

Це сприяло формуванню на інверсійних етапах еволюції палеорифту у його межах Михайлівського структурного прогину лінзоподібної морфології, типової для горизонтально-розсувних структур Pull-apart basin, з структурною незгодою накладаючись на рифтогенну структуру (рис. 5.8).

За решіткою тектонітів криволінійної морфології у фундаменті осьової зони ДДП сформувалися розлогі, овальні улоговини (рис. 5.9). Кінематичні механізми формування прирозломних синформних структур та тектонітів подібної морфології були вивчені польовими методами у фундаменті УЩ [127]. Встановлено, що у геодинамічній обстановці транспресії крупні блоки фундаменту, розташовані поміж двох динамічно пов'язаних, паралельних зон горизонтального зсування однойменної кінематики, набувають спроможності до горизонтальних рухів із одночасним обертанням в плані (рис. 5.9, врізка В). Такі овальні синформи утворюються за природним кінематичним механізмом крихко-в'язкої деформації "тектонічного вальцювання". Детальний структурно-кінематичний аналіз овальних улоговин палеорифту свідчить, що усі вони обмежуються площинами осьових скидо-зсувів. Це може вказувати на аналогічний кінематичний механізм їх формування як прирозломних дуплексів стискання, які складаються подвійними структурами підвороту або синклінальними складками волочіння.

Отже, у структурі фундаменту виділяється група синформних плащових структурних парагенезів рідної деформації, що охоплює крупні улоговини овальної форми в осьовій зоні ДДП. У тектонофізичному відношенні вони складаються із динамічно пов'язаних ансамблів структурних дуг розсування. В напрямку паралельному до простягання магістральних зсувів, вздовж структурних дуг відбуваються горизонтальні назад-поступальні переміщення геомас кристалічних порід у межах прилеглих до них тектонічних блоків. В умовах природного кінематичного механізму мегабудинажу блоків, через їх зсування-ковзання поміж паралельних зсувів

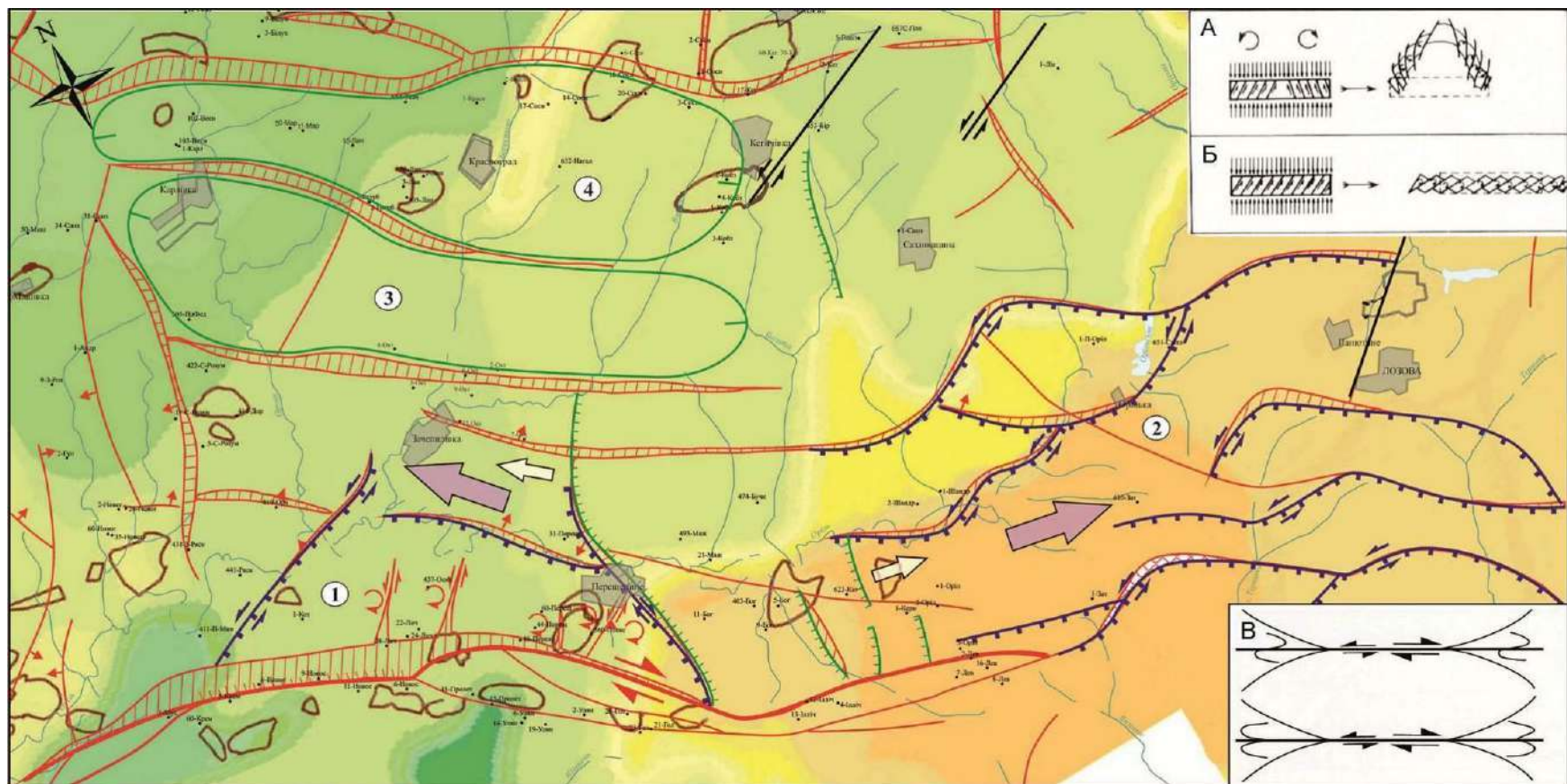


Рис. 5.9. Кінематичний механізм формування дугоподібних та овальних структурних парагенезів тектонічної течії на тектонічній схемі фундаменту південної прибортової зони Ізюмського сегменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. На врізках: принципові кінематичні моделі і структурні рисунки парагенезів: А – поперечного висування, Б – поздовжнього вигину, (за М. Л. Коппом, 1991); В – тектонічного мегабудинажу, за О.Б. Гінтовим, 2017. Цифри ①, ② прирозломні структурні парагенези: ① поздовжнього вигину в горизонтальній площині – Перещепинський, ② поперечного висування – Лозівський; ③, ④ овальні улоговини тектонічного мегабудинажу: ③ Карлівська, ④ Кегічівська. Умовні позначення на рис. 5.6.

однойменної кінематики, площини зсувів та первинні прямокутні обриси рифтогенних кільцевих улоговин набували овальної морфології.

Плащовий морфолого-генетичний тип деформаційних зон тектонічної течії неомас у поверхні фундаменту палеорифту складається із двох контрастних груп за тектонічним стилем та геодинамічним режимом формування – антиформних та синформних зон. Їх складають, відповідно, суцтурні дуплекси стискання та розтягу. Напрямки тектонічного транспорту геомас і кінематика рухів у межах обох груп плащових зон дислокацій визначається та контролюється іншим типом зон – лінеаментним.

Лінеаментний тип є другим морфолого-генетичним типом зон концентрованої реїдної деформації фундаменту, що утворює диз'юнктивний каркас інверсійних дислокацій рифтогенної структури ДДП. Його складають лінійні зони горизонтально-зсувного контролю (рис. 5.8, 5.10), які виділяються уздовж поперечних до вісі палеорифту зон надглибинних розломів. Вони з різкою просторовою незгідністю накладаються на рифтогенну структуру, фрагментуючи її на окремі тектонічні сегменти. Лінійні зони розломів складаються із окремих, динамічно спільних та кінематично однотипних, одновікових за часом тектонічної активізації ансамблів лінійних деформаційних зон сколювання. У рифтогенній структурі ДДП зони горизонтально-зсувного контролю виконують роль рухомих міжсегментних зон, що контролюють напрямки загального тектонічного транспорту геомас кристалічних порід та кінематику горизонтальних переміщень його складових структурних елементів плащового типу.

Перша група плащового типу складчастих зон інверсійних деформацій у структурі фундаменту контролюються лінійними зонами горизонтально-зсувних деформацій. Вони представлені дугоподібними, кулісно зчленованими, флексурними уступами фундаменту. У південній прибортовій і приосьовій зонах палеорифту за тектонофізичними даними виділено

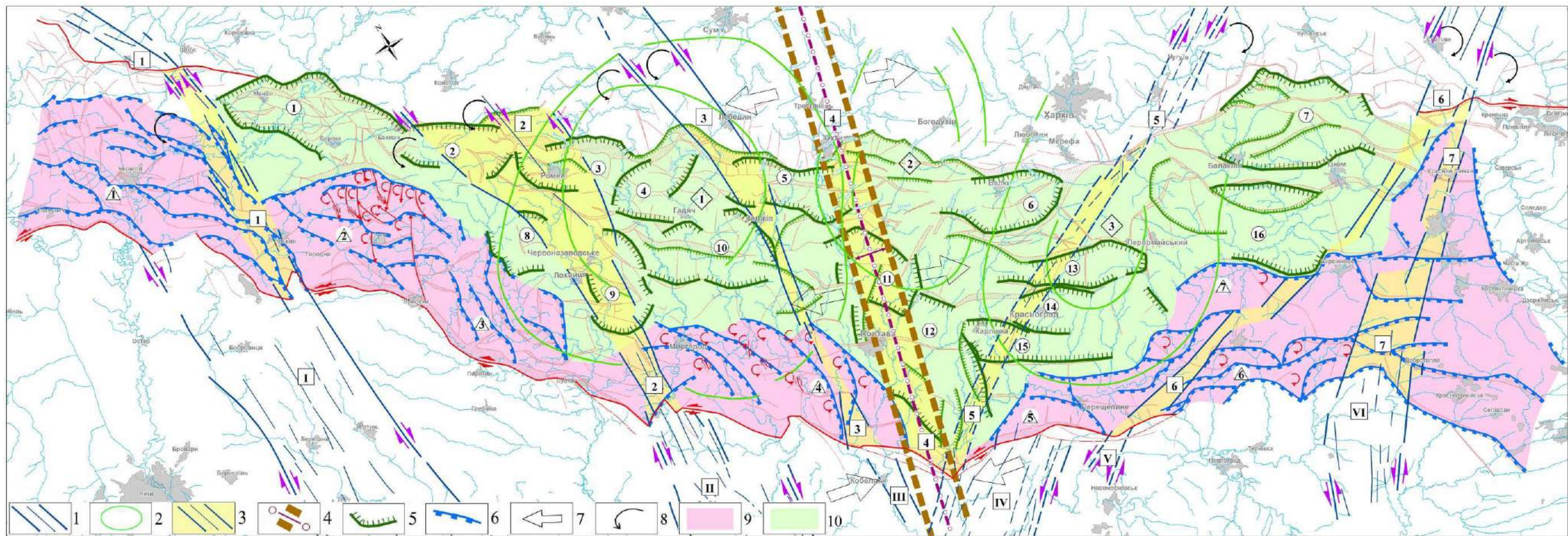


Рис. 5.10 Структурно-кінематична схема постріфтових структурних ускладнень архітектури фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту.

Цифри: **I** - **VI** - зони глибинних розломів : I - Кіровоградська; II - Криворізько-Кременчуцька; III- Дніпродзержинська; IV - Одеська; V- Балаклійсько-Синельниківська; VI - Центрально-Приазовсько-Слов'яногірська. **1** **3** - кільцеві дуготипні аномалії: 1 - Гадяцька; 2 - Богодухівська; 3 - Валківська, за матеріалами космоз'йомки [М. Крилов, 1988]). **1** - **7** - лінеаментні зони зсувного контролю: 1- Чернігівсько-Ніжинська; 2- Глобино - Конотопська; 3 - Кобеляцько - Лебединська; 4 - Михайлівсько-Охтирська; 5 - Карлівсько-Чугуївська; 6 - Лозівсько-Старобільська; 7 - Добропільсько-Сватівська. Структурні улоговини: 1) **1** - **7** - північної прибортової зони: 1 - Менсько-Борзнянська; 2 - Бахмацько - Великобубнівська; 3 - Роменсько-Південно-Панасівська; 4 - Синівська; 5- Зінківська; 6 - Валківська; 7 - Балаклійсько-Савинська; 2) 8 -16 - осьові: 8 - Сребненська; 9 - Лохвицька; 10 - Лютенська; 11 - Солохівська; 12 - Східно-Полтавська; 13 - Карлівська; 14 - Красноградська; 15 - Старовірівська; 16 - Комишувахська. **1** **8** - структурні дуги стискання: 1 - Чернігівська; 2 - Ніжинсько-Ічнянська; 3 - Прилуцько-Лубенська; 4 - Миргородсько-Абазівська; 5 - Перещепинська; 6 - Лозівська; 7 - Сахновщинсько-Краснопавлівська; 8 - Добропільсько-Селідівська. Умовні позначення: 1—шовні зони глибинних розломів, 2 — кільцеві аномалії, за матеріалами космозйомки (М. Крилов, 1988); 3 —лінійні зони горизонтально-зсувного контролю; 4 — вісь кінематичної симетрії — тектонічного розтікання геомас; 5-6 — деформаційні зони сколювання, діагностовані у системах розривів фундаменту: 5- структурні дуги розтягу; 6 — структурні дуги стискання; 7 — загальні напрямки переміщення геомас; 8 — напрямки витискання геомас і обертання геоблоків; 9-10- поздовжні зони інверсійних деформацій: 9- південна, 10- північна.

Чернігівську, Ніжинсько-Ічнянську, Прилуцько-Лубенську, Миргородсько-Абазівську, Перещепинську, Лозівську, Сахновщансько-Краснопавлівську та Добропільсько-Селідівську зони плащових дислокацій (рис.5.10).

Другу групу плащових зон складають синформні зони реїдних деформацій, які територіально і кінематично підпорядковані лінійним зонам концентрованих зсувних деформацій. Вони утворюють окремі структурні улоговини овальної морфології у межах крупних осьових та прибортових депресій, зрідка локальні лінзовидні прогини. До синформних зон плащових плікативних деформацій належать структурні улоговини, виділені у північній прибортовій зоні: Менсько-Борзнянська, Бахмацько-Великобубнівська, Роменсько-Південно-Панасівська, Синівська, Зінківська, Валківська та Балаклійсько-Савинська, а також в осьовій зоні: Срібненська, Лохвицька, Лютенська, Солохівська, Східно-Полтавська, Карлівська, Красноградська, Старовірівська, Комишуваська тощо (рис. 5.10).

Встановлено, що більша частина осьової зони – від меридіана м. Чернігів до меридіана м. Балаклія – ускладнена одним (північно-західний сегмент) або двома парними (центральный та південно-східний сегмент) осьовими рифтовими розломами [143] (рис. 5.11), що свідчить про слабку інтенсивність колізійного деформування її реліктової рифтогенної структури. Принципово інший, інверсійний тектонічний каркас сформувався, на території, розташованій на схід від меридіана м. Балаклія, у південно-східній частині Ізюмського сегменту, ЗДГ та перехідній зоні між ДДП та ДСС. У південно-східному напрямку, при переході від рифтогенної структури північно-західного простягання до субширотної структури складчастого Донбасу, крайові розломи утворюють різкі флексурні вигини. Причому, замість парних осьових розломів тут чітко простежуються два прибортових магістральних зсуво-насува – Самарський та Північно-Донецький, що сходяться у північно-західному напрямку. Їх траси первинно

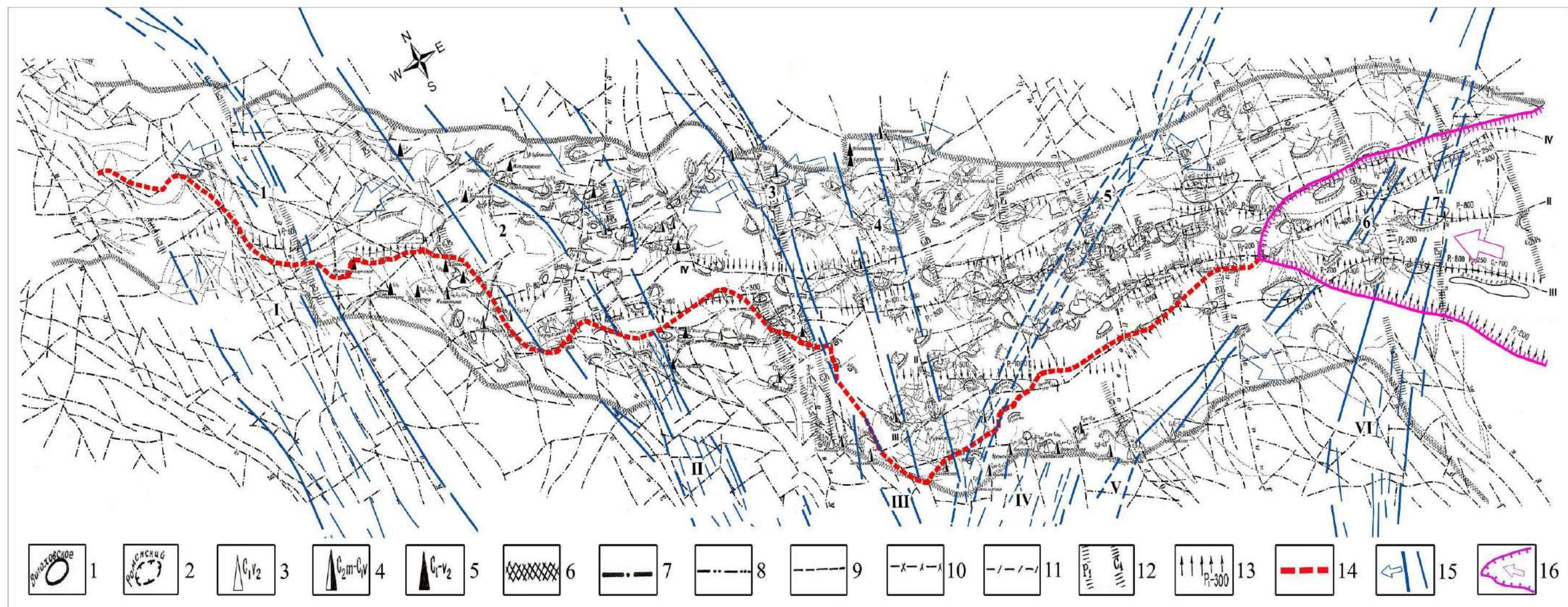


Рис. 5.11 Схема розломів фундаменту Дніпровсько-Донецької западини, за В. Глушко (1978) з доповненнями за О. Бартащуком (2019).

Умовні позначення: 1-структури осадового чохла; 2- соляні штоки; 3-5- родовища: газові, газоконденсатні, нафтові; 6-11- розломи: крайові, у фундаменті, девоні, карбоні, пермі, на локальних структурах; 12-13- зміни товщин осадових комплексів: за стратиграфічним розподілом, за градієнтними зонами; 14- межа регіональних зон поздовжніх деформацій; 15- лінійні зони горизонтально-зсувного контролю з напрямками рухів по них; 16- Західно-Донецький клиноформний сегмент тектонічного вторгнення.

"донецького" простягання поступово набувають криволінійних обрисів, з'єднуючись в осьовій зоні грабена, в районі виклинювання парних осьових рифтогенних розломів.

Клиноподібні обриси цієї динамопари розломів обмежує на території ЗДГ тіло кліноформного тектонічного сегмента. Його ідентифіковано як Західно-Донецький сегмент тектонічного вклинювання геомас кристалічних порід, що проявляється у структурі фундаменту як геологічний об'єкт регіонального масштабу. Його формування, на нашу думку, є очевидним структурним результатом інверсії тектонічного режиму, що ускладнює та частково руйнує рифтогенну структуру на південному сході ДДП.

Сегмент тектонічного вклинювання доволі впевнено відбивається також у глибинній будові ДДП. На схемі рельєфу кристалічного фундаменту палеорифту [48]. (рис. 1.19) йому відповідають максимальні глибини до його поверхні, що складають понад 20-22 км. На схемі товщин консолидованої кори (рис. 1.20) тектонічний сегмент локалізується на східній ділянці її аномально знижених товщин, що дорівнюють 20-25 км, та мінімальної щільності підкорової мантії – $3,4 \text{ кг/м}^3$. На схемі рельєфу підшови літосфери спостерігається її різкий підйом від 200 км в межах західної частини Ізюмського сегменту до 80-120 км на території, що охоплює східну частину Ізюмського сегменту, ЗДГ та перехідну зону між ДДП та ДСС (рис. 1.21). Враховуючи геологічні дані, підйом підшови літосфери в Ізюмському сегменті у бік ДСС, де вона простежена за геофізичними даними на глибині 80 км, відбувається вздовж природного синрифтового кліноформного тектонічного каркасу (рис.1.20). Такі особливості рельєфу підшови літосфери пояснюються тим, що геоструктура ДСС у девонську епоху розкривалася в океанічну структуру Тетісу [49].

Встановлення природних кінематичних механізмів пластичної деформації тектонічної течії геомас кристалічних порід фундаменту свідчать про її визначну роль на інверсійних етапах структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП.

5.1.2 Механізми деформаційного структуроформування у платформному осадовому чохлі

Об'єктами геотектонічних досліджень у платформному осадовому чохлі є структурні елементи субрегіонального (мікроплити, сегменти, ситеми розломів ДДП) і зонального (плащові і лінійні зони концентрації реїдних деформаційних структур) ієрархічного рівня. На підставі структурно-кінематичного та морфолого-парагенетичного аналізу рисунків тектонітів Герцинського структурного поверху, виділеного у палеозойському осадовому комплексі, з врахуванням даних про кінематику та генезис зон концентрованої реїдної деформації фундаменту, використанням діагностичних структурно-кінематичних індикаторів та еталонних рисунків горизонтальних рухів (рис. 5.3) на схемах тектонітів структурних поверхів осадових чохла, складених на основі сейсмічних карт по відбивальних горизонтах карбону і перми масштабу 1:500 000 (Я. Гузик, 2009), вивчалися:

- тектонічна позиція та морфолого-генетичні типи структурних парагенезів і зон концентрованої реїдної деформації;
- кінематичні механізми горизонтальних рухів і напрямки тектонічного транспорту активізованих геомас осадового чохла;
- відображення виявлених деформаційних структур у кільцевих аномаліях та зонах лінеаментів, виділених за даними космозйомки в орогідрографії.

У структурно-тектонічному відношенні територія ДДЗ та зони зчленування з ДСС має складну, багатоповерхову будову внаслідок чергування епох осадконакопичення та платформної тектонічної активізації, що подекуди супроводжувалися магматизмом [37, 66]. Через неодноразове накладення горизонтально-зсувних і складчастих деформацій та соляного діапїризму різних епох тектогенезу в осадовому чохлі подекуди встановлено круті кути падіння гірських порід (до 50-70°), значну дислокованість і насиченість палеозойської товщі комплексами різновікових тектонітів. У стратиграфічному розрізі осадового чохла встановлено чотири кутових

незгоди, які розділяють п'ять структурних поверхів, сформованих у палеозойському, мезозойському та кайнозойському комплексах [144]. Герцинський структурний поверх сформований в заальську фазу орогенезу колізійними рухами в південно-західних румбах. У регіональному плані поверху встановлено повсюдне поширення структурно-кінематичних індикаторів горизонтальних рухів у структурних рисунках решіток тектонітів усіх осадових комплексів чохла. За тектонічною позицією найбільша їх концентрація простежується у Дніпровському грабені над горстовими блоками в межах смуг ступінчастих скидових уступів, у шовних зонах південного і північного крайових розломів, міжсегментних лінійних зонах горизонтально-зсувного контролю тощо.

Найбільших інверсійних ускладнень рифтогенна структура зазнала в межах південно-східного сегменту та перехідної зони між ДДП та ДСС. Зсуво-підкидовий та насувний тип тектоніки Герцинського поверху виявлено у південно-східному сегменті ДДЗ за даними стратиграфічної кореляції свердловин, в розрізі яких зафіксовані повторення різних частин кам'яновугільного розрізу. На решті території поширення поверху переважає зсуво-скидовий тип тектоніки.

За геологічних та діагностичних ознак встановлено три основних природних кінематичних механізми деформацій осадової товщі, що обумовлюють формування трьох морфолого-генетичних типів деформаційних структурних парагенезів – двох плікативних плащових і диз'юнктивного лінійного [113, 145 - 147]. Першим кінематичним механізмом є поперечне вигинання у горизонтальній площині з утворенням структурних дуплексів стискання, що складаються з кулісних доменів зсуво-скидів, меншою мірою зсуво-підкидів та насувів, утворюють прирозломні дуплекси стискання типу "ороклин поперечного вигинання".

За даними структурно-кінематичного аналізу решіток герцинських тектонітів загальне тектонічне пересування осадових геомас на більшості території западини здійснювався від надстиснутих ділянок осьової зони у

напрямку зон «геодинамічної тіні» на південному борту [113, 145, 146]. Активізація рухів у решітці тектонітів фундаменту сприяла утворенню за їхніми напрямками інверсійної решітки тектонітів та формуванню дислокаційних поверхів у перекриваючій осадовій товщі. У південній прибортовій зоні цією решіткою контролюються Ічнянська, Лубенсько-Решетилівська, Царичанська, Лозівсько-Селідівська та Лисичансько-Луганська плащові зони деформацій осадового чохла, що територіально майже співпадають з чотирма плащовими зонами реїдної деформації, раніше виділеними під ними у поверхні фундаменту [145 - 147] (рис. 5.12, 5.10).

Диз'юнктивний тип інверсійних деформацій осадової товщі ДДП представлено сімома лінійними зонами горизонтально-зсувного контролю. Їх тектонічну позицію контролюють сім лінійних зон концентрованих реїдних деформацій докембрійського фундаменту (рис. 5.12, 5.10). Вони складаються з лінійних зон зсування, що виділяються за діагностичних ознак горизонтальних рухів крил в обох діагональних системах регіональних розломів і характеризуються високою питомою щільністю горизонтальних зсувів у складових деформаційних зонах сколювання. Найбільш виразно у структурних рисунках герцинських тектонітів проявлена Михайлівсько-Охтирська зона, яку ідентифіковано регіональною кінематичною віссю симетрії, яка контролює процеси пластичного тектонічного розтікання геомас осадових порід. Вона розділяє рифтогенну структуру практично навпіл на дві мікроплити – Західну та Східну, що відрізняються за протилежною кінематикою та напрямками поздовжніх відносно до вісі ДДП рухів геоблогів уздовж відновлених решіток тектонітів в їх межах.

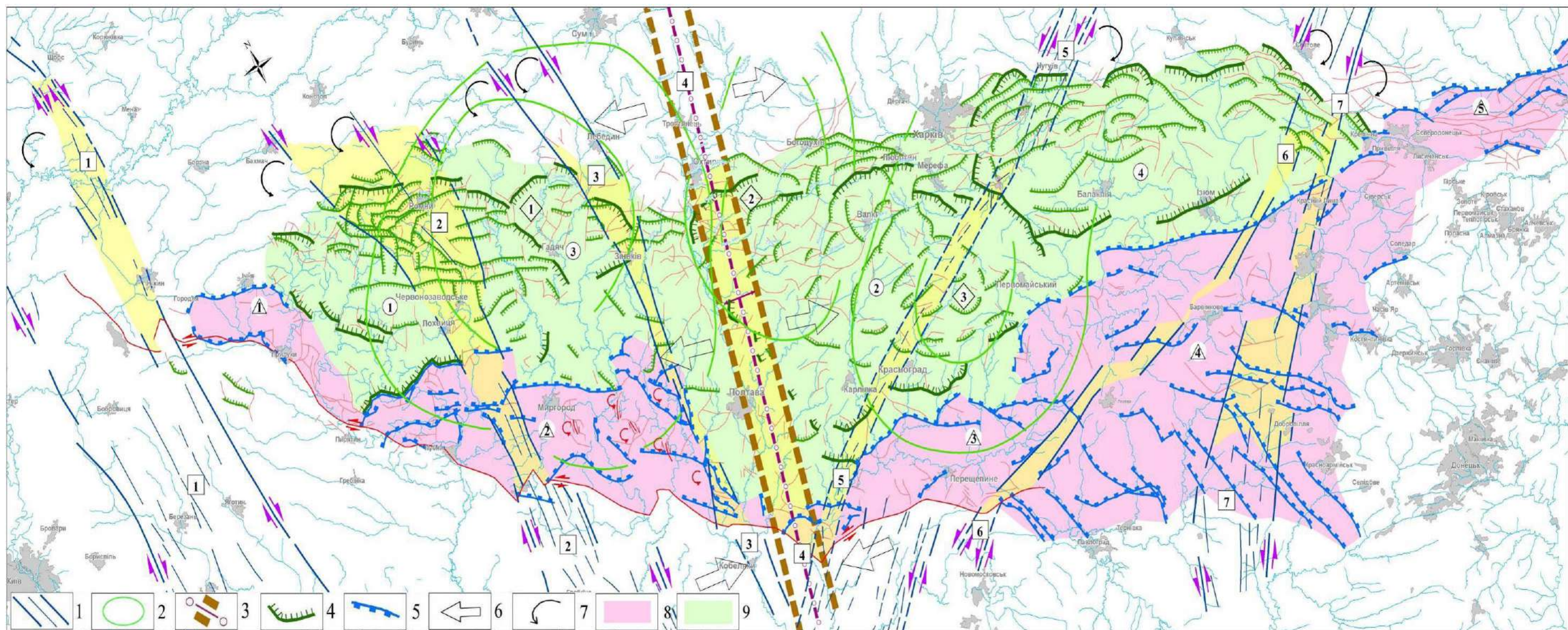


Рис. 5.12. Структурно-кінематична схема інверсійних ускладнень архітектури осадового чохла (верхньовізейські відклади) Дніпровсько-Донецького палеорифту.

Цифри: 1 - 7 лінеаментні зони: 1 Чернігівсько-Ніжинська; 2 Глобино-Конотопська; 3 Кобеляцько-Лебединська; 4 - Михайлівсько-Охтирська (вісь розтікання геомас); 5 Карлівсько-Чугуївська; 6 - Лозівсько-Старобільська; 7 - Добропільсько-Сватівська. 1 - 4 структурні улоговини: 1 - Ічнянсько-Лохвицька; 2 - Миргород-Зінківська; 3 - Ворсклянська; 4 - Валківська; 5 - Красноградська; 6 - Балаклійсько-Савинська. 1 - 5 структурні дуги стискування: 1 - Ічнянська; 2 - Лубенсько-Решетилівська; 3 - Царичанська; 4 - Лозівсько-Селідівська, 5 - Лисичансько-Луганська. Умовні позначення: 1 –шовні зони глибинних розломів, 2 – кільцеві аномалії, за даними космозйомки, (за М. Криловим, 1988); 3 - регіональна вісь кінематичної симетрії і тектонічного розтікання геомас та лінійні зони горизонтально-зсувних дислокацій; 4 – структурні дуплекси розтягання; 5 – структурні дуплекси стискування; 6 – напрямки горизонтального переміщення осадових геомас; 7 – напрямки витискання і обертання геоблоків; 9-10 - поздовжні зони контрастних режимів деформацій: 9- Південна, 10- Північна.

Встановлено, що герцинським тектонітам в межах Західної мікроплити притаманні лівобічна кінематика та південно-східна вергентність, проте в межах Східної мікроплити вони протилежні напрямки рухів [115, 145-147].

За тектонічною позицією, геодинамічним режимом та кінематичним механізмом формування виділяються три морфолого-генетичні групи деформаційних парагенезів – *прирозломний, надрозломний та міжрозломний* [113, 145, 146]. *Прирозломна група* парагенезів охоплює плікативні деформаційні ансамблі, що сформувалися через колізійне короблення горизонтів осадового чохла у зонах динамічного впливу активізованих рифтогенних систем глибинних розломів. На протязі заальської фази герцинського тектогенезу в їх межах утворилися структурні смуги концентрованої деформації горизонтально-площинної тектонічної течії. У тектонофізичному сенсі прирозломні парагенези складаються із динамічно сполучених кулісних ансамблів структурних дуплексів стискання. У герцинському структурному поверсі вони представлені сигмоїдальними структурними носами, терасами та кулісно зчленованими ланцюжками прирозломних брахіантиклінальних складок, що утворюють структурні вали. Вони складають Ічнянську, Лубенсько-Решетилівську, Царичанську, Лозівсько-Селідівську та Лисичансько-Луганську зони інверсійних складчастих дислокацій (рис. 5.12).

Кінематику формування прирозломних деформаційних парагенезів у герцинському дислокаційному поверсі в межах осьової зони Південно-Східного сегменту ілюстровано на прикладі Медведівсько-Касьянівського валу, розташованого у північній зоні солянокупольних валів [148-150]. Встановлено, що у герцинську епоху тектогенезу через панування геодинамічної обстановки внутрішньоплитної субмеридіональної колізії найбільших деформацій стискання зазнала осьова зона Дніпровського грабена. У надстиснутих зонах парних регіональних осьових розломів, в межах рифтогенних скидових уступів фундаменту у підкидовому режимі утворилися горстові блоки, що подекуди поєднувалися у валоподібні

структури. Над ними у платформному осадовому чохла формувалися основні лінійні антиклінальні структурні зони, які на етапах тектогенезу ускладнювалися соляним діапіризмом. Згодом, у кіммерійську та альпійську епохи тектогенезу лінійні зони зазнавали інверсійних ускладнень у геодинамічному режимі транспресії. Горизонтально-зсувні деформації за ешелонованими доменами зсувів-трансформів відбувалися уздовж обох діагональних систем розломів. Вони зумовили фрагментацію та деформації первинно ізометричних обрисів соляних штоків та формування кулісно зчленованих зон міжкупольних антиклінальних піднять у межах первинно-лінійних структурних валів (рис.5.13, 5.14). Східномедведівську складку діагностовано природним дуплексом стискання, сформованим на площині горизонтального зсуву-трансформу лівобічної кінематики рухів (рис.5.15, 5.16). Уздовж його траси відбувалося зміщення на південний захід від вихідного простягання у плані локальних складових структур Медведівсько-Касьянівського солянокупольного валу. Медведівський соляний шток деформовано з утворенням соляного каналу по тектонічно ослабленій зоні зсування та Східномедведівського штоку, що є фрагментом первинно єдиного, ізометричного діапіру.

Кінематичний механізм формування природних парагенезів у герцинському структурному поверсі в межах південної прибортової зони розглянуто на прикладі Кременівської брахіантиклінальної складки [145] (рис. 5.17, 5.18). Вона є локальною складовою Михайлівсько-Голубівського структурного валу, що розташований у шовній зоні південного крайового розлому. Результати палеотектонічної реконструкції свідчать, що Кременівська складка є постседиментаційною структурою, перекритою мезокайнозойським моноклінальним плащом. На протязі заальської фази тектогенезу вона формувалася над піднятим блоком фундаменту. Через інверсійні низхідні рухи структуроформуючих блоків у розрізі від верхньовізейського ярусу нижнього до московського ярусу середнього

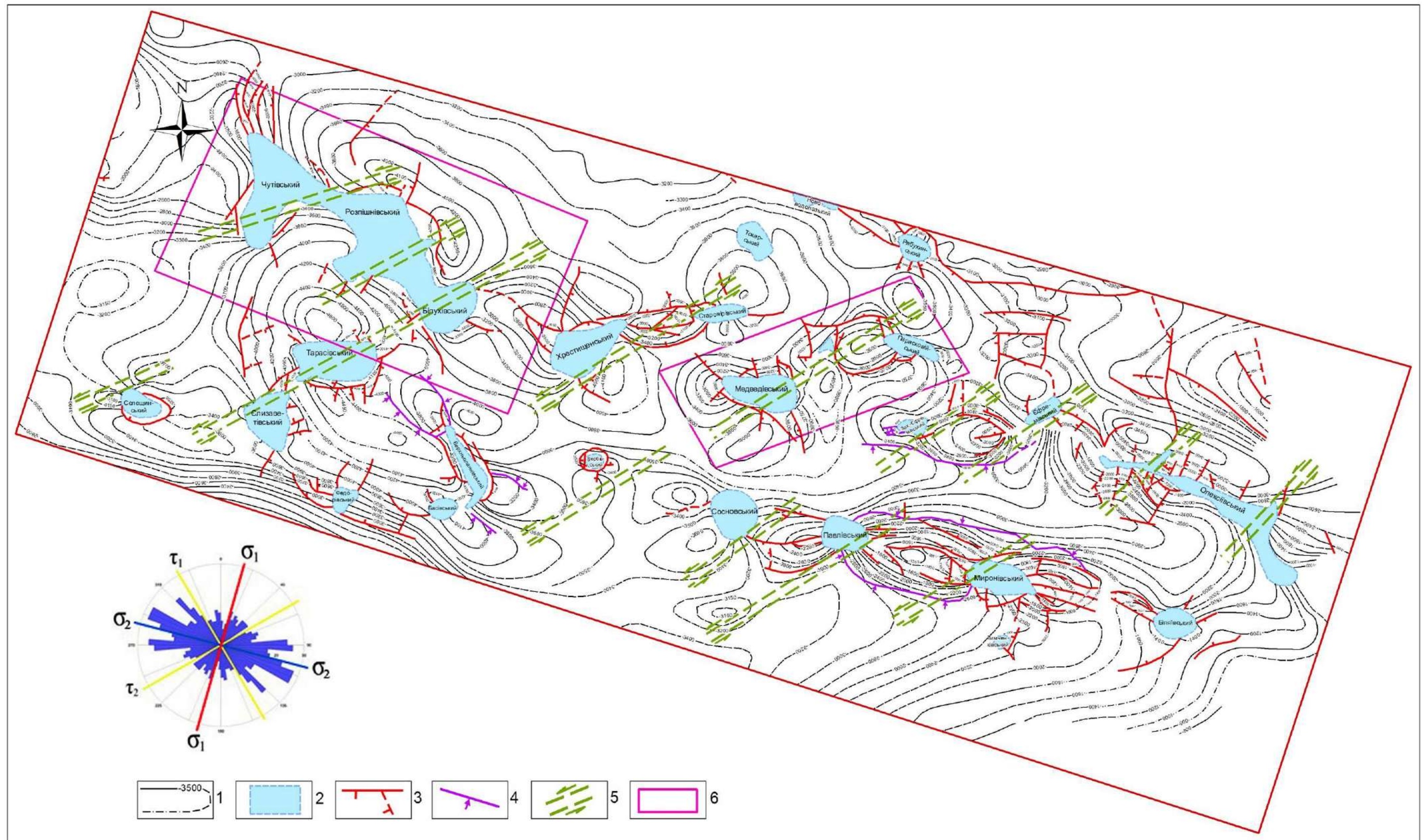


Рис. 5.13 Горизонтально-зсувні деформації структурних ліній солянокупольних валів осової зоні Ізюмського сегменту Дніпровсько-Донецької западини. На врізці: роза-діаграма азимутального розподілу осей поля тектонічних протягом кіммерійського та альпійського етапів тектогенезу. Умовні позначення: 1 – ізогіпси; 2 – соляні штоки; 3 – 4 – розломи: 3 – скиди; 4 – підкиди; 5 – горизонтальні зсуви – трансформи; 6 – ділянки детальних тектонофізичних досліджень. Картографічна основа – структурна карта по відбивальному горизонту IV Γ_2 (P_1 пк), за матеріалами ДП "Укргеофізика"

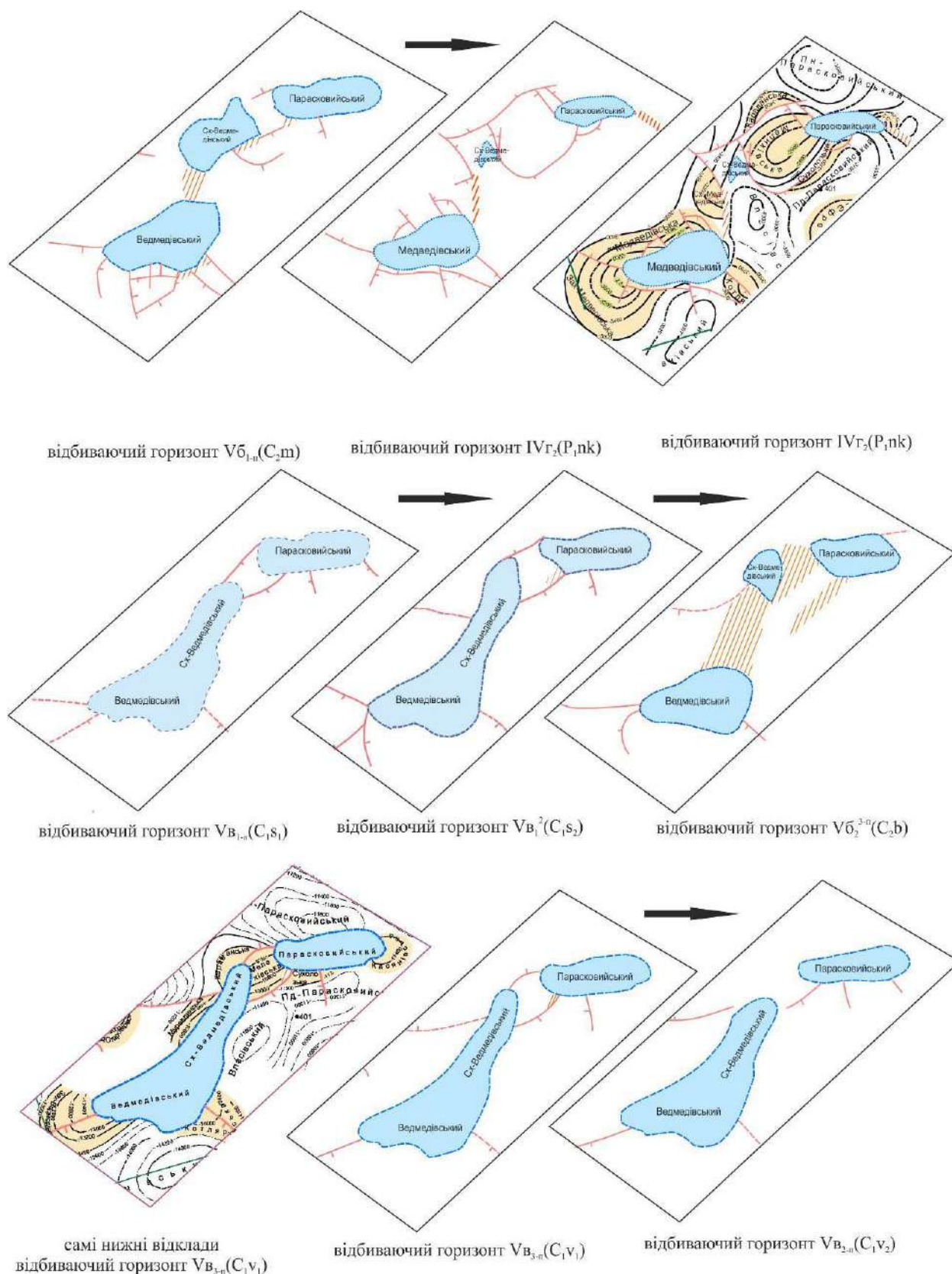


Рис. 5.14 Схема стадійності горизонтально-зсувної деформації зон солянокупольних антиклінальних структур і соляних діапирів Медведівсько-Касянівського валу північної гілки осових солянокупольних валів (за матеріалами ДП "Укргеофізика")

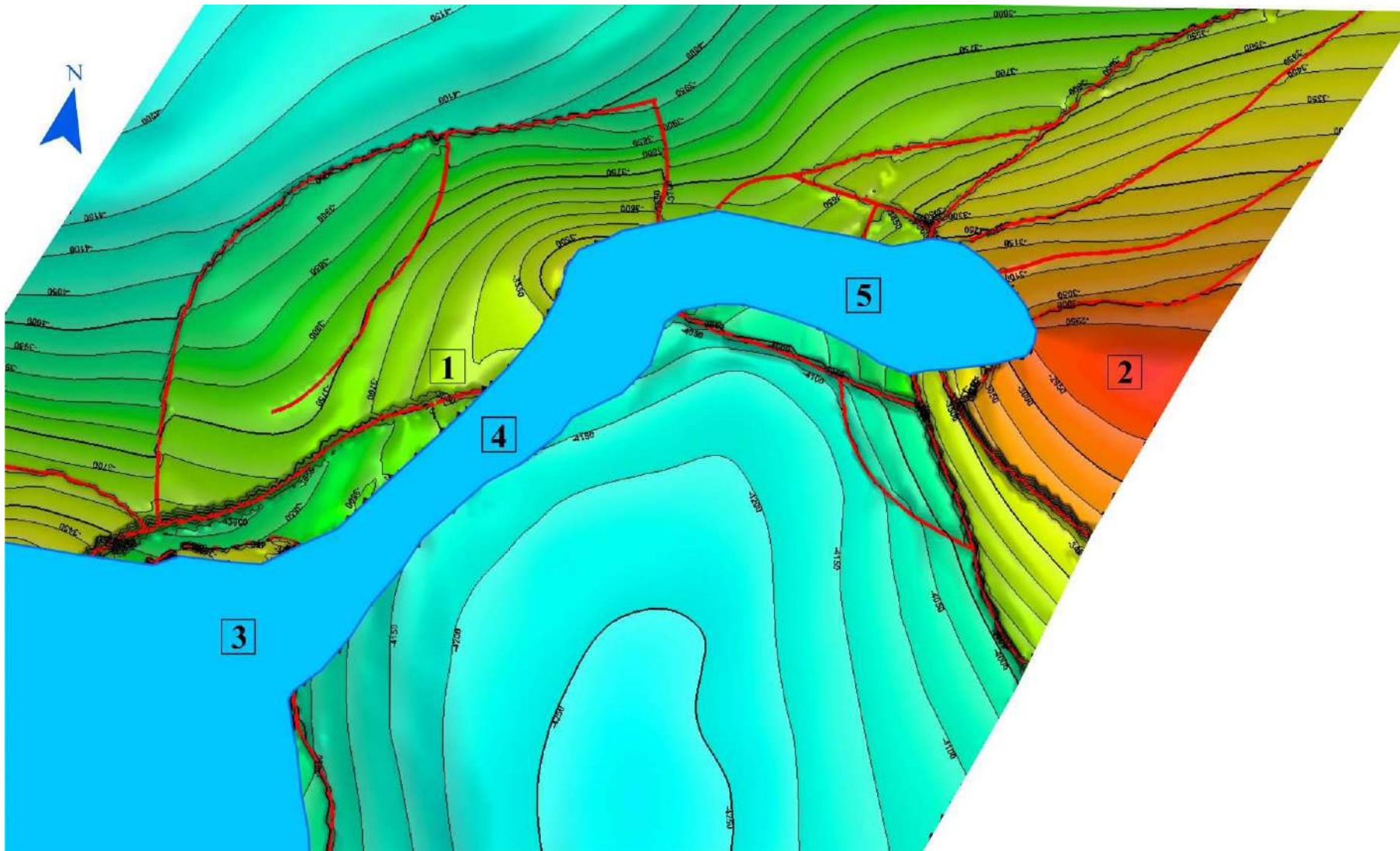


Рис. 5.15 3Д-модель Медведівсько-Кас'янівського валу по підшві нижньопермських відкладів, за даними сейсмозвідки 3Д (за В. Панасенко, 2012): (1) - Східномедведівська складка; (2) - фрагмент Медведівсько-Кас'янівського солянокупольного валу; (3) - Медведівський соляний шток; (4) - соляний канал, утворений у зоні горизонтального зсування; (5) - Східномедведівський шток

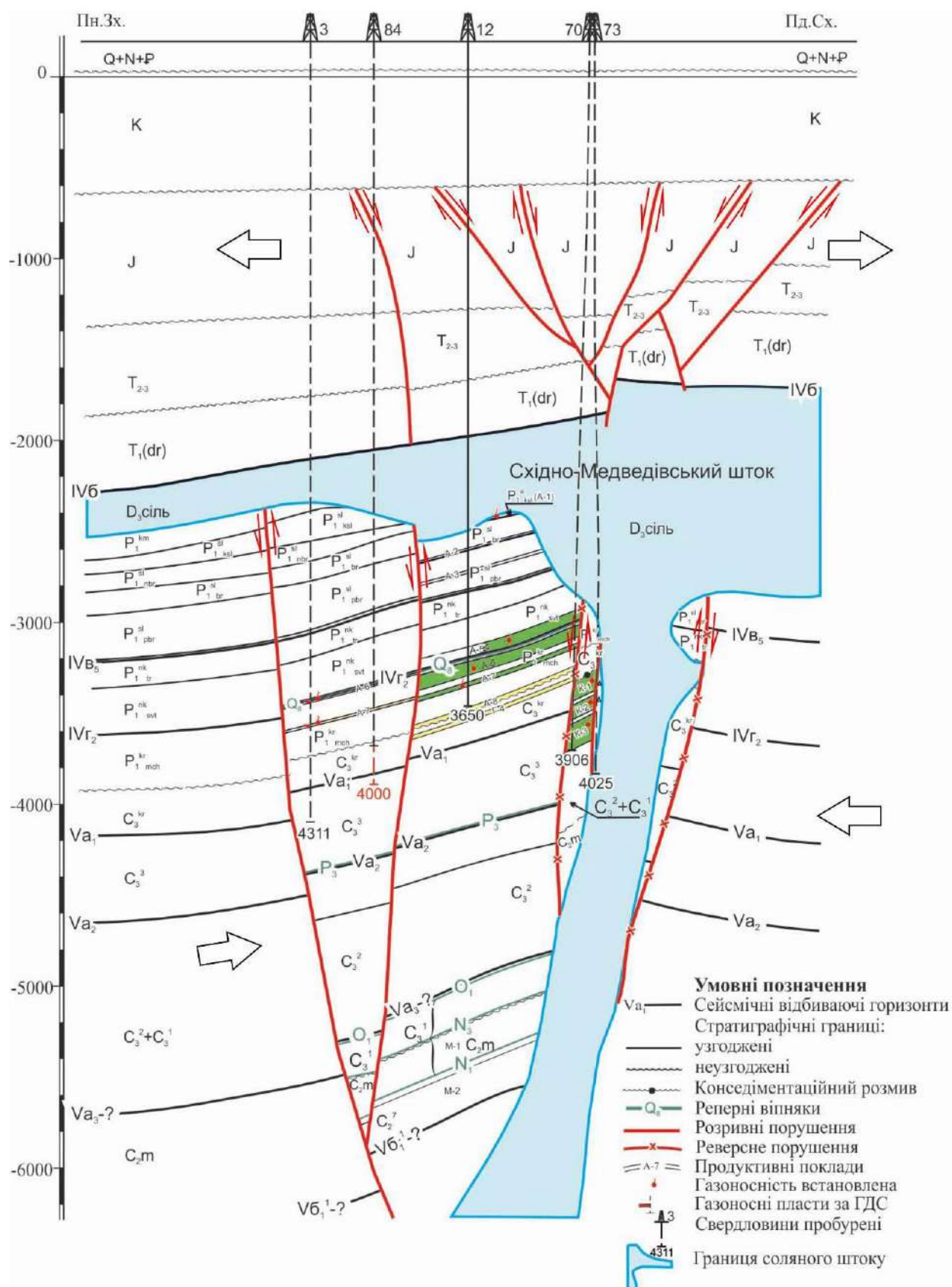


Рис. 5.16 Структурно-кінематична схема формування прирозломної підкидоскладчастості (дуплекс стиснення) на сейсмогеологічному профілі через Східномедведівську складку, за даними сейсмозв'язки 3Д (за В. Панасенко, 2012).

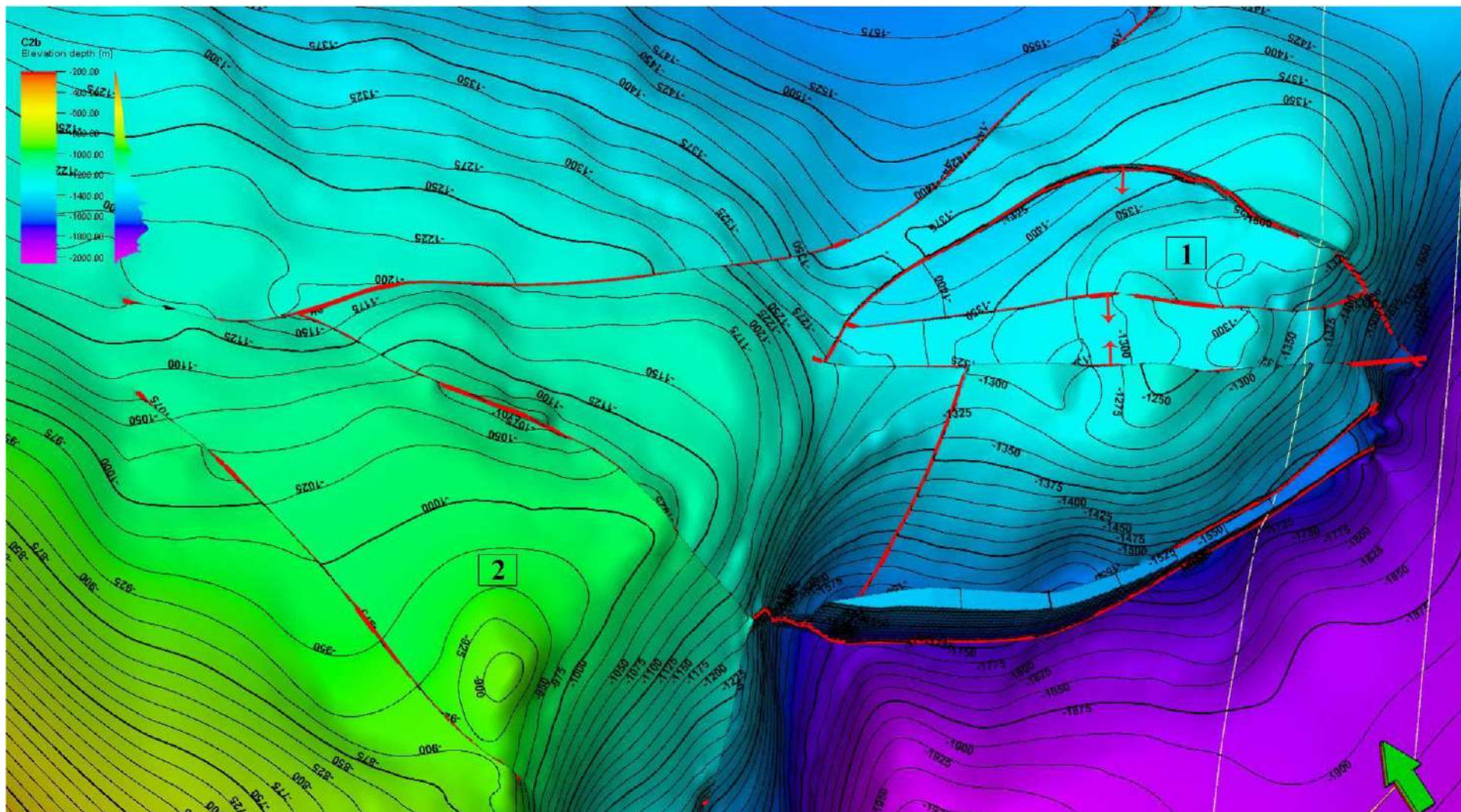


Рис. 5.17 3Д-модель прирозломних деформаційних парагенезів у південній прибортовій зоні Дніпровсько-Донецького палеорифту, за даними сейсморозвідки (СУГРЕ, 1988) **[1]** Кременівська, **[2]** Мусієнківська брахіантиклінальні складки є складовими структурами Михайлівсько-Голубівського валу, сформованими у шовній зоні південного крайового порушення. У склепінні Кременівської складки утворений інверсійний грабен просідання над горстовим блоком докембрійського фундаменту.

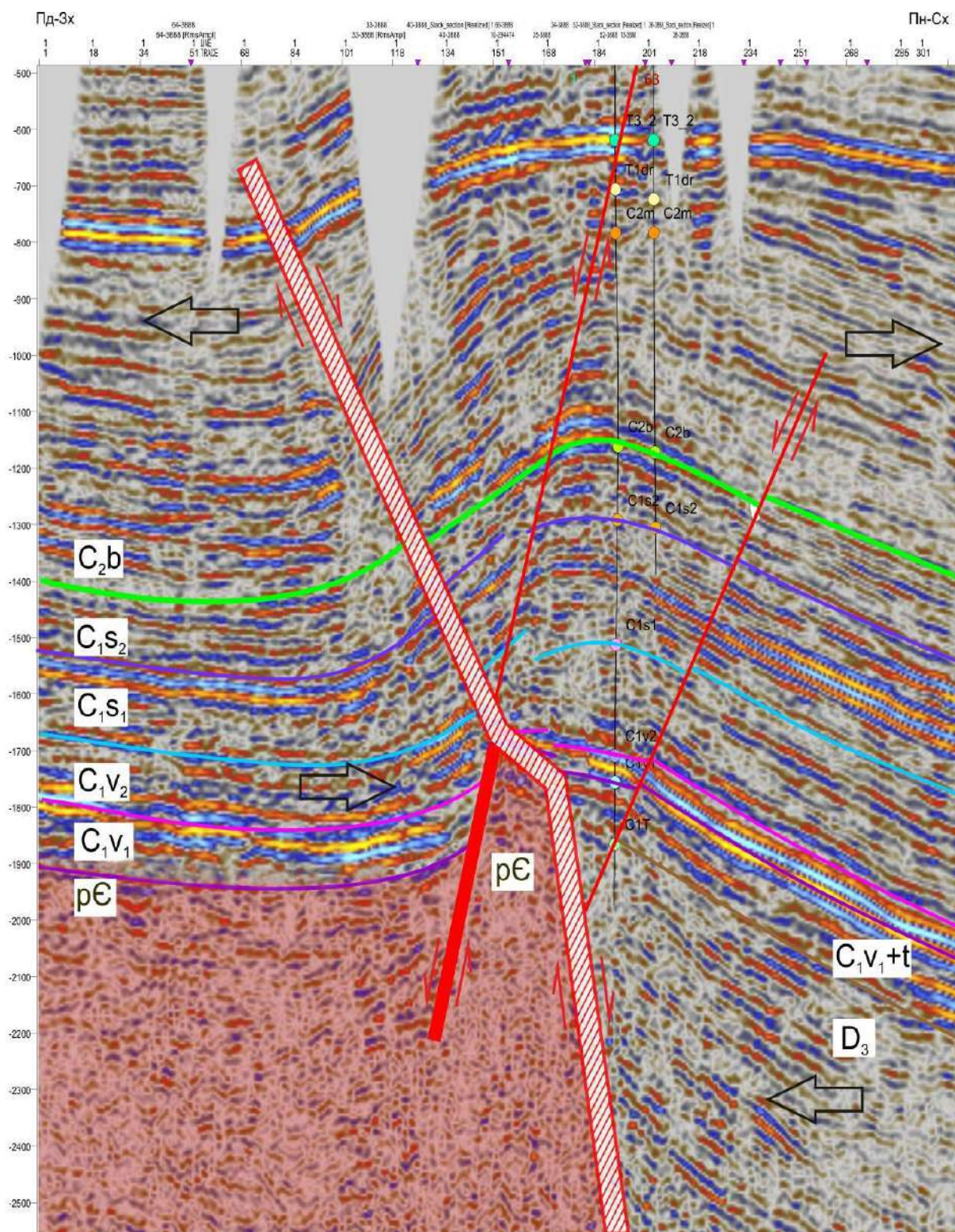


Рис. 5.18 Кінематична схема формування прирозломного дуплексу стискання (contractional duplex) на часовому розрізі через шовну зону південного крайового розлому Дніпровсько-Донецького палеорифту, за даними сейсмозв'язки 2Д (СУГРЕ, 1988). Магістральний розлом (червона штриховка) є реверсним порушенням: це підкид в осадовому чохла та зсуво-скид в фундаменті, вздовж якого сформувався бортовий структурний уступ, висотою понад 2500 м.

карбону у склепінні складки сформувався типовий для прирозломних деформаційних парагенезів пізньоінверсійний грабен просідання.

Надрозломний тип структурних парагенезів охоплює сім поперечних лінійних зон концентрації горизонтально-зсувних деформацій, що виділяються у герцинському поверсі: Чернігівсько-Ніжинську, Глобино-Конотопську, Кобеляцько-Лебединську, Михайлівсько-Охтирську, Карлівсько-Чугуївську, Лозівсько-Старобільську, Добропільсько-Сватівську [145, 151] (рис. 5.12). Вони сформовані у шовних зонах глибинних розломів фундаменту над горстовими блоками і слугують структурними межами, що розділяють поперечні сегменти западини з різнойменною кінематикою рухів.

У структурі Ізюмського сегмента виділено три зони горизонтально-зсувного контролю з північного заходу на південний схід: Карлівсько-Чугуївську, Лозівсько-Старобільську та Добропільсько-Сватівську (рис. 5.12). Карлівсько-Чугуївський лінеамент представлений зоною концентрації горизонтальних зсувів лівобічної кінематики рухів, уздовж якої зміщується (до $15-20^\circ$) на північний захід простягання обох гілок солянокупольних структурних валів осьової зони палеорифту. Різка зміна простягання тектонічних елементів уздовж Карлівсько-Чугуївської зони горизонтально-зсувного контролю проявляється у горизонтально-зсувних деформаціях Єлизаветівсько-Тарасівського та Новосанжарського соляних штоків, горизонтальними переміщеннями блоків та фрагментів солянокупольних валів у південно-східному напрямку за кулісною системою лівобічних зсувів.

На південний схід від Карлівсько-Чугуївської виділяється Лозівсько-Старобільська зона горизонтально-зсувного контролю, що складається горизонтальними зсувами північно-східної азимутальної орієнтації лівобічної кінематики (рис. 5.12). Уздовж Лозівсько-Старобільської зони відбувається різке (до $10-15^\circ$) зміщення у плані азимуту простягання вісі грабену у південно-західному напрямку. Горизонтальні амплітуди переміщень крил лінеаменту досягають від 5-7 до 10 км, що встановлено по зміщенню осей простягання Кальміус-Торецької Комишувасько-Лиманської улоговин ЗДГ.

Міжрозломний тип охоплює структурні парагенези розсування, сформовані за природним механізмом помірного внутрішньо-плитного гравітаційно-тектонічного розтягнення верхньої частини осадового чохла в комбінованих геодинамічних умовах кінематичної асиметрії бортів (рис. 4.4, Б) та усталеного регулярного за напрямком латерального літосферного струму [134] (рис. 4.4, Б). Ним зумовлене формування кільцевих, овальних та лінзовидних плащових деформаційних парагенезів, складених кулісними рядами структурних дуг розтягу, обмежених структурами акомодативного стискання. У герцинському поверсі вони складають п'ять крупних овальних та одну меншу за розмірами лінзоподібну структурні улоговини в осьовій та прибортових зонах западини: Срібненсько-Роменську, Синівсько-Зінківську, Михайлівську, Машівсько-Красноградську та Балаклійсько-Савинську [113, 145, 146] (рис. 5.12). Вони розташовуються на ділянках відносно менших напруг стискання – "зонах геодинамічної тіні", що добре відбиваються у кільцевих і дуготипних морфоструктурах за даними космозйомки [45]. В порівнянні з овальними улоговинами фундаменту, структурні улоговини осадового чохла не мають таких чітких тектонічних меж, що утворюються динамічно пов'язаними скидо-зсувами зон мегабудинажу.

Кінематику формування лінійних зон горизонтально-зсувного контролю та генетично пов'язаних з ними плащових парагенезів надрозломного типу розглянуто на прикладі Солохівсько-Диканського структурного валу осьової зони западини [145]. За даними палеотектонічних реконструкцій і структурно-кінематичного аналізу локальні складові цього валу – Солохівська і Матвіївську брахіантиклінальні складки діагностовано дуплексами стискання, що сформувалися над осьовим горстовим підняттям фундаменту (рис. 5.19, 5.20, 5.21).

У заальську фазу тектогенезу обидві структури разом з Опішнянською складкою входили до складу Солохівсько-Диканського структурного валу

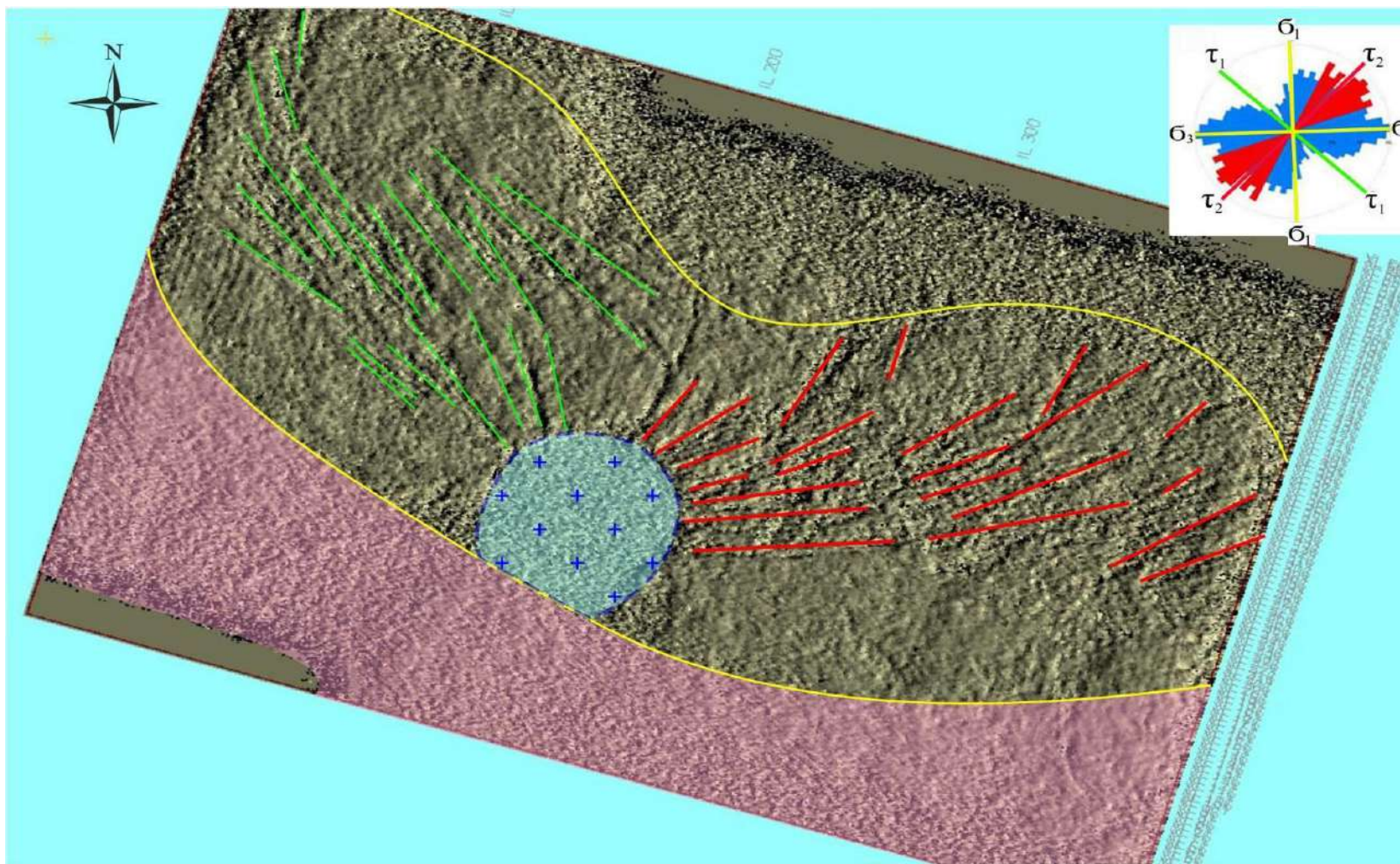


Рис. 5.19 Карта кутів нахилу розривів у підшві башкирського ярусу, за матеріалами сейсморозвідки 3Д (за Л. О. Бартащуком, 2013). Тектоніку Солохівської брахіантикліналі ускладнюють кулісні ряди скидо-зсувів, сформовані в діагональних системах розломів. На врізці: роза-діаграма азимутального розподілу головних осей поля напруг альпійського етапу орогенезу.

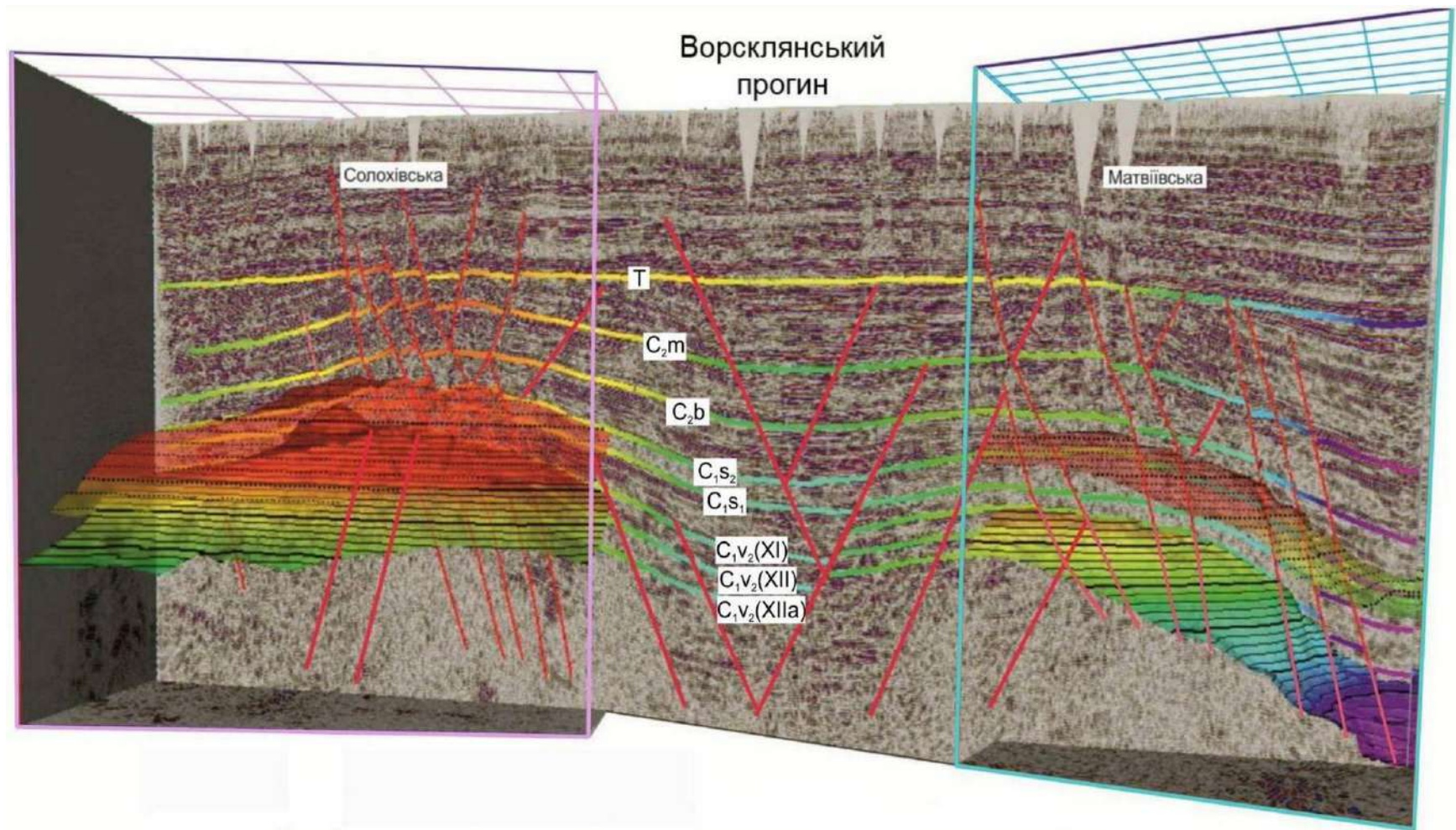


Рис. 5.20 Фрагмент 3Д моделі Солохівсько-Диканського структурного валу осьовій зоні Дніпровсько-Донецького палеорифту, за даними сейсморозвідки 3Д (за О. М. Тяпкіною, О. Л. Бартащуком, 2012). Солохівська і Матвіївська складки є локальними структурами первинно єдиного структурного валу, який на інверсійних етапах фрагментовано через формування Михайлівсько-Охтирської зони розтягу земної кори. Наразі вони розділяються Ворсклянським структурним прогином, що формується над шовною зоною Верховцівсько-Львівського розлому.

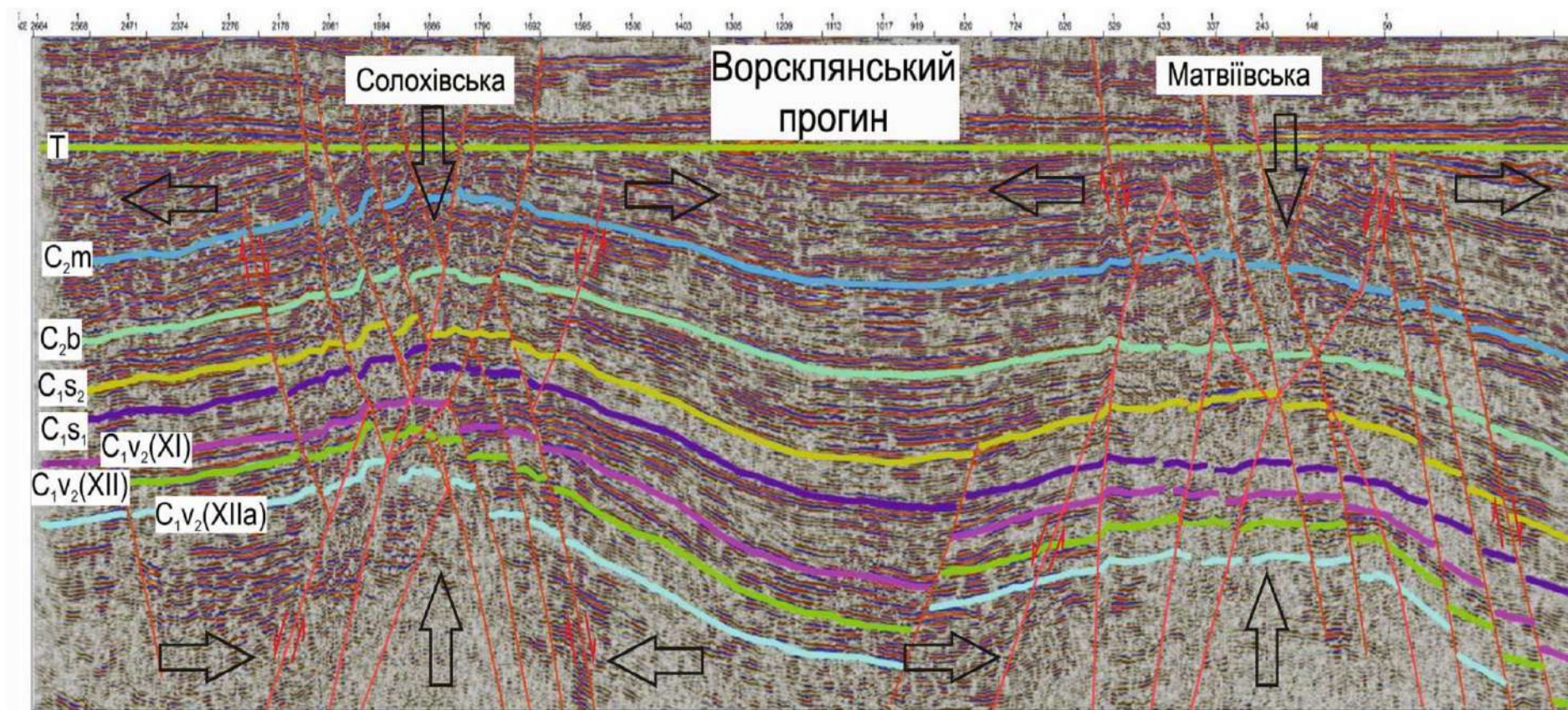


Рис. 5.21 Кінематична схема формування надрозломного типу парагенезів над горстовими підняттями докембрійського фундаменту з утворенням інверсійних Солохівської і Матвіївської складок та Ворсклянського прогину на палеорекострукції вздовж осі Солохівсько-Диканського структурного валу на початок киммерійської епохи тектогенезу, за даними сейсморозвідки 3Д (за О. М. Тяпкіною, О. Л. Барташуком, 2012).

субширотного простягання. У кіммерійську та альпійську епохи тектогенезу, над Верховцевсько-Льговським глибинним розломом фундаменту формувалася Михайлівсько-Охтирська лінійна зона новітнього розтягу земної кори меридіонального простягання. Аналіз структурного рисунку решітки герцинських тектонітів показує, що в її межах сформувався лінзоподібний Ворсклянський прогин, складений оберненими увігнутими боками назустріч динамічно спряженими дугами розтягу. Синхронно відбувалася фрагментація первинно єдиної антиклінальної зони з утворенням кулісного структурного рисунку через зміну субширотного простягання Опішнянської складки на субмеридіональне та відокремлення Солохівської від Опішнянської та Матвіївської антиклінальних структур (рис. 5.20, 5.21).

По результатах аналізу структурних рисунків різновікових тектонітів встановлено, що найбільших інверсійних деформацій рифтогенна структура зазнала на території ЗДГ та зони зчленування з ДСС під впливом аттичних, ларамійських та герцинських рухів [146, 151 - 156]. У структурно-тектонічному відношенні територія має багатоповерхову будову через неодноразове накладення підкидо-насувних, горизонтально-зсувних та покривно-складчастих деформацій різних епох тектогенезу, що подекуди супроводжувалися магматизмом [37, 66].

Через зональне поширення деформацій декількох епох виникли не тільки вертикальні, але і латеральні неузгодження між дислокаційними структурними поверхами, які в окремих тектонічних районах мають різний стратиграфічний діапазон [144]. Структурні поверхи осадового чохла, разом із збереженими від денудації рештками стратифікованих утворень, у своєму складі містять комплекси новоутворених тектонітів, які наскрізь перетинають давніші структурні поверхи. Деформації кіммерійського етапу платформної активізації не вивчені через денудацию мезозойського осадового комплексу в передкайнозой.

У палеозойському чохлі виявлено три головних кутових і стратиграфічних неузгодження, що зумовлено етапами тектонічної інверсії: 1

– між слабо дислокованим міоценом та недислокованим пліоцен-антропогеном внаслідок аттичної фази пізньоальпійського орогенеза, на протязі якої утворилися Аттичні тектоніти; 2 – між верхньою крейдою та олігоценом через прояв ларамійської фази ранньоальпійських рухів, якими сформовані Ларамійські тектоніти; 3 – на межі мезозою і палеозою - як прояв заальської фази складчастості, на протязі якої сформувалися Герцинські тектоніти. При цьому, кожна генерація тектонітів має власний азимутальний напрямк тектонічних рухів (вергентность), контролюючи інверсійну структуру трьох дислокаційних поверхів – Герцинського, Ларамійського і Аттичного.

Герцинський структурний поверх сформований в заальську фазу орогенезу колізійними рухами в південно-західних румбах [144]. Його складчасту структуру контролює решітка тектонітів "стильського" динамометаморфічного комплексу [142] (рис. 5. 22). Підкидо-насувний тип тектоніки Герцинського поверху виявлено за даними стратиграфічної кореляції розрізу свердловин, в яких зафіксовані повторення різних частин кам'яновугільного розрізу. Інтенсивність герцинських деформацій максимальна в південно-західній частині ЗДГ, зменшується до вісі та північно-східного борту, визначаючи глибину передмезозойського розмиву і стратиграфічну повноту осадового розрізу. У північно-східній і центральній частинах грабена на поверхні розмиву залягає підосва мезозою, в південно-західній частині поверх з різкою кутовою незгодою покривається недислокованим олігоцен-міоценовим чохлам, а на південному сході і півдні пліоцен-антропогеновими відкладами (рис. 5.23).

Герцинська підкидо-насувна решітка контролює територію покривно-складчастих деформацій, утворених ешелонами тектонічних пластин-покривів та кулісно зчленованими лінійними підкидо-складками (рис. 5.24).

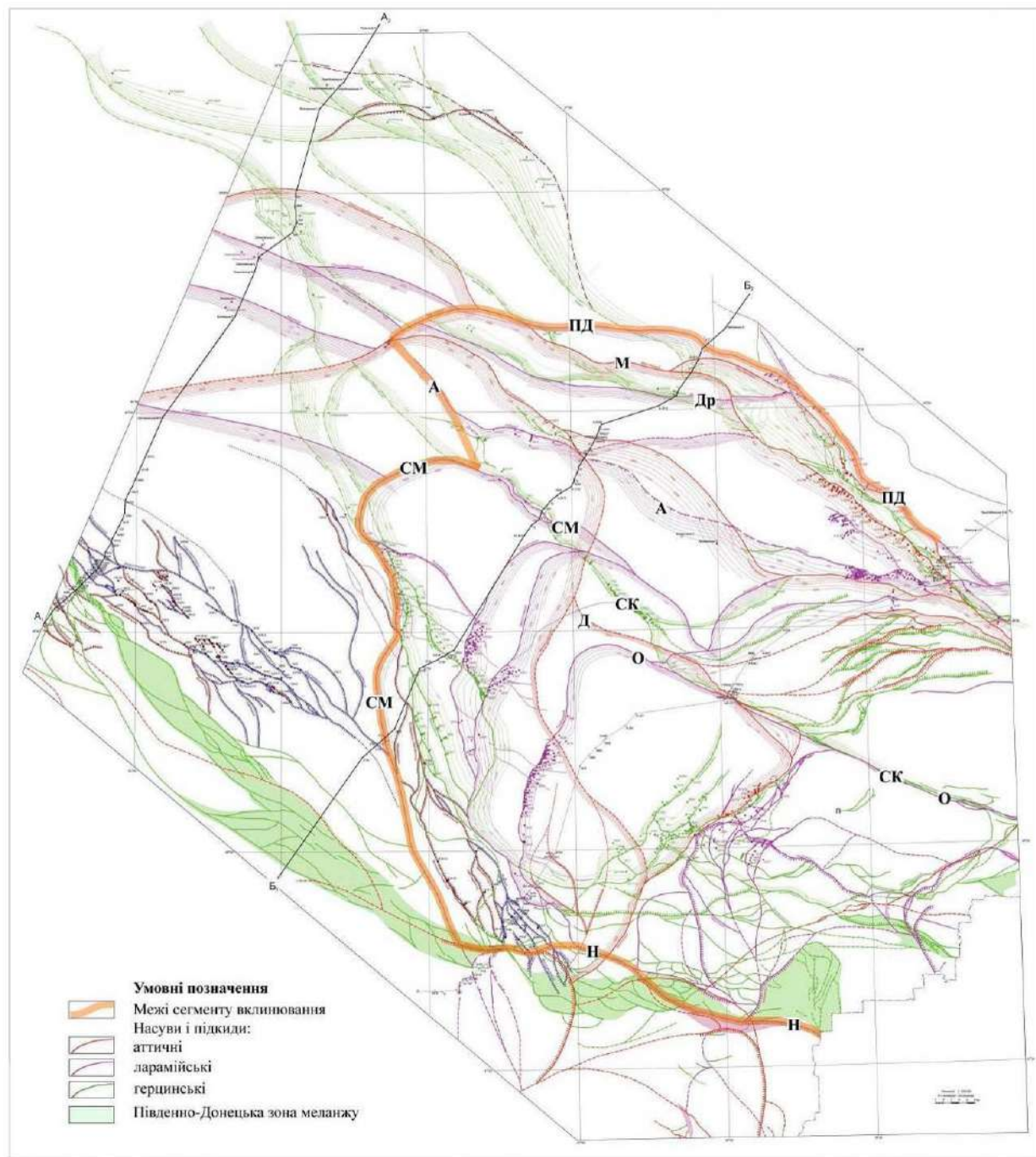


Рис. 5. 24 Порівняльна схема тектонітів території Західно-Донецького грабена, за даними геокартування [144]

Магістральні насуви і підкиди: ПД – Північнодонецький, М – Маріївський, Др – Дробишівський, А – Алмазний, СМ – Самарський, Д – Ділеєвський, СК – Суліно-Костянтинівський, О – Осьовий, Н – Новоселівський

Її північно-східною межею є площини Святогірського, Дробишівського та Нового зсуво-насувів, південно-західною – Котлинський, Мерцалівський, Новоселівський зсуво-насуви (рис. 5.25). Останні відокремлюють її від сформованої на схилах Приазовського кристалічного масиву Південнодонбаської меланжевої зони.

В осьовій зоні грабена кулісні ряди насувів контролюють ансамблі міжнасувних блоків видовженої форми східного та північно-східного простягання, що ускладнюють геологічну будову Бахмутської, Комишувасько-Лиманської та Кальміус-Торецької структурних улоговин (рис. 5.26). В їх піднятих, фронтальних частинах сформувалися лінійні прирозломні підкидо-антикліналі з крутими північно-східними крилами і пологими південно-західними, які в тилкових частинах блоків переходять в моноклінали. За ешелонованими рядами герцинських, ларамійських та аттичних насувів сформовано перехресно-насувну систему тектонічних покривів (рис. 5. 23, 5.26). Причому, по герцинських насувах складчасті покрови насунуті у південному напрямку під кутами до 30° у бік південного борту, проте по ларамійських та аттичних тектонітах на північний захід та північ – у бік западини та північного борту. На південному борту Бахмуцької улоговини герцинськими та альпійськими зсуво-підкидами контролюється Центральна зона кулісно зчленованих, лінійних підкидо-складок у складі Велико-Комишуваської, Новотроїцької, Дружківсько-Костянтинівської та Головної антикліналі.

На західному фланзі покривно-складчастої системи насунання підосва мезозойського чохла занурюється на глибини понад 3 км в межах Орчіковської улоговини ДДЗ. У занурених частинах осьових улоговин грабена, в замках синкліналей зберігаються рештки ніжньопермської хемогенної товщі (рис. 5.23). Натомість у північно-східній частині під підосвою мезозою залягає товща середнього карбону, що вказує на різке збільшення в північно-східному напрямку глибини передмезозойського ерозійного зрізу. Підосшовну частину палеозойських відкладів та фундамент

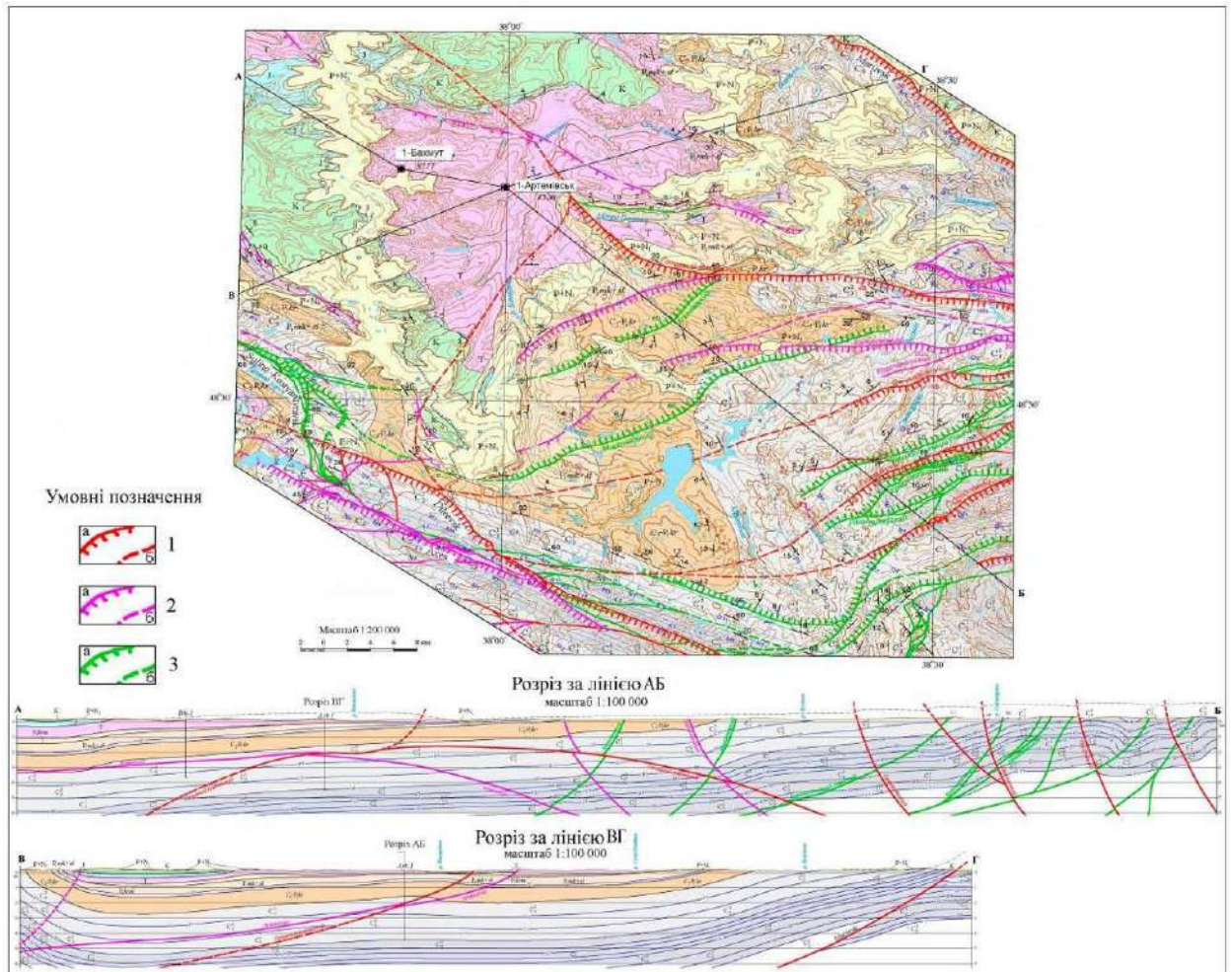


Рис. 5. 25 Фрагмент геологічної карти території Західно-Донецького грабена (північний схил Комишувасько-Лиманської улоговини), за даними геокартування [144].

на крупні блоки розбивають рифтогенні зсуво-скиди.

На південному борту грабену польовими дослідженнями виділено Південнодонбаську меланжеву зону [142] (рис. 5.22, 5.23). Її складють тектонічні блоки докембрійських кристалічних порід, вулканогенно-теригенного девону, карбонатної плити нижнього карбону. Блоки насунуті один на одного за решіткою "стильських" насувів у південно західному напрямку під пологими кутами, що зумовлює квазі-шарувате залягання меланжу у відкладах палеозою. Меланжева зона з півдня обмежує територію тектонічних покривів насунання.

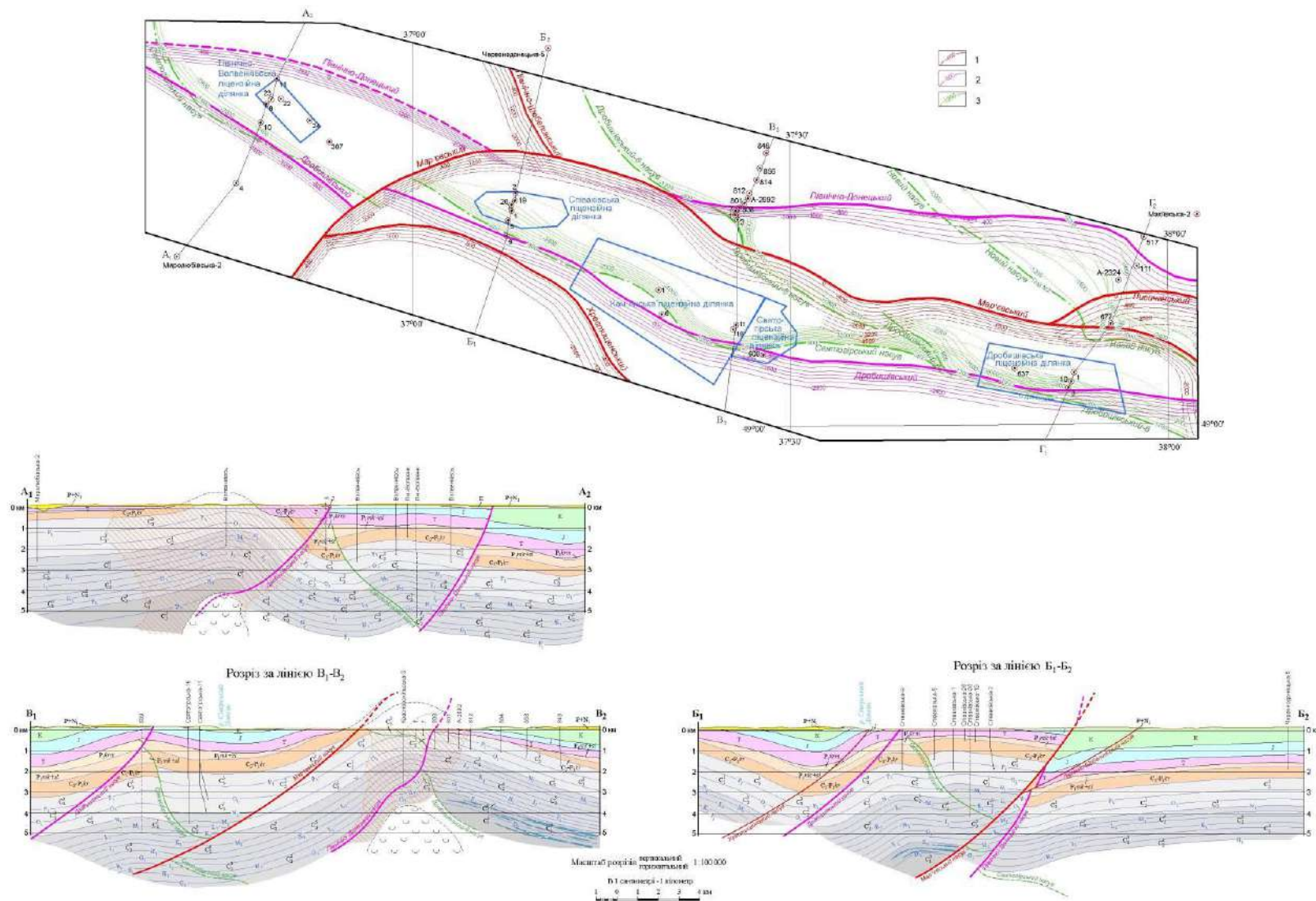


Рис. 5. 26 Фрагмент порівняльної схеми тектонітів території Західно-Донецького грабена (центральна частина Бахмуцької улоговини), за даними геокартування [144]. Тектоніти: 1- аттичні, 2- ларамійські, 3- герцинські

Ларамійський структурний поверх перехідної зони між ДДП та ДСС має інтенсивно дислоковану, складчасто-насувну структуру, сформовану колізійними рухами у північних румбах (рис. 5. 27) [142]. Межами поверху є магістральні насуви: Північнодонецький на північному сході та Самарський на південному заході (рис. 5.22-5.25). Підкидо-насувна решітка контролює Ларамійську систему складчастих покривів насування, яку складають ешелоновані ряди тектонічних покривів і лінійних антиклінальних підкидо-складок, що розділяються вузькими синкліналями. Майже навпіл область розмежовується кулісно зчленованими гілками Алмазного, Самарського та Осьового магістральних насувів (рис. 5.24, 5.25). Ларамійські анти- і синформи, луски та пластини покривів насування, крім крупних лінійних складок осьової зони грабена, зазнали дугоподібних вигинань шарнірів складок.

Ларамійський структурний поверх перехідної зони між ДДЗ та ДСС має інтенсивно дислоковану, складчасто-насувну структуру, сформовану колізійними рухами у північних румбах (рис. 5.27) [142]. Межами поверху є магістральні насуви: Північнодонецький на північному сході та Самарський на південному заході (рис. 5.22-5.25). Підкидо-насувна решітка контролює Ларамійську систему складчастих покривів насування, яку складають ешелоновані ряди тектонічних покривів і лінійних антиклінальних підкидо-складок, що розділяються вузькими синкліналями. Майже навпіл область розмежовується кулісно зчленованими гілками Алмазного, Самарського та Осьового магістральних насувів (рис. 5.24, 5.25). Ларамійські анти- і синформи, луски та пластини покривів насування, крім крупних лінійних складок осьової зони грабена, зазнали дугоподібних вигинань шарнірів складок.

Аттичний структурний поверх має відносно менш дислоковану структуру, що сформована "шумилівським" дислокаційним комплексом тектонітів (рис. 5.28) [141]. Дилеївським, Мар'євським та Лисичанським магістральними насувами контролюється район розвитку крупних покривів тектонічного насування (рис. 5.23, 5.24). Поширення тектонічних лусок-покривів меншого розміру обмежують Селезнівський, Продовжній, Південний Павлівський, Санжарівський та Головний Ірмінський насуви меншої амплітуди переміщень крил. Аттичні рухи зумовили подальшу фрагментацію чохла на лінзовидні у плані тектонічні блоки, розмірами до перших десятків кілометрів, та викликали насування тектонічних покривів у північно-західному напрямку. Сукупність аттичних деформаційних структур складає Донецький кряж і Приазовську височину.

Тектонічна інверсія ДДП та Донбасу розпочалася у заальську фазу герцинського орогенезу в умовах колізійного стискання рифтогенної структури за північно-східним нахилом вісі максимальних напруг стискання B_1 [54, 69-71]. У зсуво-насувному режимі відбувалися горизонтальні рухи з лівобічною складовою. Встановлено, що за решіткою герцинських насувів від осьової зони ЗДГ геомаси палеозойського чохла пересувалися до менш стиснених ділянок південного борту [152-156]. На протязі ларамійської та аттичної фаз альпійського тектогенезу орогенічні рухи відбувалися в умовах колізійного стискання з нахилом осі стискання у північно-західних румбах в підкидо-насувному режимі у регіональному горизонтально-зсувному полі правобічної кінематики рухів. Через утворення в центральній частині ЗДГ ділянки концентрації осей максимального стискання північно-західної орієнтації створилися сприятливі геодинамічні умови для насування геомас чохла від ДСС на північний захід – в межі ДДП. В альпійському полі напруг герцинську насувну решітку, за якою закладалися великі лінійні антикліналі та складчасті покриви насування, було деформовано ларамійською та аттичною підкидо-насувною решіткою, через це в межах перехідної зони між ДДП та ДСС сформувався перехресно-насувний тектонічний каркас.

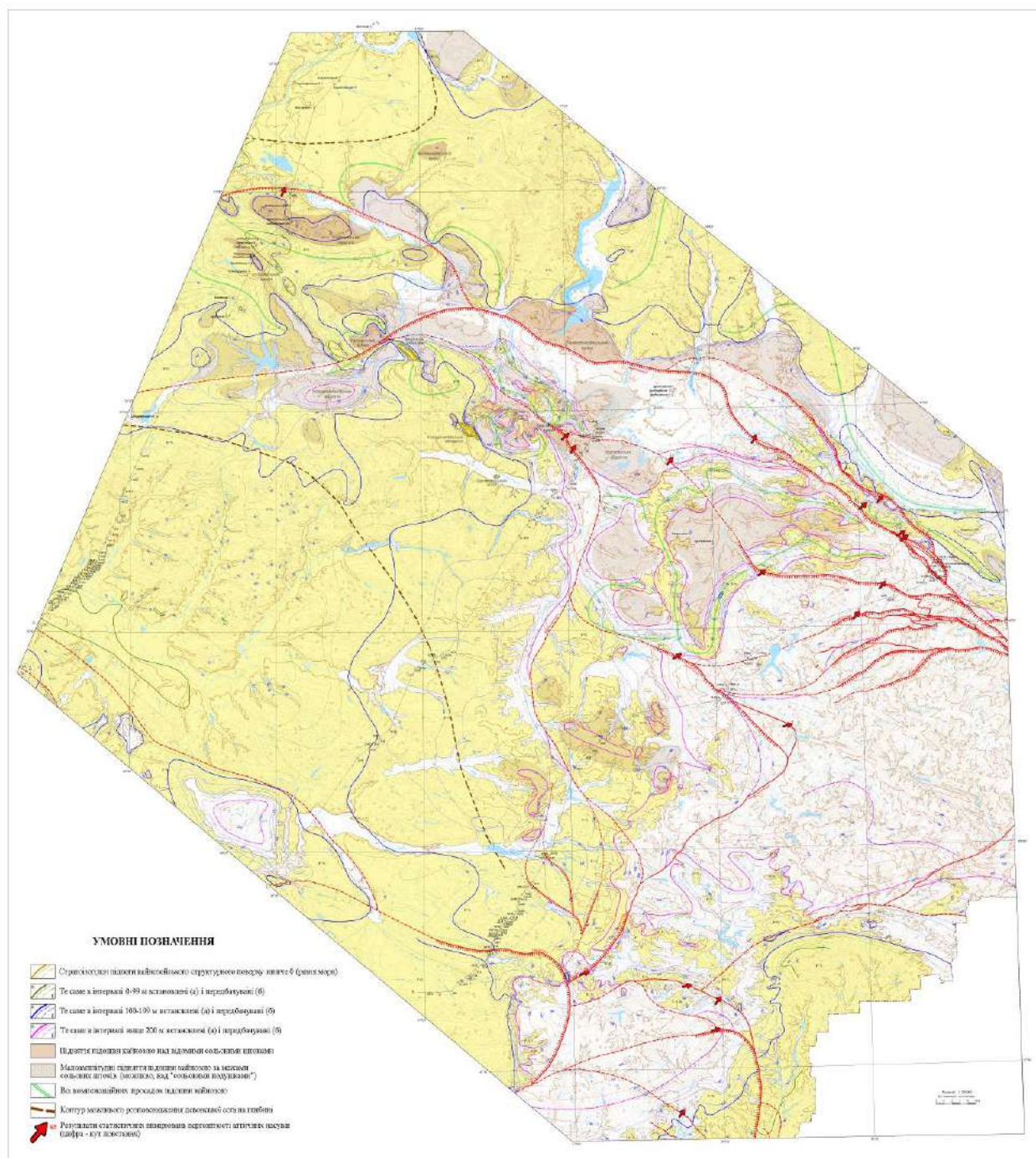


Рис. 5. 28 Карта Аттичного структурного поверху, за даними геокартування [144].

За результатами тектонофізичного аналізу герцинської решітки тектонітів встановлено, що герцинськими рухами в межах ЗДГ створено підкидо-насувну решітку тектонітів південно-західної вергентності, якою контролюється поширення пластин та лусок тектонічних покривів та крупної лінійної підкидо-складчастості [152-156]. Цей каркас складає Герцинську покривно-складчасту систему насування осадових геомас від ДСС в напрямку западини. Північна частина покривно-складчастої системи охоплює район дрібних тектонічних покривів насування та лінійної підкидо-складчастості, сформованої уздовж криволінійних куліс Дробишівського, Святогірського і Сентянівського насувів на північно-східному крилі та Суліно-Костянтинівського зсуво-підкиду в осьовій зоні грабену. Південна частина Герцинської системи охоплює район лускатих покривів насування і на півдні обмежується кулісно зчленованими гілками Самарського, Котлинського, Мерцалівського та Новоселівського зсуво-насувами.

Ларамійськими рухами на території ЗДГ утворено підкидо-насувний каркас північ-північно-західної вергентності [152-156] (рис. 5.24). Він контролює покривно-складчасту систему тектонічного насування, що охоплює структурні ансамблі крупних криволінійних підкидо-складок і синкліналей, протяжністю до перших сотень кілометрів [157-159] (рис. 5.27). Північно-східне крило Ларамійської системи насування сформоване Північно-Донецьким, Алмазним та Дробишівським магістральними зсуво-насувами північно-західної вергентності (рис. 5.29). Особливістю інверсійної будови є кулісне зчленування складових гілок та криволінійність трас насувів: з південного сходу на північний захід вони змінюють напрямок простягання площин з північно-західного на західний. В їх піднятих крилах сформувалися Північнодонецька, Торсько-Дробишівська та Степківсько-Корульсько-Слов'янська прирозломні складки, осі яких пристосовані до криволінійних площин структуроутворюючих розломів.

Аттичними рухами сформовано насувну решітку північно-західної вергентності, що контролює систему поперечного насування геомас. Її

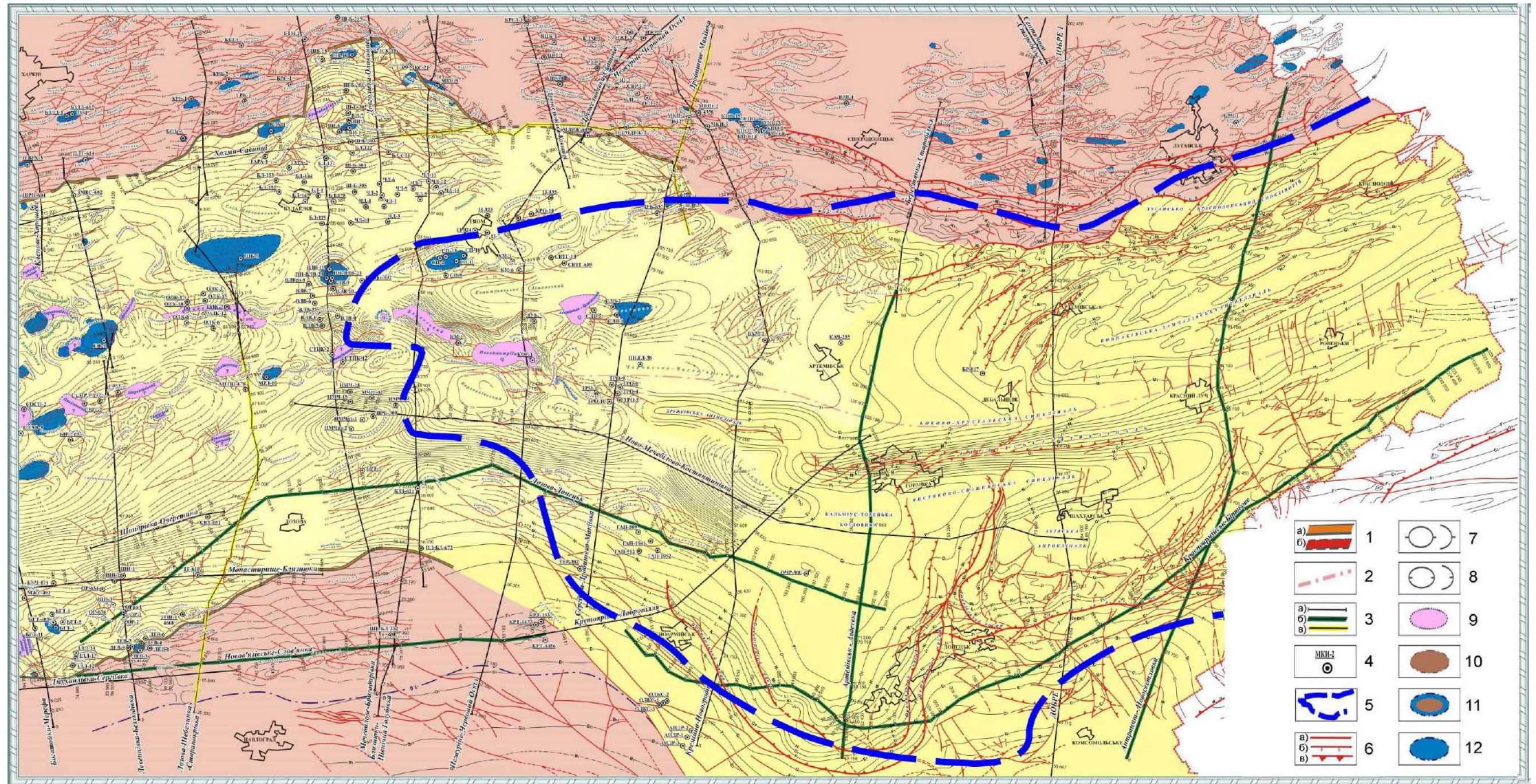


Рис. 5. 29 Фрагмент тектонічної карти України (територія перехідної зони між Дніпровсько-Донецькою западиною та Донецькою складчастою спорудою), за В. Калініним, (2007) [146]. Умовні позначення: 1- крайові регіональні розломи: а- закартовані, б- прогнозовані; 2- вісь Західно-Донецького грабена; 3- регіональні сейсмпрофілі: а- минулих років, б- нові, 4- свердловини; 5- Західнодонецька покривно-складчаста область; 6- розломи: а- б: скиди узгоджені та зворотні; 7- антиформи; 8- синформи; 9- соляні штоки; 10- родовища: 10- нафтові, 11-нафтогазоконденсатні, 12- газоконденсатні та газові.

складають великі пластини-покриви, сформовані криволінійними площинами Дилеївського, Хрестищенського, Мар'євського та Лисичанського магістральних насувів (рис. 5.29, 5.24, 5.28). У північно-західному напрямку від західної межі ДСС в бік ДДЗ вони поступово змінюють своє простягання з північно-західного на субширотне. Насування менших за розмірами пластин-лусок тектонічних покривів кайнозойського алохтону на ларамійські та герцинські неоавтохтонні утворення контролюється ешелонами менших за масштабом та амплітудами зміщень крил насувів субширотного простягання: Селезнівським, Продовжнім, Південним Павлівським, Санжарівським, Головним Ірмінським.

Таким чином, динамічно спряженою решіткою пізньогерцинських та альпійських (ларамійських та аттичних) тектонітів сформовано систему тектонічного насування осадових геомас, складену з кулісно зчленованих, лінійних антиклінальних зон та ешелонованих ансамблів тектонічних покривів (рис. 5.30). Це є підставою для виділення у південно-східній частині ДДЗ інверсійної геоструктури регіонального масштабу— Західнодонецької покривно-складчастої області [157-159]. В її межах виділено два райони за тектонічним стилем та інтенсивністю деформацій: Лугансько-Комишуваський район кулісно-ешелонованої лінійної складчастості у північно-східній та Кальміус-Торецький район лускатих тектонічних покривів у південно-західній частині.

Головним структурним елементом області визначено клиноформний сегмент тектонічного вклинювання, утворений внаслідок вторгнення в межі слабо дислокованої синеклізної структури інтенсивно зім'ятих у складки осадових геомас з боку ДСС [157-159] (рис. 5. 30, 5.24). Клиноподібні обриси сегменту у плані утворюють криволінійні площини Північнодонецького, Самарського, північної гілки Алмазного та Новоселівського магістральних зсуво-насувів ларамійської решітки тектонітів. Причому, Північнодонецький насув змінює напрямок свого простягання з північно-західного на західний на ділянці відгалуження Дробишівського насуву (рис. 5.29).

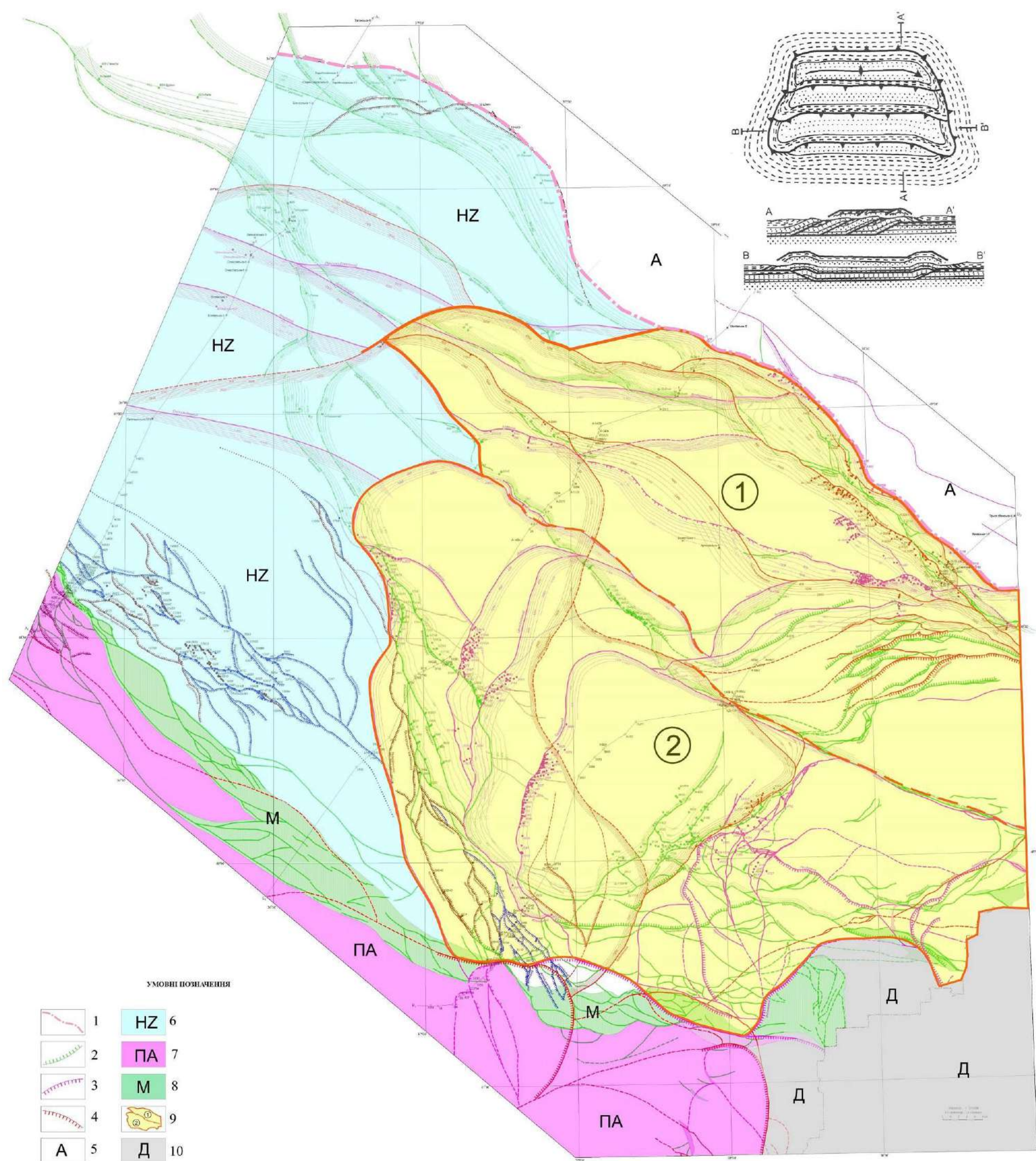


Рис. 5. 30 Тектонічна схема Західно-Донецької покривно-складчастої області.

Умовні позначення: 1 – північна межа області; 2-4 - тектоніти: 2– герцинські, 3– ларамійські; 4– аттичні; 5– недислокований автохтон; 6– герцинський неоавтохтон; 7– Приазовський масив; 8 – Південнодонбаська зона меланжу; 9– сегмент тектонічного вклинювання: (1) Лугансько-Комишуваський район ешелонованої підкидо-складчастості, (2) Кальміус-Торецький район лускуватих покривів насування.; 10– Донецька складчаста споруда. Врізка– схема покривно-складчастої системи, за А. Н. Худолеєм (2005).

Динамічно пов'язаний з ним Самарський насув змінює напрямок простягання з північ-північно-західного на західний у форланді сегменту вклинювання в осьовій зоні грабену.

На північно-східному фланзі тектонічного сегменту, в піднятих крилах Дробишівського та Марьївського насувів ларамійської та аттичної решіток сформувалися кулісно зчленовані Торсько-Дробишівська, Північнодонецька, Матросько-Тошківська зони лінійних підкидо-складок (рис. 5.29). Встановлено закономірне вигинання осей складок з наближенням до площин магістральних насувів північно-східного флангу та осьової зони (Алмазного, Самарського та Осьового) з тенденцією прилаштування до їх простягання.

Південно-західне крило сегменту вклинювання сформоване кулісами Котлінського, Удачненського, Олександрівського, Мерцалівського та Мушкетівського герцинських, Самарського та Войковського ларамійських, Муравйовського і Криворізько-Павлівського аттичних насувів (рис. 5.24). За цим динамічно пов'язаною решіткою геомаси алохтону насунуті від осьової зони ЗДГ в південному та південно-західному напрямку – на слабо дислокований автохтон западини та Південнодонбаську меланжеву зони.

Тіло сегменту розділено уздовж майже навпіл Центральною лінійною зоною горизонтально-зсувного контролю (рис. 5.30). Вона виділяється за трасами Осьового насуву, північних гілок Самарського та Алмазного насувів. В їхніх підкинутих північно-східних крилах сформувалися великі лінійні прирозломні кулісно зчленовані підкидо-складки – Великокомишуваська, Новотроїцька, Дружківсько-Костянтинівська та Головна. Структурною вершиною сегменту вклинювання є тектонічний вузол, сформований на закінченнях магістральних насувів та підкидо-зсувів у районі з'єднання центральної та південної гілок осьових солянокупольних валів западини.

Визначальними особливостями внутрішньої будови сегменту тектонічного вклинювання є, по-перше, криволінійність площин магістральних насувів, що його обмежують, та дрібніших насувів оперення, які контролюють луски та пластини покривів насунання. По друге, це

узгоджене вигинання осей прирозломних анти- та синформ з тенденцією їх прилаштування до простягання насувів. Це є діагностичною ознакою значних горизонтальних переміщень геомас в умовах обмеженого геологічного простору грабену, тому покривно-складчасті деформації є результатом формування системи тектонічного насування (висування) осадових геомас.

З формуванням Західнодонецької покривно-складчастої області у південно-східній частині ДДП утворився інверсійний тектонічний стиль. На відміну від рифтогенного стилю більшості території западини, якому притаманний південно-східний напрямок регіонального занурення горизонтів осадового чохла, інверсійний стиль області характеризується зворотнім зануренням горизонтів Герцинського, Ларамійського та Аттичного складчастих структурних поверхів. Цей геологічний феномен визначається суттєвим збільшенням товщини чохла за рахунок нарощування розрізу складчастих поверхів алохтонними новоутвореннями в умовах обмеженого геологічного простору ЗДГ. Діагностовано, що деформації осадової товщі відбувалися за кінематичним механізмом формування типової покривно-складчастої системи (рис. 5.31) через насування на давнішні новоутворенні пластини тектонічних покривів. Цей процес зумовлював поступове нарощення об'єму осадової товщі по вертикалі при його синхронному скороченні по латералі. Депоцентр максимальних товщин чохла (20-22 км) розміщується у центральній частині сегменту вторгнення геомас.

Усі виявлені структурні особливості тектонічної будови території ЗДГ та перехідної зони, що є ознаками рухів і деформацій у геодинамічному режимі транспресії, покладено в основу кінематичної моделі формування інверсійної геоструктури регіонального масштабу – Західнодонецької покривно-складчастої тектонічної області [160, 161] (рис. 5.32). За даними кінематичного аналізу на мезозойсько-кайнозойському етапі інверсії загальний тектонічний транспорт активізованих геомас здійснювався уздовж субширотно розташованої вісі середніх напруг стискання з нахилом на північний захід. За таких обставин тектонічне розтікання геомас

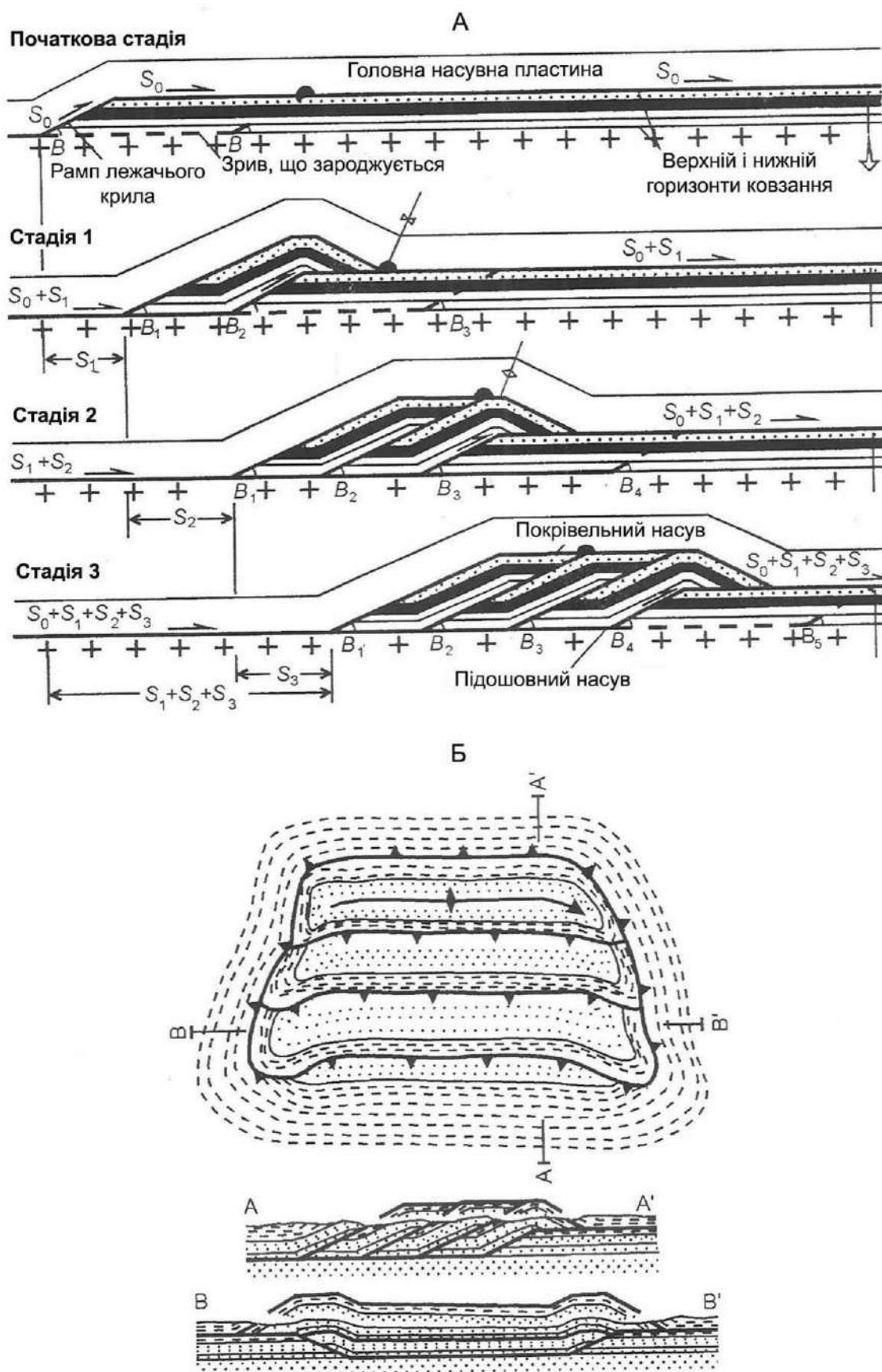


Рис. 5.31 Принципові схеми:

А – кінематичного механізму нарощування загальної товщини алохтонних утворень в розрізі з стотними скороченнями геологічного простору за рахунок формування нових тектонічних пластин-покривів. Б – покривно-складчастої системи тектонічного насування осадових геомас: план та розрізи, за А.Н. Худолесом (2005).

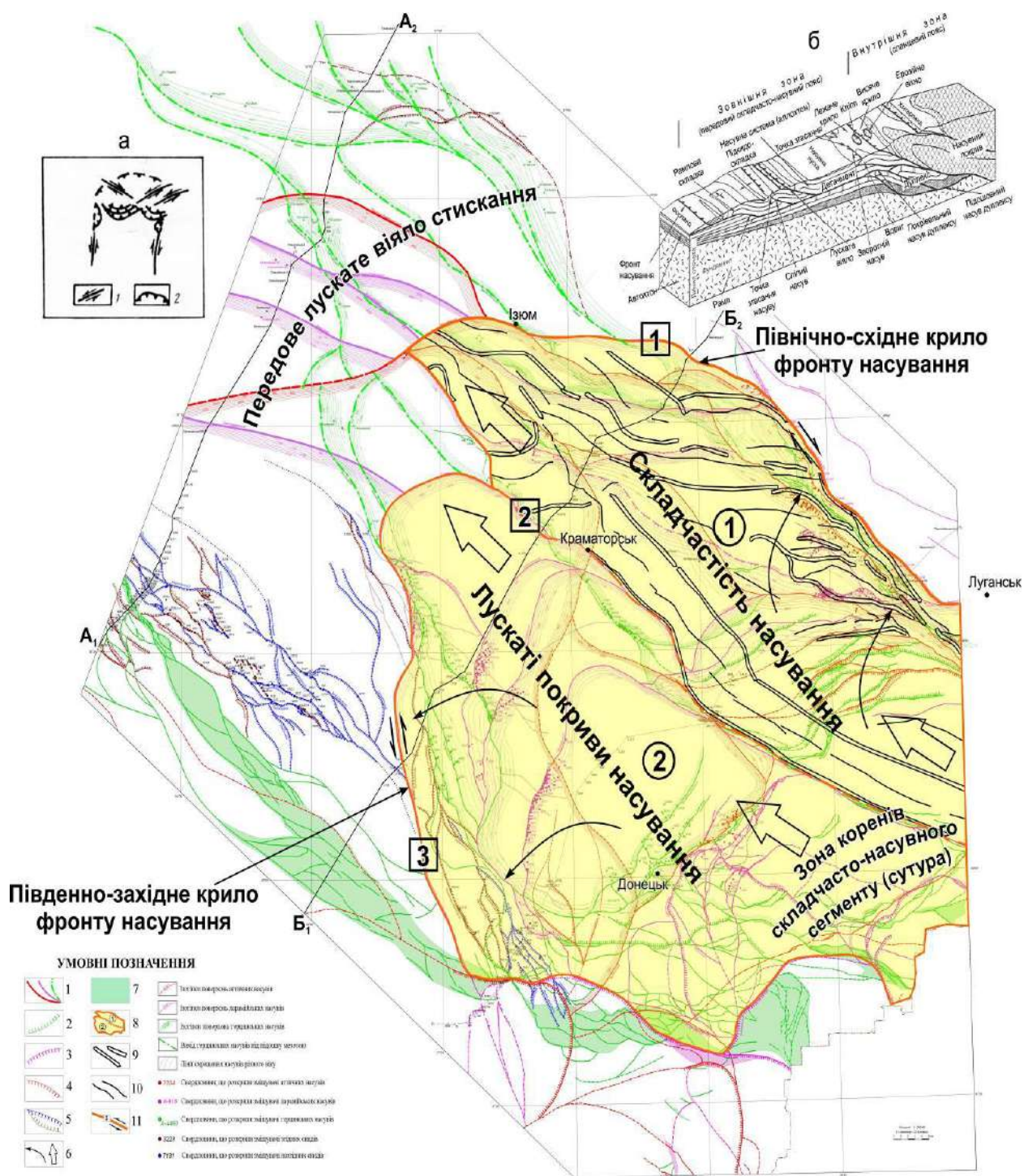


Рис. 5.32 Кінематична модель формування Західнодонецької покривно-складчастої області

Умовні позначення: 1– тектонічне віяло стискання; 2-5 – рифтогенні скиди, згідні та незгідні; 6– напрямки розтікання і транспорту геомас; 7– Південно-Донецька меланжева зона; 8–сегмент тектонічного вклинювання: (1) Лугансько-Комишуваський район кулісної складчастості, (2) Кальміус-Торецький район покривів насування; 9– синформи; 10– антиформи; 11 – Лінійні зони вторгнення: [1] – Північно-східна зона, [2] – Центральна зона, [3] – Південно-західна зона. Врізки: а- принципова схема ороклину висування (план) (за Коппом, 1991), б- модель системи тектонічного насування (за А. Н. Худолеем, 2005).

здійснювалося від надстиснутих ділянок осьової ЗДГ до зон геодинамічної тіні – в напрямку Орільської улоговини ДДП та до бортових зон грабену. Ці рухи сприяли фрагментації крупних лінійних герцинських антикліналей та їх криволінійним деформаціям з формуванням утворенню кулісно зчленованих підкидо-складчастих зон та ешелонованих рядів лускатих тектонічних покривів, що складають структурний каркас типової інверсійної покривно-складчастої системи тектонічного насування (рис. 5.32, врізка б).

Згідно моделі, тектонічний каркас системи насування складається з трьох динамічно спряжених лінійних зон горизонтально-зсувного контролю субрегіонального масштабу (рис. 5.32). Північно-східне крило системи насування сформоване кулісно зчленованими ларамійськими Північнодонецьким, Алмазним, Дробишівським та аттичними Маріївським, Хрещищенським, Ділеївським і Лисичанським зсуво-насувами. Центральну лінійну зону горизонтально-зсувного контролю утворюють ешелоновані куліси Осьового, південно-східної гілки Самарського та північної гілки Алмазного ларамійських насувів, та Суліно-Костянтинівського герцинського насуву. Південно-західне крило системи насування сформовано лінійною зоною кулісно зчленованих гілок Самарського та Войковського ларамійських насувів, Новоселівського, Котлінського та Мерцалівського аттичних насувів. Спільно ці три лінійні зони горизонтального зсування могли слугувати тектонічними "рейками", за якими покривно-складчастий мезозойсько-кайнозойський алохтон ЗДГ насувався на слабо дислокований герцинський неоавтохтон південно-східної частини ДДЗ. Причому, Центральну лінійну зону ідентифіковано віссю поздовжньої симетрії, формування якої зумовило процеси тектонічного розтікання геомас осадового чохла від осьової зони грабену в протилежних напрямках – до його південного та північного бортів.

Моделлю передбачено, що інверсійні деформації структури ДДП викликало вторгнення геоблоку "тектонічного штампу" ДСС. Під тиском крупного геоблоку штампу сформувався Західнодонецький сегмент тектонічного вклинювання осадових геомас У відповідності до класифікації

деформаційних структур, утворених в результаті горизонтальних переміщень усередині орогенічних рухливих поясів [108], виділений кліноформний сегмент діагностований поперечним ороклином тектонічного висування геомас підсувного типу [160, 161] (рис. 5.32, врізка *a*). У тектонічному відношенні ороклин висування є структурною облямівкою горстового геоблока-штампа, що сформувався на західному схилі складчастого Донбасу. Встановлено, що деформаційна структура ороклину підсування має аномально збільшений ступень стиснення дислокованих геомас у фронті вторгнення. Відповідно до законів геомеханіки [19], при формуванні подібних деформаційних структур, в процесі поперечного вигинання шарів осадових порід, на їх опуклої поверхні встановлюється режим поздовжнього розтягування, а на увігнутій – режим поздовжнього стиснення. Це обумовлено браком геологічного простору в безпосередній близькості до тектонічному штампі, внаслідок чого опукла сторона підсувного орокліна звернена у напрямку горизонтального переміщення тектонічного штампі складчастого Донбасу – на північний захід.

У фронті висування тектонічного орокліна, за даними структурно-кінематичного аналізу деформацій, сформувалися геодинамічні смуги нагнітання – зони витіснення осадових геомас. Вони представлені антиклінальними підкидо-складчастими зонами. При цьому, північно-східне крило фронту вторгнення складають середні за розмірами Торсько-Дробишевська, Північно-Донецька і Матроська-Тошківська складчасті зони (рис. 5.32). Натомість найкрупніші антиформи представлені Великокомишуваською, Новотроїцькою, Дружківсько-Костянтинівською та Головною підкидо-антикліналями, що сформувалися в Центральній зоні горизонтально-зсувного контролю уздовж Осьового (Дилеївського) і північних гілок Самарського та Алмазного ларамійських зсуво-підкидів. Центральна лінійна зсувна зона, з позицій тектонофізики, ідентифікована віссю поздовжньої кінематичної симетрії – тектонічного розтікання геомас у межах орокліна висування. Її формування є результатом пізньогерцинських

рухів, які викликали процеси тектонічного розтікання дислокованих геомас осадового чохла від тектонічно надстисненої осьової зони до зон "геодинамічної тіні" на бортах грабена.

У форланді вторгнення тектонічного ороклина висування, у зоні зчленування центральної і південної парних гілок осьових регіональних розломів ДДП, на закінченнях динамічно пов'язаних магістральних зсуво-насувів сформувалася деформаційна структура передового лускатого "тектонічного віяла стиснення". У хінтерланді системи насування, на західних схилах ДСС, утворилися складчасті сутури, що охоплюють зім'яті в складки глибинні корені різновікових тектонічних покривів насування. У фронті регіональної системи тектонічного насування утворилася геодинамічна смуга нагнітання, де сформувалися складчасті зони витискання геомас, які складаються кулісно зчленованими лінійними зонами підкидо-складок. У форланді системи, в районі зчленування центральної і південної гілок осьових солянокупольних валів западини, на закінченнях динамічно спряжених магістральних насувів сформоване передове лускате віяло стискання. У хінтерланді системи насування сформувалися тектонічні сутури – глибинне коріння різновікових складчастих покривів, яке розташоване на схилах Донецького кряжу.

Порівняльний структурний аналіз тектонічної будови ДДП та Південнооклахомського авлакогену (провінція Арбакл, США), вказує на їх очевидний структурний ізоморфізм (рис.1.3). На рифтовому етапі у палеозойському авлакогені відбувалася ефузивна та інтрузивна діяльність бімодального типу [12]. Початкове занурення було швидким, тому підшовну частину рифтового розрізу складають континентальні грубоуламкові товщі. Платформне занурення характеризувалася морським осадконакопиченням, тому синеклізну частину розрізу осадового басейну складають шельфові карбонати та кварцити. Початковій стадії тектонічної інверсії Південнооклахомського палеорифту, так само як і ДДП, було притаманні деформації колізійного стискання з формуванням крупних

лінійних анти- та синформ. На наступній стадії відбувалися вторинні деформації лінійної складчастості у зсуво-насувomu режимі, що зумовило значні горизонтальні переміщення осадових геомас в обмеженому геологічному просторі авлакогену. Потужного тиску осадова товща авлакогену зазнала з боку суміжного складчастого поясу Уошито, що зазнав підйому. Максимальні товщини алохтонних покривно-складчастих утворень накопичувалися в районах басейну, прилеглих до складчастого поясу. Під тиском геоблоку тектонічного штампу складчастого поясу Уошито на прилеглий території авлакогенного басейну сформувалася клиноформна структура вторгнення тектонічного блоку-штампу орошену Уошито. Її обмежують два дугоподібно увігнуті розломи, що ускладнюють рисунок тектонітів та вісі лінійної складчастості (рис. 1.3). Вони прилягають до магістральних насувів, що контролюють область вторгнення тектонічного штампу складчастого поясу. Подібність рис тектонічної та седиментаційної еволюції, встановлена на підставі кінематичного та парагенетичного аналізу структурних рисунків інверсійних деформацій свідчить про спільні риси тектонічної та седиментаційної еволюції, аналогічність геодинамічних умов та природного кінематичного механізму формування інверсійних тектонічних областей в межах обох палеозойських рифтогенних геоструктур геоструктур, що порівнювалися.

5.2 Відображення інверсійних деформацій в потенційних геофізичних полях та неотектонічних рухах

Тектонофізичні дослідження інверсійних ускладнень осадового чохла та докембрійського фундаменту супроводжувався аналізом відображення виявлених деформаційних парагенезів та зон інверсійної складчастості в потенційних геофізичних полях та неотектонічних рухах. Для цього використовувалися карти локальних і регіональних аномалій гравітаційного (ΔG_a) та магнітного (ΔT_a) полів (В. Шемет, В. Омельченко, 2006-2008,

2009-2017), вертикальних амплітуд неотектонічних (голоценових) рухів (А. Полівцев, 2008) [162], ізотермічної поверхні $+120\text{ }^{\circ}\text{C}$ (О. Заріцький та ін., 2013) масштабів 1:500 000, 1:200 000. На основі структурно-кінематичного аналізу рисунків геофізичних аномалій уточнювався структурно-тектонічний каркас інверсійних ускладнень рифтогенної структури, кінематика та напрямки горизонтальних рухів геомас гірських порід [113, 149, 161].

Структурні рисунки локальних аномалій магнітного та гравітаційного полів, так само як і рисунки тектонітів фундаменту та складчастих поверхів осадового чохла, свідчать про наступне. Загальний тектонічний транспорт геомас гірських порід здійснювався в протилежних напрямках від вісі регіональної кінематичної симетрії (тектонічного розтікання геомас), розташованої в межах Михайлівсько-Охтирської лінійної зони тектонічного розсування. Михайлівсько-Охтирська зона є також тектонічною межею між північно-західним та південно-східним мегасегментами палеорифту (рис. 5.10, 5.11, 5.12). У герцинському поверсі над ним розташований поперечний до простягання западини Ворсклянський прогин (рис. 5.16, 5.17). У полі неотектонічних рухів Михайлівсько-Охтирський лінеамент фундаменту впевнено відбивається у меридіональній смузі максимальних у Дніпровському грабені позитивних аномалій вертикальних амплітуд (рис. 5.33). Ворсклянському прогину відповідає найвиразніша у палеорифті клиноподібна ділянка від'ємних аномалій амплітуд (рис. 5.33, 5.34).

У полі сили тяжіння (ΔG_a) Михайлівсько-Охтирській зоні розсування відповідає лінійно виразна градієнтна межа, що розділяє структуру палеорифту приблизно навпіл на дві території із різним структурним рисунком локальних гравітаційних (рис. 5.35, 5.36). На північний захід від субрегіонального лінеаменту розташована Псельсько-Ворсклянська структурна сідловина, що відбивається у відносно спокійному гравітаційному (ΔG_a) і магнітному полі (ΔT_a) (рис. 5.37, 5.38) осьової зони переважанням локальних позитивних аномалій середніх значень.

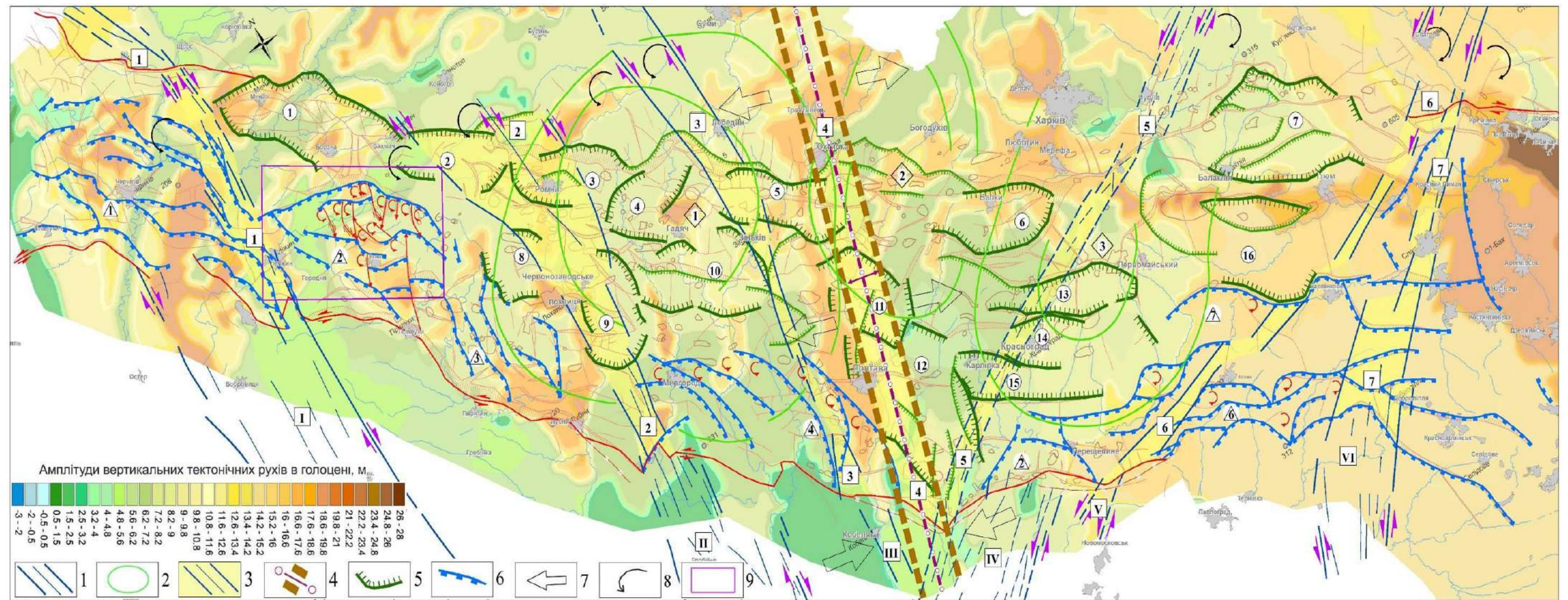


Рис. 5.33 Структурно-кінематична схема постріфтових ускладнень архітектури докембрійського фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту на карті амплітуд вертикальних тектонічних рухів в голоцені (картографічна основа за А. Полівцевим, 2007).

Цифри: **I** - **VI** - зони глибинних розломів: **I** - Кіровоградська; **II** - Криворізько-Кременчуцька; **III** - Дніпродзержинська; **IV** - Одеська; **V** - Оріхово-Павлоградська; **VI** - Центральноприазовсько-Слов'яногірська. **1** **3** - кільцеві дуготипні аномалії: **1** - Гадяцька; **2** - Богодухівська; **3** - Валківська (за даними космозйомки (М. Крилов, 1988)). **1** - **7** - лінеаментні зони зсувного контролю: **1** - Чернігівсько-Ніжинська; **2** - Глобино-Конотопська; **3** - Кобеляцько-Лебединська; **4** - Михайлівсько-Охтирська; **5** - Карлівсько-Чугуївська; **6** - Лозівсько-Старобільська; **7** - Добропільсько-Сватівська. Структурні улоговини: 1) **1** - **7** - північної прибортової зони: **1** - Менсько-Борзнянська; **2** - Бахмацько - Великобубнівська; **3** - Роменсько-Південно-Панасівська; **4** - Синівська; **5** - Зінківська; **6** - Валківська; **7** - Балаклійсько-Савинська; 2) **8** - **16** осьові: **8** - Сребненська; **9** - Лохвицька; **10** - Лютенська; **11** - Солохівська; **12** - Східнополтавська; **13** - Карлівська; **14** - Красноградська; **15** - Старовірівська; **16** - Комишувахська. **1** **8** структурні дуги стискання: **1** - Чернігівська; **2** - Ніжинсько-Ічнянська; **3** - Прилуцько-Лубенська; **4** - Миргородсько-Абазівська; **5** - Перещепинська; **6** - Лозівська; **7** - Сахновщинсько-Краснопавлівська; **8** - Добропільсько-Селідівська. Умовні позначення: **1** - шовні зони глибинних розломів, **2** - кільцеві дуготипні аномалії, згідно [45]; **3** - лінійні зони зсувного контролю; **4** - вісь кінематичної симетрії; **5** - структурні дуги розтягу; **6** - структурні дуги стискання; **7** - напрямки переміщення геомас; **8** - напрямки витискання і обертання геоблоків; **9** - площа деталізаційних досліджень.



Рис. 5.34 Структурно-кінематична схема колізійного ускладнення архітектури осадового чохла (верхньовізейські відклади) Дніпровсько-Донецького палеорифту на карті амплітуд вертикальних тектонічних рухів в голоцені (картографічна основа за А. Полівцевим, 2007).

Цифри: **1** - **7** лінеаментні зони: 1 - Чернігівсько-Ніжинська; 2 - Глобино-Конотопська; 3 - Кобеляцько-Лебединська; 4 - Михайлівсько-Охтирська (вісь розтікання); 5 - Карлівсько-Чугуївська; 6 - Лозівсько-Старобільська; 7 - Добропільсько-Сватівська. **1** - **4** структурні улоговини: 1 - Лохвицька; 2 - Машівсько-Красноградська; 3 - Зінківська; 4 - Балаклійсько-Савинська. **1** - **5** структурні дуги стискання: 1 - Ічнянська; 2 - Лубенсько-Решетилівська; 3 - Царичанська; 4 - Лозівсько-Селідівська; 5 - Лисичансько-Луганська. **1** - **3** - кільцеві дуготипні аномалії: 1 - Гадяцька; 2 - Богодухівська; 3 - Валківська. Умовні позначення: 1 – шовні зони глибинних розломів; 2 – кільцеві дуготипні аномалії, згідно [45]; 3 – вісь кінематичної симетрії; 4 – структурні дуплекси розтягу; 5 – структурні дуплекси стискання; 6 – узагальнені напрямки переміщення геомас; 7 – напрямки витискання і обертання геоблоків; 8 – площа деталізаційних досліджень.

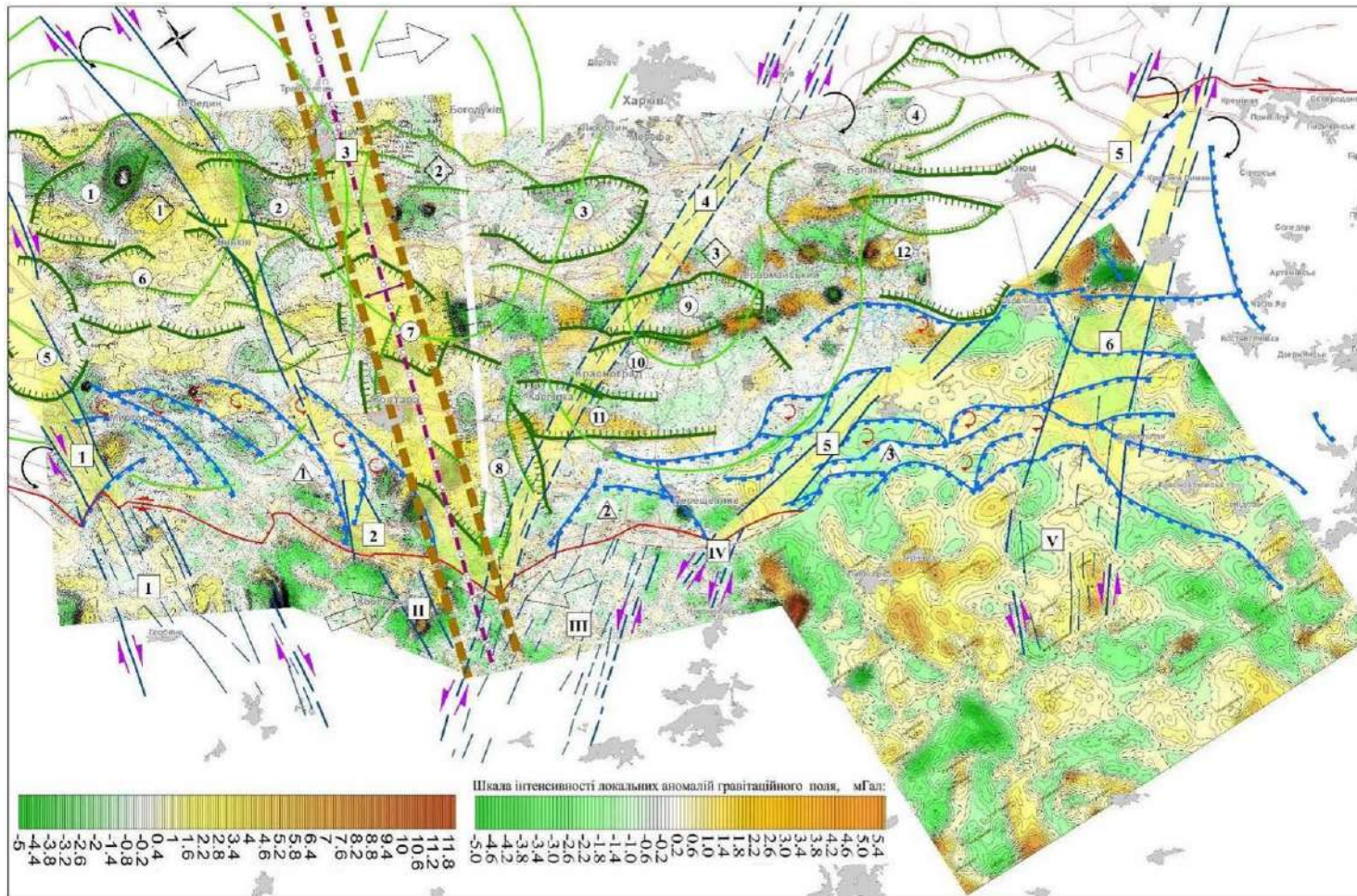


Рис. 5.35 Відображення в локальних аномаліях гравітаційного поля (ΔGa) лінійних і площових парагенезів тектонічної течії докембрійського фундаменту. Цифри: **1** - **V** - зони глибинних розломів: **1** - Криворізько-Кременчуцька; **II** - Дніпродзержинська; **III** - Одеська; **IV** - Оріхово-Півноградська; **V** - Центрально-Приазовсько-Слов'янська. **1** - **3** - кільцеві дуготипні аномалії: **1** - Гадяцька; **2** - Богодухівська; **3** - Валківська (згідно матеріалів космічної зйомки [М. Крилов, 1988]). **1** - **6** - лінеamentні зони зсувного контролю: **1** - Глобино-Конотопська; **2** - Кобеляцько-Лебединська; **3** - Михайлівсько-Охтирська; **4** - Карлівсько-Чугуївська; **5** - Лозівсько-Старобільська; **6** - Добропільсько-Сватівська. Структурні улоговини: **1** **1** - **4** - північної прибережної зони: **1** - Синівська; **2** - Зінківська; **3** - Валківська; **4** - Балаклійсько-Савинська; **2** **5** - **12** - осеві: **5** - Лохвицька; **6** - Лютенська; **7** - Солохівська; **8** - Східно-Полтавська; **9** - Карлівська; **10** - Красноградська; **11** - Старовірівська; **12** - Комишуваська. **1** - **3** - структурні дуги стиснення: **1** - Миргородська-Абазівська; **2** - Перещепинська; **3** - Лозівська. Умовні позначення на рисунку 4.23.

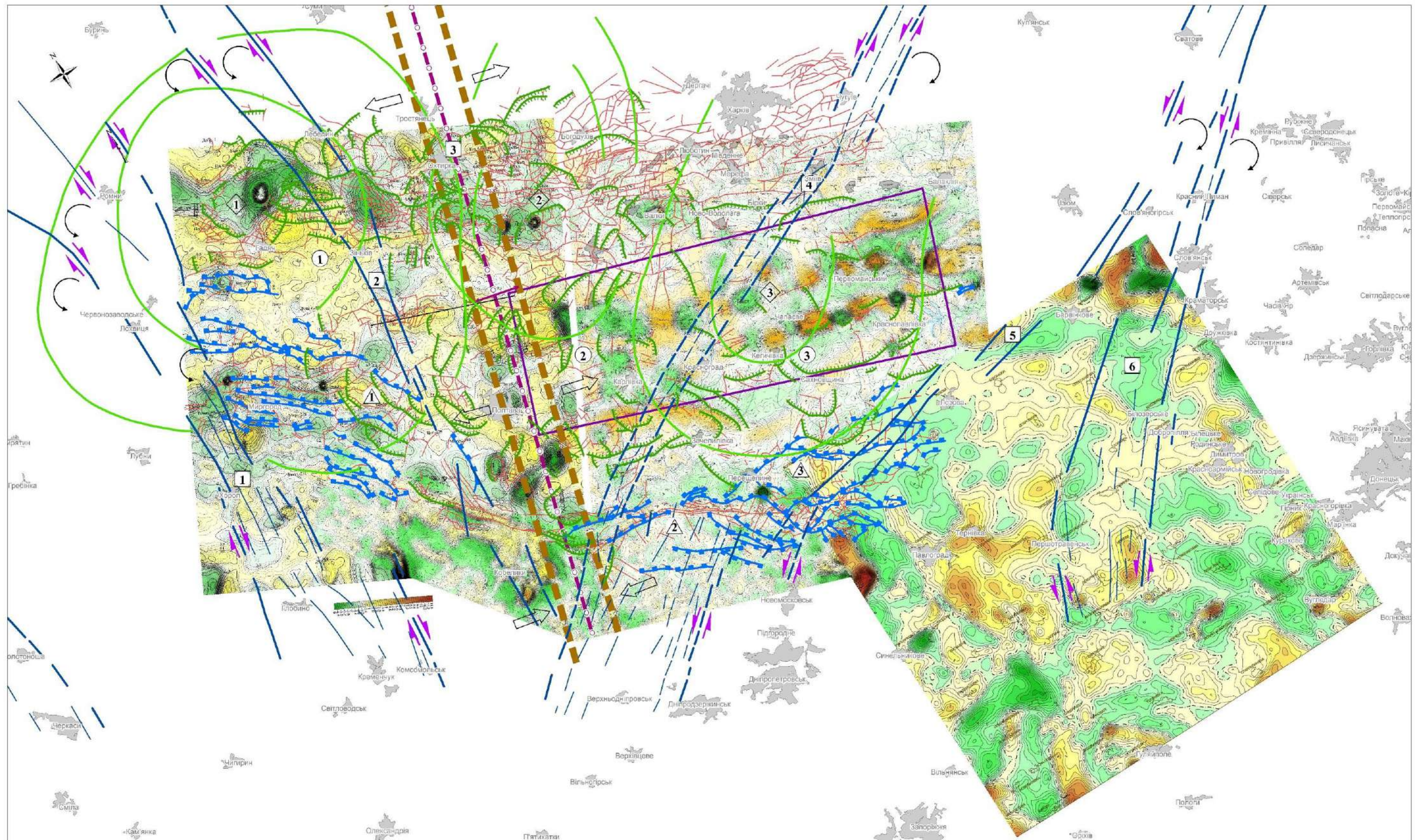


Рис. 5.36 Відображення в локальних аномаліях гравітаційного поля (ΔG_a) лінійних зон і плащових парагенезів тектонічної течії осадового чохла (верхньовізейські відклади) у центральній частині Дніпровсько-Донецького палеорифту. Умовні позначення на рис. 5.32

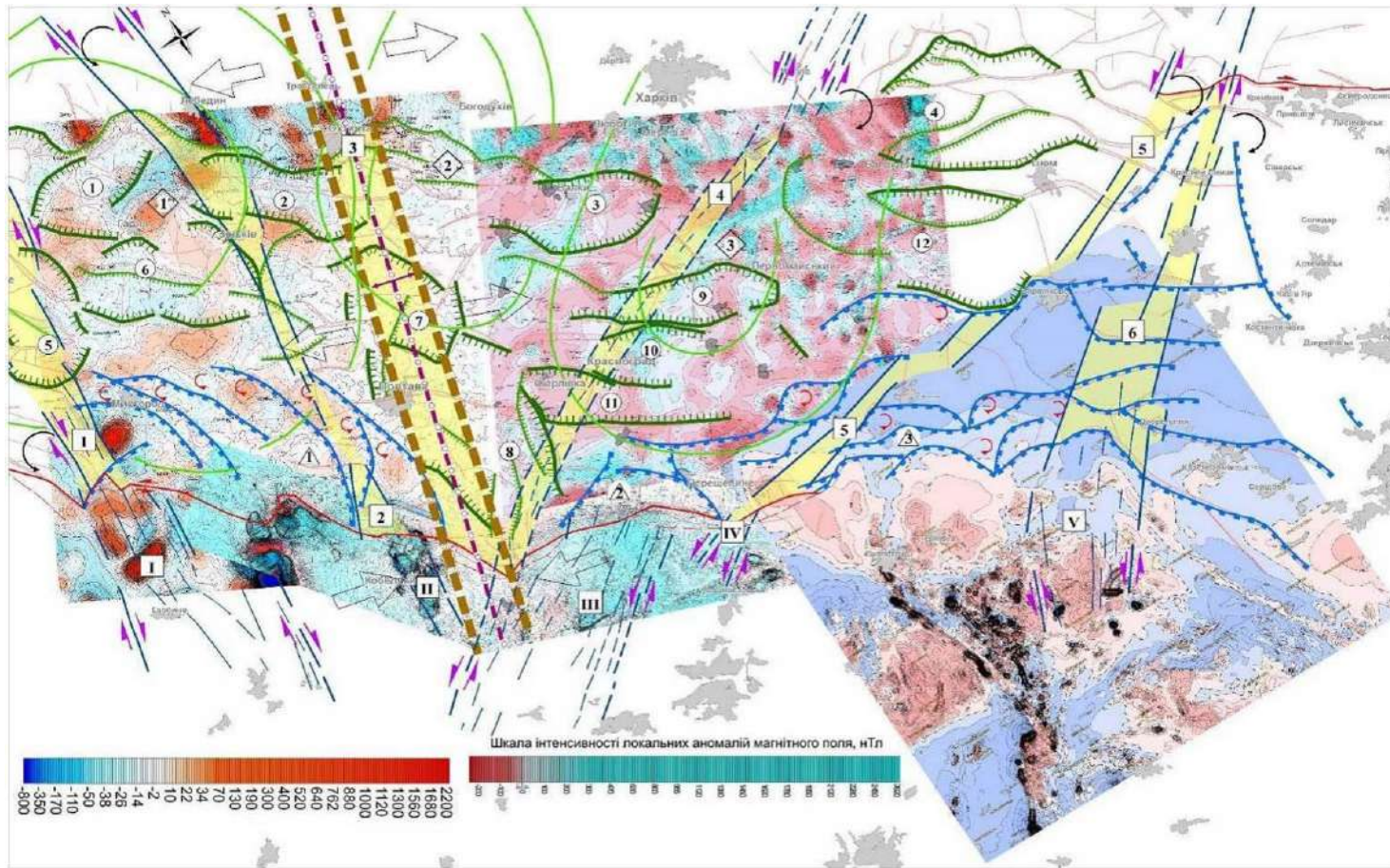


Рис. 5.37 Відображення в локальних аномаліях магнітного поля (ΔTa) лінійних і плащових парагенезів тектонічної течії докембрійського фундаменту у центральній частині Дніпровсько-Донецького палеорифту.

Цифри: I - V - зони глибинних розломів: I - Криворізько-Кременчуцька; II - Дніпродзержинська; III - Одеська; IV - Оріхово-Півлоградська; V - Центрально-Приазовсько-Слов'яногірська. 1 - 3 - кільцеві дуготипні аномалії: 1 - Гадяцька; 2 - Богодухівська; 3 - Валківська (згідно матеріалів космічної зйомки [М. Крилов, 1988]). 1 - 6 - лінеamentні зони зсувного контролю: 1 - Глобино-Конотопська; 2 - Кобеляцько-Лебединська; 3 - Михайлівсько-Охтирська; 4 - Карлівсько-Чугуївська; 5 - Лозівсько-Старобільська; 6 - Добропільсько-Сватівська. Структурні улоговини: 1) 1 - 4 - північної припортової зони: 1 - Синівська; 2 - Зінківська; 3 - Валківська; 4 - Балаклійсько-Савинська; 2) 5 - 12 - осові: 5 - Лохвицька; 6 - Лютенська; 7 - Солохівська; 8 - Східно-Полтавська; 9 - Карлівська; 10 - Красноградська; 11 - Старовірівська; 12 - Комишувахська. 1 - 3 - структурні дуги стиснення: 1 - Миргородська-Абазівська; 2 - Перещепинська; 3 - Лозівська. Умовні позначення на рис.5.33.

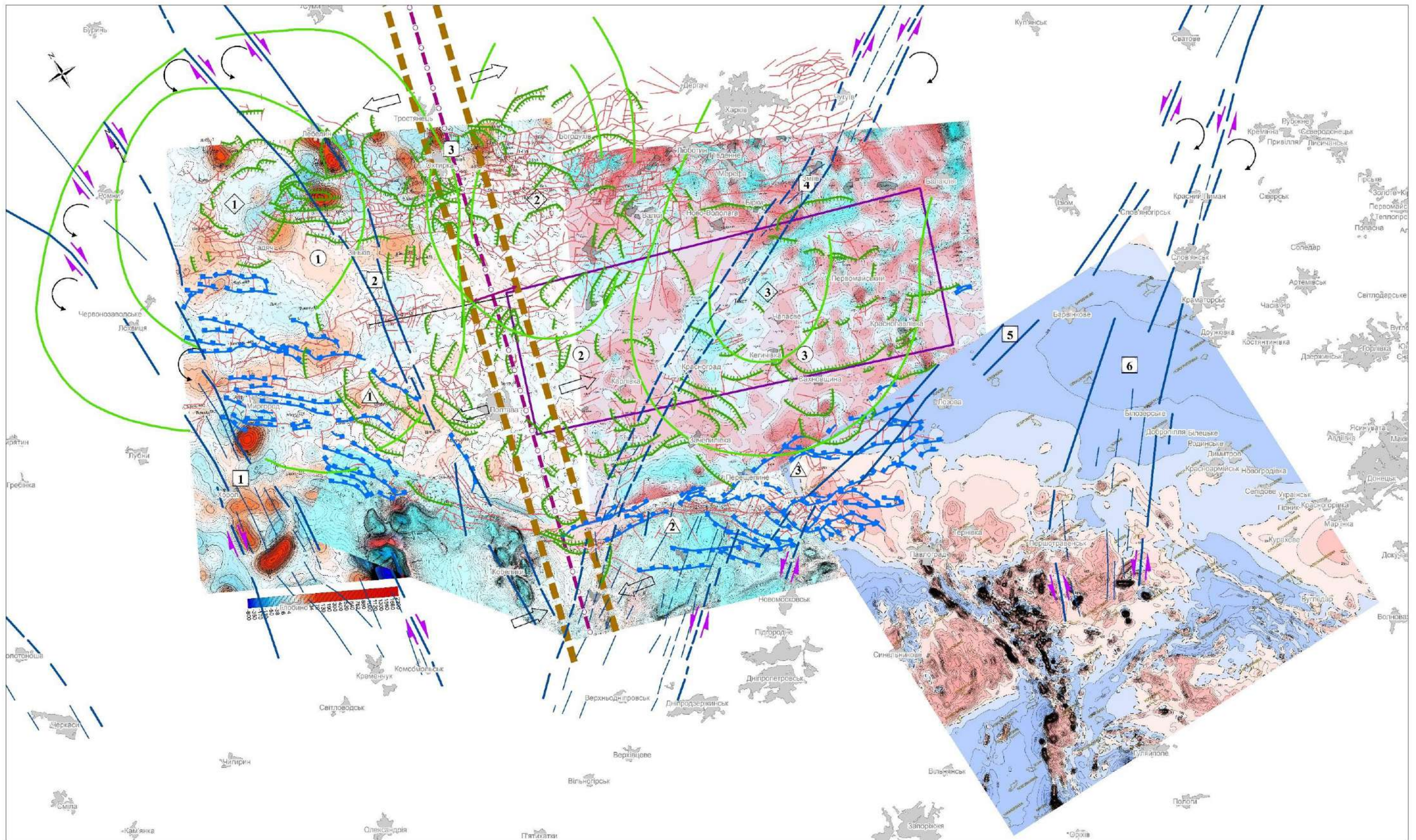


Рис. 5.38 Відображення в локальних аномаліях магнітного поля (ΔT_a) лінійних і плащових парагенезів тектонічної течії осадового чохла (верхньовізейські відклади) у центральній частині Дніпровсько-Донецького палеорифту. Умовні позначення на рис. 5.34.

Структурні рисунки позитивних аномалій свідчать про правобічну кінематику горизонтальних переміщень у її межах.

На території північно-західного мегасегменту на інверсійних етапах горизонтальні рухи правосторонньої кінематики здійснювалися уздовж північно-західної системи тріщинуватості в азимутальному напрямку 327° , за яким у кіммерійську та альпійську епохи тектогенезу була орієнтована вісь τ_1 максимальних тангенціальних напруг. Проте в межах Ізюмського сегменту встановлено переважання протилежної, лівосторонньої кінематики рухів уздовж решітки тектонітів діагональної південно-східної системи, в середньому азимутальному напрямку 57° , за яким з раннього мезозою була орієнтована взаємно-ортогональна до осі τ_1 парна вісь τ_2 [79, 80, 134].

В межах Лохвицького сегмента в структурі фундаменту і осадового чохла виділено дві лінійні зони горизонтально-зсувного контролю: з північного заходу на південний схід – Глобино-Конотопську та Кобеляцько-Лебединську (рис. 5.10, 5.12) [80, 134]. Перший лінеамент у поверхні фундаменту осьової зона грабена розділяє Сребненську та Лютенську улоговини. В осадовому чохлі вона простежується як зона концентрації розривів-зсувів поперечного до осі грабена простягання. На схилах південної прибортової моноклинали Глобино-Конотопська зона відділяє Лютенську та Сагайдацько-Ландарийську улоговини від Ключниківсько-Миргородської зони структурних ускладнень. У локальних аномаліях магнітного (ΔT_a) і гравітаційного (ΔG_a) полів Глобино-Конотопський лінеамент відображається градієнтною зоною, що відділяє ділянку мозаїчного розташування позитивних аномалій високих значень в південній прибортовій зони від ділянки з упорядкованим розподілом позитивних аномалій середніх значень в осьовій зоні грабена (рис. 5.35-5.38). У полі вертикальних неотектонічних рухів за розподілом позитивних аномалій амплітуд ця зона має аналогічну, градієнтну характеристику (рис. 5.33, 5.34).

Кобеляцько-Лебединська лінійна зона горизонтально-зсувного контролю у поверхні фундаменту відділяє Лютенську улоговину від

структурної смуги Новотроїцько-Грунських структурних щаблів-уступів у північній прибортовій зоні палеорифту (рис. 5.10). В осадовому чохлі вона простежується як лінійна зона концентрації розривів-зсувів поперечного до осі Дніпровського грабена простягання (рис. 5.12). В аномаліях гравітаційного та магнітного полів Кобеляцько-Лебединський лінеамент відділяє ділянку із упорядкованим розподілом позитивних аномалій середніх значень у осьовій зоні від ділянки мозаїчного розташування позитивних аномалій великих значень у північній прибортовій зоні грабена (рис. 5.35-5.38). В полі вертикальних неотектонічних рухів ця структурна зона має майже аналогічну характеристику за відповідним розподілом позитивних аномалій амплітуд (рис. 5.33, 5.34).

Аналіз карти глибин залягання ізотермічної поверхні $+120^{\circ}\text{C}$, яка у розрізі осадового чохла за даними ряду дослідників підземної гідродинаміки корелюється з покрівлею глибинної гідродинамічної зони аномально підвищених пластових тисків [163], свідчить про наступне. У межах Лохвицького сегменту усі три виділені зони горизонтально-зсувного контролю мають у цій поверхні певне відображення (рис. 5.39). Глобино-Конотопська зона відбивається ділянкою відносно підвищеного залягання ізотермічної поверхні $+120^{\circ}\text{C}$ (4200-5200 м), натомість Кобеляцько-Лебединська зона ділянкою середніх значень глибин. Михайлівсько-Охтирська зона чітко відбивається як межа між ділянками відносно підвищених глибин залягання цієї поверхні (4400-5600 м) у структурних умовах Псельсько-Ворсклянської сідловини від одної з ділянок найглибшого залягання у грабені (5600-8400 м) в межах Полтавської та Валківської осьових улоговин.

У межах Ізюмського сегмента виділено три лінійних зони горизонтально-зсувного контролю з північного заходу на південний схід: Карлівсько-Чугуївську, Лозівсько-Старобільську та Добропільсько-Сватівську (рис. 5.10). У поверхні фундаменту Карлівсько-Чугуївська зона

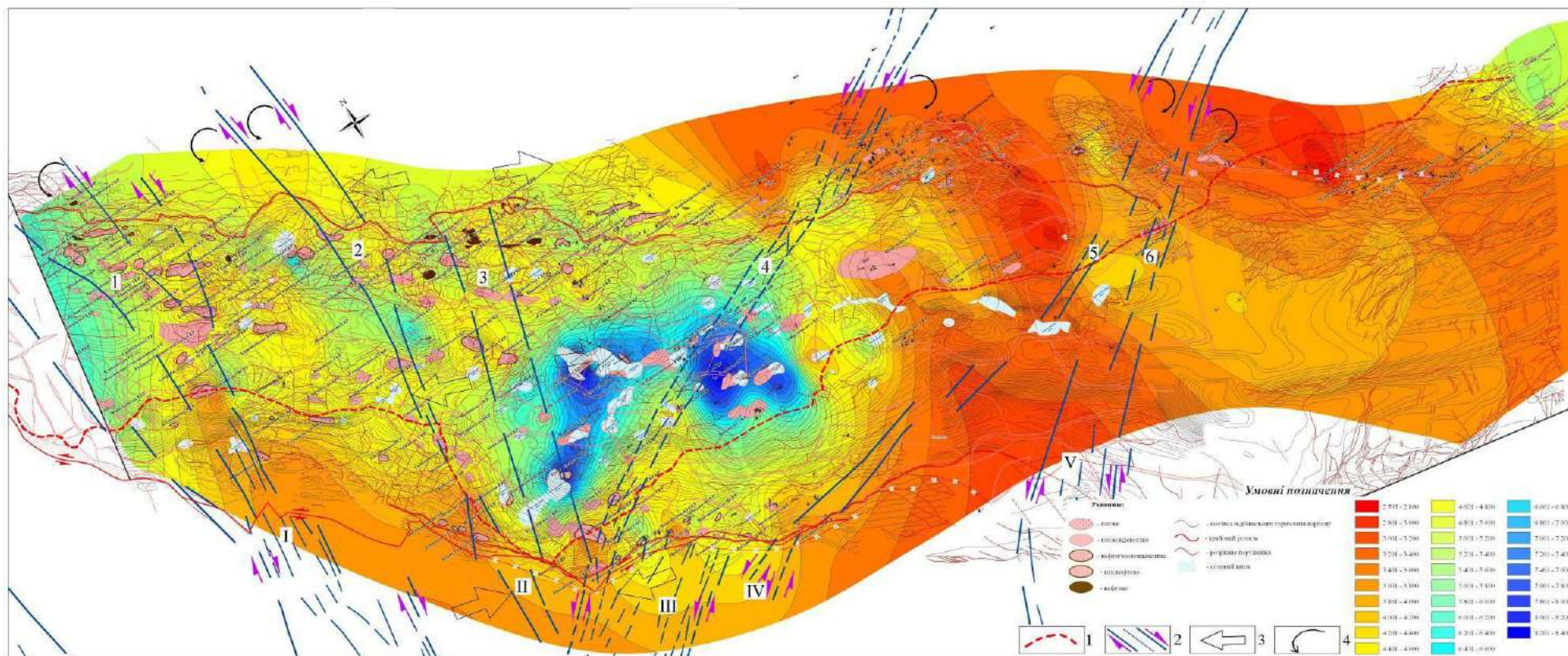


Рис. 5.39 Карта глибин залягання ізотермічної поверхні 120°C у Дніпровсько-Донецькому палеорифті (за О. П. Заріцьким та ін., 2015) на фрагменті тектонічної карти ДДЗ. Міжблокові розломи: I – Криворізько-Кременчуцький; II – Дніпродзержинський; II – Верховцівсько-Льговський; IV – Коломацько-Кобеляцький (Одеська зона); V – Балаклійсько-Синельниківський; VI – Центральноприазовсько-Слов'яногірський. Лінеаментні зони: 1 – Глобино-Конотопська; 2 – Кобеляцько-Лебединська; 3 – Михайлівсько-Охтирська (вісь кінематичної симетрії – тектонічного розтікання); 4 – Карлівсько-Чугуївська; 5 – Лозівсько-Старобільська; 6 – Добропільсько-Сватівська. Умовні позначення: 1 – межа різнорідних за тектонічним режимом південної та північної поздовжніх хвиль структурних ускладнень, 2 – міжблокові розломи УЩ та лінеаментні зони палеорифту; 3 – напрямки переміщення геомас; 4 – напрямки витискання і обертання сегментів.

відбивається як структурна межа, що відділяє Полтавську і Валківську улоговини на заході від Орільської улоговини на сході. В осадовому чохла її складає зона концентрації горизонтальні зсуви-трансформи лівобічної кінематики рухів, уздовж якої істотно зміщується (до 15-20°) на північний захід простягання обох солянокупольних валів осьової частини западини (рис. 5.12).

На південний схід від Карлівсько-Чугуївської виділяється Лозівсько-Старобільська лінійна зона горизонтально-зсувного контролю. У поверхні фундаменту вона зі сходу відділяє Орільську улоговину від Західнодонецької тектонічної області (рис. 5.10). У структурі осадового чохла її складають горизонтальні зсуви-трансформи лівобічної кінематики (рис. 5.12). Уздовж Лозівсько-Старобільської зони відбувається різке (до 10-15°) зміщення у плані азимуту простягання вісі грабену у південно-західному напрямку (рис. 5.11).

В локальних аномаліях поля сили тяжіння (ΔG_a) Карлівсько-Чугуївський та Лозівсько-Старобільський лінеamenti відображаються субмеридіональними градієнтними зонами, за якими відбувається лівобічне зміщення субширотних ланцюжків аномалій із чергуванням позитивних і від'ємних локальних гравітаційних аномалій (рис. 5.35, 5.36). У структурі осадового чохла вони ототожнюються з центральною та південною гілками солянокупольних валів осьової зони. В аномальному магнітному полі (ΔT_a) обидві зони відбиваються високо-градієнтними смугами позитивних локальних аномалій північно-східної азимутальної орієнтації (рис. 5.37, 5.38). У полі сили тяжіння (ΔG_a) обидві гілки солянокупольних валів впевнено відбиваються характерним зсувним рисунків аномалій, що свідчить про зміщення у плані лінійних структурних зон через горизонтально-зсувні деформації лівобічної кінематики рухів. За решіткою горизонтальних зсувів-трансформ уздовж південно-східної діагональної системи розривів відбувається фрагментація солянокупольних валів на окремі, кулісно зчленовані антиклінальні зони. Горизонтально-зсувні деформації доволі

впевнено ідентифікуються також у характерному горизонтально- зсувному структурному рисунку аномалій магнітного поля (ΔT_a) (рис. 5.37, 5.38).

У полі вертикальних неотектонічних рухів Карлівсько-Чугуївська та Лозівсько-Старобільська зони горизонтального зсування відображаються градієнтними смугами середніх значень амплітуд, що розмежовують ділянки поступового нарощування амплітуд новітніх вертикальних рухів у напрямку ДСС (рис. 5.33, 5.34). На карті глибин залягання ізотермічної поверхні $+120^\circ\text{C}$ усі три аналізовані вище лінійні зони мають певне структурне відбиття (рис. 5.39). Карлівсько-Чугуївська зона яскраво відбивається як чітка структурна межа, що зміщує у плані дві ділянки осевої зони грабену з найглибшим (-5600-8400 м) заляганням цієї поверхні. Натомість, розташовані від неї на південний схід Лозівсько-Старобільська та Добропільсько-Сватівська лінійні зони зсування, відбиваються ділянкою аномально підвищених глибин залягання ізотермічної поверхні $+120^\circ\text{C}$ (-2600-4000 м).

Аналіз розподілу позитивних аномалій амплітуд на карті вертикальних неотектонічних (голоценових) рухів свідчить на користь інверсійних деформацій рифтогенної структури за кінематичним механізмом вторгнення горстоподібного тектонічного геоблоку-штампу складчастого Донбасу (рис. 5.40). У південно-східній частині Ізюмського сегменту ДДП, на схід від меридіану Лозова – Балаклія (Шебелинська структура) – Куп'янськ простежується поле високих значень позитивних аномалій вертикальних рухів. На західних схилах ДСС виділяється клиноформна область максимальних значень амплітуд (21-28 м), яка ототожнюється з геоблоком-штампом ДСС. До цієї області в межах ЗДГ прилягає район підвищених значень амплітуд (14,2-21 м), який ототожнюється з сегментом вторгнення осадових геомас, що виділяється у складі Західнодонецької покривно-складчастої області.

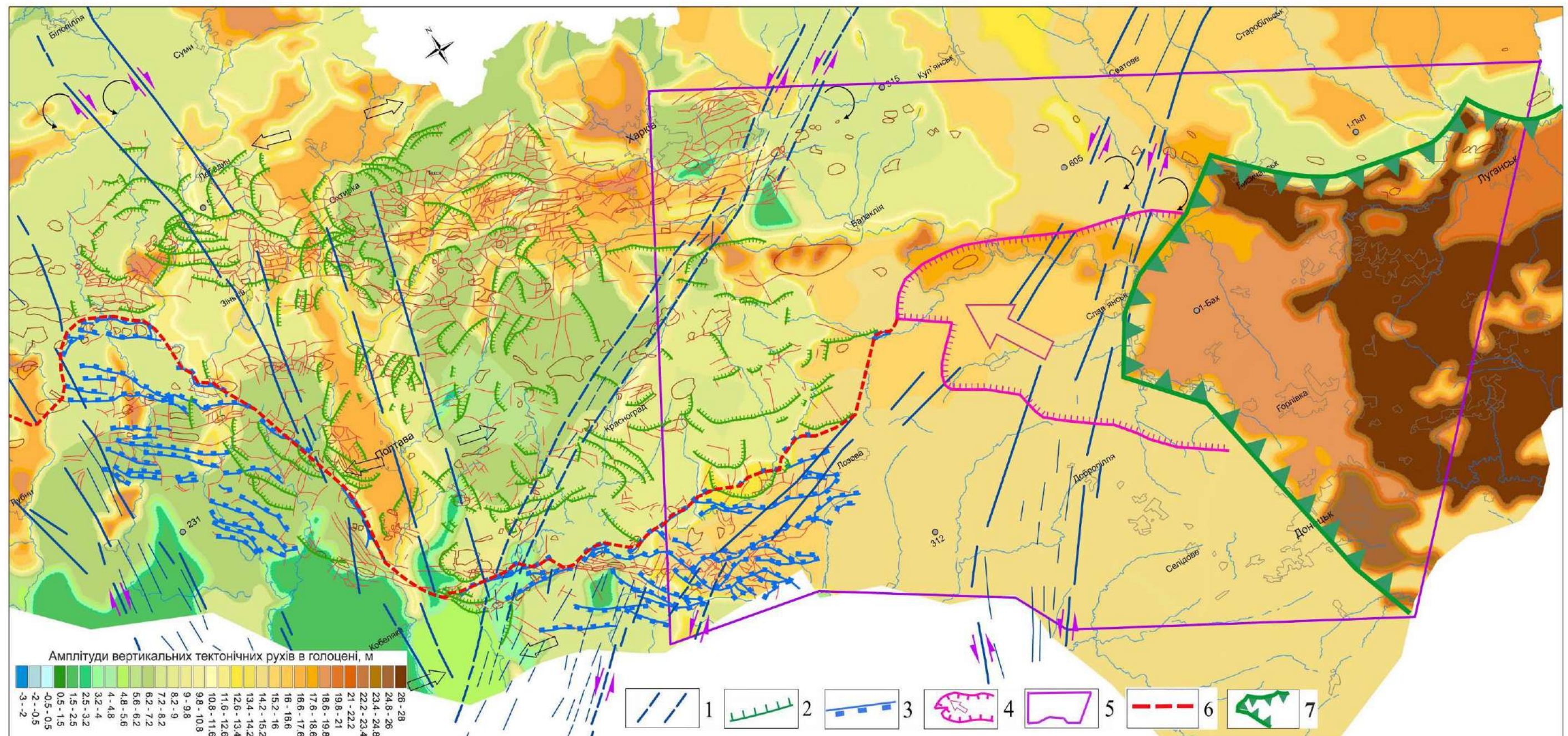


Рис. 5.40 Фрагмент карти вертикальних неотектонічних (голоценових) рухів (за А.В. Полівцевим, 2008). Умовні позначення: 1- дорифтові глибинні розломи, згідно (за Н. Криловим, 1987), 2- 3- деформаційні прирозломні структурні парагенези: 2- розтягу, 3- стиснення; 4- Західнодонецький сегмент вклинювання; 5- територія досліджень; 6- межа поздовжніх зон колізійних деформацій; 7- фронт вторгнення тектонічного геоблоку-штампу Донецької складчастої споруди.

На схемі рельєфу кристалічного фундаменту палеорифту (рис. 1.19) сегмент тектонічного вклинювання локалізується в районі максимального занурення його поверхні (20-2 км). На схемі товщин консолидованої кори (рис. 1.20) він розташовується на ділянці її аномально знижених товщин (20-25 км), та мінімальної щільності підкорової мантії ($3,4 \text{ кг/м}^3$). На схемі рельєфу підосви літосфери спостерігається її різкий підйом від 200 км в межах західної частини Ізюмського сегменту до 80-120 км на території розвитку сегменту вторгнення геомас (рис. 1.21) [48].

5.3. Висновки до п'ятого розділу

1. Встановлено, що на інверсійних етапах структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП, у геодинамічній обстановці транспресії інверсійними рухами були зумовлені процеси об'ємної тектонічної течії геомас кристалічних та осадових гірських порід, що викликали формування структурних парагенезів та зон реїдних деформацій у поверхні докембрійського фундаменту та осадовому чохла. Тектонічний каркас інверсійних деформацій складають реверсні розриви, яким притаманні криволінійна морфологія, невитриманість амплітуд по простяганню і падінню, зміни генетичного типу і кінематики у вертикальному розрізі, перемінна кінематика рухів геомас вздовж крил розломів, переважання горизонтальних амплітуд рухів над вертикальними, утворення ешелонованих кінематично однойменних кулісних систем та "квіткових структур" у розрізі осадового чохла, що є діагностичною ознакою реїдної деформації.

2. На підставі кінематичного та парагенетичного аналізу структурних рисунків решіток тектонітів різновікових структурних поверхів осадового чохла діагностовано кінематичні механізми інверсійних деформацій рифтогенної структури. Першим механізмом є деформації її поздовжнього видовження за рахунок антитетичних поворотів з обертанням тектонічних блоків за кулісно зчленованими рядами кінематично однойменних

антитетичних горизонтальних зсувів з формуванням деформаційних парагенезів типу "кісточок доміно", що призводить до видовження рифтогенної структури по простяганню.

Другий механізм деформацій – це поперечне висування геомас шляхом синтетичних обертань геоблоків у горизонтальній площині за динамічно спряженими системами зсувів різнойменної кінематики. При цьому відбувається відносне скорочення геологічного простору з утворенням деформаційних парагенезів типу "ороклин вигинання".

Третій механізм деформацій реалізується в умовах різнойменних за кінематикою горизонтальних рухів з компонентою обертання уздовж двох діагональних, динамічно спряжених систем зсувів. Результатом є крихко-в'язка деформація зсувної зони із формуванням трапецієподібних у плані геоблоків та формуванням геодинамічних зон розтягу земної кори, де виникають умови для відтоку активізованих геомас гірських порід у протилежних напрямках. В межах новоствореного геоблоку, що зазнав деформації, утворюються лінзоподібні улоговини.

Четвертим механізмом деформацій є "тектонічний мегабудинаж" блоків фундаменту за рахунок їх природного вальцювання у перемінному за кінематикою локальному горизонтально-зсувному полі напруг при тангенціальному інверсійному стисканні. Деформація первинно прямокутних блоків відбувається за рахунок назад поступальних рухів без обертань блоків, розташованих поміж двох субпаралельних систем зсувів. У результаті формуються структурні улоговини овальної морфології.

П'ятий механізм деформацій реалізується під зовнішнім тиском мегаблоку-штампу прилеглої орогенічної структури ДСС шляхом формування тектонічного ороклину поперечного висування геомас підсувного типу. При цьому відбувається скорочення геологічного простору по горизонталі при синхронному збільшенні товщини осадової товщі через нарощування розрізу складчастих поверхів алохтонними новоутвореннями пластин тектонічних покривів.

3. Встановлено, що рифтогенна структура на південному сході западини ускладнена інверсійними поривно-складчастими деформаціями. Згідно оригінальної моделі тектонічної інверсії, уздовж решітки герцинських насувів дислоковані геомаси палеозойського осадового чохла насувалися з боку осьової зони на південний бортЗДГ. На мезозойсько-кайнозойському етапі тектонічний транспорт геомас здійснювався від надстисненої осьової зони грабену до зон геодинамічної тіні – в напрямку Орільської улоговини ДДП та до бортових зон грабену. За решіткою ларамійських та аттичних насувів на слабо дислокований чохол западини та герцинський неоавтохтон насунувся покривно-складчастий алохтон з боку Донбасу, через що сформувався перехресно-насувний тектонічний каркас.

Кіммерійськими та альпійськими колізійними рухами геомас в умовах обмеженого геологічного простору грабену зумовлено викривлення лінійних трас насувів герцинської решітки. Найбільших деформацій зазнали площини Північнодонецького, Самарського та Нового насувів, які формують клиноподібний обрис тектонічного сегменту вклинювання геомас. Криволінійні деформації герцинської насувної решітки викликали відповідні вигинання осей прирозломних підкидо-складок, сформованих в їх піднятих крилах. Незмінним залишилося північно-західне, "рифтове" простягання магістральних насувів осьової зони, Суліно-Костянтинівського та Осьового, проте вони зазнали фрагментації на кулісно зчленовані гілки.

4. Встановлено, що інверсійні деформації рифтогенної структури ініційовані вторгненням горстового геоблоку – "тектонічного штампу" ДСС. Під його тиском сформувалися пластини тектонічних покривів та лінійна підкидо-складчастість, що складають структурно-тектонічний каркас Західно-Донецького сегменту вторгнення осадових геомас. Він сформувався за кінематичним механізмом "ороклин поперечного висування підсувного типу". Структурним наслідком тектонічної інверсії є формування в межах ЗДГ Західнодонецької покривно-складчастої області. В її південно-західній частині виділяється Кальміус-Торецький район лускатих тектонічних

покривів, що з півдня обмежується Південнодонбаською меланжевою зоною. Північно-східну частину області обіймає Лугансько-Комишуваський район кулісно-ешелонованої підкидо-складчастості, який з півночі обмежується слабо дислокованим мезозойсько-кайнозойським чохлам. На відміну від рифтового стилю западини, якому притаманне регіональне південно-східне занурення горизонтів осадового чохла, інверсійний стиль Західнодонецької тектонічної області характеризується зворотнім зануренням горизонтів Герцинського, Ларамійського та Аттичного складчастих поверхів. Цей геологічний феномен зумовлений збільшенням товщини осадового чохла за рахунок нарощування розрізу покривно-складчастими аллохтонними новоутвореннями.

5. Порівняльний структурний аналіз рисунку тектонітів Дніпровсько-Донецького палеорифту та Південнооклахомського палеозойського авлакогену Уошито вказує на їх очевидний структурний ізоморфізм. Спільні риси та синхронність тектонічної і седиментаційної еволюції, ізоморфізм інверсійних структурних форм цих палеорифтових геоструктур є свідченням подібності кінематичного механізму деформаційного структуроформування на етапах тектонічної інверсії в межах обох палеорифтових геоструктур.

6. Інверсійні деформації рифтогенної структури ДДП відбиваються у структурному рисунку аномалій потенційних геофізичних полів, вертикальних амплітуд неотектонічних рухів, термічному полі (залягання ізотермічної поверхні +120 С). Це є додатковим підтвердженням коректності виділення інверсійних деформацій різного масштабу, морфології та генезису як природних геологічних об'єктів у структурі фундаменту та платформного осадового чохла палеорифту.

Основні положення даного розділу викладені у публікації автора:

1. Барташук А. В. Соляно-сдвиговые структуры– новый перспективный объект для поисков нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине / А. В. Барташук, С. В. Кривуля, А. Л. Василенко // Сб. материалов III-ей

- Международной науч.-практ. конф. "Нефтегазовая геофизика – инновационные технологии". – Ивано-Франковск, 20-24 мая, 2013. – С. 79-83.
2. Василенко О. Л. Елементи здвигової тектоніки в формуванні Східно-Медведівського підняття / О. Л. Василенко, О. В. Барташук, В. І. Панасенко // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія" – № 1049.-2013.– С. 13-21.
 3. Барташук О. В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Лінійні зони горизонтально-здвигових дислокацій рифтового етапу // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія", 2017. – Вип. 47. – С. 7-17
 4. Барташук О. В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 3. Структурно-кінематичні парагенези тектонічної течії зон горизонтально-здвигових дислокацій // Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія", 2018, вип. 48, С. 12-27.
 5. Барташук О.В. Структурні прояви об'ємної тектонічної рухомості кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2018, вип. 45, С.40-52.
 6. Барташук О.В., Суярко В.Г. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 1. Структурні прояви тектонічної течії у фундаменті // Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія", 2018, вип. 49, С. 10-23. (*Особистий внесок автора – діагностовано інверсійні деформації у фундаменті Дніпровсько-Донецького палеорифта*).
 7. Барташук О.В. Структурно-кінематична еволюція земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Структурні прояви реїдної

деформації в осадовому чохла // *Тектоніка і стратиграфія*, 2019, вип. 46, С. 5-16.

8. Барташук О.В., Суярко В.Г. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 2. Структурні парагенези зсувної деформації осадового чохла / О.В. Барташук, В.Г. Суярко // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2019, вип. 50, С. 27- 41. (Особистий внесок автора – досліджено зсувні деформації осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифта).

9. Барташук О.В. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 3. Системна організація пострифтових реїдних деформацій // *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2019, вип. 51, С. 26- 40.

10. Барташук О.В. Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 1. Тектоніка зони зчленування з Донецькою складчастою спорудою. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2019, 3 (180), С. 77-90.

11. Барташук О.В. Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 2. Кінематичні механізми тектонічної інверсії. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2019, 4 (181), С. 32-44.

12. Барташук О.В. Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 3. Геодинамічна модель тектонічної інверсії. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2020, 1-2 (182-183), С. 1-13.

13. Барташук А.В. Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Тектоника Западно-Донецкого грабена // *Нефтегазовая геология. Теория и практика.* – 2020, Т.15, №3.

14. Барташук О.В. Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 1. Колізійна тектоніка Західно-Донецького грабена // *Вісник*

Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія". 2020, вип. 52, С. 10- 23.

15. Барташук О. В., Суярко В. Г. Геодинаміка формування перехідної зони між Дніпровсько-Донецькою западиною та Донецькою складчастою спорудою. Тектонічний стиль інверсійних деформацій / О. В. Барташук, В. Г. Суярко // *Геодинаміка*, 2020, №. 2(20). С. 51-65.

16. Барташук О. В. Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 2. Геодинамічні обстановки і кінематичний механізм деформацій рифтогенної структури // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія". 2020, вип. 53, С. 10-23.*

17. Барташук А. В. Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамические режимы и кинематический механизм деформаций // *Нефтегазовая геология. Теория и практика.* - 2020. - Т. 15. - № 4.

18. Барташук А. В. Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамическая модель тектонической инверсии // *Нефтегазовая геология. Теория и практика.* - 2020. - Т. 15. - № 4. -С. 1-5.

РОЗДІЛ 6. ЕВОЛЮЦІЯ ГЕОДИНАМІЧНИХ УМОВ СТРУКТУРОФОРМУВАННЯ ТА НАФТОГАЗОНАКОПИЧЕННЯ У ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОМУ ПАЛЕОРИФТІ

6.1. Наукова теорія деформаційного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенних геоструктурах

На підставі систематизації та узагальнення результатів, отриманих на попередніх етапах регіональних геотектонічних досліджень, розроблено оригінальну наукову теорію деформаційного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенах. Вона ґрунтована на концепціях атермічного рифтогенезу на "холодній" континентальній корі, геотектоніки горизонтально-зсувних та колізійних осадових басейнів, глибинного мантийного походження ВВ, що передбачає їх неодноразове у геохронології фанерозою надходження у літосферу із мантийних астенолінз у складі вертикальних мантийних струменів з наступним вибуховим розвантаженням через нададібатичне багаторазове розширення об'ємів вуглеводневміщуючих флюїдальних систем [24].

Характер залежності фізичних та колекторських параметрів осадових комплексів платформного чохла від тектонічного поля напруг вивчався А. Я. Радзівілом та А. В. Іванішиним [164] за даними комплексних лабораторних досліджень керну опорно-параметричної свердловини СГ-9, пробуреної в межах Жданівської улоговини осьової зони Лохвицького сегменту. Виявлено різку палеогеотермічну неузгодженість на стратиграфічній межі башкирського та серпуховського ярусів карбону, яка складає 40 С. За даними визначень відбивальної спроможності вітриніту вуглефікованої органічної речовини та палінологічного аналізу було встановлено, що середньокам'яновугільні відклади розміщується у зоні катагенезу ПК₃ – МК₁, натомість нижньокам'яновугільні у зоні МК₂. Цей стратиграфічний

рівень співпадає з «донбаським металогенічним рівнем» на межі донецьких кам'яновугільних свит $C_2^0 - C_2^2$, на якій встановлено згасання глибинних рифтових розломів та розгрузка глибинних мантийних мінеральних гідротерм у межах тектонічно ослаблених зон. Вона виявилася також межею зміни параметрів регіонального поля тектонічних напруг та геомеханічних властивостей осадових порід. За магнітною сприйнятливістю та залишковій намагніченості вона відбивається мінімальними значеннями амплітуд, натомість максимальною теплопровідністю та відкритою пористістю. За петрографічними даними вивчення мікротріщинуватості у шліфах встановлено, що вище та нижче цієї палеогеотермічної неузгодженості гірські породи знаходяться у різних геодинамічних режимах напруг та мають різні фізичні та ємнісно-фільтраційні властивості. У розрізі над межею виявлено геодинамічну зону сучасного переважного стиснення (короблення), де переважають непроникні, притерті тріщини сколювання, натомість у розрізі під нею – сучасну зону розтягу, де утворилися проникні для флюїдів тріщини відриву. За тектонофізичних ознак цей рубіж ми вважаємо геодинамічною нейтральною поверхнею, вище якої у зоні стиснення сформувався один із регіональних флюїдоупорів, що перекриває регіональний поверх нафтогазоносності, приурочений до зони розтягу.

Нами встановлено, що ця поверхня на території ДДП є ковзною, закономірно підіймаючись у стратиграфічному розрізі осадового чохла з північного заходу на північний схід - від найнижчого стратиграфічного та кутового неузгодження у покрівлі девону у Лохвицькому сегменті до найвищого – між ларамійським та аттичним складчастими поверхнями в межах ЗДГ та зони зчленування з ДСС.

Авторами виявлено також природне явище чергування у розрізі осадової товщі локальних геодинамічних зон розтягу та стиснення без прямої кореляції із літологічним складом порід, що є свідченням формування зон вторинних деформаційних колекторів, наявність проникного пустотного простору у яких визначається характером та інтенсивністю тріщинуватості

крихко деформованих порід. Літологічна неоднорідність розрізу створює лише первинно седиментаційну неоднорідність фізичних та колекторських параметрів. На етапах тектонічної активізації на неї накладається вторинна, інверсійна неоднорідність, як результат тектонічних рухів та деформацій. Літостатичний тиск та геодинамічне навантаження через тектонічні рухи зменшують міжзерновий простір та гранулярну пористість порід. Більші напруги зумовлюють пластичні деформації за рахунок пошарової тектонічної течії геомас порід. Навіть при незначних дислокаціях тонкошаруватих осадових товщ відбувається пошарова та міжшарова тектонічна течія, сланцювання, ковзання геомас уздовж площин нашарування з утворенням узгоджених з шаруватістю площин рідких деформацій. У подальшому відбувається крихка деформація катагенетично перетворених порід, під впливом якої створюється тектонічна неоднорідність порід з формуванням вторинного, порово-тріщинного пустотного простору за рахунок тріщин відриву. Встановлено, що тріщини відриву утворюються у локальних зонах розтягу, формують додаткову ємність колекторів і збільшують об'єм природних геологічних тіл. На відміну від них тріщини сколювання зазвичай замкнуті і притаманні флюїдоупорним товщам. Проте, у локальних зонах розтягу, де відмінності між цими генетичними типами тріщинуватості майже зникають, вторинну ефективну ємність формують як відкриті тріщини відриву так непритерті тріщини сколювання. Автори прийшли важливого висновку про вторинну, деформаційну природу розподілу фізичних та колекторських властивостей гірських порід в осадовій товщі ДДП.

Такий принциповий висновок є підтвердженням лабораторними інструментальними методами головного положення оригінальної теорії про визначальний вплив деформаційного структуроформування на умови нафтогазонакопичення та закономірності розміщення скупчень ВВ у надрах рифтогенних басейнів та їх природний парагенетичний зв'язок.

На підставі узагальнення матеріалів деталізаційних гравіметричних досліджень колективом геологів та геофізиків ІФТУНГ була створена

інтегральна просторова геогустинна модель центральної частини ДДП [68]. За результатами аналізу характеру розподілу геогустинних властивостей осадового чохла авторами був виконаний зональний прогноз колекторів, ділянки розвитку яких характеризуються їх пониженими значеннями. На геогустинних зрізах карбону крім вискоградієнтних аномалій пониженої густини, що відповідають девонським соляним діпірам, виділяються від'ємні аномалії суттєвих розмірів, які не знаходять пояснення на сьогоdnішньому рівні їх вивченості. Зокрема такі аномалії простежуються в межах крупних осьових та прибортових прогинів. Відзначається, що у більшості нафтогазоносних комплексів карбону від'ємні у цілому співпадають в плані, тобто їх природу зумовлює один спільний, невизначений авторами фактор.

За нашими даними цим фактором є формування геодинамічних зон розтягу земної кори різного масштабу, які мають відбиток у тому числі в геогустинних аномаліях осадового чохла нафтогазоносного басейну.

Вважається, що структура земної кори палеорифту на неотектонічному етапі еволюції продовжує розвиток у геодинамічних умовах поєднання загального глибинного колізійного стискання та приповерхневого розтягнення [164]. Режим глибинного стискання у фанерозойській геохронології зумовлювався колізійними геодинамічними процесами взаємодії активних плит та орогенічних поясів на північній околиці палеоокеану Тетіс, вторгненням на пізньому етапі рифтогенезу гарячого мантийного астеноліту та підйомом підосви літосфери з її наступною структурно-речовинною переробкою.

Зв'язок нафтогазоносності кристалічного фундаменту і осадового чохла нафтогазоносних басейнів світу з надходженням нафти і газу разом із висхідними глибинними флюїдними струменями із астеносферної оболонки мантиї доведено експериментально на підставі визначення термодинамічної рівноваги природних нафтових систем багатьох родовищ нафтогазоносних басейнів світу у жорстких термобаричних умовах верхньої мантиї та її

метастабільного стану в умовах земної кори, у фундаментальних роботах вітчизняних та закордонних вчених [165- 168]. Доволі коректно глибинний мантийний генезис вуглеводнів обґрунтовано фактичними геолого-геофізичними даними у численних роботах, наприклад [169 - 170].

Наразі на великому фактичному геолого-геофізичному матеріалі доведено, що умови формування і закономірності розміщення родовищ нафти і газу у платформному осадовому чохлі ДДП мають визначальний структурно-тектонічний контроль [35-37, 44, 68, 74,75,80,81]. Встановлено, що на протязі окремих етапів структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП уздовж динамічних напрямків планетарної решітки тріщинуватості формувалися власні решітки тектонітів у геодинамічному режимі транспресії за напрямками рифтогенної решітки розривів кристалічного фундаменту, у комплексах платформного осадового чохла формувалися динамічно пов'язані решітки різновікових тектонітів реверсного типу [111, 112, 145-147] (розд. 3). У фази платформної тектонічної активізації у зонах їх динамічного впливу формувалися деформаційні структурні парагенези різного морфолого-генетичного типу – плащові прирозломні і міжрозломні та лінійні надрозломні (розд. 5). На окремих тектонічно ослаблених ділянках "геодинамічної тіні", у режимі розсування геоблоків на території палеорифту утворювалися геодинамічні зони відносного розтягу земної кори. Передбачається, що в об'ємі природних резервуарів осадово-порідних комплексів платформного чохла у межах зон розтягу формувалися ділянки підвищеної тектонічної тріщинуватості, що склалися з проникних та відкритих для міграції флюїдів систем тріщин відриву та непритертих, відкритих тріщин сколювання. У сприятливих геологічних умовах інверсійних структур та геодинамічних зонах покращених колекторських властивостей формувалися різноманітні природні структурні та неструктурні пастки вуглеводнів, ємність та проникність яких визначається підвищеною компонентою тектонічної тріщинуватості. Надходження в корисні об'єми природних пасток чергових порцій нафти і газу відбувалося на протязі

кількох фаз платформної тектонічної активізації завдяки розвантаженню у фундаменті та осадовому чохлі нафтогазоносного басейну глибинних вуглеводневих флюїдів.

Встановлено природний механізм, що пов'язує деформаційне структуроформування та надходження чергових порцій глибинних вуглеводнів, що розвантажуються у надрах нафтогазоносного басейну на окремих фазах тектонічної активізації. Він впливає з огляду на природний парагенетичний зв'язок морфогенетичних типів тріщинуватості з орієнтацією у надрах головних осей поля тектонічних напруг (рис. 2.12, 2.13, 2.14) [20, 24, 42]. Цей парагенетичний зв'язок зумовлює таке природне явище: у межах деформаційних зон сколювання максимальна кількість відкритих, проникних для флюїдів відкритих тріщин сколювання і відриву, утворюється в перерізах гірських порід, що паралельні напрямкам дії вісі σ_1 головних напруг стискання та ортогональні до напрямку дії осі σ_3 головних напруг розтягання, проте максимальна кількість тріщин, які є переважно зімкнутими, непроникними тріщинами сколювання, формується у площині, що є паралельною до вісі σ_3 та ортогональною до вісі σ_1 [171 - 174]. Таким чином, на протязі етапів структурно-кінематичної еволюції земної кори у певних геодинамічних режимах регіонального поля тектонічних напруг окремі системи глибинних розломів відігравали переважно структуроформуючу роль, натомість інші слугувати шляхами вертикального тепломасоперенесення із мантійних джерел (рис. 6.1).

У відповідності до базових положень механіки гірських порід [19], тектонічні деформаційні процеси у земній кори та ініційовані ними супутні процеси глибинного вертикального тепломасоперенесення відбуваються у перемінному полі локальних тектонічних напруг за переважання напруг стискання, розтягання, або горизонтального зсування. Вплив кожного з цих трьох геодинамічних режимів напружено-деформованого стану земної кори на шляхи міграції глибинних флюїдів здійснюється завдяки природного механізму утворення тектонічної тріщинуватості з обов'язковим

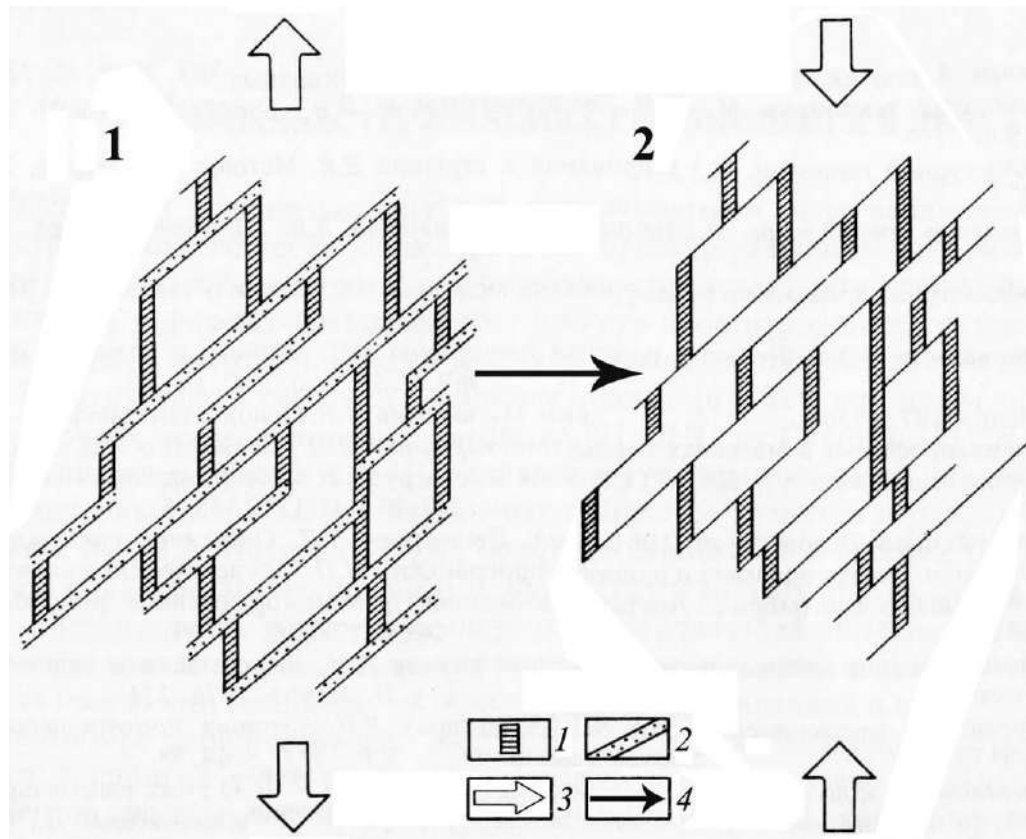


Рис. 6.1 Розподіл генетичних типів тектонічної тріщинуватості у надрах рифтогенного басейну на етапах: 1- рифтовому, 2- інверсійному.

Умовні позначення: 1- незамкнуті тріщини сколювання 2- тріщин відриву, 3- замкнуті тріщин сколювання, 4- вектори тектонічних напруг

формуванням решітки тектонічних розривів різного морфолого-генетичного типу та масштабу. Головні напрямки цієї решітки є паралельними до вісі σ_1 максимальних нормальних напруг стиснення, вісі σ_3 максимальних нормальних напруг розтягу та вісі σ_2 проміжних напруг стиснення (розд. 2, 3). Орієнтація у геологічному просторі та морфолого-генетичні типи тріщинуватості контролюються чинним для окремої тектонічної епохи азимутальним розташуванням трьох вказаних осей напруг, але в геологічному часі та просторі вони закономірно змінюються. Просторово-часова інверсія головних осей тектонічних напруг обумовлюється ротаційним режимом утворення планетарної регматичної решітки тріщинуватості, тому планетарні деформації земної кори мають інверсійний

характер з періодом, близьким до геологічного періоду, або етапу тектогенезу (рис. 2.12, 2.13, 2.14) [20, 42].

Відомо три природні типи напружено-деформованого стану земної кори [105] (рис. 4.2.A). Перший – рифтовий тип, який на триосьовому тензорі тектонічних напруг характеризується горизонтальним майданчиком дії головних осей σ_3 , σ_2 нормальних мінімальних і середніх напруг стискання, при вертикальному положенні вісі σ_1 максимальних нормальних напруг стискання. При цьому, осі тектонічних структур, що утворюються у такому тектонічному полі напруг, будуть паралельними до вісі σ_2 . У таких геодинамічних умовах очевидно, що напруги розтягу є максимальними за значенням і орієнтовані ортогонально до вісі σ_2 , тобто упоперек до простягання структур, що формуються. Геодинамічна обстановка першого типу напружено-деформованого стану, викликає загальне розтягання континентальної земної кори і обумовлює формування грабенів та рифтів.

Напружено-деформований стан земної кори другого та третього типів зумовлений переважанням тектонічних напруг тангенціального стискання. Для другого типу режиму притаманні горизонтальний майданчик дії осей σ_1 і σ_2 та вертикальне положення вісі σ_3 напруг розтягу (рис. 4.2.B). При цьому, ортогонально до простягання деформаційних структур, що формуються у таких геодинамічних умовах, розташовуються вісь σ_2 , а паралельно до неї вісь σ_1 напруг стиснення. Таке поле тектонічних напруг характеризує геодинамічну обстановку одноосьового вертикального розтягу горизонтального поздовжнього стиснення, за умов якого відбувається складкоформування, відносне скорочення геологічного простору з утворенням диз'юнктивних порушень підкидо-насувного типу.

Напружено-деформований стан земної кори третього типу утворюється на заключному етапі тектонічної інверсії. Він характеризується горизонтальним майданчиком дії осей σ_1 максимального стиснення та максимального розтягу σ_3 при вертикальному положенні вісі проміжного стиснення σ_2 (рис. 4.2.B). Такий просторовий розподіл головних осей

зумовлює сприятливу геодинамічну обстановку для реалізації деформацій горизонтального зсування. Останні два геодинамічні режими характеризують інверсійні етапи структурно-кінематичної еволюції земної кори, на яких відбувалися структурні трансформації рифтогенної структури палеорифту.

Для *рифтового етапу* структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП притаманно вертикальне розташування вісі σ_1 головних нормальних напруг стиснення за рахунок тиску підкорового мантийного субстрату, спрямованого вертикально угору, та горизонтальним майданчиком розташуванням осей максимального розтягу (σ_3) і проміжного стиснення (σ_2) (рис. 4.2,А). Стале вертикальне розташування вісі σ_1 головних напруг стиснення зберігалось, ймовірно, на протязі усього рифтового етапу – з пізнього девону до пізнього карбону – ранньої пермі. У геодинамічних умовах загально плитної транстенсії у скидо-розсувному режимі вісь максимальних напруг горизонтального розтягу розташовувалася ортогонально до простягання довгої вісі молоді рифтової системи. За цим напрямком формувалися лінійні деформаційні зони сколювання, складені горизонтальними зсувами-трансформами, яким притаманні зімкнуті, непроникні для флюїдів тріщини сколювання. При цьому, за напрямком північно-західної діагональної, зародкової системи рифтогенних розломів розташовувалась вісь σ_2 , уздовж якої могли утворюватися переважно відкриті тріщини сколювання. Це зумовило субвертикальну орієнтацію вісі максимальних напруг стискання, уздовж якої могли утворюватися переважно відкриті тріщини відриву та сколювання. Така геодинамічна ситуація визначала вертикальний напрямок вектору міграції глибинних мантийних флюїдів, що є головним чинником формування глибинних мантийних струменів – агентів тепломасоперенесення у земній корі.

На цих засадах вивчався можливий розподіл основних генетичних типів тріщинуватості в об'ємі кристалічних порід фундаменту на етапі рифтингу. З використанням кінематичної діагностики деформаційних структур, сформованих у зонах сколювання була реконструйована наступна

картина. Уздовж північно-західної діагональної СР 3, 4 через прояв середніх за інтенсивністю напруг стискання відбувалось деформаційне структуроформування (F-структури) ранньогерцинського етапу тектогенезу. За цим напрямком утворювались замкнені і притерті, непроникні для міграції глибинних флюїдів пологі тріщини сколювання L, P – типів (рис. 2.2.Б, 2.4). Натомість, за цим же напрямком, на ділянках переважання напруг розтягу утворювались вертикальні відкриті тріщини відриву T-типу та незімкнуті і проникні тріщини сколювання R, R'-типів, що створювали шляхами для вертикального надходження глибинних флюїдів (рис. 6.1).

За даними реконструкції полів напруг Донбасу [82, 129] та зіставлення модельних і реконструйованих полів напруг [133], початок тектонічної інверсії і закладання складчастості на південному сході ДДЗ та у межах ДСС припадає на кінець ранньої пермі– заальську фазу герцинської епохи орогенезу. На першому етапі інверсійні деформації відбувались за моделлю косої лівобічної колізії під впливом орогенних рухів північного фронту колізійного орогену, сформованого на активній плиті в межах Палеотетису. У тілі Сарматської плити ця колізійна подія зумовила формування поля напруг тангенційного стискання північно-східного напрямку (рис. 6.2.а).

Протягом мезозоя-кайнозоя сформувалося зсувне поле правобічної кінематики рухів з тангенціальною стискальною складовою, у якому переважали горизонтально-зсувні деформації з формуванням структурних парагенезів правобічного зсування (рис.6.2.б). Прогресування деформації колізійного стискання викликало структурні ускладнення герцинських складчастих форм. Приймається, що тектонічна інверсія ДДП та ДСС охоплює щонайменше три етапи. На початковому етапі інверсії рифтогенної структури, на протязі заальської фази пізньогерцинського тектогенезу

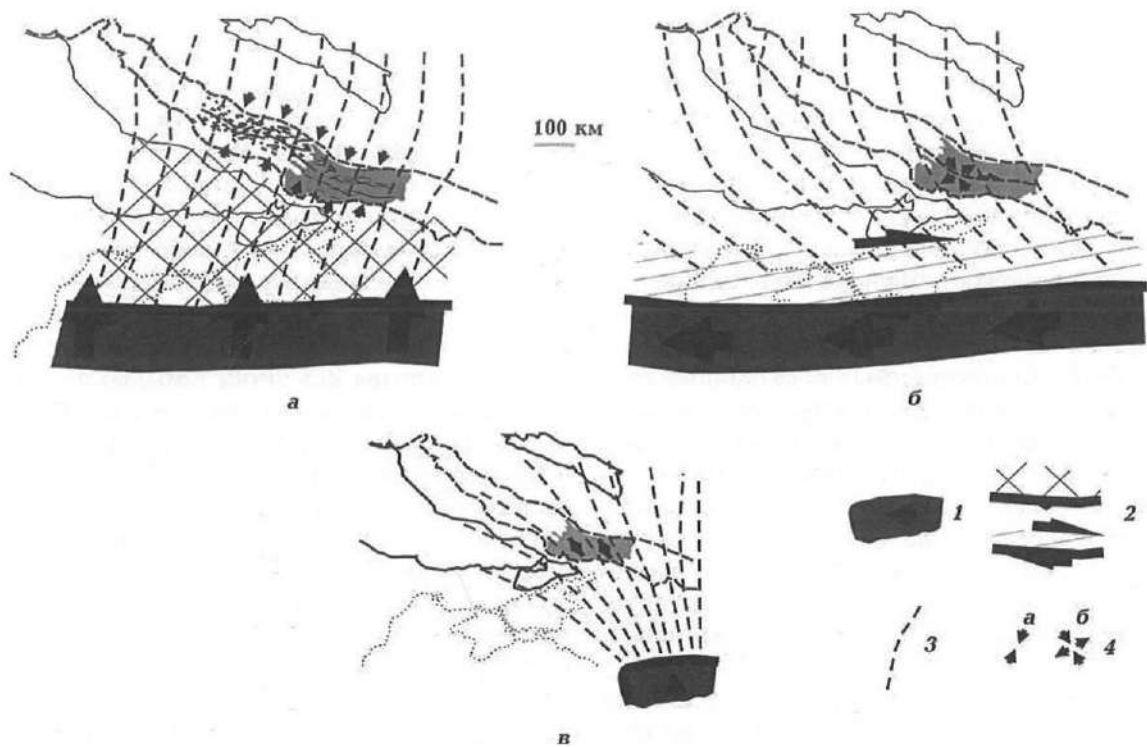


Рис.6.2 Геодинамічні режими тектонічної інверсії Дніпровсько-Донецького палеорифту, згідно [133]: а – колізійний режим початкового етапу; б –транстенсія в режимі правобічного зсування головного етапу; в –схема індукційного впливу віддаленого колізійного орогену: 1 – рухома зона активної околиці; 2 – деформаційні обстановки: зверху – колізійні, знизу – право-зсувні деформації; 3 –траєкторії напруг стискання; 4 – режими: а- тангенціального стискання; б – горизонтально-зсувного деформування.

деформації відбувалися в умовах інверсійного підйому прилеглої геоструктури ДСС. Поперечне стискання рифтогенної структури з північно-східним нахилом осі максимальних напруг стискання σ_1 супроводжувалося помірним поздовжнім розтягом структури ЗДГ у зсуво-насувному режимі з невеликою лівобічною складовою. За нашими даними рифтогенна структура зазнала складчастих деформацій у геодинамічній обстановці інтерференції загально-плитного колізійного стискання з регіональним горизонтально-зсувним полем [171-174], причому нахил осі середніх напруг стискання σ_2 в західних і північно-західних румбах викликав горизонтальні переміщення геомас осадових порід у напрямку найменш стиснених ділянок западини.

На початковому етапі тектонічної інверсії, в осьовій зоні грабену, у регіональному горизонтально-зсувному полі в підкидо-насувному режимі

зароджувалися численні поверхні тектонічного зриву і утворювалися ешелони зсуво-насувів. Спільно вони сформували герцинську зсуво-скидову решітку на більшій частині території ДДП та насувну решітку у межах ЗДГ та зони зчленування з ДСС, якими контролювалися деформації рифтогенної структури (рис. 5.11). Уздовж решітки герцинських насувів палеозойський осадовий чохол насунувся на південний борт грабену (рис. 5.12, 5.17, 5.18).

У кіммерійську та ранньоальпійську (ларамійська фази) епохи орогенезу, відбувалися колізійні тектонічні рухи північного напрямку, якими сформовано Ларамійськими структурний поверх. Через розташування в центральній частині ЗДГ ділянки концентрації осей максимального стискання північно-західної орієнтації (рис. 6.4) створилися сприятливі геодинамічні умови, в яких розпочалося насунання геомас осадового чохла від ДСС на північний захід – в межі ДДП. Тектонічний каркас деформацій складається решіткою насувів з багатокілометровими амплітудами горизонтальних переміщень по них. До них належать магістральні Північнодонецький та Дробишівський в північно-східній частині, Алмазний та Осьовий у осьовій зоні, Самарський та Войковський насуви в південно-західній частині грабену (рис. 5.24). За ешелонованою системою ларамійських насувів відбувалися зсувні деформації герцинських первинно лінійних складчастих зон з їх фрагментацією на кулісно зчленовані гілки, та формування крупних пластин і дрібніших лусок тектонічних покривів насунання. На цьому структурно-тектонічному каркасі сформувалася Ларамійська покривно-складчаста область, головним структурним елементом якої було виділено Західнодонецький сегмент тектонічного вклинювання.

На протязі аттичної фази альпійської епохи тектогенезу відбувалися колізійні рухи північно-західного напрямку, якими було сформовано Аттичний структурний поверх. За решіткою аттичних насувів в олігоцен-міоценовому осадовому чохлі утворилися пологі пластини-покриви тектонічного насунання. Головним напрямком тектонічного транспортування геомас гірських порід на двох останніх етапах визначено північно-західний, за

яким покривно-складчастий мезозойсько-кайнозойський алохтон з території ЗДГ насувався на слабо дислокований герцинський неоавтохтон ДДП. Внаслідок цього герцинську насувну решітку, за якою формувалися лінійна підкидо-складчастість та покриви насування, було деформовано ларамійською та аттичною зсуво-насувною решіткою. Через це в межах ЗДГ та перехідної зони між ДДП та ДСС сформувався складний перехресно-насувний структурно-тектонічний каркас (рис. 5.23-5.26).

За даними реконструкції полів тектонічних напруг на інверсійному етапі еволюції, з точки зору азимутальної орієнтації, структурні зони тектонічних деформацій закладались за трьома головними структурно-динамічними напрямками [157, 159]. Це два взаємно-ортогональних напрямки діагональної системи розривів, паралельно до яких у розташовано дві взаємно-ортогональні спряжені осі τ_1 , τ_2 максимальних дотичних напруг. Третім за інтенсивністю прояву динамічним напрямком є широтна гілка ортогональної системи розривів, вздовж якої розміщується динамічно спряжена із ними вісь σ_3 головних нормальних напруг розтягу. Найменший структурний прояв у сучасній структурі ДДП мають структурно-динамічні

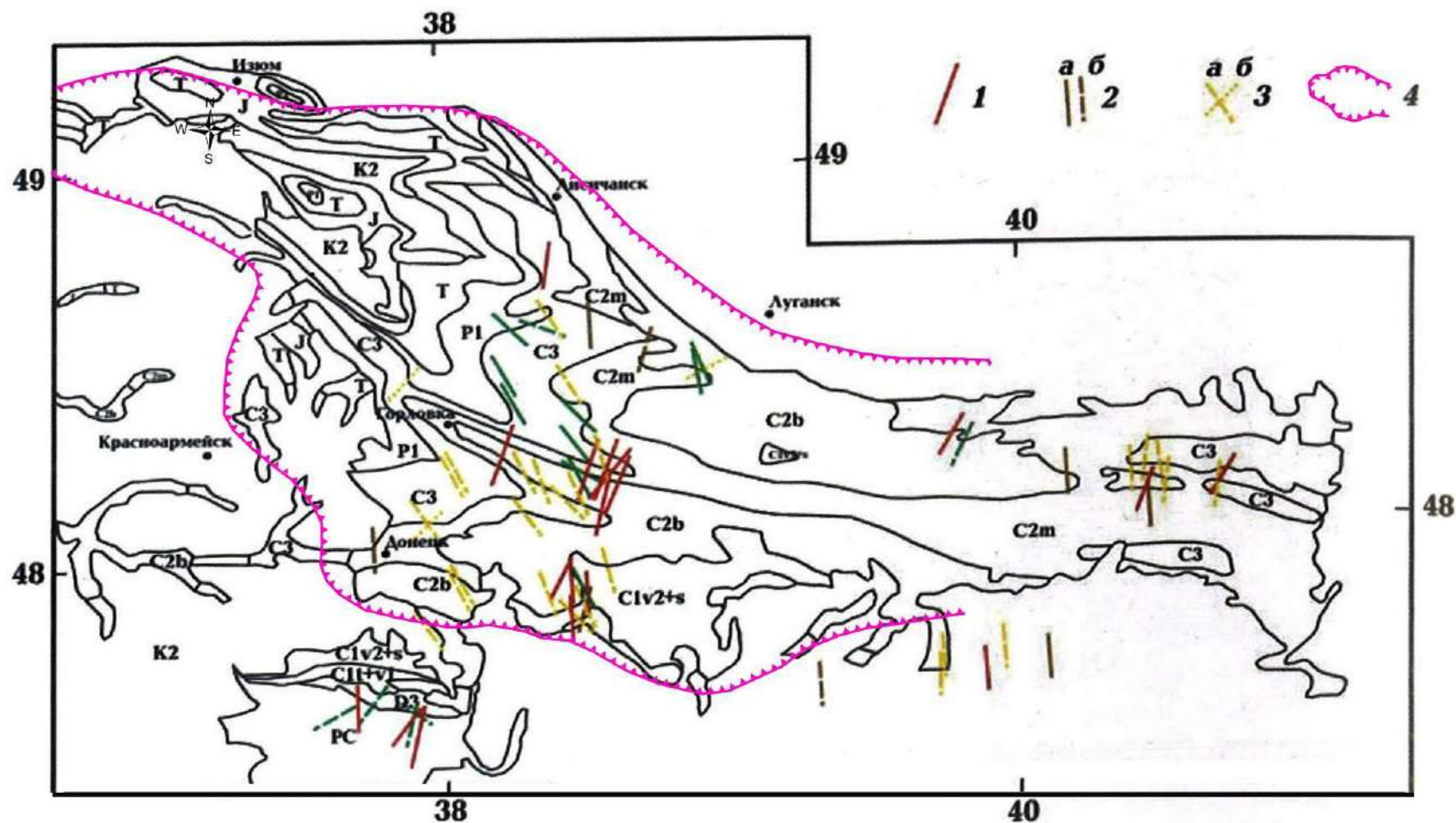


Рис. 6.4 Схема орієнтації осей напруг стискування на колізійному етапі на території Західно-Донецького грабена (за В.В. Гончаром, 2019).
 Умовні позначення: 1-3 – орієнтація осей стискування за різними геодинамічними моделями: 1 – колізії; 2 – правобічної транспресії: а – підкидовий, б – зсувний типи; 3 – правобічного зсування: а – зсувний, б – скидовий типи. 4 – межі Західнодонецького сегменту тектонічного вклинювання.

напрямки меридіональної системи розривів, вздовж якої розташована вісь σ_1 головних нормальних напруг стискання (рис. 3.22-3.25, 4.2). Уздовж парних осей τ_1, τ_2 формуються новітні системи горизонтальних зсувів-трансформ, які контролюють структурний план інверсійних деформацій.

Розглянемо можливий розподіл в осадовій товщі основних генетичних типів тріщинуватості, сформованих у новітньому полі тектонічних напруг. З урахуванням моделі вторинних деформаційних структурних парагенезів (рис. 2.2.Б, 2.4), було діагностовано наступну картину (рис. 6.1). Решітки тектонітів обох динамічно пов'язаних діагональних систем розломів, розташованих уздовж парних осей τ_1, τ_2 максимальних дотичних напруг утворювали як субвертикальні, напіввідкриті та проникні так і пологі, непроникні та зімкнуті тріщини сколювання R, R'-типів. Цими решітками контролювалися інверсійні трансформації палеорифту, що обумовили овальні, дугоподібні, флексурні дислокації первинної рифтогенної структури та формування складчастих, кулісно зчленованих зон реїдних деформацій. Уздовж широтної гілки ортогональної системи розривів розташовувалася вісь σ_3 головних нормальних напруг розтягу. За таких геодинамічних умов у межах деформаційних зон сколювання могли утворюватися лише субгоризонтальні та пологі замкнуті, притерті, непроникні для фільтрації глибинних флюїдів, тріщини сколювання L, P-типів, а також відбувається деформаційне структуроформування (структури F-типу) аттичної фази альпійського етапу тектогенезу. Синхронно із цими деформаційними процесами, уздовж меридіональної гілки ортогональної системи розривів наразі розташована вісь σ_1 головних нормальних напруг стиснення. За цим динамічним напрямком, завдяки реалізації напруг розтягання в ортогональній площині, формуються вертикальні відкриті тріщини відриву T-типу та напіввідкриті тріщини сколювання R, R'-типів за системами яких у сучасному регіональному геодинамічному полі напруг утворюються проникні тріщинні канали вертикальної міграції глибинних мантийних флюїдальних систем. Таким чином, сприятливі для міграції ВВ та

нафтогазонакопичення геодинамічні умови прогнозуються в межах геодинамічних зон розтягу.

6.2 Закономірності розміщення сучасних зон розтягу земної кори та складчастих зон інверсійних деформацій у структурі осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифту

За тектонофізичних ознак ДДП у геоструктурі Сарматської плити є горизонтально-зсувним рифтогеном, який еволюціонує як лінійний рухомий складчастий пояс, з точки зору тектонофізики являє собою лінійну деформаційну мегазону сколювання. Геодинамічним режимом трансенсії обумовлені горизонтально-зсувні механізми утворення первинної лінійної мегазони сколювання та атермічного рифтингу на «холодному» типі континентальній корі, кінематика та інтенсивність розсування плечей рифту, активність вулкано-магматичної діяльності, поперечна тектонічна сегментація, умови осадконакопичення у платформному осадовому басейні. У геодинамічному режимі транспресії відбувалися також і пострифтові деформації рифтогенної структури, у тому числі утворення поздовжніх структурних хвиль деформацій, колізійне короблення горизонтів осадового чохла, соляний діпірізм, формування лінійної підкидо-складчастості та лускатих покривів насування, флюїдно-динамічні умови надр платформного осадового басейну, формування нафтогазових, вугільних родовищ та рудних полів в його межах.

Визначальною особливістю кінематичного механізму рифтингу у ДДП є утворення у фундаменті двох морфологічних типів структурних ансамблів нахилених тектонічних блоків – поздовжніх безперервних та переривчастих ланцюжків проміжних тектонічних щаблів. Перші пов'язані з крайовими системами тектонічних уступів, що розвинені на ділянках зчленування обох бортів з Дніпровським грабенем. Поздовжніми ланцюжками нахилених блоків фундаменту, які змінюють одне одного за простяганням, сформовано

одинарну систему лістричних скидів у шовній зоні північного розлому. Інший морфологічний тип сполучень нахилених блоків встановлений у шовній зоні південного розлому - це ешелоновані ряди нахилених блоків, що занурюються за системами субпаралельних лістричних скидів. Вони сформувалися у межах крупних тектонічних щаблів та утворюють смуги шириною у декілька км. Системи лістричних скидів по простяганню фрагментовані поперечними горизонтальними зсувами-трансформами. Встановлено зв'язок тектонічних перекосів блоків із утворенням проміжних уступів у зоні південного крайового зсуво-скиду і залишкових, перехідних прибортових уступів, які зазнали денудаційно-тектонічного руйнування у процесі рифтогенного занурення та згодом інверсійного підйому.

Системи прибортових розломів пологого падіння у шовних зонах південного та північного крайових розломів ДДП зумовили плавне поєднання приповерхневих систем крутих скидів із глибинними пологими лістричними розривами та інтенсивне горизонтальне розшарування літосфери. Динамічний зв'язок при-поверхневих і надглибинних систем розломів зумовив структурні ускладнення консолідованого фундаменту із набуттям істотної тектонічної рухомості геомас кристалічних гірських порід на інверсійних стадіях тектонічної еволюції. Трансформація звичайних скидів на лістричні відбувалася у прибортових зонах палеорифту на межах блоків, утворених древніми надглибинними, мантійними розломами, на стадії інверсійного занурення тектонічних уступів. Формування систем лістричних скидів є характерною рисою механізму рифтогенезу ДДП, тому що у ході їх розвинення відбулося утворення проміжних тектонічних щаблів з розширенням рифтогенної структури.

Встановлено, що у межах Лохвицького сегменту ДДП переважна більшість горизонтальних зсувів-трансформ розташована уздовж північно-західної діагональної системи розривів і має правосторонню кінематику рухів, проте в межах Ізюмського сегменту і ДСС трансформи лівосторонньої кінематики утворено у південно-східній діагональній системі. Докорінні

відмінності у кінематиці горизонтальних рухів у північно-західній і південно-східній частинах палеорифту пов'язуються нами з формуванням на інверсійному етапі структурно-кінематичної еволюції земної кори регіональної осі кінематичної симетрії, яка є також віссю тектонічного розтікання осадових геомас. Вона утворилася уздовж Михайлівсько-Охтирської центральної лінійної зони горизонтально-зсувного контролю, що розділяє Західний і Східний мегаблоки палеорифту із різною кінематикою рухів (рис.4.10).

До структуроутворюючих диз'юнктивних елементів, які приймають участь у формуванні новітньої архітектури фундаменту, віднесено Первомайський (Кіровоградський), Західноінгулецький, Криворізько-Кременчуцький, Дніпродзержинський, Одеський та Центральноприазовсько-Слов'яногірський трансрегіональні мантийні розломи [40,45]. Їх трасування простежується з УЩ через територію ДДП на південні схили ВА. Поновлення тектонічних рухів в епохи платформної активізації у зонах цих надглибинних розломів викликало формування інверсійної розломної решітки. Її складають виділені уздовж їх шовних зон лінійні зони горизонтально-зсувного контролю, що утворюють тектонічний каркас інверсійної архітектури ДДП. Вони мають значну амплітуду горизонтальних рухів у комбінації з ротаційною складовою.

Встановлено, що епохи платформної тектонічної активізації у ДДП супроводжувалися утворенням тектонічних колізійних швів на зовнішніх границях геоструктури – у зонах північного та південного крайових регіональних розломів. Під впливом тангенціального стресового колізійного стискання на протязі пізньогерцинської епохи тектогенезу, над шовною зоною південного, меншою мірою північного, крайового розлому у кристалічному фундаменті утворювалися регіональні лінійні зони концентрації горизонтально-зсувної деформації. На протязі кіммерійського та альпійського етапів вони набули внутрішньої складчастої структури: через

колізійне короблення горизонтів осадового чохла над цими лінеаментами відбувалося формування валоподібних лінійних складчастих зон.

У структурі фундаменту та осадового чохла ДДП виявлено поздовжню просторову неоднорідність геодинамічного режиму інверсійних деформацій, яка обумовлена кодлізійним стресовим тиском усталених субмеридіональних напрямків [157, 159 - 161]. Цим викликано утворення регулярного та однорідного за напрямками головних осей поля тектонічних напруг, яке характеризується сталою орієнтацією у горизонтальній площині осі головних нормальних напруг стискання. Джерелом ларамійського стискання геоструктури палеорифту була внутрішньоплитна активізація Західної і частини Східної Європи у результаті колізії плит в Альпах, Динарідах та Понті із одночасним спредінгом у Північній Атлантиці та Арктиці, яким було створено зустрічний горизонтальний стресовий тиск із півночі. Ларамійська фаза ранньоальпійської епохи тектогенезу максимально проявлена у південно-східній частині ДДП та на західних схилах ДСС, де нею викликане тангенціальне стискання солянокупольних структурних валів з деформацією соляних штоків [149, 150]. Джерелом новітньої, аттичної фази деформації розглядається альпійський орогенез у межах гірсько-складчастої системи Кавказу.

Аттична фаза пізньоальпійської епохи тектогенезу максимально проявлена у ДСС та на крайньому південному сході ДДП, де вона викликала формування новітніх складчастих структур, таких як Донецько-Приазовський мегавал, а також призвела до право-зсувних переміщень геомас осадових порід вздовж крайових бортових розломів – Персианівського та Північнодонецького [154-161]. Неоднорідність інтенсивності деформацій проявилася у формуванні на території ЗДГ та зони зчленування з ДСС, що зазнала максимальних деформацій у підкидо-насувному режимі під тиском тектонічного штампу складчастого Донбасу, інверсійної геоструктури Західно-Донецької покривно-складчастої тектонічної області [171] (рис. 6.5).

У структурі осадових комплексів чохла усіх

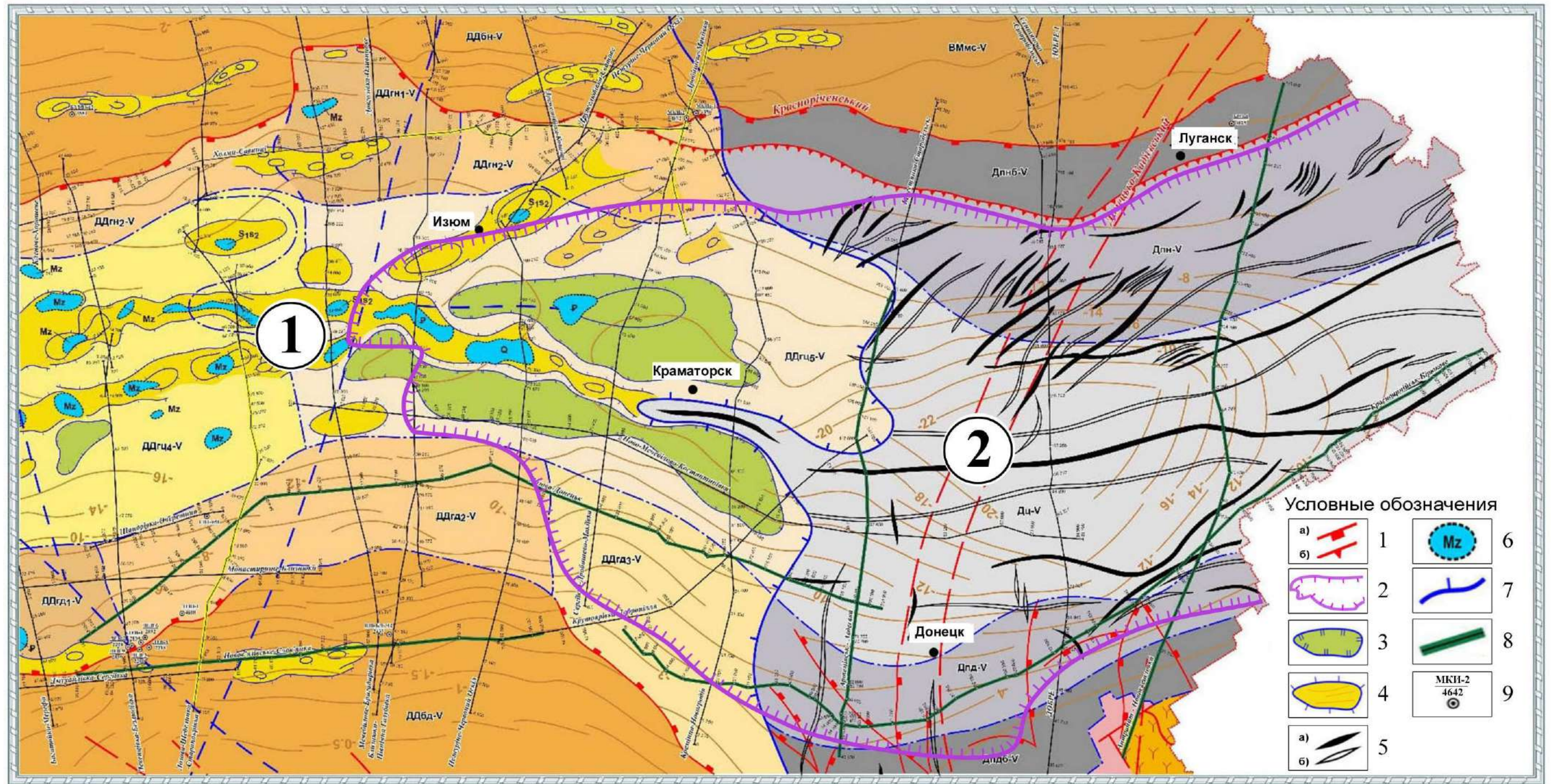


Рис. 6.5 Фрагмент тектонічної карти України (територія перехідної зони між Дніпровсько-Донецької западиною і Донецькою складчастою спорудою) [171]. Умовні позначення:

- 1- розломи: а - скиди, б- підкиди; 2 – межі інверсійної покривно-складчастої області; 3 - структурні улоговини; 4- структурні вали; 5 - складки: а – антикліналі, б - сінкліналі;
6 - соляні штоки; 7- межі Донецької складчастої споруди; 8- регіональні сейсмопрофілі; 9- свердловини Цифри в кружках: (1) – Дніпровсько-Донецька западина, (2) -
Західнодонецька покривно-складчаста тектонічна область (територія Західно-Донецького грабена)

тектонічних районів ДДП ідентифіковано вторинні деформаційні структури тектонічної течії геомас осадових порід різного масштабу та генезису, сформованими на етапах тектонічної інверсії [172-175] (розд. 5). Ці природні геологічні об'єкти ускладнюють рифтогенну структуру та утворюють динамічно сполучені, переважно ешелоновані та кулісно зчленовані структурні ансамблі прирозломних дуплексів стискання, дуго- і лінзоподібні структурні улоговини розтягання типу Pull-apart basin, що разом складають плащові зони реїдної деформації та лінійні розломні зони горизонтально-зсувного контролю, які їх розділяють у геологічному просторі. В структурі осадового чохла на території ЗДГ та ДСС прирозломні дуплекси стискання представлені лінійними та флексурно вигнутими підкидо-складками, антиклінальними складками штампового типу над горстовими підняттями.

Герцинськими колізійними рухами в ДДП був зумовлений загальний тектонічний транспорт геомас осадового чохла в напрямку зменшення напруг стискання – від максимального стиснутих ділянок осьової зони до південного борту западини [159-161]. В регіональному структурному плані осадового чохла це зумовило формування двох поздовжніх структурних хвиль (смуг) деформацій, яким відповідають дві субрегіональні зони інверсійних дислокацій – південна і північна, що відрізняються переважачим у їхніх межах режимом тектонічних деформацій – транспресії або транстенсії (рис. 5.12). Південна поздовжня смуга складчастих дислокацій, з точки зору тектонічної позиції, охоплює практично всю південну прибортову і меншу частину приосьової зони Дніпровського грабена (рис. 6.6). Північна смуга дислокацій обіймає більшу решту території Дніпровського грабену, переважно його осьову і північну прибортову зони. Обидві смуги, до того, ще розділяються на окремі поперечні сегменти лінійними розломними зонами зсувного контролю, що належать до диз'юнктивного надрозломного типу деформаційних парагенезів. Таким чином на колізійному етапі структурно-

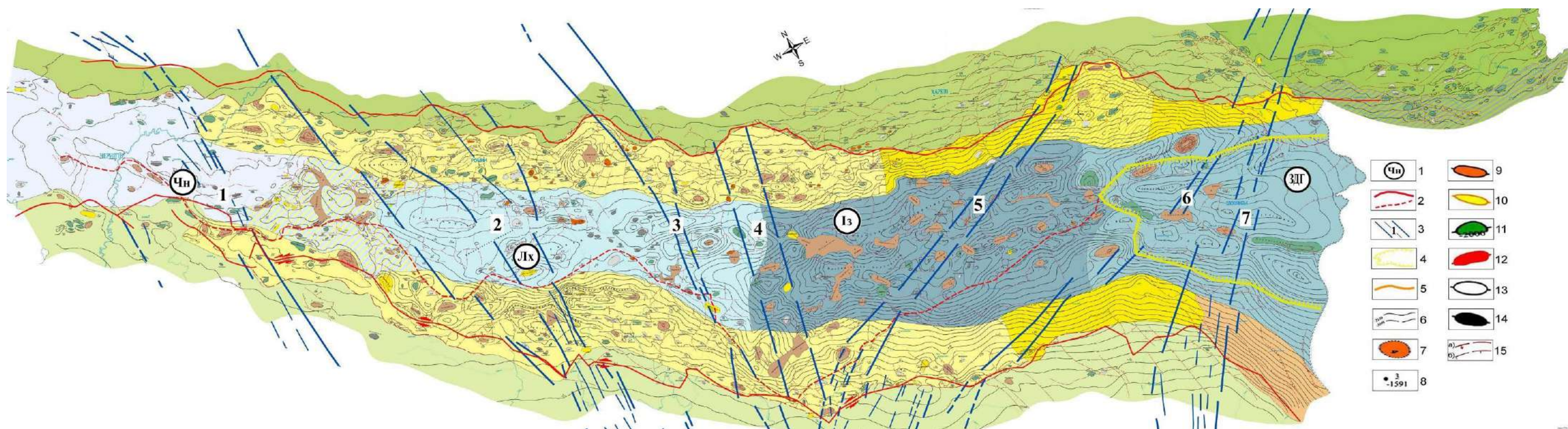


Рис. 6.6 Тектонічна карта Дніпровсько-Донецької нафтогазоносної провінції (за матеріалами Холодних та ін., УкрДГРІ, 2012) з доповненнями [161]. Умовні позначення: 1 - тектонічні сегменти: Чн- Чернігівський, Лх- Лохвицький, 3- Ізюмський, ЗДГ- Західно-Донецький грабен; 2 - поздовжні межі: Дніпровського грабена і зон інверсійних деформацій; 3 - міжсегментні зони горизонтально-зсувного контролю: 1- Чернігівсько-Ніжинська, 2- Глобино-Конотопська, 3- Кобеляцько-Лебединська, 4-Михайлівсько-Охтирська, 5- Карлівсько-Чугуївська, 6- Лозівсько-Старобільська, 7- Добропільсько-Сватівська; 4 - Західно-Донецький сегмент тектонічного вклинювання; 5 – межа Донецької складчастої споруди; 6 - ізогіпси покрівлі доверхневізейських відкладів; 7 - девонські соляні діапіри; 8 - свердловини пошуково-розвідувальні (номер і абс. відмітка покрівлі доверхневізейських відкладів); 9 - 14 - локальні структури: 9- наскрізні, 10 - палеогенові, 11 - мезозойські, 12 - пермські, 13 - середньокам'яновугільні, 14 - доверхньосерпуховські; 15 - розривні порушення: скиди, насуви та підкиди.

кінематичної еволюції земної кори сформувалася інверсійна поздовжня сегментація структури осадового чохла ДДП.

Встановлено, що поперечну сегментацію інверсійної структури осадового чохла ДДП контролюють сім міжсегментних лінійних зон горизонтально-зсувного контролю (рис. 6.6). Кінематичний аналіз структурного рисунка цих лінеаментів свідчить, що у регіональному плані вони утворюють структуру «передового тектонічного віяла стискання», що формуються у геодинамічному режимі транспресії під дією наведених деформацій стискання. Представляється, що формування цієї поперечної інверсійної розломної решітки викликано колізійним стресовим стисканням з півдня-південного сходу, наведеним відносно віддаленим орогенічним джерелом альпійської гірсько-складчастої системи Кавказу в умовах зустрічного тангенціального стискання з півночі.

Встановлено (розд.5), що на ділянках деформування рифтогенної структури за рахунок різнойменних за кінематикою горизонтальних рухів уздовж двох динамічно пов'язаних діагональних систем горизонтального зсування зумовлює крихко-в'язку деформацію зони зсування через розсування геомас з компонентою обертання у різні боки з новоутворенням проміжного, трапецієподібного блоку. На таких ділянках відбувається розтікання геомас гірських порід у протилежні боки із геоблоку, що зазнає деформації, з формуванням зон розтягу земної кори у вигляді лінзовидних структурних улоговин (рис.5.8, врізка).

За даними аналізу структурних рисунків розривів фундаменту, таку природну геодинамічну ситуацію діагностовано в південній прибортовій зоні, над шовною зоною Верховцівсько-Льговського меридіонального глибинного розлому фундаменту (рис.5.8, 5.10, 5.12). За даними кінематичного аналізу решітки тектонітів у поверхні фундаменту тут сформувалися дві різнойменні за кінематикою, динамічно пов'язані системи діагональних розривів [112, 154-161]. Внаслідок різноспрямованих за кінематикою рухів їхніх прилеглих крил сформувався проміжний

тектонічний блок, що занурюється. У процесі локального розсування земної кори в його межах установилася геодинамічна обстановка транстенсії, яка викликала тектонічне розтікання активізованих геомас гірських порід у протилежні боки. Через це проміжний блок у скодо-розсувному режимі зазнавав деформації розтягу, набувши трапецієподібної форми.

На цих підставах встановлено, над Верховцевсько-Льговським глибинним розломом у межах Михайлівсько-Охтирської регіональної осі тектонічного розтікання геомас сформувалася зона новітнього розтягу земної кори меридіонального простягання. Її структурним відображенням у поверхні фундаменту є лінзоподібна Ворсклянська улоговина. Вона складена вигнутими назустріч динамічно спряженими дуплексами розтягу, що з різкою структурною незгодою, ортогонально накладаються на рифтогенну структуру (рис.4.4.В, 5.8, 5.10). Над Ворсклянською улоговиною фундаменту в осадовому чохлі западини сформувався Михайлівський прогин лінзоподібної морфології, притаманною горизонтально-розсувним структурам типу "pull-apart basin" (рис.5.12, 5.20, 5.21). Цю територію визначено зоною максимального сучасного розтягу земної кори ДДП.

Утворення уздовж центральної складової поперечної міжсегментної лінеamentної решітки – Михайлівсько-Охтирської зони – регіональної осі тектонічної симетрії та розтікання геомас гірських порід обумовило поперечну просторову неоднорідність регіонального поля тектонічних напруг. Вона проявляється у формуванні субрегіональних поперечних зон контрастних геодинамічних режимів.

У центральній частині ДДЗ за комплексом тектонофізичних ознак, детально розглянутих вище (розд.5), виділяється територія сучасного розтягу земної кори. Вона охоплює східну частину Лохвицького та західну частину Ізюмського сегментів западини, обмежену Глобино-Конотопською та Карлівсько-Чугуївською лінійними зонами горизонтально-зсувного контролю (рис.6.6, 5.10). Тут розміщується більшість структурних улоговин осадового чохла – Синівська, Зінківська, Сребненська, Лохвицька,

Лютенська, Солохівська, Валківська, Карлівська, Красноградська, Старовірівська. В їх межах розташовуються головні лінійні антиклінальні зони, що охоплюють найкрупніші підняття у структурі чохла. На них розвідано основні за розмірами запасів та видобутку нафтові та газоконденсатні родовища Східної нафтогазоносної області.

Зона відносного розтягу земної кори виділяється у центральній частині Ізюмського сегменту, де охоплює Орільську, Балаклійсько-Савинську та Комишуваську структурні улоговини. На межі Карлівсько-Чугуївського лінеamentу перериваються зони осьових солянокупольних структурних валів і починається територія розвитку відкритих палеозойських структур "донбаського" типу, до яких приурочені невеликі за запасами газові родовища, єдиним винятком є унікальне за запасами Шебелинське родовище.

6.3 Висновки до шостого розділу

1. Розроблено наукову *теорію деформаційного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенних геоструктурах*. Вона ґрунтована на концепціях атермічного рифтогенезу на «холодній» континентальній корі, динамічної тектоніки горизонтально-зсувних та колізійних рифтогенних басейнів, глибинного абіогенного походження ВВ, що передбачає їх неодноразове у геохронології фанерозою надходження у літосферу із мантийних астенолінз у складі вертикальних флюїдомагматичних струменів за механізмом вибухового розвантаження через нададібатичне розширення об'ємів флюїдів у земній корі.

2. З використанням *теорії* досліджено закономірності розподілу морфогенетичних типів інверсійних тектонічних дислокацій рифтогенної структури ДДП. Встановлено, що просторова неоднорідність їх характеру та інтенсивності зумовила формування поздовжньої та поперечної зональності деформацій. Поперечна неоднорідність інтенсивності деформацій проявилася у формуванні на території зони зчленування з ДСС, що зазнала максимальних деформацій у підкидо-насувному режимі під тиском тектонічного мегаблоку-штампу складчастого Донбасу, інверсійної

геоструктури Західнодонецької покривно-складчастої тектонічної області у складі Кальміус-Торецького району лускатих тектонічних покривів і Лугансько-Комишуваського району кулісно-зчленованої підкидо-складчастості. Встановлено також, що тектонічне пересування геомас осадових гірських порід за механізмом пластичної тектонічної течії відбувалося у напрямку зменшення напруг стискання – від надстиснутих ділянок осьової зони до південного борту ДДП. У перетині від південного до північного борту це зумовило зміну тектонічного режиму - від переважного стискання до відносного розтягання. Внаслідок цього у рифтогенній структурі сформувалися дві поздовжні регіональні смуги (зони) інверсійних деформацій – Південна та Північна, що відрізняються за тектонічним режимом деформацій – транспресії або транстенсії. Південна зона охоплює південну прибортову зону, північна обіймає осьову та північну прибортову зони ДДП. У південній прибортовій зоні над горстовими підняттями фундаменту на смугах тектонічних щаблів сформувалися деформаційні парагенези стиснення, представлені валоподібними зонами кулісно зчленованих прирозломних та штампових антиклінальних складок. Проте, в осьовій та північній прибортовій зонах утворилися деформаційні парагенези розтягу, представлені лінзовидними та овальними улоговинами.

3. Поперечну сегментацію інверсійної структури осадового чохла ДДП контролюють шість міжсегментних лінійних зон горизонтально-зсувного контролю, які у регіональному плані утворюють інверсійну розломну решітку типу «передового тектонічного віяла стискання», розгорнутого на північ. Формування цього міжсегментного тектонічного каркасу викликано колізійним стресовим стисканням з півдня-південного сходу, наведеним відносно віддаленими орогенічними рухами альпійської складчастої системи Кавказу в умовах зустрічного тангенціального стискання з півночі СЄП.

Утворення вздовж Михайлівсько-Охтирської зони горизонтально-зсувного контролю регіональної осі тектонічної симетрії викликало розсування тектонічних блоків континентальної земної кори і розтікання геомас гірських порід в їх межах у протилежних напрямках від неї. Цей геодинамічний процес обумовив поперечну просторову неоднорідність

напружено-деформованого стану земної кори та відокремлення двох континентальних мікроплит з протилежною кінематикою горизонтальних рухів – Західної (Чернігівський і Лохвицький сегменти) та Східної (Ізюмський сегмент і Західно-Донецький грабен).

4. В результаті геодинамічного процесу спредингу у центральній частині ДДП, що охоплює східну частину Лохвицького та західну частину Ізюмського сегментів, сформувалася дельтоподібна ділянка сучасного розтягу земної кори. В її межах розміщується більшість структурних улоговин осадового чохла, де розташовуються найкрупніші лінійні валоподібні підняття. Вони охоплюють найкрупніші антиклінальні структури, до яких належать основні за запасами та видобутком нафтові та газоконденсатні родовища Східноукраїнської нафтогазоносної області. Ділянка максимального сучасного розтягу земної кори виділяється в межах Михайлівського структурного прогину, яка в орогідрографічному плані виражена низиною долини ріки Ворскла.

Зона відносного розтягу земної кори виділяється у центральній частині Ізюмського сегменту, де охоплює Орільську, Балаклійсько-Савинську та Комишуваську структурні улоговини. В її межах розміщуються геологічно відкриті палеозойські структури "донецького" типу, до яких приурочені невеликі за запасами газові родовища, єдиним винятком з чого є унікальне за розмірами та запасами ВВ Шебелинське газоконденсатне родовище.

5. Центральна частина ДДП як ділянка сучасного розтягу земної кори є найперспективнішою з точки зору нафтогазоносності територією, де рекомендується постановка геолого-розвідувальних робіт з метою виявлення нових зон нафтогазонакопичення, пов'язаних до зон інверсійної складчастості у палеозойських відкладах на схилах осьових улоговин.

Основні положення даного розділу викладені у публікації автора:

1. Барташук О.В. Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 2. Геодинамічні обставини і кінематичний механізм деформацій рифтогенної структури // *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*. 2020, вип. 53, С. 10- 23.

2. Барташук О.В., Суярко В.Г. Геодинаміка формування перехідної зони між Дніпровсько-Донецькою западиною та Донецькою складчастою спорудою. Тектонічний стиль інверсійних деформацій / О.В. Барташук, В.Г. Суярко // *Геодинаміка*, 2020, №. 2(20). С. 51-65.
3. Барташук А.В. Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамическая модель тектонической инверсии // *Нефтегазовая геология. Теория и практика.* - 2020. - Т.15. - №5..http://www.ngtp.ru/rub/2020/45_2020.html.
4. Барташук О. В. Еволюція геодинамічних умов нафтогазоносності земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту / Тектоніка і стратиграфія. - 2017. – Вип. 44. – С. 44-56.
5. Барташук О. В. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // Доповіді НАНУ, 2019. – № 3. – С. 62-71.
6. Барташук О. В. Геодинамічна еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту // Геологія і геохімія горючих копалин. - № 1-2 (170-171). – С. 18-20.
7. Барташук О. В. Прогнозування нової зони нафтогазонакопичення в південній крайовій частині Дніпровсько-Донецької западини // Геолог України. – 2013. – № 2. – С. 15-20.

ВИСНОВКИ

1. Наукове значення та новизна дисертаційного дослідження полягає у тому, що вперше, на підставі моделювання структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП, запропоновано наукову *теорію деформаційного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенах*. Основні положення *концепції* полягають у наступному. На протязі окремих етапів геологічної еволюції континентальної земної кори уздовж динамічних напрямків планетарної решітки тріщинуватості утворюються власні решітки тектонітів. На початковому етапі рифтогенезу формується рифтогенна решітка, що складається з двох динамічно пов'язаних систем розломів - зародкової і трансформної. Горизонтальні рухи уздовж зародкової системи зумовлюють розколювання континентальної земної кори за механізмом тектонічного розклинювання. У динамічному режимі транстенсії на етапі рифтингу відбувається розсування геоблоків уздовж системи розломів-трансформ та формування первинної трогової геоструктури, а згодом континентальної рифтової системи.

У фази платформної тектонічної активізації відбуваються інверсійні перебудови рифтогенної структури. Вони контролюються деформаційним тектонічним каркасом, що складається реверсним типом розломів. Їм притаманні криволінійність, розгалуження, невитриманість амплітуд за простяганням і падінням, зміни генетичного типу і кінематики рухів уздовж крил, переважання горизонтальних амплітуд рухів над вертикальними, утворення ешелонованих кулісних систем у плані та "квіткових структур" у розрізі, як ознака реїдної деформації. У зонах їх динамічного впливу формуються інверсійні складчасті структури - плащові прирозломні і міжрозломні та лінійні надрозломні парагенези деформації тектонічної течії. Передбачено, що формування скупчень вуглеводнів у надрах нафтогазоносного басейну забезпечується природним парагенетичним зв'язком зв'язком морфолого-генетичних типів тріщинуватості з орієнтацією

у надрах головних осей поля тектонічних напруг. Він зумовлює таке природне явище: у межах зон сколювання максимальна кількість відкритих тріщин сколювання і відриву утворюється в перерізах гірських порід, що є паралельними осі σ_1 головних напруг стискання та ортогональні до осі σ_3 головних напруг розтягання. Натомість максимальна кількість зімкнутих тріщин сколювання, локалізується у площині, що є паралельною до вісі σ_3 та ортогональною до вісі σ_1 . Таким чином, на протязі структурно-кінематичної еволюції земної кори у певних геодинамічних режимах одні системи глибинних розломів відіграють переважно структуроформуючу роль, натомість інші слугують шляхами висхідного тепломасоперенесення та розвантаження ВВ-флюїдів у надра рифтогенного басейну. На ділянках розсування геоблоків утворюються локальні зони розтягу земної кори. В природних резервуарах осадових комплексів чохла в межах зон інверсійної складчастості утворюються сприятливі геологічні умови для формування пасток у вторинних порово-тріщинних колекторах, ємність яких визначається підвищеною компонентою тектонічної тріщинуватості. Надходження в їх корисні об'єми нафти і газу відбувається на заключних стадіях фаз тектогенезу через розвантаження в режимі нададіабатичного розширення надстиснутих глибинних флюїдів. Таким чином, зони сучасного розтягу земної кори контролюють розподіл зон нафтогазонакопичення.

2. Вперше розроблено *модель структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП*, яку ілюстровано схемами просторово-часової інверсії головних осей поля тектонічних напруг і еволюції геодинамічних режимів деформацій та структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП. Встановлено, що визначальним фактором еволюції є тектонічна активізація різновікових систем глибинних розломів з формуванням деформаційного диз'юнктивного каркасу, що складається реверсним типом розломів. Цей каркас на протязі етапів платформного тектогенезу контролював процеси пластичної тектонічної течії кристалічних порід фундаменту і осадових порід чохла, горизонтальні рухи геоблоків та структуроформування.

Виявлено динамічні обстановки протікання тектонічної інверсії та п'ять кінематичних механізмів структуроформування, що їм відповідають:

- поздовжнє видовження структури за рахунок антитетичних обертань тектонічних блоків уздовж динамічно пов'язаних кулісних доменів горизонтальних зсувів однойменної кінематики з утворенням геодинамічних зон стискання;

- поперечне висування ансамблів геоблоків шляхом синтетичних обертань за кулісними доменами зсувів різнойменної кінематики з утворенням зон стискання;

- поздовжнє видовження через горизонтальні рухи геоблоків різнойменної кінематики з обертанням уздовж двох діагональних систем зсувів з розсуванням геомас гірських порід у протилежних напрямках і утворенням зон розтягу;

- тектонічний «мегабудинаж» геоблоків кристалічного фундаменту через зворотно-поступальні рухи без обертань поміж двох систем горизонтальних зсувів;

- формування тектонічного орокліну поперечного висування під зовнішнім тиском мегаблоку-штампу Донбасу зі скороченням геологічного простору при неседиментаційному нарощування розрізу через утворення покривів насування.

Встановлено, що в геодинамічній обстановці інтерференції загальноплитного колізійного стискання та перемінного за кінематикою регіонального горизонтально-зсувного поля напруг утворилася просторова неоднорідність напружено-деформованого стану земної кори ДДП. Неоднорідність обумовила зміни тектонічного режиму у поздовжньому та поперечному перетині та викликала пересування геомас осадових порід у трьох напрямках: по-перше - від надстисненої осьової зони до менш стиснених ділянок на південному борту, по-друге - від орогену Донбасу на територію Західно-Донецького грабену, по-третє - у протилежних напрямках від Верховцівсько-Льговського глибинного розлому. Через це в інверсійній

структурі сформувалися Західнодонецька покривно-складчаста область та дві поздовжні смуги інверсійних деформацій – Південна (транспресії) і Північна (транстенсії), а вздовж вказаного розлому - регіональна ось тектонічної симетрії. Поперечна ось симетрії контролює процес розсування геоблоків земної кори за рахунок тектонічного розтікання активізованих геомас осадових порід в їх межах у протилежних напрямках від осі, який триває з пізньогерцинського етапу тектогенезу по цей час. Вона розділяє дві мікроплити з різнойменною кінематикою та протилежним напрямком рухів з обертанням геоблоків. Західна мікроплита (Чернігівський та Лохвицький сегменти) з лівосторонньою кінематикою рухів та обертаннями проти годинникової стрілки, зазнає переміщення на північний захід, проте Східна мікроплита (Ізюмський сегмент та Західно-Донецький грабен) з правосторонньою кінематикою рухів та обертанням геоблоків за годинниковою стрілкою, зазнає переміщення у південно-східному напрямку.

Тектонічну інверсію ДДП контролюють шість міжсегментних лінійних зон горизонтально-зсувного контролю, сформованих у зонах активізованих меридіональних глибинних розломів. Вони утворюють деформаційний диз'юнктивний каркас на кшталт передового тектонічного віяла стискання, розгорнутого на північ. Формування міжсегментного каркасу обумовлене колізійним стресовим стисканням з півдня-південного сходу, індукованим орогенічними рухами альпійської системи Кавказу в геодинамічній обстановці зустрічного тангенціального стискання з півночі. Результатом цього геодинамічного процесу є формування трапецієподібної у плані ділянки сучасного розтягу земної кори у центральній частині палеорифту. Вона охоплює східну частину Лохвицького і західну частину Ізюмського сегментів, де розташований найкрупніший за запасами та видобутком район Східноукраїнської нафтогазоносною провінції. Зона максимального розтягу приурочена до центральної осі симетрії і локалізована у межах Михайлівського прогину осадового чохла.

3. Вперше запропоновано методологію регіональних геологічних досліджень, яка полягає у:

- комплексуванні геологічних (буріння, лабораторні методи, геологічне картування дислокаційних комплексів), геофізичних (сейсморозвідка 2Д, 3Д, граві- і магніторозвідка, термометрія) методів, аналізі неотектонічних рухів, даних аерокосмозйомок і тектонофізичних методів аналізу систем розломів;
- селективному комплексуванні методів структурного і дислокаційного аналізу системрозломів, ефективних в умовах геологічно закритих надр;

На цих засадах розроблено *оригінальну методику реконструкції полів тектонічних напруг та аналізу деформаційних структур*. В її основу покладено ефективний комплекс тектонофізичних методів структурного аналізу та дислокаційного аналізу систем тектонічної тріщинуватості земної кори. В її рамках розроблено *оригінальну технологію складання електронної аналітичної бази лінеаментів*, що полягає у фрагментації криволінійних трас розломів на складові елементи-вектори.

4. Вперше на підставі кінематичної та генетичної діагностики регіональних систем розломів досліджено природне явище просторово-часової інверсії головних параметрів поля напруг у фанерозої. Визначено загальний напрямок та кінематичний механізм просторово-часової інверсії параметрів регіонального поля тектонічних напруг, що полягає у зміщенні головних осей напруг на протязі окремої фази тектогенезу у напрямку проти годинникової стрілки з азимутальним періодом $\sim 15^0$, при їх загальному переміщенні на $\sim 60^0$ у фанерозої. Встановлено, що процес інверсії визначав відповідні зміни генетичних типів, напрямків і кінематики рухів за решітками різновікових тектонітів. Це зумовило формування у палеорифті трьох окремих систем деформацій: рифтової ($PR_3 - C_2$), платформної ($C_3 - P$) та колізійної ($MZ - KZ$). На цій основі створено схеми просторово-часової інверсії головних осей поля тектонічних напруг та структурно-кінематичної еволюції континентальної земної кори і зміни структурних планів деформацій у фанерозої.

5. Практичне значення дисертаційного дослідження полягає у впровадженні:

- ефективної методики реконструкції напружено-деформованого стану земної кори та аналізу інверсійних деформацій;
- формалізованої геологічної моделі структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП, складену схемами просторово-часової інверсії головних осей поля напруг та еволюції динамічних режимів і планів деформацій;
- морфогенетичної класифікації диз'юнктивних і складчастих інверсійних структур, сформованих за механізмом пластичної течії геомас гірських порід;
- схеми системної організації колізійних деформацій рифтогенної структури ДДП;
- рекомендацій на проведення геолого-розвідувальних робіт на нафту і газ у центральній частині ДДП, у зоні максимального сучасного розтягу земної кори, з метою виявлення нових зон нафтогазоносності, приурочених до зон інверсійної складчастості.

Основні практичні висновки дисертаційного дослідження наступні:

- визначення динамічних режимів, кінематичних механізмів та закономірностей розподілу зон концентрації інверсійних деформацій є науковою основою прогнозування нових зон нафтогазоносності у ДДП.
- зони сучасного розтягу земної кори, що контролюють ділянки інтенсивного висхідного тепломасоперенесення, є важливим фактором прогнозування скупчень вуглеводнів у ДДП;
- реконструкція напружено-деформованого стану земної кори ДДП у фанерозої є основою для створення коректних геодинамічних моделей континентального рифтогенезу на теренах ССП.

Практичні висновки дисертаційного дослідження впровадженні у рамках виконання наукової тематики у філії ПАТ «Укргазвидобування» УкрНДІгаз. Рекомендації щодо уточнення геологічних моделей та розміщення пошуково-розвідувального буріння на нафту і газ на ліцензійних ділянках ПАТ

«Укргазвидобування» надано в НДР з «Наукового супроводу геологічних 3D-моделей родовищ». Їх використання дозволило отримати додатковий видобуток в обсягах: газу - 642,55 млн м³, конденсату та нафти - 19,47 тис. т, що забезпечило економічний ефект, оцінений у 1 682 641,1 тис. грн.

Перспективи продовження досліджень за тематикою дисертації вбачаються у наступному. Модель геологічної еволюції земної кори ДДП у фанерозої служитиме основою для удосконалення геодинамічних моделей континентального рифтогенезу на теренах Східноєвропейської платформи. Визначені закономірності розподілу інверсійних деформацій служитимуть теоретичною базою для обґрунтування нових напрямків геолого-розвідувальних робіт на нафту і газ в ДДП та інших нафтогазовидобувних регіонах України та сприятимуть нарощуванню ресурсної бази видобутку ВВ. Результати дисертаційного дослідження з розташування перспективних зон складчастих інверсійних деформацій впроваджені у філії ПАТ «Укргазвидобування» УкрНДІгаз. Конкретні рекомендації щодо розміщення пошукового та розвідувального буріння містяться в звітах з НДР УкрНДІгазу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Хаин В. Е. Геотектоника с основами геодинамики. / В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе: Учебник. – М.: Изд. МГУ, 1995. – 480 с.
2. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). – М.: Мир, 1974. – 465 с.
3. Структурная геология и тектоника плит: в 3-х т.: Пер с англ./ Подред. К. Сойферта. – М.: Мир, 1990.
4. Чиков Б. М. Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. / Б. М. Чиков; ред. А. Э. Конторович / РАН, Сиб. отд., Ин-т геологии и минералогии им. В. С. Соболева. – Новосибирск: изд-во "Гео", 2011. – 299 с.
5. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х т, т.2: Пер. с англ. / Под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – 384 с.
6. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. J. geol. Soc. – 76, 1971. – P. 2542-2561.
7. Burke K. Aulacogens and continental breakup / K. Burke // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. – 5, 1977. – P. 371-396.
8. Freund R. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since upper Cretaceous times. - Geol. Mag., 1965, 102. – P. 189-205.
9. Sengor A. M. Rift sathigh an gles to orogenic belts: tests for the irorigin and the Upper Rhine Graben as example / A. M. Sengor, K. Burke, J. Dewey// Am. J. Sci. – 278, 1978. – P. 24-40.
10. Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными поясами / Н. С. Шатский // Изв. АН СССР, сер. геол., № 5., 1947. – С. 37-56.
11. Hoffman P. Aulacogen sand the irgenetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. / P. Hoffman, J. Dewey, K. Burke // In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation (Ed. By R. Dott, Jr. and R. Shaver). – Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. – 19, Tulsa.-1974. – P. 38-55.

12. Wickham J. The Southern Oklahoma Aulacogen. In: Structural style of the Arbuckle region (Ed. By J. Wickham and R. Denison), Field trip guide 3. – Geol.Soc. Am. Southcentral Sec., 1978. – P. 8-41.
13. Molnar P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision / P. Molnar and P. Tapponnier // Science. – 189., 1975. – P. 419-426.
14. King B. C. The Baikal rift / B. C. King // J. geol. Soc. – 132, 1976. – P. 348-349.
15. Балла З. Кинематика раскрытия Байкала /З. Балла, М. И. Кузьмин, К. Г. Леви // Геотектоника, 1990. – № 2. – С. 80-91.
16. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. / В. В. Ламакин – М.: Наука, 1968. – 247 с.
17. Зоненшайн Л. П. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта. / Л. П. Зоненшайн, Л. А. Савостин, Л. А. Мишарина, Н. В. Солоненко // Докл. АН СССР, 1978. – Т. 240. – № 3. – С. 669-672.
18. Уфимцев Г. Ф. Морфоструктурное значение листрических сбросов в Байкальском рифте / Г. Ф. Уфимцев // Геотектоника, 1993. - № 6. – С. 88-95.
19. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. / М. В. Гзовский – М.: Наука, 1975. – 536 с.
20. Чебаненко І. І. Розломна тектоніка України / І. І. Чебаненко. – К.: Наук. думка, 1966. – 178 с.
21. Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. / А. В. Лукьянов – М.: Наука, 1965. – 210 с.
22. Николаев П. Н. Методика тектонодинамического анализа. / П. Н. Николаев – М.: Недра, 1992. – 294 с.
23. Шерман С. И. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига / С. И. Шерман, К. Ж. Семинский, С. А. Борняков и др. – Новосибирск: Наука, 1991. – 262 с.

24. Тимурзиев А. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектоно-физический и флюидодинамический аспекты: дис... доктора геол.-минер. наук / А. Тимурзиев. – М.: МГУ, 2009. – 40 с.
25. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. / С. Стоянов – М.: Недра, 1977. – 144 с.
26. Moody L. Wrench fault tectonic / L. Moody, M. Hill // Bull. Geol. Soc. Amer. – 1956. – 64, № 9. – P. 1207.
27. Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift / Nature. – 1965. – 207. – P. 343-347.
28. Sylvester A. G. Strike-slip faults. // *Geol. Soc. Amer. Bull*, 1988. Vol. 100. P. 1666-1703.
29. Woodcock J. T. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries // Phil. Trans. R. Soc. London, 1986. – P. 13-29.
30. Harding T. Petroleum traps associated with wrench faults.-Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 58., 1965. – P. 1290-1304.
31. Rodgers D. Analisis of pull-apart basin development produced by anechelon strike-slip faults. In: Sedimentation in Oblique-slip Mobile zones (Ed. by P. Ballanceand H. Reading) Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 4, 1980. – P. 27-41.
32. Aidin A. Evolution of pull-apart basin and the irscale independence / A. Aidin, A. Nur. // Tectonics.-1, 1982. – P. 91-105.
33. Wilcox R. Basic wrench tectonics / R. Wilcox, T. Harding, D. Seely // Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 57., 1973. – P. 74-96.
34. Zak I. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift/ I. Zak, R. Freund// Tectonophysics.-80, 1981. – P. 27-38.
35. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины / Редакторы: Арсирый Ю. А., Витенко В. А., Палий А. М., Цыпко А. К. – К.: 1984.

36. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / Отв. ред. В. К. Гавриш. – К.: Наукова думка, 1989. – 208 с.
37. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия / Отв. ред. Д. Є. Айзенберг. – К.: Наукова думка, 1988, 148 с.
38. Ермаков И. М. Додевонский грабен Днепровско-Донецкого авлакогена. / И. М. Ермаков, А. Е. Лукин, Н. Т. Турчаненко // Докл. АН УССР, сер. Б, 1988. – С. 10-13.
39. Чекунов А. В. Глубинное строение, модель развития и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого палеорифта. / А. В. Чекунов, Л. Т. Калюжная, И. К. Пашкевич, Л. И. Рябчун // Геотектоника, 1991. – № 1. – С. 37-46.
40. Карта структурного районирования докембрия юго- западной части Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:1 000 000 / ред. Л. С. Галецкий // Комплект карт «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:1 000 000 / Гл. ред. А. И. Зарицкий. – К.: Госкосмогеология, Геопрогноз, Центр геология, ПО "Беларусь", ВСЕГЕИ, Воронежский гос. университет, 1992.
41. Ненахов В. М. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива)/ В. М. Ненахов, А. А. Щипанский. – М.: Геократгеос, 2007. – 284 с.
42. Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины / О. Б. Гинтов. – К.: Феникс, 2005. – 572 с.
43. Чирвинская М. В. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. / М. В. Чирвинская, В. Б. Соллогуб – К.: Наук. думка, 1980. – 180 с.

44. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинные разломы и комбинированные нефтегазоносные ловушки. / Отв. ред. В. К. Гавриш. – К: Наукова думка, 1991. – 172 с.
45. Карта разрывных нарушений и основных зон линейментов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки) масштаб 1:000 000, / Редактор Н. Крылов. – Москва: Министерство геологии СССР, 1988. – 4 л.
46. Куприенко П. Я. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса / П. Я. Куприенко, И. Б. Макаренко, В. И. Старостенко и др. // Геофиз. журн., 2010. – Т. 32, № 6. – С. 175-214.
47. Лукин А. Тектоника северного борта Днепровско-Донецкого авлакогена в контексте общих закономерностей континентального рифтогенеза / А. Лукин, О. Цеха, Т. Гейко, В. Омельченко // Геол. журн., 2012. – № 3 – С. 7-38.
48. Старостенко В. И. Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. Часть 1. Глубинное строение / В. И. Старостенко, И. К. Пашкевич, И. Б. Макаренко и др. // Геодинаміка, 2017. – № 1 (22). – С. 125-138.
49. Гончар В. В. Тектонические вертикальные движения и осадочное заполнение бассейнов на син- и пострифтовом этапах развития литосферы / В. В. Гончар. // Геофиз. журн., 2017. – Т. 39, № 2. – С. 22-55.
50. Гейко В. С. Региональная 3D-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) / В. С. Гейко, Т. А. Цветкова, Л. А. Шумлянская и др. // Геофиз. журн., 2005. – Т. 27, № 6. – С. 927-939.
51. Цветкова Т. А. Сейсмостратиграфия мантии под Восточно-Европейской платформой / Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко // Геофиз. журн., 2012. – Т. 34, № 5. – С. 161-172.
52. Пашкевич И. К. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-

- Донецкого авлакогена / И. К. Пашкевич, М. И. Орлюк, Т. В. Лебедь // Геофиз. журн., 2014. – Т. 36, № 1. – С. 64-80.
53. Wilson M. Маagmatism and geodinamics of rifting of the Pripyat-Dniepr-Donets rift, East-European Platform / M. Wilson, Z. M. Lyashkevich // Tectonophysics, 1996. – 268. – P. 65-81.
 54. Старостенко В. И. Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. Часть 2. Геодинамическая интерпретация / В. И. Старостенко, И. К. Пашкевич, И. Б. Макаренко и др. // Геодинаміка, 2017. – № 2 (23). – С. 83-102.
 55. Шумлянская Л. А. Влияние скоростной структуры кори на результаты сейсмической томографии Украинского щита / Л. А. Шумлянская, А. А. Трипольский, Т. А. Цветкова // Геофиз. журн., 2014. – Т. 36, № 4. – С. 95-117.
 56. Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. / Н. С. Шатский // Избранные труды: в 4-х тт. – М: Наука, 1964. – т. 2. – С. 544-553.
 57. Гарецкий Р. Г. Основные проблемы изучения тектоники платформ/ Р. Г. Гарецкий //Геотектоника, 1991. – № 5. – С. 3-14.
 58. Чирвинская М. В. Тектоническое районирование Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Геофизические исследования на Украине. / М. В. Чирвинская – К: Техніка, 1972. – С. 73-79.
 59. Соллогуб В. Б. Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным геофизических исследований. / В. Б. Соллогуб, О. М. Харитонов, А. М. Чекунов // Геофиз. журн., 1980. – № 6. – С. 26-36.
 60. Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. / А. Е. Лукин – М: Недра, 1977. – 100 с.
 61. Гавриш В. К. О рифтогенезе Днепровско-Донецкой впадины / В. К. Гавриш // ДАН СССР., 1981. – 256. – № 6. – С. 1447-1449.

62. Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско- Донецкой впадины). / А. В. Чекунов // Геотектоника., 1967. – № 3. – С. 25-28.
63. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). / Е. Е. Милановский – М: Недра, 1977. – 324 с.
64. Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. / И. И. Чебаненко. – К.: Наук. думка, 1977. – 84 с.
65. Субботин С. И. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений. / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов // Геофиз. Сборник, 1976. – С. 13-45.
66. Тектоника Украины. // Под ред. С. С. Круглова, А. К. Цыпко. – М.: Недра, 1988. – 254 с.
67. Зоненшайн Л. П. Тектоника литосферных плит территории СССР. / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов // Кн. 1, Кн. 2. М.: Недра, 1990. – 328 с., 334 с.
68. Петровський О.І. (Відп. виконавець). Звіт про НДР «Комплексне вивчення геологічної будови осадового чохла та пов'язаних з ним нафтогазоперспективних об'єктів в межах центральної частини ДДЗ»..– Івано-Франківськ: НТФ «БІПЕКС лтд». – 2009. – 364 с.
69. Arthaud, F., Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *GSA Bull.*, 88 (9), 1305-1320.
70. Natal'in, B.A., Sengor, A.M.C. (2005). Late Paleozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the prehistory Paleo-Thethian closure. *Tectonophysics*, 404 (3-4), 175-202.
71. Stampfli, G.M.& Borel G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mezozoic constrained by dynamic plate boundares and restored synthetic ocean izochrons. *Earth and Planetary Science Letters*,196(1-2),17-33.

72. Чекунов А. В. Динамика краевых разломов Днепровского грабена / А. В. Чекунов, Л. И. Рябчун // Геотектоника, 1985. – № 6. – С. 72-79.
73. Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита- новые данные и следствия / О. Б. Гинтов. // Геофиз. журн., 2014. – № 1, Т. 36. – С. 3-20.
74. Чебаненко И. И. Соотношение структурных планов, разломно-блоковой тектоники Днепровско-Донецкого авлакогена с нефтегазоносностью / И. Чебаненко, В. Ключко, В. Верховцев // Сб. науч. тр. "Проблемы нефтегазоносности кристаллических пород". – К.: Наук. думка, 1991. – С. 60-64.
75. Старостенко В. І. Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско- Донецкой впадины/ В. І. Старостенко, О. М. Русаков, И. К. Пашкевич и др. – К.: Галактика, 2015. – 212 с.
76. Хаин В. Е. Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники. / В. Е. Хаин // В кн.: Динамика и эволюция литосферы. – М: Наука, 1986. – 205 с.
77. Чекунов А. В. Об асимметрии рифтовых структур Украины. / А. В. Чекунов // Докл. АН УССР., 1991. – № 6. – С. 82-102.
78. Нагорный Ю. Н. О роли конседиментационных тектонических движений в формировании складчатых структур Донецкого бассейна / Ю. Н. Нагорный, В. Н. Нагорный, Б. П. Земляной // Геотектоника, 1972. – № 3. – С. 51-60.
79. Чекунов В. С. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена. / В. С. Чекунов // Геол. журн., 1976. – № 1, Т. 36. – С. 85-88.
80. Тяпкин К. Ф. Изучение разломных структур геолого- геофизическими методами. / К. Ф. Тяпкин – М: Недра, 1982. – 239 с.

81. Стовба С. Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: дисс... д-ра геол. наук. – Киев: НИИ нефт. и газ. пром. (ДП "Науканафтогаз"), 2008. – 495 с.
82. Корчемагин В. А. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья / В. А. Корчемагин, В. С. Емец // Геотектоника, 1987. – № 3 – С. 49-55.
83. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. / А. Ф. Грачев – М: Недра, 1987. – 284 с.
84. Голиздра Г. Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. / Г. Я. Голиздра – М: Недра, 1988. – 212 с.
85. Высочанский И. В. Тектонические нарушения и вопросы нефтегазоносности (особенности тектоники Днепровско-Донецкого авлакогена) / И. В. Высочанский, В. И. Крот, И. И. Чебаненко, В. П. Ключко // Препринт АН УССР, Ин-т геол. наук, 90-29. – К., 1990. – 38 с.
86. Разницин В. А. Новая тектоническая карта. / В. А. Разницин // Геотектоника, 1990. – № 6 – С. 120-123.
87. Соборнов С. Н. Геодинамическая эволюция Донецкого складчатого сооружения / С. Н. Соборнов, М. Л. Хацкель // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1991. – № 9. – С. 154-158.
88. Пашкевич И. К. Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBRE fraction/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа – Черноморская впадина)/ И. К. Пашкевич, О. М. Русаков, Р. И. Кутас и др. // Геофиз. журн., 2018. – Т. 40, № 5. – С.98-136.
89. Tomchuk H. Region Lysogorsky A platform schodnio europejska w cyklu kaledonsko-wariscuskim. – Tektoniks., 1991. – № 5. – Р. 9-17.
90. Лукинов В. В. Тектоника метаноугольных месторождений Донбасса / В. В. Лукинов, Л. И. Пимоненко. – К.: Наук. думка, 2008. – 352 с.

91. Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Omelchenko V. (2017). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CD Profile. In M. Sosson, R. Stephenson, S. A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 307-321). Geol. Soc. London, Special Publ. 428.
92. Цветкова Т. А. Сейсмическая визуализация плюмов и сверхглубинных флюидов мантии под территорией Украины/ Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, Л. Н. Заец // Геофиз. журн., 2017. – Т. 39, № 4. – С. 42-54.
93. Anderson E. M. The dynamics of faulting. – Edinburg, 1951.
94. Ребецкий Ю. Л. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций. / Ю. Л. Ребецкий // Тектоника сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 227-243.
95. Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. / В. Н. Данилович – Иркутск: Иркут. политехн. ин-т., 1961. – 47 с.
96. Шерман С. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования) / С. Шерман, С. Борняков, В. Буддо. – Новосибирск: Наука, 1981. – 112 с.
97. Сим Л. Некоторые особенности полей напряжений в зонах разломов (по геологическим и сейсмологическим данным). / Л. Сим // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. – С. 151-158.
98. Тимурзиев А. И. Обоснование структурно-геоморфологического метода прогноза локальных зон новейшего растяжения. / А. И. Тимурзиев // Сов. геология. – № 1, 1989. – С. 69-79.
99. Гущенко О. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным). /

- О. Гущенко // Доклады АН СССР сер. Геоф., 1975. – Т. 225, № 3. – С. 557-560.
100. Angelier J. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analitical means // Geophys. J. Int., 1990. V. 10. – P. 363-367.
 101. Расцветаев Л. Выявление парагенетических семейств тектонических диз'юнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры. / Л. Расцветаев // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987. – С. 171-181.
 102. Riedel W. Zur Mechanik geolog ischer Bruchersheinungen / W. Riedel // Zentral fur Mineralogie. –Berlin: Abt. Gell. undPal., 1929. – P. 354-368.
 103. Лукьянов А. Пластические деформации и тектонические течения в литосфере / А. Лукьянов // Труды ГИН АН СССР. Вып. 460. – М.: Наука, 1991. – С. 144.
 104. Короновский Н. В. Роль здвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур "пропеллерного" типа / Н. В. Короновский., Г. Н. Гогоненков, М. А. Гончаров и др. // Геотектоника, 2019. – № 5. – С. 50-64.
 105. Гончаров М. Введение в тектонофизику. / М. Гончаров, В. Талицкий, Н. Фролова. – М.: Книжный дом "Университет", 2005. – 496 с.
 106. Колодяжный С. Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций. / С. Колодяжный // Геотектоника, 2010. – № 2. – С. 1-22.
 107. Паталаха Е. Механизм возникновения структур течения в зонах сжатия. / Е. Паталаха – Алма-Ата: Наука, 1979. – 216 с.
 108. Копп М. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса). / М. Копп // Геотектоника, 1991. – № 1. – С. 21-36.

109. Алексеев В. Структурный парагенезис зон стресс-метаморфизма // Геотектоника, 1990. – № 5. – С. 21-32.
110. Барташук О. В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Лінеamenti / О. Барташук // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія", 2016. – Вип. 45. – С. 14-22.
111. Барташук О. В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Лінійні зони горизонтально-здвигових дислокацій рифтового етапу. / О. Барташук. // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія", 2017. – Вип. 47. – С. 7-17.
112. Барташук О. В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 3. Структурно-кінематичні парагенези тектонічної течії зон горизонтально-здвигових дислокацій. / О. Барташук. // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія". – Вип. 48. – Х.: ХНУ, 2018. – С. 12-27.
113. Барташук О. В. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 1. Структурні прояви тектонічної течії у фундаменті / О. Барташук, В. Суярко // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія". – Вип. 49. – Х.: ХНУ, 2019. – С. 10-23.
114. Леонов Ю. Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника. / Ю. Г. Леонов // Геотектоника, 1995. – № 6. – С. 3-21.
115. Азімов О. Т. Дослідження диз'юнктивних дислокацій земної кори аерокосмічними методами (на прикладі регіонів України) [Текст]: автореферат дисертації на здобуття наукового ступеня доктора

геологічних наук / О. Т. Азімов. – К: Інститут геол. наук НАН України, 2008. – 36 с.

116. Серебряков Е. Б. Система разломов Воронежского кристаллического массива и их значение для прогнозирования эндогенного оруденения / Е. Б. Серебряков, В. И. Жаворонкин // Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их исследования для прогнозирования рудных месторождений. – Днепропетровск: ДГИ, 1988. – С. 20-22.
117. Тяпкин К. Ф. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным / К. Ф. Тяпкин, В. А. Нечаев, В. Д. Харитонов // Геотектоника, 1966. – № 1. – С. 72-82.
118. Chinneri M. Secondary faulting II. Geological aspects. Can. Journ. Of Earth Sci, 1966, v. 3, # 2. – P. 175-190.
119. Tchalenko J. Similarities between shear zones of different magnitudes / J. Tchalenko // Bull. Geol. Soc. Amer, 1970. – 81, № 6. – P. 1625-1640.
120. Reading H. Characteristic sand recognition of strike-slip systems. In: Sedimentation in Oblique-slip Mobile zones (Ed. by P. Ballance and H. Reading) Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. – 4, 1980. – P. 7-26.
121. Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns/ E. Cloos // Bull. Geol. Soc. Amer., 1955. – Vol. 66. – P. 241-256.
122. Буртман В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Разломы и горизонтальные движения земной коры. / В. Буртман, А. Лукьянов, А. Пейве, С. Руженцев. – М.: Изд. АН СССР, 1963. – С. 5-33.
123. Радзивилл А.Я. Тектонические, тектоно-магматические и структурно-геоморфологические критерии поисков крупных нефтяных и газовых месторождений в Днепровско-Донецком грабене / А. Радзивилл, Ю. Куделя, А. Палий и др. // Препринт АН УССР, Ин-т геол. наук, 79-31. – К., 1979. – 52 с.

124. Слензак О.И. Локальные структуры зон напряжения докембрия / О. Слензак. – К.: Наук. думка, 1984. – 104 с.
125. Чебаненко И. Проявления сдвиговой тектоники в структуре литосферы Украины/ И. Чебаненко, Т. Знаменская, Н. Шаталов. // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании полезных ископаемых. – М.: Наука, 1991. – С. 85-91.
126. Расцветаев Л. А. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация. / Л. А. Расцветаев // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. – М.: Наука, 1980. – С. 145-197.
127. Гинтов О. Б. Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита / О. Гинтов, В. Ентин, С. Мычак и др. // Геофиз. журн., 2016. – № 3, Т. 38. – С. 3-24.
128. Лукин А. Е. Тектоника северного борта Днепровско-Донецкого авлакогена в контексте общих закономерностей континентального рифтогенеза / А. Лукин, О. Цеха, Т. Гейко, В. Омельченко // Геол. журн., 2012. – № 3 – С. 7-38.
129. Корчемагин В. И. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья / В. Корчемагин, В. Емец // Геотектоника, 1987. – № 3 – С. 49-55.
130. Корчемагин В. Об особенностях формирования брахиантиклинальных складок Никитовского рудного поля. / В. Корчемагин, Б. Панов // Доклады АН СССР, 1970. – 194, № 3. – С. 653-656.
131. Гинтов. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры / О. Гинтов, В. Исай. – К.: Наук. думка, 1988. – 228 с.
132. Марков Г. Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа. / Г. Марков, С. Савченко. – Л.: Наука, 1984. – 140 с.

133. Гончар В. В. Тектоническая инверсия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса (модели и реконструкции). / В. В. Гончар // Геофизический журнал, 2019. – Т. 41. – № 5. – С. 47-86.
134. Копп М. Дугообразные структуры растяжения в кинематическом анализе региональных и глобальных тектонических обстановок. / М. Копп // Геотектоника, 2017. – № 6. – С. 18-36.
135. Леонов М. Постумная реидная тектоника континентального фундамента. / М. Леонов // Геотектоника, 1997. – № 3. – С. 3-20.
136. Леонов М. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ / М. Леонов. // Геотектоника, 1993. – № 5. – С. 16-32.
137. Леонов М. Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции / М. Леонов. // Геотектоника, 2012. – № 6. – С. 3-28.
138. Копп М. Проблема пространства для деформаций, возникающих в сдвиговом поле напряжений (на примере Средиземноморско-Гималайского орогенного пояса) / М. Копп // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании полезных ископаемых. – М.: Наука, 1991. – С.75-85.
139. Копп М. Кайнозойские поля напряжений/деформаций Донбасса и их вероятные источники / М. Копп, В. Корчемагин. // Геодинаміка, 2010. – Вип. 1 (9) – С. 17-48.
140. Копп М. Реконструкция кайнозойских напряжений/деформаций во-стока Русской плиты и пути ее применения для решения региональных и прикладных задач. / М. Копп, А. Колесниченко, Н. Васильев и др. // Геодинаміка, 2017. – Вип. 2 (23) – С. 46-66.
141. Горяйнов С. Об альпийском усложнении геологической структуры в различных регионах Украины/ С. Горяйнов. // Доповіді НАНУ, 1999. – № 8. – С. 106-111.

142. Горяйнов С. О ларамийском усложнении геологических структур Украины/ С. Горяйнов. // Доповіді НАНУ, 2004. – № 12. – С. 114-121.
143. Глушко В. (ред.). Глубинные геологические срезы Днепровско-Донецкой впадины (в связи с перспективами нефтегазоносности). Объяснительная записка к геологическим картам ДДВ на срезам -5000 и -6000 м масштаба 1:500 000. Киев: УкрНИИГАЗ, УкрНИГРИ. – 1978. – 88 с., 2 карты.
144. Горяйнов С., Скляренко Ю. (Відп. виконавці). Прогноз локалізації та газоносності літологічних пасток південного сходу ДДЗ в межах ліцензійних ділянок ГПУ "Шебелинкагазвидобування". Частина 1. Створення структурно-геологічної основи: звіт про НДР (Договір №100 ШГВ 2017-2017, тема № 34.521). Харків: УкрНДІгаз, 2017. – 203 с.
145. Барташук О. В. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 2. Структурні парагенези зсувної деформації осадового чохла. / О. Барташук, В. Суярко // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія". – Вип. 50. – Х.: ХНУ, 2019. – С. 27-41.
146. Барташук О. В. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 3. Системна організація пострифтових реїдних деформацій. / О. В. Барташук // Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія", 2019, вип. 51, С. 26- 40.
147. Барташук О. В. Структурні прояви об'ємної тектонічної рухомості кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. / О. В. Барташук // *Тектоніка і стратиграфія*, 2018, вип. 45, С. 40-52.
148. Барташук О. В. Структурно-кінематична еволюція земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Структурні прояви

- реїдної деформації в осадовому чохла. / О. В. Барташук // *Тектоніка і стратиграфія*, 2019. – вип. 46. – С. 5-16.
149. Василенко А. Л. Соляно-сдвиговые структуры – новый перспективный объект для поисков нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине / А. Л. Василенко, А. В. Барташук, С. В. Кривуля, // Сб. материалов III-ей Международной науч.-практ. конф. "Нефтегазовая геофизика – инновационные технологии". – Ивано-Франковск, 20-24 мая, 2013. – С. 79-83.
 150. Василенко О. Елементи здвигової тектоніки в формуванні Східно-Медведівського підняття / О. Василенко, О. Барташук, В. Панасенко // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія" – № 1049.-2013.– С. 13-21.
 151. Барташук О. В. Структурно-кінематична еволюція земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Кінематичні механізми пострифтових структурних деформацій осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифту. / О. В. Барташук // *Тектоніка і стратиграфія*, 2020. – Вип. 47. – С. 55-62.
 152. Барташук О. В. Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 1. Тектоніка зони зчленування з Донецькою складчастою спорудою. / О. В. Барташук // *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2019, 3 (180), С. 77-90.
 153. Барташук О. В. Структурно-кінематична еволюція земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Кінематичні механізми пострифтових структурних деформацій осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифту. / О. В. Барташук // *Тектоніка і стратиграфія*, 2020. – Вип. 47. – С. 55-62.
 154. Барташук О. В. Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 1. Колізійна тектоніка Західно-Донецького грабена. / О. В. Барташук // *Вісник Харківського національного університету імені*

В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія". 2020. – вип. 52, С. 10-23.

155. Барташук О. В. Геодинаміка формування перехідної зони між Дніпровсько-Донецькою западиною та Донецькою складчастою спорудою. Тектонічний стиль інверсійних деформацій. / О. В. Барташук, В. Г. Суярко // *Геодинаміка*, 2020. – №. 2(20). – С. 51-65.
156. Барташук А. В. Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Тектоника Западно-Донецкого грабена. / О. В. Барташук // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. – 2020. – Т. 15. – № 3.
157. Барташук О. В. Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 2. Геодинамічні обстановки і кінематичний механізм деформацій рифтогенної структури. / О. В. Барташук // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія". 2020. – вип. 53. – С. 10-23.*
158. Барташук О. В. Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 2. Кінематичні механізми тектонічної інверсії. / О. В. Барташук // *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2019, 4 (181). – С. 32-44.
159. Барташук А. В. Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамические режимы и кинематический механизм деформаций. / О. В. Барташук // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2020. – Т. 15. – № 4.
160. Барташук О. В. Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 3. Геодинамічна модель тектонічної інверсії. / О. В. Барташук // *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2020. – 1-2 (182-183). – С. 1-13.
161. Барташук А. В. Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамическая модель тектонической инверсии. / О. В. Барташук // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2020. – Т. 15. – № 4. – С. 1-5.

162. Полівцев А. В. Складання атласу геолого-геофізичних карт прикордонних територій України (міжнародний проект): звіт про НДР 654 (заключний). / А. В. Полівцев – Київ: УКРНІГРІ, 2008. – 193 с.
163. Терещенко В. А. Природа аномально-высоких пластовых давлений и подходы к их прогнозированию. / В. А. Терещенко // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія" – № 864. – 2010. – С. 103-112.
164. Радзивилл А. Я. Результаты комплексного геолого-геофизического исследования Днепровско-Донецкой скважины (СГ-9) и околоскважинных участков (1 этап). / А. Я. Радзивилл, В. А. Иванишин // Препринт (90-13). ИГН АН УССР. – Киев, 1989. – 32 с.
165. Чекалюк Э. Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. / Э. Б. Чекалюк – К.: Наук. думка, 1971. – 256 с.
166. Карпов И. К. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии / И. К. Карпов, В. С. Зубков, А. Н. Степанов и др. // Геология и геофизика 1989, Т. 39 – № 11.
167. Кудрявцев Н. А. Генезис нефти и газа. / Н. А. Кудрявцев // Труды ВНИГРИ. – Л.: Недра 1973. – Вып. 319. – 216 с.
168. Краюшкин В. А. Абиогенный генезис нефти и газа. / В. А. Краюшкин – К.: Наук. думка, 1984. – 176 с.
169. Доленко Г. Н. Происхождение нефти и газа и нефтегазонакопление в земной коре. / Г. Н. Доленко – К.: Наук. думка, 1986. – 136 с.
170. Порфирьев В. Б. Природа нефти, газа и ископаемых углей. / В. Б. Порфирьев – Т. 1. Абиогенная нефть. – К.: Наук. думка, 1987. – 224 с.
171. Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000. / С. С. Круглов, Д. С. Гурський (гол. редактори). – Київ: Мін. Охорони природ. серед. України. Держгеолслужба України, 2007. – 4 аркуші.

172. Барташук О. Еволюція геодинамічних умов нафтогазоносності земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. / О. Барташук. – Вид-во ІГН НАН України. Серія тектоніка і стратиграфія, 2017. – Вип. 44. – С. 44-56.
173. Барташук О. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої. / О. Барташук // Доповіді НАНУ, 2019. – № 3. – С. 62-71.
174. Барташук О. Геодинамічна еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. / О. Барташук // Геологія і геохімія горючих копалин. – Львів, 2017. – № 1-2 (170-171). – С. 18-20.
175. Барташук О. В. Прогнозування нової зони нафтогазонакопичення в південній крайовій частині Дніпровсько-Донецької западини. / О. В. Барташук // О. Барташук. Геолог України, 2013. – № 2. – С. 15-20.

ДОДАТКИ

ДОДАТОК 1 Список публікацій здобувача за темою дисертації

• Монографії

1. Газоносность и ресурсы метана угольных бассейнов Украины: [монография]: в 3-х тт. УкрНИМИ НАН Украины. – Донецк: изд. Вебер (Донецкое отделение), 2009. – ISBN 978-966-335-304-3. Т. 2. Углегазовые и газовые месторождения Северо-Восточного Донбасса, ДДВ и Львовского бассейна [А. В. Анциферов,... **О. В. Барташук** и др.] – 478с. – ISSN 978-966-335-338-8. (*Особистий внесок автора – підрозділ 5.1. «Южная прибортовая зона Днепровско-Донецкой впадины»*).

• Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації у наукових фахових виданнях України:

2. **Барташук О. В.**, Харченко С. Д. Перспективы разведки новых газовых залежей на Волоховском месторождении // Нефтяная и газовая промышленность. – Киев: "Техника", 1990. – № 2. – С. 6-7. (*Особистий внесок автора – досліджено тектонічні передумови формування покладів ВВ на Волохівському ГКР*).

3. **Барташук О. В.**, Бенько В. М., Мачужак М. І. та ін. Про відкриття Східно-Виноградівського газового родовища в Україні // Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. пр. ДП "Науканафтогаз", вип. 3, Київ, 2006. – С. 56-60. (*Особистий внесок автора – досліджено тектонічну будову та нафтогазоносність Східно-Виноградівського ГКР*).

4. **Барташук О. В.**, Височанський І. В., Репринцев В. І., Здоровенко М. М. Прогнозування нової зони нафтогазонакопичення в південній крайовій частині Дніпровсько-Донецької западини // *Геолог України*, 2013. – № 2. – С. 15-20. (*Особистий внесок автора – досліджено тектонічні передумови нафтогазоносності*). Наукометрична база – *Index Copernicus*.

5. Василенко О. Л., **Барташук О. В.**, Панасенко В. А. Елементи здвигової тектоніки в формуванні Східно-Медведівського підняття // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2013. – № 1049. – С. 13-21. (*Особистий*

внесок автора – діагностовано кінематичний механізм деформацій).
Наукометрична база – Index Copernicus.

6. **Барташук О. В.** Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Лінеamenti // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2016. – вип. 45. – С. 14-22. – *Наукометрична база – Index Copernicus.*
7. **Барташук О. В.** Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Лінійні зони горизонтально-здвигових дислокацій рифтового етапу // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2017. – вип. 47. – С. 7-17. – *Наукометрична база – Web of Science.*
8. **Барташук О. В.** Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 3. Структурно-кінематичні парагенези тектонічної течії зон горизонтально-здвигових дислокацій // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2018. – вип. 48. – С. 12-27. – *Наукометрична база – Web of Science.*
9. **Барташук О. В.** Структурні прояви об'ємної тектонічної рухомості кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2018. – вип. 45. – С. 40-52.
10. **Барташук О. В.,** Суярко В. Г. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровсько-Донецького палеорифта). Частина 1. Структурні прояви тектонічної течії у фундаменті // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2018. – вип. 49. – С. 10-23. (*Особистий внесок автора – досліджено колізійні деформації фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифта*). *Наукометрична база – Web of Science.*

11. **Барташук О. В.** Структурно-кінематична еволюція земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Структурні прояви реїдної деформації в осадовому чохлі // *Тектоніка і стратиграфія*, 2019. – вип. 46. – С. 5-16.
12. **Барташук О. В.,** Суярко В. Г. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 2. Структурні парагенези зсувної деформації осадового чохла // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2019. – вип. 50. – С. 27-41. (*Особистий внесок автора – досліджено колізійні деформації осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифта*). Наукометрична база – Web of Science.
13. **Барташук О. В.** Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 3. Системна організація пострифтових реїдних деформацій // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2019. – вип. 51. – С. 26-40. – Наукометрична база – Web of Science.
14. **Барташук О. В.** Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 1. Тектоніка зони зчленування з Донецькою складчастою спорудою. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2019. – 3 (180). – С. 77-90.
15. **Барташук О. В.** Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 2. Кінематичні механізми тектонічної інверсії. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2019. – 4 (181). – С. 32-44.
16. **Барташук О. В.** Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 3. Геодинамічна модель тектонічної інверсії. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2020. – 1-2 (182-183). – С. 1-13.
17. **Барташук О. В.** Структурно-кінематична еволюція земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Кінематичні механізми пострифтових структурних деформацій осадового чохла Дніпровсько-

Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2020. – Вип. 47. – С. 55-62.

18. **Барташук О. В.** Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 1. Колізійна тектоніка Західно-Донецького грабена // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*. 2020. – вип. 52. – С. 10-23. - Наукометрична база – *Web of Science*.

19. **Барташук О. В.** Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 2. Геодинамічні обстановки і кінематичний механізм деформацій рифтогенної структури // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2020. – вип. 53. – С. 10-23. – Наукометрична база – *Web of Science*.

20. **Барташук О. В.**, Суярко В. Г. Геодинаміка формування перехідної зони між Дніпровсько-Донецькою западиною та Донецькою складчастою спорудою. Тектонічний стиль інверсійних деформацій // *Геодинаміка*, 2020. – №. 2 (20). – С. 51-65. (*Особистий внесок автора – досліджено колізійні деформації осадового чохла Західно-Донецького грабена*). Наукометрична база – *Index Copernicus*.

• **Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації у зарубіжних спеціалізованих виданнях**

21. **Барташук А. В.** Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Тектоника Западно-Донецкого грабена // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2020. – Т. 15. – № 3. Наукометрична база – *Ulrich's Periodicals Directory, GeoRef*.

22. **Барташук А. В.** Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамические режимы и кинематический механизм деформаций // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2020. – Т. 15. – № 4. – Наукометрична база – *Ulrich's Periodicals Directory, GeoRef*.

• **Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації (матеріали конференцій):**

23. **Бартащук О. В.**, Лизанець А. В. Пріоритетні напрямки пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ у південній прибортовій зоні ДДЗ. Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкти істотного приросту запасів вуглеводнів в Україні: Матеріали Міжнародної наукової конференції, Харків, 24-26 травня 2006 р. – Харків: Укрндігаз, 2006. – С. 60. *(Особистий внесок автора – обґрунтовано напрями першочергових робіт на нафту і газ).*

24. **Бартащук А. В.**, Кривуля С. В., Лизанець А. В. Перспективы открытия и освоения месторождений типа tight gas на Востоке Украины. Тезисы докладов Международной конференции «GEOTERTOL 2012». – Краков: Институт нефти и газа, Польша, 17-20 сентября 2012. *(Особистий внесок автора – досліджено розподіл зон tight gas на Сході України).*

25. Кривуля С. В., Василенко А. Л., **Бартащук А. В.** Соляно-сдвиговые структуры – новый перспективный объект для поисков нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине. // Матеріали III-ої Міжнародної науково-практичної конференції "Нафтогазова геофізика – інноваційні технології". – Івано-Франківськ, 20-24 травня 2013р. – С. 79-83. *(Особистий внесок автора – обґрунтовано кінематичний механізм формування соляно-здвигових структур).*

26. Костів А. Л., **Бартащук О. В.** До вивчення глибинної будови Солохівського пошукового об'єкту / Зб. наукових праць Всеукраїнської науково-практичної конференції з міжнародної участю "Сучасні проблеми нафтогазової галузі" (присвячена пам'яті П. Ф. Шпака). - Київ, 16-17 червня 2016 р. – С. 38-41. *(Особистий внесок автора – обґрунтовано механізм формування пасток ВВ).*

27. **Бартащук О. В.** Геодинамічна еволюція напружено-Деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту/ Матеріали Міжнародної наукової конференції "Геологія і геохімія горючих копалин (присвячена 100-річчю від дня народження академіка Г. Н. Доленка), Львів, 23-25 лютого 2017 року. – С. 18-20.

28. **Барташук О. В.** Модель структурно-кінематичної еволюції Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої / Матеріали II-ої Міжнародної наукової конференції "Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи", Київ, 6-8 вересня 2017 року. – С. 28-33.

29. **Барташук О. В.** Горизонтальні переміщення і постріфтові деформації платформного осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої / Матеріали III-ої Міжнародної наукової конференції "Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи", Київ, 2-5 вересня 2019 року. – С. 5-9.

• **Наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації**

30. **Барташук О. В.,** Єрошин Є. В., Каменев В. О., Бугрим В. П. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // *Геотехнології. Видавництво: НТУ «Харківський політехнічний інститут», 2018. – число. 1, № 1. – С. 12-26. ISSN 2616-8839. (Особистий внесок автора – досліджено механізм просторово-часової інверсії параметрів поля напруг).*

31. **Барташук О. В.** Еволюція геодинамічних умов нафтогазоносності земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2017. – вип.–44. – С. 44-56.

32. **Барташук О. В.** Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // *Доповіді НАН України*, 2019. – № 3. – С. 62-71.

33. **Барташук А. В.** Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамическая модель тектонической инверсии // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2020. - Т. 15. - № 5. – *Наукометрична база – Ulrich's Periodicals Directory, GeoRef.*

ДОДАТОК 2

ДОВІДКА

про обсяги додаткового видобутку вуглеводнів та економічний ефект від впровадження результатів науково-дослідних робіт під керівництвом Бартащука О.В за 2016-2019 рр., які містять практичні напрацювання автора згідно наукових положень дисертаційної роботи

Додаткові обсяги видобутку вуглеводнів та відповідний економічний ефект від впровадження результатів науково-дослідних робіт в рамках виконання тематики з наукового супроводу геологічних 3D-моделей родовищ ПАТ «Укргазвидобування» відділу газових ресурсів Українського науково-дослідного інституту природних газів (УкрНДІГаз) під керівництвом Бартащука О.В. за 2016-2019 рр. склали:

природного газу – 642,55 млн.м³;
конденсату і нафти – 19,47 тис.т;
економічний ефект – 1 682 741,1 тис.грн.

Додаток: розрахунок наведених показників – на 1 арк.

Заступник директора УкрНДІгазу
з наукової роботи з геології
канд. геол.-мінер. наук



Лизанець А.В.

Вик.: начальник відділу економічних досліджень, канд. екон. наук, Курочкін К.С.
тел. 057 730 46 26

Розрахунок обсягів видобутку вуглеводнів та відповідного економічного ефекту від впровадження результатів науково-дослідних робіт під керівництвом Бартащука О.В. за 2016-2019 рр.

Показники	Роки				Всього
	2016	2017	2018	9 місяців 2019	
Західно-Солохівське родовище					
Додатковий видобуток:					
– природного газу, тис. м³	1 973,0	1 820,0	4 155,7	8 317,931	16 266,63
– конденсату, нафти, т	152,5	189,0	138,2	200,513	680,21
Економічний ефект, тис. грн.	3 512,1	6 558,4	12 365,8	25 690,2	48 126,50
Абазівське родовище					
Додатковий видобуток:				16 774,94	16 774,94
– природного газу, тис. м³				1 609,328	1 609,33
Економічний ефект, тис. грн.				55 027,1	55 027,10
Семенцівське родовище					
Додатковий видобуток:					
– природного газу, тис. м³				8 857,042	8 857,042
– конденсату, нафти, т				1 143,5	1 143,5
Економічний ефект, тис. грн.				32 665,0	32 665,0
Комишнянське родовище					
Додатковий видобуток:					
– природного газу, тис. м³	225 265,4	142 454,0	141 675,1	92 095,31	601 489,81
Економічний ефект, тис. грн.	366 659,4	430 926,6	381 608,7	271 641,7	1 450 836,40
Новотроїцьке родовище					
Додатковий видобуток:					
– природного газу, тис. м³	9 271,4	657,0	568,8	990,7	11 487,9
– конденсату, нафти, т	9 443,0	463,8	4 115,8	3 623,6	17 646,2
Економічний ефект, тис. грн.	35 000,2	3 466,4	26 685,2	24 398,1	89 549,9
Скиданівська площа					
Додатковий видобуток:					
– природного газу, тис. м³				2 840,3	2 840,3
Економічний ефект, тис. грн.				6 536,2	6 536,2
Всього:					
– природного газу, тис. м³	236 509,8	144 931,0	146 399,6	114 710,6	642 551,0
– конденсату, нафти, т	9 595,5	652,8	4 254,0	4 967,6	19 469,9
Економічний ефект, тис. грн.	405 171,7	440 951,4	420 659,7	415 958,3	1 682 741,1