

Наступні аналітичні операції з виконання грид-аналізу також використовують функціональні можливості спеціалізованих модулів 3D Analyst та Spatial Analyst. Так, зокрема, є можливим проведення статистичного аналізу побудованих морфометричних поверхонь із отриманням даних щодо максимальних та мінімальних висот, їх розподілу та стандартного відхилення.

Для виявлення новітніх та сучасних рухів земної кори, для кількісної оцінки амплітуд вертикальних рухів, а також для окреслення локальних структур, які утворилися в результаті цих рухів, найбільш інформативними є карти різниць базисних, вершинних та вершинно-базисних поверхонь. Різниці базисних поверхонь створюються шляхом графічного віднімання базисної поверхні вищого порядку (третього, четвертого і т.д.) із поверхні нижчого (другого, третього і т.д.) порядку.

Віднімання базисних поверхонь виконується за методом П.А. Рижова [4]. Графічне віднімання суміжних базисних поверхонь виконується шляхом накладання однієї базисної поверхні на іншу – суміжну. Різниці вершинних поверхонь отримуються шляхом графічного віднімання вершинної поверхні нижчого (другого, третього і т.д.) із вершинних поверхонь вищих (третього, четвертого і т.д.) порядків.

Найвідповідальнішим етапом структурно-морфометричного аналізу є інтерпретація побудованих морфометричних карт. Найбільш складними формами характеризуються морфометричні поверхні гірсько-складчастих областей із значно розчленованим рельєфом. Наявність складних дислокаційних форм та постійна зміна морфології рельєфу ускладнюють форму різногенетичних поверхонь і утруднюють завдання їх відтворення. Однак слід зазначити, що саме у цих районах структурно-морфометричний метод є найбільш інформативним, оскільки дозволяє виявити низку різнопорядкових тектонічних структур за характерними морфометричними ознаками, особливо у межах тих районів, де вивчення їх прямими геологічними методами є практично неможливими у зв'язку із закритістю територій, дуже розчленованим рельєфом тощо. Так, у межах областей, де рельєф являє собою низькогір'я або середньогір'я, локальні тектонічні структури виявляються шляхом сумісної інтерпретації карт базисних поверхонь і залишкового рельєфу, а також карт вершинних поверхонь та локального розмиву низьких порядків. Це дозволяє уточнити тектонічні схеми досліджуваних територій та виявити особливості виразу тектонічних структур у рельєфі (прямий або інверсійний).

УДК 551.247.1:551.248.1(477.53)

Значні відмінності в інтерпретації створених морфометричних карт обумовлені також різними ландшафтно-кліматичними умовами різноширотних зон, що пояснюється розвитком різногенетичного рельєфу, наявністю морфоскульптурних форм різної морфології, відмінною інтенсивністю денудаційних процесів та ін. Ці обставини також повинні враховуватись при обґрунтуванні кінцевих висновків щодо еволюції рельєфу та тектонічних структур.

Висновки. Продемонстровано можливість адаптації класичної методики структурно-морфометричного аналізу до середовища ГІС із застосування просторового аналізу та моделювання, що дозволяє отримати адекватні моделі різногенетичних поверхонь палео- та сучасного рельєфу. Підтверджено найвищу інформативність карт різниць базисних поверхонь між суміжними порядками для кількісної оцінки амплітуд вертикальних рухів та виявлення локальних активних структур. Інтерпретація отриманих карт дозволяє провести ґрунтовний аналіз розвитку рельєфу в новітній час, визначити етапність його формування та реконструювати тектонічну еволюцію регіону. Виділення окремих морфологічних елементів рельєфу та їх кількісний аналіз потребують обов'язкових уточнень за даними польових спостережень. Представлена методика структурно-морфометричних досліджень рельєфу у комплексі з геологічними методами та ґрунтовним геологічним аналізом є основою для відтворення тектонічних рухів та геолого-геоморфологічної будови певного регіону і може бути застосована для реконструкції новітнього тектогенезу у регіонах із розчленованим рельєфом та складною геологічною будовою, зокрема у Карпатах, Канівському Придніпров'ї та інших.

1. Ішук О. О., Коржнев М. М., Кошляков О. Є. Просторовий аналіз і моделювання в ГІС. – К., 2003. 2. Мироненко В.И. Использование морфометрических методов анализа рельефа дневной поверхности для изучения неотектонических движений в нефтегазоносных регионах (на примере Сребненской впадины ДДВ и ее обрамления) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2007. – С.252-258. 3. Мкртчян О.С., Чупило Г.Р. Геоінформаційний аналіз просторових зв'язків морфометрії рельєфу із геологічною структурою (на прикладі західної частини вододільно-верховинських та полонинських Карпат) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2008. – С. 167-178. 4. Рижов П.А. Геометрия недр. – М., 1964. 5. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов, 1960. 6. Чернова И.Ю., Хасанов Д.И., Жарков И.Я. [и др.] Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС // Arcreview. – №1 (32). – 2005.

Надійшла до редколегії 06.09.10

О. Олійник, здобувач

ПАЛЕОТЕКТОНІЧНА РЕКОНСТРУКЦІЯ РОЗВИТКУ СКОРОБАГАТЬКІВСЬКОЇ СОЛЯНОКУПОЛЬНОЇ СТРУКТУРИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. В.В. Озарем)

На основі побудов палеогеологічних розрізів визначено основні етапи тектонічного розвитку та розроблено модель Скоробагатківської солянокупольної структури, яка є нафтогазоносною і типовою для Центральної частини Дніпровсько-Донецької западини.

Proceeding from the author-made paleogeological sections, the main stage of the Skorobogatky structure's tectonic development are considered. A model of the Skorobogatky salt dome structure (typical for central part of the Dnieper-Donets Depression) is suggested and discussed.

Вступ. У розрізі девону Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) виділяються дві соленосні товщі: верхня в фаменському і нижня у франському ярусі. В процесі тектонічних рухів девонські соляні породи зазнали інтенсивної пластичної деформації, яка призвела до утворення

численних куполоподібних підняттяв, з якими часто пов'язані поклади вуглеводнів (ВВ). Солі вважаються найкращими покришками, що надійно захищають скупчення ВВ від руйнування. Тому вивчення умов формування соляних структур необхідне для розуміння процесів, які керу-

ють накопиченням ВВ та їх втратою при руйнуванні пасток [4]. До соленосних формацій приурочені поклади кам'яної і калійної солей, сірки, ртуті і поліметалів, з ними генетично пов'язана значна частина джерел мінеральних вод, що визначає практичне і актуальне значення досліджень солянокупольних структур.

Матеріали і методика досліджень. У даній роботі використано результати геофізичних робіт (сейсмо- і гравірознавчих), структурні карти за сейсмічними відбиваючими горизонтами $V_{в3}$, $V_{в2}$, $IV_{б}$, сеймостратиграфічні розрізи поперечного регіонального сейсмічного профілю РП МСГТ Березняки-Недригайлів, який перетинає Центральну частину ДДЗ, матеріали бурових робіт (випробування свердловин), результати ГДС, петрографічний опис керну, стратиграфічні розбивки.

Ревізія опублікованих і фондових матеріалів у порівнянні з результатами наших досліджень показала, що геологічна будова Скоробагатківської структури потребує уточнення. Була застосована серія методів палеотектонічного аналізу для виконання ретроспективного реконструкції і поглибленої уяви про будову і геотектонічні умови розвитку, визначення наявності стратиграфічних перерв, ерозійних поверхонь, специфіки нафтогазо накопичення. Мета дослідження полягає в уточненні моделі соляного штоку і з'ясуванні історії геологічного розвитку Скоробагатківської структури на основі вивчення геотектонічних умов седиментації, які сприяли локалізації покладів ВВ.

Геологічна будова і нафтогазоносність Скоробагатківської площі. У тектонічному відношенні структура приурочена до північного схилу Жданівського прогину Центральної частини ДДЗ. У будові підняття беруть участь відклади верхнього відділу девону, кам'яновугільні, верхнього відділу пермської системи і мезозойсько-кайнозойські утворення. Загальна потужність осадового чохла становить не менше 8,5 км. Глибина залягання кристалічного фундаменту в регіоні становить 8-9 км.

За даними геолого-геофізичних досліджень структура є криптодіапіровою брахіантиклінальною північно-східного простягання. Найвищий рівень підняття солі – до відкладів серпуховського ярусу – встановлено свердловиною 380 на глибині 3949 м. Соляне ядро обмежене дугоподібними скидами, які характеризуються тривалим розвитком і розмежовують структуру на п'ять блоків. Розмір складки за нижньовізейськими відкладами складає 7,0x5,0 км; верхньовізейськими – 6,5x4,5 км, московськими – 4,5x4,0 км. З пізньовізейського часу соляні утворення не виходили на поверхню, а перекриваються малопотужними відкладами більш молодого віку. З часом відбувається поступове виположування структурних форм і затухання тектонічних порушень. Структурний план за нижньопермськими відкладами різко відмінний від попередніх: на поверхні виділяється структурний ніс. За мезозойськими відкладами структури відповідає монокліналь з південно-західним напрямком падіння порід.

Промислово продуктивними є горизонти М-5 московського і Б-6 башкирського ярусів середнього карбону та В-15, В-16, В-17, В-18 верхньовізейського під'ярусу нижнього карбону. Вони містять поклади газоконденсату за винятком горизонту М-5, в якому встановлено скупчення нафти. Поклади пластові склепінні тектонічно екрановані та літологічно обмежені; утворюють поверх нафтогазоносності понад 1500 м. Колектори – пісковики з пористістю 16-11 % [1].

Результати досліджень. Схема кореляції. На основі літогеофізичного методу [2] складено детальну кореляційну схему палеозойських відкладів Скоробагатківської площі для інтервалу від подошви башкирського ярусу до вибою свердловин. При складанні кореляційної схеми були використані діаграми стандартного

каротажу свердловин 2, 7, 380 (характеристика показників уявного електричного опору (крива КС) і спонтанної поляризації (крива ПС), частково радіоактивного каротажу (криві РК), опис керну, та стратиграфічні дані. Схема покладена в основу палеорекоконструкції для відтворення детальної моделі штоку та його розвитку.

Розріз свердловини 7 розкриває верхньосерпуховські, частково нижньосерпуховські, візейські і девонські відклади. За характеристикою кривих ГДС розріз складений перешаруванням аргілітів і щільних алевролітів. У візейській товщі виділений продуктивний горизонт В-15 з двома колекторами-алевролітами, що містять газоконденсат ($Q=9 \text{ т м}^3/\text{добу}$ і $Q=377 \text{ т м}^3/\text{добу}$). Візейські відклади із стратиграфічною перервою (~19 млн рр) перекривають верхньодевонські. Розріз девонських відкладів у свердловині починається товщею кепроку (~40 м) над соляним тілом.

У свердловині 2 верхньо- і нижньосерпуховські відклади складені глинисто-алевро-піщаними породами, перешаруванням верств щільних, місцями тріщинуватих, аргілітів з алевролітами та прошарками вапняків. У розрізі верхньовізейських відкладів виділяють продуктивні горизонти: В-13, В-14, В-15, В-16. З горизонту В-16 отримані припливи газу та конденсату: $Q_{г}=144 \text{ т м}^3/\text{добу}+Q_{к} = 14 \text{ м}^3/\text{добу}$, $Q_{г}=138 \text{ т м}^3/\text{добу}+Q_{к}=12 \text{ м}^3/\text{добу}$. Під вапняками виділяється базальна товща, складена перевідкладами і перемитими уламками вапняків та брекчій діабазів, що вказує на розмив підстиляючих порід і стратиграфічну перерву в інтервалі часу від верхнього візе до верхнього девону (24 млн рр).

Розріз верхнього девону представлений відкладами кепроку і чистою сіллю. У відкладах кепроку (363,5 м) ми виділили дві товщі, а саме: верхню (202,5 м), яка складена дрібними уламками і брекчією карбонатного і діабазового складу, та нижню (143,5 м), що представлена тріщинуватою грубоуламковою брекчією діабазового складу. Між товщами кепроку залягає пачка прошарок (17,5 м) глинистих порід з уламками карбонатних чи сульфатних. Таким чином, у потужному кепроку штока вперше виділено дві різні за розмірами уламків і промислово-геофізичними даними товщі, що свідчить про складний, нерівномірний розвиток соляного тіла. Можливо, грубоуламкова брекчія характеризує пришвидшений ріст штока, а дрібні уламки брекчії свідчать про уповільнення росту, коли уламки встигали роздробитися і перетертися. На зміну темпу росту соляного діапіру вказує і проміжна глиниста пачка порід.

У свердловині 380 серпуховські відклади характеризуються перешаруванням аргілітів, вапнистих аргілітів і алевролітів, які залягають на верхньодевонських відкладах (товща кепроку) зі стратиграфічною перервою (~29-30 млн рр.).

Кarti ізопакіт. Кarti ізопакіт побудовано за методом сходження структурних планів сейсмічних горизонтів, приурочених до маркуючих реперів: $V_{в3}$ (товща вапняків C_{1v1}), $V_{в2}$ (пласт вапняку C_{1v2}), $V_{б2}$ ("башкирська плита" C_{2b1}), $IV_{б}$ (подошва хемогенного комплексу P_{1a}).

Історія розвитку структури за картами ізопакіт (рис. 1) свідчить, що в склепінні підняття, обмеженому диз'юнктивними порушеннями і розривами, спостерігаються локальні мінімальні потужності, які підтверджують ріст соляного тіла саме в ці епохи. Порушення мали конседаментацийний ріст протягом пізньовізейсько-башкирського часу. Дрібним розломам в склепінні структури властиве короткотривале життя і, вірогідно, вони були утворені за рахунок вигинання перекриваючих порід під час росту соляного ядра та мали постседиментаційний характер. Кожний блок, утворений певною групою розломів, мав власну історію розвитку і режим седиментації завдяки особливостям геотектонічних умов кожного етапу формування.

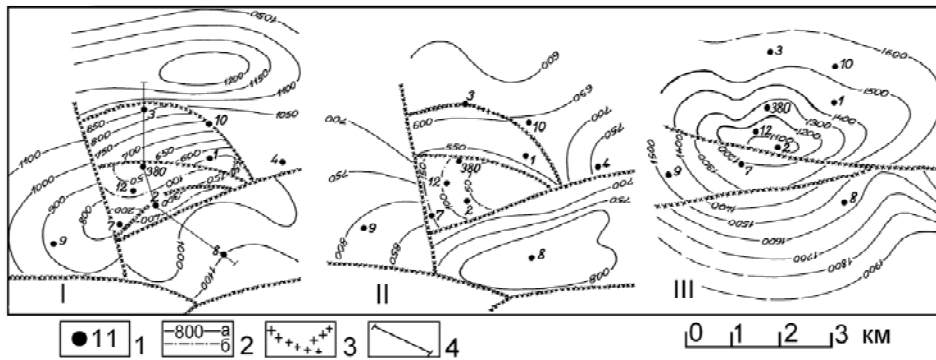


Рис. 1. Карти ізопакіт між відбиваючими горизонтами
I – Vb₃ (C₁ v₁) і Vb₂ (C₁ v₂), II – Vb₂ (C₁ v₂) і Vb₂ (C₂ b₁), III – Vb₂ (C₂ b₁) і IV6 (P₁ a):
 1 – свердловини, 2 – ізопакіти між відбиваючими горизонтами: за сейсмічними даними (а), за даними буріння (б),
 3 – розривні порушення, 4 – лінія геологічного розрізу

Палеотектонічні профілі вирівнювання. Палеотектонічні профілі вирівнювання Скоробагатьківської структури дають змогу відтворити історію формування і ріст соляного ядра з кепроком в певні геологічні часи. Історія розвитку структури досить складна. В той же час початкові етапи її розвитку були досить подібними з іншими соляними підняттями ДДЗ.

На денудованій поверхні кристалічного фундаменту залягають верхньодевонські відклади франського і фаменського віків, які представлені підсоляним (D₂+D₃), соленосним (D₃ev-lv) та надсоляним (D₃zd-dn-lb) комплексами. З ранньофранського до кінця евланолівенського часу за умов активного геотектонічного режиму на території відбулось формування соленосної палеодепресії. Надсольовий ефузивно-теригенний комплекс фаменських відкладів (~1800 м, за В.А. Хоменко [6]) був утворений за рахунок значних темпів осадконакопичення, активізації розломної тектоніки та інтенсивного вулканізму. В цей час палеотектонічні умови сприяли зародженню соляних структур ДДЗ, в тому числі і Скоробагатьківської. Факторами формування соляних

куполів були інтенсивність складчастих рухів, потужність і склад перекриваючих відкладів, поширення ослаблених зон (системи розломів) та об'єм живлення діапїрів соляними масами.

Витиснення соляних мас розпочалось у пізньодевонський час. В умовах інверсії густини порід шляхом адвективного переміщення відбулось відслонювання соляних утворень на денну поверхню. На початок турнейського часу (рис. 2, I) соляне ядро структури було обмежене системою розломів і був сформований кепрок за рахунок піднятої осадово-ефузивної уламкової товщі.

На початок пізньовізейського часу склепіння структури було припідняте над місцевістю, що сприяло інтенсивній денудації турнейсько-нижньовізейських відкладів і відповідно відслоненню солі на поверхні, де продовжував формуватись кепрок (рис. 2, II). За даними проведеної кореляції в склепінні структури відсутні відклади першої половини пізньовізейського часу до "гнідинцівського реперу" [2], що обумовлено регіональним прогинанням осьової зони і всієї території ДДЗ.

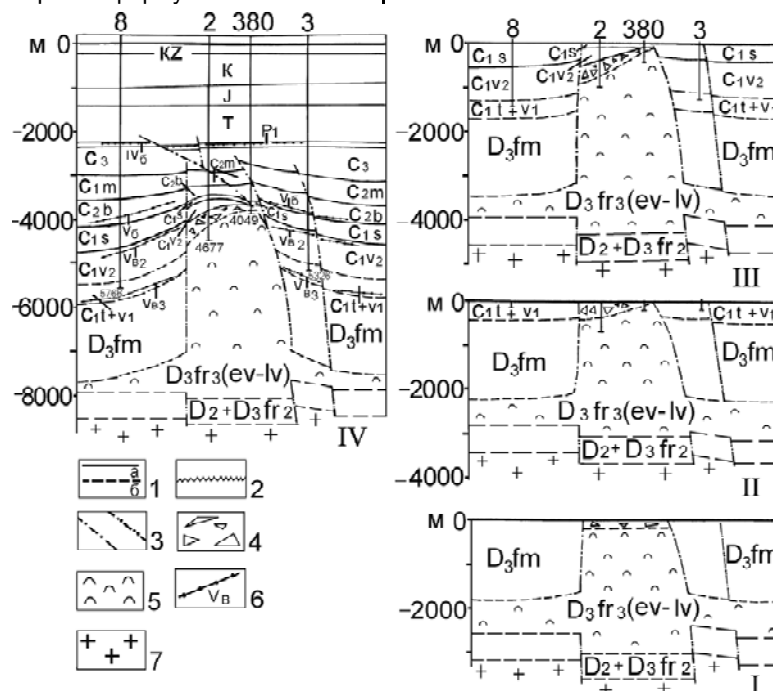


Рис. 2. Схематичні палеотектонічні профілі через Скоробагатьківську соляну структуру:
 1 – границі стратиграфічних комплексів за даними буріння (а) та ймовірні (б), 2 – стратиграфічні та кутові незгідності,
 3 – тектонічні порушення, 4 – брекчія кепрока, 5 – кам'яна сіль, 6 – відбиваючі сейсмічні горизонти,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

У межах площі це спричинило інтенсивне осадконакопичення на крилах (до 850 м), активізацію росту соляного штока і ерозійно-денудаційних процесів у склепінні. Уповільнення росту штока відбулось приблизно у другій половині пізньовізейського часу, що позначилось на потужності відкладів (210 і 380 м). Потужності відкладів у склепінні структури зменшені відносно крил у 2,17 рази.

Протягом серпуховського віку зберігалась попередня тенденція розвитку соляного куполу (рис. 2, III). Потужності відкладів на крилах – 379 і 506 м, у склепінні – 40-62 і 78 м, (відношення становить 10,08 рази). Башкирські відклади перекривають серпуховські із стратиграфічною й кутовою незгідністю (обумовленою перебудовою геодинамічного режиму розвитку ДДЗ, за М.І. Галабудою [3], або регіональним підняттям). Товщини на крилах складають 414 і 564 м, у склепінні – 178 і 209 м, (відношення – 3,17 рази).

У московсько-пізньокам'яновугільний час відзначається уповільнення росту структури: потужність московських відкладів на склепінні по відношенню до потужності на крилах менше в 1,95 рази, а верхнього карбону – в 1,35. Передпермський час характеризується як останній інверсійний етап розвитку структури. Слід зазначити, що нижньопермські відклади перекривають кам'яновугільні із стратиграфічною і кутовою незгідністю, обумовленою перебудовою структурного плану площі. На початок тріасу, завдяки регіональним тектонічним процесам, у пермських відкладах утворився міні-грабен просідання. З юрського періоду структура набула будову наближену до сучасної і надалі суттєвих змін не зазнала (рис. 2, IV).

Графіки швидкостей осадконакопичення. Палеотектонічні дослідження завершуються створенням графіків швидкостей осадконакопичення. Графіки відображають темпи осадконакопичення, характер росту соляного штоку і є необхідними й важливими дослідженнями для тектоніки та нафтогазової геології [5].

Графіки побудовано для свердловин 3 і 8, які розташовані на крилах, та для свердловин 2 і 380 – у склепінні Скоробагатьківської структури. Оскільки девонські утворення площі недостатньо вивчені, то були використані суми середніх потужностей (~1800 м) франсько-фаменських відкладів за даними В.А. Хоменко [6]. Турнейсько-нижньовізейські відклади також нерозчленовані внаслідок недостатньої інформації.

Згідно з графіками (рис. 3) показники швидкостей осадконакопичення для свердловин 3 і 8 на проміжку часу від D₂ef до P₁ характеризуються ритмічною зміною. Прискорення швидкостей характерні для девонського періоду – 124 м/млн рр, пізньовізейського часу – 111,5 і 110,3 м/млн рр (свердловини 3 і 8 відповідно), башкирського віку – 69 і 94 м/млн рр, пізньокам'яновугільної епохи – 51,5 і 55,2 м/млн рр. Уповільнення швидкостей характерні для турнейсько-ранньокам'яновугільного часу – 28,3 і 37,7 м/млн рр, московського віку – 35,4 і 45,8 м/млн рр, ранньопермської епохи – 6,9 і 8,7 м/млн рр відповідно.

Поведінку швидкостей осадконакопичення в склепінні, за даними свердловини 2, можливо охарактеризувати з пізньовізейського часу – 51,4 м/млн рр; для свердловини 380 і 2 – з серпуховського – 5,8 і 4,6 м/млн рр, башкирського – 73,3 і 29,7 м/млн рр, московського – 29,0 і 23,7 м/млн рр, пізньокам'яновугільного – 41,1 і 32,8 м/млн рр, пермського – 5,8 і 8,1 м/млн рр відповідно.

Після стратиграфічної перерви (P₁-P₂) темпи прогинання і процеси осадкоутворення поновились, відповідно до синеклізної стадії (T-Q) розвитку ДДЗ.

Таким чином, поведінка графіків швидкостей осадконакопичення свідчить, що проміжок часу девон-перм

(D₂-P₁) характеризується синхронними показниками амплітуд, як на крилах так і в склепінні, але з більшими показниками на крилах. Проміжок часу тріас-четвертинний період характеризується близькими числовими значеннями швидкостей осадконакопичення із закономірним зменшенням.

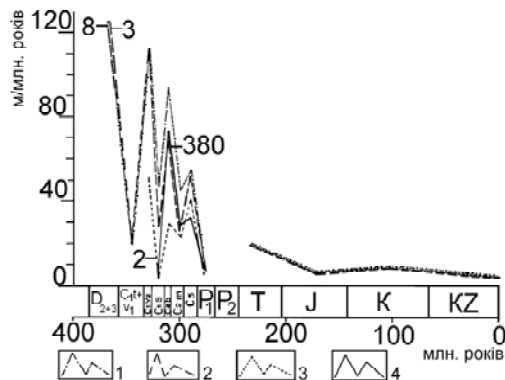


Рис. 3. Графіки швидкостей осадконакопичення за даними свердловин на крилах № 8 (1), № 3 (2), у склепінні № 2 (3), № 380 (4)

Висновки.

- 1) Основний розвиток структури відбувався в епохи найактивніших тектонічних рухів на території ДДЗ з докам'яновугільного по ранньопермський час.
- 2) За даними досліджень спостерігається прискорення швидкостей у девонському, пізньовізейському, башкирському, пізньокам'яновугільному часах і уповільнення – для турнейсько-ранньовізейського, серпуховського, московського, ранньопермського часів, та відзначається загальний перехід уповільнення швидкостей осадконакопичення від палеозойської до мезозойської ери, від мезозойської до кайнозойської, характерний для всієї території ДДЗ.
- 3) Визначено закономірне зменшення потужностей у напрямку від крил до склепіння, яке обумовлене одночасними процесами осадконакопичення і ростом підняття, що вказує на конседиментаційний характер розвитку структури. Виявлена двошарова будова кепрока свідчить про складний нерівномірний розвиток соляного тіла: грубуламковий склад характеризує пришвидшений ріст, прошарок – свідчить про зміну темпу росту, дрібноуламковий склад – про уповільнений ріст соляного тіла.
- 4) Сратиграфічні перерви, ерозійні поверхні і тектонічні порушення на склепінні структури пов'язані із регіональними тектонічними рухами на території ДДЗ у допізньовізейський, досерпуховський, добашкирський часи, які обумовили стрибкоподібний характер розвитку структури.
- 5) Нафтогазоносність Скоробагатьківської структури пов'язана із розвитком тектонічних порушень, які створювали умови для міграції вуглеводневих флюїдів у верхні горизонти і сприяли формуванню стратиграфічних та літологічних пасток ВВ, а також могли екранувати пастки різного типу.

1. Атлас родовищ нафти і газу України. – Львів, 1989. – Т.1.
 2. Гавриш В.К., Егурнова М.Г., Зайковський Н.Я. Циклостратиграфическая и литогеофизическая корреляция продуктивных горизонтов нижнего карбона и девона в связи с прогнозированием комбинированных ловушек углеводородов в Днепровско-Донецкой впадине. – К., 1987.
 3. Галабуда М.И., Кривошея В.О. Цикличность формирования Днепровско-Донецкой впадины. – К., 1988.
 4. Доленко Г.Н., Варичев С.А. Тектоника и нафтогазоносность Днепровско-Донецкой впадины. – К., 1981.
 5. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. – М., 1984.
 6. Хоменко В.А. Девон Днепровско-Донецкой впадины. – К., 1986.