – інноваційні технології», 25-29 квітня 2011 р. – Івано-Франківськ. – 2011. – С. 146–150.

12. Олейник Е.П. Роль девонского вулканизма в формировании соляных структур Днепровско-Донецкой впадины / Е.П. Олейник // Материалы II международной научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы», Российская Федерация, 12-17 сентября 2013 г. – Туапсе : АГУ, 2013. – С. 149–152.

13. Мачуліна С.О. Нафтогазоматеринські товщі та генераційний потенціал Причорноморсько-Кримського регіону / С.О. Мачуліна, О.П. Олійник // Матеріали XI міжнародної конференції «Азово-Чорноморський полігон изучения геодинамики и флюїдодинамики формирования месторождений нефти и газа», 16-20 вересня 2013 р. – Ялта. – 2013. – С. 76–78.

14. Олійник О.П. Тектоно-геодинамічні умови формування соляних структур Південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Матеріали науково-практичної конференції до 100-річчя від дня народження В.П. Макридіна «Новітні проблеми геології», 21-23 травня 2015 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2015. – С. 168–170.

15. Олійник О.П. Особливості структурно-тектонічного розвитку Скоробагачківського газоконденсатного родовища / О.П. Олійник // Матеріали міжнародної наукової конференції «Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи», 2-4 вересня 2015 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2015. – С. 57–61.

16. Куриленко В.С. К анализу развития крупных сдвиговых систем / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Матеріали науково-практичної конференції до 100-річчя від дня народження В.П. Макридіна «Новітні проблеми геології», 21-23 травня 2015 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2015. – С. 166–167.

17. Куриленко В.С., Олійник О.П. Палеомагнітні данні в геокінематичних реконструкціях Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену / В.С. Куриленко, О.П. Олійник // Матеріали міжнародної наукової конференції «Геологія горючих копалин: досягнення та

перспективи», 2-4 квітня 2015 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2015. – С. 49–53.

18. Мачуліна С.О., Олійник О.П. Особливості просторового поширення доманікоїдних відкладів в Дніпровсько-Донецькій западині та їх роль в утворенні пасток вуглеводнів / С.О. Мачуліна, О.П. Олійник // Матеріали міжнародної наукової конференції «Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи», 2-4 вересня 2015 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2015 – С. 145–148.

19. Олійник О.П. Прогнозні прирозломні біогерми центральної частини південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Тези доповідей науково-практичної конференції присвяченої В.П. Макридіну «Новітні проблеми геології», 26-28 травня 2016 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2016. – С. 105–106. 2

20. Олійник О.П. Нафтогенераційна теригенна товщ в соляних відкладах Висачківсько-Ромоданівського підняття Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції з міжнародною участю «Сучасні проблеми нафтогазової геології», 16-17 червня 2016 р. – Київ : Друк СПД Попов Д.В., 2016. – С. 62–64.

21. Куриленко В.С. Влияние “дрейфа” Восточно-Европейской платформы на формирование Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материалы 48 тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ», Российская Федерация, 2-6 февраля 2016 г. – Москва: ГЕОС, 2016. – Т. 1. – С. 310-314.

22. Куриленко В.С. Перспективи «сланцевої революції» в Україні / В.С. Куриленко, О.П. Олійник // Матеріали III міжнародної науково-практичної конференції «Екологія і природокористування в системі оптимізації відносин природи і суспільства», 24-25 березня 2016 р. – Тернопіль : Крок, 2016. – Ч. 2. – С. 38–41.

23. Куриленко В.С. Долгоживущие протяженные зоны сдвигов и связанные с ними землетрясения / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материали VIII международной научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы», Российская Федерация, 1-6 октября 2016 г. – Майкоп : Магарин О.Г., 2016. – С. 184–188.

24. Олійник О.П. Геологічні передумови нафтогазоносності тріасових відкладів Висачківсько-Ромоданівської солянокупольної структури / О.П. Олійник // Матеріали міжвузівської науково-практичної конференції студентів та аспірантів «Геологія нафти і газу», 16-17 травня 2017 р. – Харків : ТОВ “ТО Ексклюзив”, 2017. – С. 36-37.

25. Олейник Е.П. Геология и палеогеотермическая характеристика девонской (воронежской) доманикоидной толщи Днепровско-Донецкой впадины / Е.П. Олейник, В.С. Куриленко, С.А. Мачулина // Материали Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления», Российская Федерация, 26-28 сентября 2017 г. – Сыктывкар : Геопринт, 2017. – С. 142–144.

26. Куриленко В.С. Сдвиговые зоны на границах континентов и океанов / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материали 49 тектонического совещания, посвященному 100-летию академика Ю.М. Пушаровского «Тектоника современных и древних окраин», Российская Федерация, 3-6 февраля 2017 г. – Москва : ГЕОС, 2017. – С. 220–225.

27. Куриленко В.С., Олейник Е.П. К истории формирования Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена (с учетом палеомагнитных данных) / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материалы международной научно-практической конференции посвященной 215-летию со дня рождения И. Домейко «Геологические минерально-сырьевые ресурсы запада Восточно-Европейской платформы: проблемы изучения и рационального использования», Беларусь, 31 июля – 3 августа 2017 г. – Минск : СтройМедиаПроект, 2017. – С. 184–187.

28. Куриленко В.С. Схема превращения органического вещества в углеводороды в процессе катагенеза / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Матеріали міжвузівської науково-практичної конференції студентів та аспірантів «Геологія нафти і газу», 16-17 травня 2017 р. – Харків : ТОВ “ТО Ексклюзив”, 2017. – С. 29 – 30.

29. Олійник О.П. Динаміка розвитку солянокупольних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник // Матеріали науково-практичної конференції пам'яті В.П. Макридіну і присвяченої 100-річчю до дня народження І.М. Ремізова «Новітні проблеми геології», 26-27 травня 2018 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2018. – С. 130–133.

30. Олейник Е.П. Корреляция разрезов нижнекаменноугольных и девонских отложений на основе литогеофизического метода на примере Скоробагатьковской соляной структуры Днепровско-Донецкой впадины / Е.П. Олейник // Материалы международной научной конференции посвященной 100-летию со дня рождения академика А.С. Махнача «Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий», Беларусь, 15-16 ноября 2018 г. – Минск : СтройМедиаПроект, 2018. – С. 153–156.

31. Куриленко В.С. Особенности соляного диапиризма в Днепровско-Донецкой впадины / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материалы международной научной конференции посвященной 100-летию со дня рождения академика А.С. Махнача «Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий», Беларусь, 15-16 ноября 2018 г. – Минск : СтройМедиаПроект, 2018. – С. 92–95.

32. Куриленко В.С. Фазовые и элементные отношения продуктов генерации из захороненного органического вещества в процессе катагенеза / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Матеріали науково-практичної конференції пам'яті В.П. Макридіна і присвяченої 100-річчю з дня народження І.М. Ремізова «Новітні проблеми геології», 26-27 квітня 2018 р. – Харків : Видавництво Іванченка І.С., 2018, С. 86–87.

33. Куриленко В.С. Соляной диапиризм внутриконтинентального Днепровско-Донецкого палеорифта. / В.С. Куриленко, Е.П. Олейник // Материалы 51 тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов», Российская Федерация, 29 января-02 февраля 2019 г. – Москва : ГЕОС, 2019. – Т. 1. – С. 334–338.

які додатково відображають наукові результати дисертації:

34. Лукін О.Ю., Коржнев П.М., Науменко О.Д., Олійник О.П. Виявлення нових родовищ вуглеводнів з покладами в піщаних колекторах різного генезису / О.Ю. Лукін, П.М. Коржнев, О.Д. Науменко, О.П. Олійник // *Наука і інновації*. – 2013. – № 3. – С. 29–31.

Авторські свідоцтва:

35. А.с. № 26339 Україна. Модель геологічного розвитку Скоробагатківської солянокупольної структури / О.П. Олійник; заявл. від 23.07.2008 р., опубл. від 03.11.2008 р.. Бюл. № 17, с. 282.

36. А.с. № 30239 Україна. Нові дані про динаміку розвитку соляних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник; заявл. від 13.07.2009 р., опубл. від 15.09.2009 р.. Бюл. № 20, с. 61.

37. А.с. № 66039 Україна. Прогнозні прирозломні біогерми схилу Висачківсько-Ромоданівської антикліналі південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини / О.П. Олійник; заявл. від 12.04.2016 р.; опубл. від 14.06.2016 р.. Бюл. № 41, с. 174.

Додаток 2

Авторські свідоцтва на твір



УКРАЇНА
Міністерство освіти і науки України
Державний департамент інтелектуальної власності

СВІДОЦТВО

про реєстрацію авторського права на твір

№ 26339

Стаття "Модель геологічного розвитку Скоробатківської солянокупольної структури"

(вид, назва твору)

Автор(и) Олійник Олена Петрівна

(повне ім'я, псевдонім (за наявності))

Дата реєстрації

03.11.2008

Голова Державного департаменту
інтелектуальної власності



М.В.Паладій



**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНИЙ ДЕПАРТАМЕНТ ІНТЕЛЕКТУАЛЬНОЇ ВЛАСНОСТІ**

Україна, МСП 03680, Київ-35, вул. Урицького, 45
Тел.: (044) 494-06-06 Факс: (044) 494-06-67

РІШЕННЯ

ПРО РЕЄСТРАЦІЮ АВТОРСЬКОГО ПРАВА НА ТВІР

Державний департамент інтелектуальної власності розглянув заяву

Олійник Олена Петрівна, вул. Майорова, 3, кв. 67, м. Київ, 04201

(повне ім'я автора, адреса)

заявка від 23.07.2008 № 26169

про реєстрацію авторського права на твір і прийняв рішення зареєструвати авторське право на твір **Стаття "Модель геологічного розвитку Скоробагачківської солянокупольної структури"; Олійник Олена Петрівна**

(вид, повна, скорочена (за наявності) назва твору, повне ім'я, псевдонім (за наявності) автора (ів))

Внесення відомостей до Державного реєстру свідоцтв про реєстрацію авторського права на твір та видача свідоцтва будуть здійснені за умови сплати збору за оформлення і видачу свідоцтва про реєстрацію авторського права на твір відповідно до п.3 постанови Кабінету Міністрів України від 27 грудня 2001 року № 1756 "Про державну реєстрацію авторського права і договорів, які стосуються права автора на твір".

Якщо протягом трьох місяців від дати одержання заявником рішення про реєстрацію авторського права на твір Державний департамент не одержав документ про сплату збору за оформлення і видачу свідоцтва у розмірі та порядку, визначених законодавством, або копію документа, що підтверджує право на звільнення від сплати зазначеного збору, заявка вважається відхиленою і реєстрація авторського права та публікація відомостей про реєстрацію Державним департаментом не проводиться.

**Голова Державного департаменту
інтелектуальної власності**



М.В.Паладій



УКРАЇНА
Міністерство освіти і науки України
Державний департамент інтелектуальної власності

СВІДОЦТВО

про реєстрацію авторського права на твір

№ 30239

Стаття "Нові дані про динаміку розвитку соляних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини"

(вид, назва твору)

Автор(и) Олійник Олена Петрівна

(повне ім'я, псевдонім (за наявності))

Дата реєстрації

15.09.2009

Голова Державного департаменту
інтелектуальної власності

М.В.Паладій





**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНИЙ ДЕПАРТАМЕНТ ІНТЕЛЕКТУАЛЬНОЇ ВЛАСНОСТІ**

Україна, МСП 03680, Київ-35, вул. Урицького, 45
Тел.: (044) 494-06-06 Факс: (044) 494-06-67

Р І Ш Е Н Н Я

ПРО РЕЄСТРАЦІЮ АВТОРСЬКОГО ПРАВА НА ТВІР

Державний департамент інтелектуальної власності розглянув заяву

Олійник Олена Петрівна, вул. Майорова, 3, кв. 67, м. Київ, 04201

(повне ім'я автора, адреса)

заявка від **13.07.2009** № **30322**

про реєстрацію авторського права на твір і прийняв рішення зареєструвати авторське право на твір **Стаття "Нові дані про динаміку розвитку соляних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини"; Олійник Олена Петрівна**

(вид, повна, скорочена (за наявності) назва твору, повне ім'я, псевдонім (за наявності) автора (ів))

Внесення відомостей до Державного реєстру свідоцтв про реєстрацію авторського права на твір та видача свідоцтва будуть здійснені за умови сплати збору за оформлення і видачу свідоцтва про реєстрацію авторського права на твір відповідно до п.3 постанови Кабінету Міністрів України від 27 грудня 2001 року № 1756 "Про державну реєстрацію авторського права і договорів, які стосуються права автора на твір".

Якщо протягом трьох місяців від дати одержання заявником рішення про реєстрацію авторського права на твір Державний департамент не одержав документ про сплату збору за оформлення і видачу свідоцтва у розмірі та порядку, визначених законодавством, або копію документа, що підтверджує право на звільнення від сплати зазначеного збору, заявка вважається відхиленою і реєстрація авторського права та публікація відомостей про реєстрацію Державним департаментом не проводиться.

**Голова Державного департаменту
інтелектуальної власності**



М.В.Паладій



**ДЕРЖАВНА СЛУЖБА
ІНТЕЛЕКТУАЛЬНОЇ
ВЛАСНОСТІ УКРАЇНИ**
Україна, 03680, МСП, м. Київ-35,
вул. Урицького, 45
Тел. (044) 494-06-06
Факс (044) 494-06-67
E-mail: post@sips.gov.ua



**STATE INTELLECTUAL
PROPERTY SERVICE
OF UKRAINE**
Ukraine, 03680, MSP, Kyiv-35,
45, Urytskogo str.
Tel. (044) 494-06-06
Fax (044) 494-06-67
E-mail: post@sips.gov.ua

Р І Ш Е Н Н Я

ПРО РЕЄСТРАЦІЮ АВТОРСЬКОГО ПРАВА НА ТВІР

Державна служба інтелектуальної власності розглянула заяву

Олійник Олена Петрівна, вул. Майорова, 3, кв. 67, м. Київ, 04201

(повне ім'я автора, адреса)

заявка від 12.04.2016 № 66393

про реєстрацію авторського права на твір і прийняла рішення зареєструвати авторське право на твір **Стаття "Прогнозні природозломні біогерми схилу Ісачківсько-Ромоданівської антикліналі південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини"; Олійник Олена Петрівна**

(вид, повна, скорочена (за наявності) назва твору, повне ім'я, псевдонім (за наявності) автора (ів))

Внесення відомостей до Державного реєстру свідоцтв про реєстрацію авторського права на твір та видача свідоцтва будуть здійснені за умови сплати збору за оформлення і видачу свідоцтва про реєстрацію авторського права на твір відповідно до п.3 постанови Кабінету Міністрів України від 27 грудня 2001 року № 1756 "Про державну реєстрацію авторського права і договорів, які стосуються права автора на твір".

Якщо протягом трьох місяців від дати одержання заявником рішення про реєстрацію авторського права на твір Державна служба не одержала документ про сплату збору за оформлення і видачу свідоцтва у розмірі та порядку, визначених законодавством, або копію документа, що підтверджує право на звільнення від сплати зазначеного збору, заявка вважається відхиленою і реєстрація авторського права та публікація відомостей про реєстрацію Державною службою не проводиться.

**В.о. Голови Державної служби
інтелектуальної власності**

А.А.Малиш

