

**Олексій БАРТАЩУК**

Український науково-дослідний інститут природних газів, Харків,  
e-mail: alekseybart@gmail.com

**КОЛІЗІЙНІ ДЕФОРМАЦІЇ  
ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ  
Стаття 3. Геодинамічна модель тектонічної інверсії**

Стаття завершує трилогію, присвячену інверсійним деформаціям Дніпровсько-Донецької западини. На підставі результатів структурно-кінематичного аналізу деформаційних структур у складчастих поверхах осадового чохла Західно-Донецького грабена, з урахуванням попередніх моделей інверсійного структуроформування, зроблено спробу створити оригінальну модель тектонічної інверсії рифтогенної структури западини.

Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини та Донбасу розпочалася в пізньогерцинську епоху за умов загальноплитної колізії. Тектонофізичний аналіз деформацій свідчить, що складчастість у западині та лінійні анти- та синформи Донбасу формувалися за природним механізмом поздовжнього вигину внаслідок колізійного короблення горизонтів у геодинамічному режимі транспресії. У пізньому мезозой-кайнозой інверсія продовжувалася в полі правобічних горизонтально-зсувних деформацій із перемінною стискальною складовою. Цей режим зумовив насування осадових геомас з боку складчастого Донбасу на герцинський неоавтохтон та слабо дислокований синеклізний автохтон південного сходу западини. Через тиск тектонічного штампу Донбасу сформувався Західно-Донецький тектонічний сегмент, який ідентифіковано ороклином вторгнення геомас. У фронті та осьовій зоні ороклину утворилися геодинамічні смуги нагнітання та витискання осадових геомас, де формувалися головні складчасті зони. На закінченнях магістральних насувів, що слугували «тектонічними рейками» вторгнення, у западині сформувалося передове лускате віяло стискання. У тилу ороклину, у Донбасі на корінні складчастих покривів насування сформовані тектонічні сутури.

Створено геодинамічну модель тектонічної інверсії Дніпровсько-Донецької западини, якою передбачено руйнування рифтогенної структури на південному сході насуванням ороклину тектонічного вторгнення з боку Донбасу із формуванням Західно-Донецької покривно-складчастої тектонічної області. Показано, що на північному заході та в центрі структуру западини ускладнюють дві поздовжні зони інверсійних дислокацій – південна і північна, що відрізняються переважаючим у їхніх межах режимом деформацій – транспресії або транстенсії.

*Ключові слова:* геодинамічна модель, тектонічна інверсія, хвилі поздовжніх деформацій, покривно-складчаста область.

**Вступ.** Сьогодні існує декілька уявлень щодо режимів тектонічної інверсії рифтогенної структури Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) та формування складчастої структури Донбасу, у межах якого утворилася інверсійна геоструктура Донецької складчастої споруди (ДСС).

© Олексій Барташук, 2020

**ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2020. № 1 (182)**

Згідно з моделлю «тектонічного коливання кори» (Михалев, Бородулин, 1976), складчастість ДДЗ та ДСС сформована внаслідок вертикальних, назад поступальних тектонічних рухів великих геоблоків, що безпосередньо прилягають з боку оточуючих кристалічних масивів Воронежської антеклізи (ВА) та Українського щита (УЩ). Рифтогенна структура деформувалася в геодинамічному режимі тангенціального стискання, проте, чи впливали горизонтально-зсувні компоненти на структуроформування, не відомо.

«Інтерференційна» модель тектонічної інверсії реалізується в геологічних умовах щільної тектонічної взаємодії регіональних геоструктур, що перетинаються (Майданович, Радзивилл, 1984). Ця геодинамічна модель пояснює тектонічну інверсію ДСС винятковою тектонічною позицією в межах Східноєвропейської платформи (СЄП). Через її специфічне розташування в тектонічному вузлі перетину двох «планетарних» надглибинних розломних зон літосфери, які залягають у підвалинах Донбаського прогину та Степного валу, склалися сприятливі умови для формування інверсійної складчастості Донбасу. Починаючи з карбону, Степний вал являв собою орогенічний пояс, тому його тектонічна активізація могла індукувати вертикальні тектонічні рухи та викликати тектонічну інверсію прилеглої частини ДДЗ.

«Магматогенною» моделлю (Милановский, Никишин, 1991) передбачено, що тектонічну активізацію та інверсійну складчастість спричинило вторгнення в літосферу мантійного плюму та наступне його охолодження. На початковому етапі інверсії, у кіммерійську епоху глибинний магматоген зумовлював «термонапружений стан» земної кори під ДДЗ, а в альпійську епоху його наступне охолодження та викликана цим релаксація тектонічних напруг спричинили пострифтові деформації структуроформування.

Згідно з «фізико-хімічною» моделлю тектонічної інверсії (Корчевагин, Емец, 1987; Корчевагин, Рябоштан, 1987), механізм формування складчастості ДСС зумовлений структурно-речовинними трансформаціями глинистих порід осадової товщі. Через їхнє об'ємне розширення відбувається загальне стовщення осадового чохла, що, у свою чергу, викликає наступну компенсацію тектонічних напруг у формі деформаційного структуроформування. Проте ця модель може реалізовуватися лише в умовах регіонального метаморфізму осадових порід чохла, чого не встановлено в осадових комплексах ДДЗ.

Відповідно до «мембранної» моделі тектонічної інверсії (Лукинов, Пимоненко, 2008), механізм рифтогенезу та інверсійної складчастості в ДДЗ забезпечували так звані «мембранні напруги» у літосфері Землі (Turcotte, 1974). Вони вважаються достатніми для холодного розриву і розсуву консолідованої земної кори на етапі рифтингу, а також її наступного деформування при стисканні з формуванням складчастих форм на етапах тектонічної інверсії. Проте ця модель недостатньо обґрунтована фактичними геологічними даними.

За моделлю «тектонічного всування» (Истомин, 1996), ДСС вважається складчастою структурою Кримсько-Північнокавказької герцинської орогенної споруди, що охоплює на сході вал Карпинського. Формування ДСС вважається структурним результатом тектонічного всування передових складок цього орогену в «тектонічну затоку» поміж південно-східним схилом ВА та Приазовсько-Ростовським виступом УЩ. Структурні деформації осадового чохла пояснюються лише геодинамічними умовами тангенціального

стискання, проте визначальної ролі значних горизонтальних переміщень осадових геомас у цій моделі тектонічної інверсії не оцінено.

«Індукційно-резонансна» модель (Гончар, 2019) ґрунтується на даних порівняння відновлених та кількісно модельованих полів тектонічних напруг Донбасу. Тектонічну інверсію та деформаційне структуроформування в ДДЗ зумовлювали резонансні деформаційні процеси під індукційним впливом територіально доволі віддалених орогенічних джерел. На етапах платформної тектонічної активізації земна кора під палеорифтом розглядається як тектонічно ослаблена зона концентрації міжплитних деформацій. Вважається, що тип наведених деформацій у межах рифтогенного осадового басейну, розташованого в тилу компресійної орогенічної споруди, визначався характером взаємодії тектонічних плит на активних околицях СЄП. Через це фази складчастості і викликана ними тектонічна інверсія ДДЗ та ДСС зумовлюються просторово достатньо віддаленими колізійними деформаційними процесами, що відбувалися протягом пізньогерцинської, кіммерійської та альпійської епох орогенезу.

За даними реконструкції полів тектонічних напруг вітчизняних дослідників (Корчемагин, Емец, 1987; Корчемагин, Рябоштан, 1987; Дудник, Корчемагин, 2004), тектонічна інверсія ДДЗ та Донбасу відбувалася в геодинамічних умовах загальноплитної колізії з напругами стискання в субмеридіональних напрямках: південно-західному (заальська та пфальська фази пізньогерцинської епохи тектогенезу), північному (ларамійська фаза ранньоальпійської епохи) та північно-східному (аттична фаза пізньоальпійської епохи) румбів. Упродовж кожної з цих фаз деформацій за решітками тектонітів відповідної вергентності, у платформному осадовому чохла сформувалися три окремі структурні складчасті поверхи (Горайнов, Складченко, 2017).

У першій частині статті на новітніх матеріалах геокартування території Західно-Донецького грабена (ЗДГ) були наведені структурні докази геологічного феномена тектонічного насування інтенсивно дислокованих геомас осадового чохла з боку ДСС на слабо дислокований синеклізний чохол ДДЗ (Барташук, 2019в). У другій частині було розглянуто геодинамічні обстановки та кінематичний механізм тектонічної інверсії ДДЗ (Барташук, 2019г). Початок інверсії тектонічного режиму та формування основної складчастості западини та крупної лінійної складчастості Донбасу припадає на пізньогерцинську епоху орогенезу (середина–кінець ранньої перми) (Попов, 1963; Хаин, 1977). Деформації рифтогенної структури відбувалися в режимі косої лівобічної колізії в полі напруг стискання південно-західного напрямку. На головному етапі інверсії, у мезозої–кайнозої в палеорифті сформувалося горизонтально-зсувне поле із стискальною складовою напруг правобічної кінематики рухів, у якому відбувалися горизонтальні рухи осадових геомас із формуванням правозсувних деформаційних парагенезів (Корчемагин, Рябоштан, 1987; Гинтов, 2005). Прогресування деформації колізійного стискання викликало вторгнення інтенсивно дислокованих, зім'ятих у складки осадових геомас під тиском тектонічного штампу ДСС, що зазнавав здійснення на північний захід – у межі ЗДГ. В умовах обмеженого геологічного простору грабена це зумовило деформації первинно лінійних герцинських складчастих форм ларамійською складчастістю. Через це за кінематичним механізмом поперечного висування геомас на території грабена та зони зчленування з ДСС

сформувалася інверсійна геоструктура субрегіонального масштабу, яку вперше виділено як Західно-Донецьку покривно-складчасту тектонічну область (Барташук, 2019в, 2019г).

За результатами наших попередніх регіональних геотектонічних досліджень у структурі осадових комплексів чохла усіх без винятку тектонічних районів ДДЗ було ідентифіковано вторинні деформаційні структури тектонічної течії геомас осадових порід різної морфології, масштабу та генези, які є природними геологічними об'єктами, що ускладнюють первинну рифтогенну структуру западини (Барташук, 2019а). Вони були сформовані на етапах платформної тектонічної активізації в пізньогерцинську, кіммерійську та альпійську епохи орогенезу. Виділені нами динамічно сполучені, кулісно зчленовані плащові структурні ансамблі прирозломних дуплексів стискання та розтягу разом з лінійними розломними зонами горизонтально-зсувного контролю, які їх розділяють, складають структурно-тектонічний каркас поздовжньої системи інверсійних деформацій.

**Мета досліджень** – розробка принципової геодинамічної моделі тектонічної інверсії рифтогенної структури ДДЗ.

**Матеріали та методи досліджень.** При геодинамічних дослідженнях використовувалася оригінальна методика реконструкції полів напруг і деформацій та тектонофізичного аналізу геоструктур (Барташук, 2019б). Аналітичними картографічними матеріалами слугували тектонічна карта України (Круглов, Гурський, 2007), схема глибинних розломів дорифейського фундаменту (Глушко, 1978), новітні матеріали сейсморозвідки 3D.

**Результати досліджень.** У попередніх частинах статті (Барташук, 2019в, 2019г) наведено структурно-кінематичне обґрунтування природного геологічного феномена загального тектонічного транспорту геомас осадових порід у двох основних напрямках: по-перше, від ДСС у північно-західному напрямку – на слабкодислокований синеклізний чохол ДДЗ; по-друге, від осьової зони до південного борту западини. Перший напрямок зумовили кіммерійські та альпійські орогенічні рухи північного і північно-західного напрямку, якими викликано структуроформування в підкидо-насувному режимі з правобічною компонентою горизонтальних рухів. Другий напрямок зумовили ранішні пізньогерцинські рухи, що спричинили деформаційне структуроформування у зсуво-насувному режимі з лівобічною компонентою рухів із розташуванням напруг стискання в південно-західному напрямку.

Через горизонтальні рухи осадових геомас при загальному колізійному стисканні в геодинамічному режимі транспресії в заальську та пфальську фази пізньогерцинського орогенезу відбувалися процеси колізійного короблення горизонтів. Великі лінійні підкидо-антикліналі ідентифіковано прирозломними дуплексами стискання, сформованими за кінематичним механізмом поздовжнього вигину шарів через витискання осадових геомас від зони максимального стискання в осьовій частині до зон «геодинамічної тіні» – у напрямку бортів западини.

У новітньому полі напруг герцинську насувну решітку, за якою закладалася первинна система поперечного щодо осі Дніпровського грабена напрямку насунання осадових геомас, було деформовано ларамійською та аттичною підкидо-насувною решіткою з поздовжньою горизонтально-зсувною компонентою

рухів. Це зумовило, у свою чергу, пристосування осей підкидо-антикліналей до субширотних вигинань магістральних насувів. Відбувалося криволінійне вигинання первинних структурних ліній прирозломної підкидо-складчастості або їхня фрагментація на більш дрібні зони кулісно зчленованих складок. Через це сформувався динамічно спряжений зсуво-насувний тектонічний каркас, що контролює ансамблі складчастих покривів поперечних та поздовжніх щодо осі грабена різновікових систем тектонічного насування осадових геомас. Разом вони складають Західно-Донецьку покривно-складчасту тектонічну область – інверсійну геоструктуру субрегіонального масштабу, що вперше виділяється в південно-східній частині ДДЗ, на території ЗДГ та перехідної зони між ДДЗ та ДСС (рис. 1).

Аналіз розподілу позитивних аномалій амплітуд на карті вертикальних неотектонічних (голоценових) рухів (Полівцев, 2008), на нашу думку, свідчить на користь інверсійних деформацій рифтогенної структури за кінематичним механізмом тиску поперечного щодо осі западини тектонічного штампу складчастого Донбасу, що зазнає орогенічного здіймання (рис. 2). У південно-східній частині западини, на схід від меридіану Лозова–Балаклія (Шебелинська структура)–Куп'янськ простежується поле відносно підвищених позитивних аномалій вертикальних неотектонічних рухів. На західних схилах складчастої споруди Донбасу виділяється клиноформна область максимальних значень амплітуд (21–28 м), яка ототожнюється з проявом тектонічного штампу ДСС. Із північного заходу до цієї області прилягає район відносно підвищених значень амплітуд (14,2–21 м). Цей район, розташований на території ЗДГ, зіставляється нами з тілом Західно-Донецького сегмента тектонічного вторгнення осадових геомас, сформованого під тиском штампу ДСС.

На підставі діагностики кінематичних механізмів деформацій розроблено геодинамічну модель формування Західно-Донецької покривно-складчастої області та двох поздовжніх структурних хвиль деформацій платформного осадового чохла. Згідно з оригінальною моделлю, у пізньогерцинську, кіммерійську та альпійську епохи орогенезу через тиск тектонічного штампу Донбасу, що зазнавав інверсійного підйому, на території ЗДГ сформувався Західно-Донецький тектонічний сегмент насування геомас, що в тектонофізичному сенсі є ороклинном тектонічного вторгнення підсувного типу (див. рис. 1, 2).

Північно-східне крило фронту вторгнення тектонічного ороклину в ЗДГ сформоване насувами двох генерацій – ларамійської та аттичної. Найкрупнішими ларамійськими є субрегіональні Північно-Донецький, Алмазний, Дробишівський насуви, до аттичних належать субрегіональний Мар'ївський та зональний Лисичанський. У насунутих алохтонних крилах цих магістральних насувів сформовані кулісно зчленовані лінійні підкидо-антиклінальні прирозломні зони – Північно-Донецька, Торсько-Дробишівська та Степківсько-Корувальсько-Слов'янська.

В осьовій частині грабена насувами трьох генерацій – пізньогерцинської, ларамійської та аттичної – утворено Центральну лінеаментну зону горизонтально-зсувного контролю. У її межах сформовано складчасту зону кулісно зчленованих, осьових лінійних підкидо-складок, до яких належать Велико-Комишуваська, Новотроїцька, Дружківсько-Костянтинівська та Головна антикліналі.

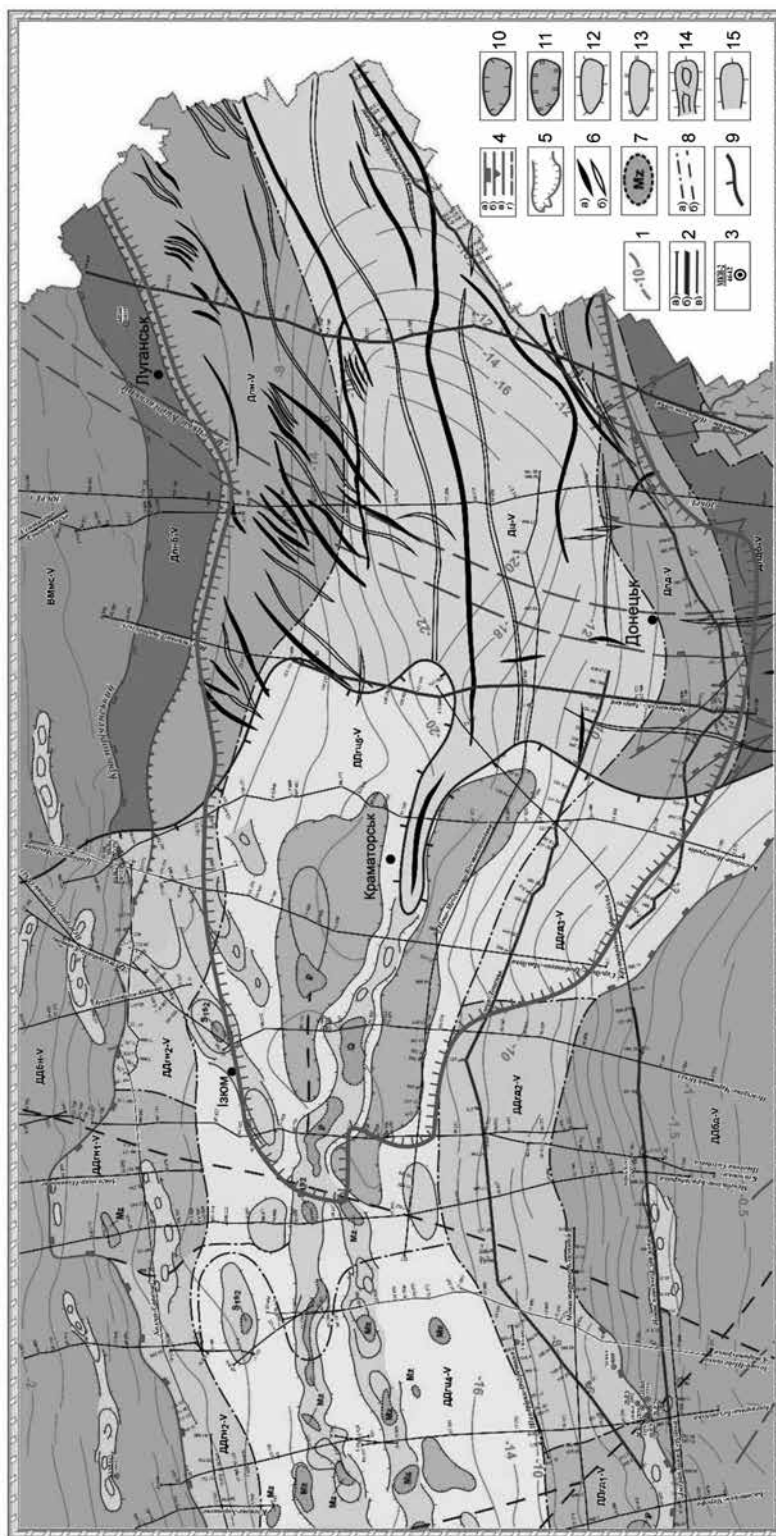


Рис. 1. Фрагмент тектонічної карти Дніпровсько-Донецької западини (Круглов, Гурський, 2007):

1 – ізопіси поверхні докембрійського фундаменту; 2 – регіональні профілі: а – старі, б – нові, в – переінтерпретовані; 3 – глибокі свердловини: номер та відмітка фундаменту; 4 – тектонічні порушення: а – скиди, б – насуви, в – магістральні, г – імовірні; 5 – сегмент вклинювання геомас; 6 – анги- та синформи; 7 – девонські діапери; 8 – межі тектонічних зон та підзон; 9 – межі Дніпровсько-Донецької западини; складчасті структури: 10 – компенсаційні мульдиди, 11 – улоговини, 12 – брахі-антиклиналі, 13 – вали, 14 – структурні зони, 15 – структурні виступи

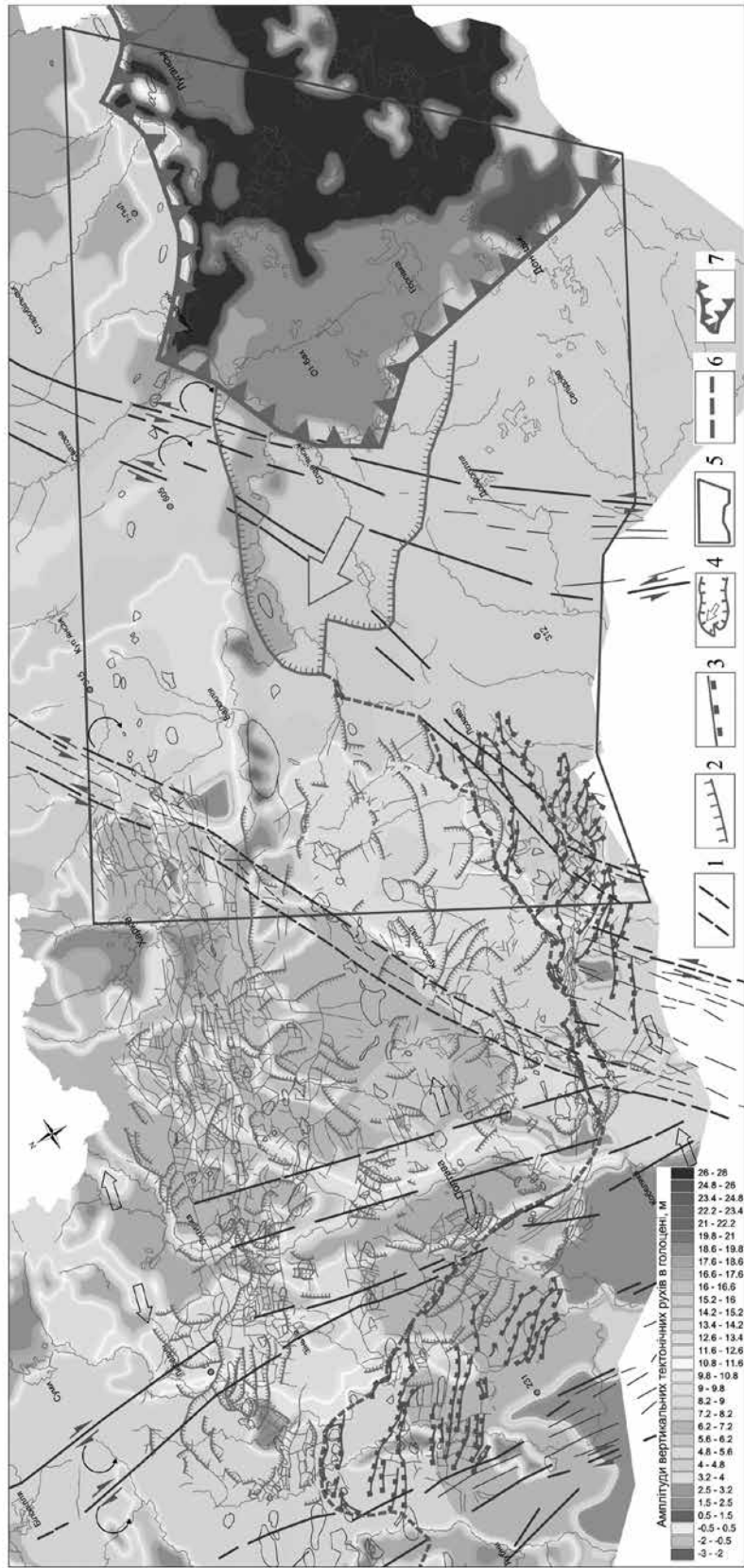


Рис. 2. Фрагмент карти вертикальних неотектонічних (голоценових) рухів (Поліщев, 2008):

1 – поперечні дорифтові глибинні розломи (Крылов, 1988); деформаційні прирозломні парагенези (Барташук, 2019а); 2 – розтягу, 3 – стискання; 4 – Західно-Донецький сегмент вклинювання; 5 – територія досліджень; 6 – межа поздовжніх зон колізійних деформацій (Барташук, 2019а); 7 – фронт вторгнення тектонічного штампу Донецької складчастої споруди

За результатами наших попередніх регіональних геотектонічних досліджень у структурі осадових комплексів чохла всіх без винятку тектонічних районів ДДЗ ідентифіковано вторинні деформаційні структури тектонічної течії геомас осадових порід різної морфології, масштабу та генезису, які є природними геологічними об'єктами, що ускладнюють первинну рифтову структуру палеорифту (Барташук, 2019а) (рис. 3). Вони сформовані на етапах платформної активізації та утворюють динамічно сполучені, переважно ешелоновані та кулісно зчленовані структурні ансамблі прирозломних дуплексів стискання, дуго- і лінзоподібні структурні улоговини розтягання типу Pull-apart, що разом складають плащові зони реїдної деформації та лінійні розломні зони горизонтально-зсувного контролю, які їх розділяють у геологічному просторі.

У структурі осадового чохла на території ЗДГ та ДСС прирозломні дуплекси стискання являють собою крупні лінійні та флексурно увігнуті підкидо-складки або постседиментаційні брахіантиклінальні складки безкореневого типу в Дніпровському грабені. У тектонофізичному сенсі їх ідентифіковано прирозломними складками *F*-типу деформаційних зон сколювання, утворених у геодинамічному режимі транспресії.

За даними діагностики інверсійних структур тектонічної течії осадових геомас на території Дніпровського грабена встановлено, що геодинамічні умови їхнього формування характеризувалися поздовжньою до простягання Дніпровського грабена просторовою неоднорідністю прояву двох контрастних геодинамічних обстановок – стискання або розтягання (Барташук, 2019а). Герцинськими колізійними рухами в ДДЗ був зумовлений загальний тектонічний транспорт геомас осадового чохла в напрямку зменшення напруг стискання – від максимального стиснутих ділянок осьової зони до південного борту западини.

У регіональній структурі осадового чохла це проявилось у формуванні двох поздовжніх структурних хвиль деформацій, яким відповідають дві субрегіональні зони інверсійних дислокацій – південна і північна, що відрізняються переважаючим у їхніх межах режимом тектонічних деформацій – транспресії або транстенсії (рис. 3).

Південна зона інверсійних дислокацій охоплює майже всю південну прибортову зону Дніпровського грабена. У тектонофізичному сенсі її складають ансамблі прирозломних дуплексів стискання, сформовані в геодинамічному режимі транспресії. Північна зона дислокацій обіймає більшу частину решти території грабена, охоплюючи його осьову та північну прибортову частини. Її складають структурні ансамблі дуплексів розтягання, утворені в режимі транстенсії. Обидві плащові зони розділяються на окремі сегменти поперечними до простягання грабена лінійними зонами горизонтально-зсувного контролю, які сформувалися на інверсійному етапі структурної еволюції вздовж тектонічно ослаблених зон дорифтових глибинних розломів.

**Наукова новизна та висновки.** На підставі ідентифікації колізійної природи та діагностики природних кінематичних механізмів деформацій тектонічної течії геомас осадових порід платформного чохла розроблено принципову геодинамічну модель тектонічної інверсії ДДЗ. Ускладнення рифтогенної структури в пізньогерцинську епоху здійснювалося шляхом утворення



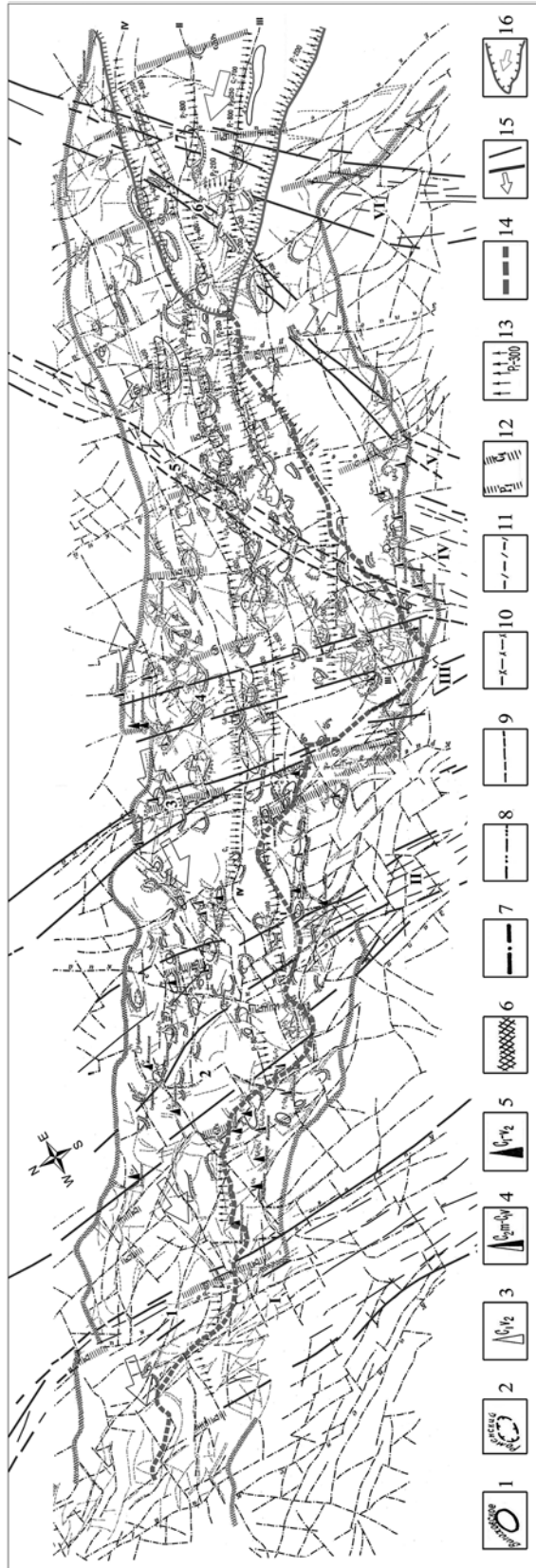


Рис. 3. Схема розломів фундаменту Дніпровсько-Донецької западини, згідно з (Глушко, 1978) з доповненнями (Барташук, 2019а, 2019в, 2019г): 1 – структури осадового чохла; 2 – соляні штоки; родовища: 3 – газу; 4 – газоконденсатні; 5 – нафтові; розломи: 6 – крайові; 7 – у фундаменті; 8 – девоні; 9 – карбоні; 10 – пермі; 11 – на локальних структурах; зміни товщин осадових комплексів: 12 – за стратиграфічним розподілом; 13 – 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 геомас

двох поздовжніх структурних хвиль колізійних деформацій у північно-західній, центральній та південно-східній частинах западини. У геодинамічних умовах помірного поздовжнього розтягу рифтогенної структури це створило поздовжню неоднорідність інверсійних ускладнень. Під впливом пізньогерцинських та альпійських орогенічних рухів загальний тектонічний транспорт геомас осадового чохла в межах ДДЗ здійснювався в напрямку зменшення напруг стискання – від надстиснутих ділянок осьової зони до південного борту. Унаслідок цього, у південній прибортовій зоні сформувалися структурні парагенези стискання за кінематичним механізмом поздовжнього вигину, тоді як в осьовій частині – парагенези горизонтального зсування та відносного розтягу за кінематичним механізмом горизонтально-площинного розтікання геомас. У рифтогенній структурі це зумовило формування двох поздовжніх тектонічних областей деформацій, яким відповідають дві субрегіональні зони інверсійних дислокацій осадового чохла – південна і північна, що виділяються за переважаючим у їхніх межах режимом тектонічних деформацій – транспресії або транстенсії. Через прояв кіммерійських та альпійських орогенічних рухів у перехідній зоні між ДДЗ та ДСС під тиском тектонічного штампу Донбасу сформувався тектонічний сегмент насування геомас. Він розглядається головним структурним елементом Західно-Донецької покривно-складчастої тектонічної області, що вперше виділяється на території ЗДГ як інверсійна складчаста геоструктура субрегіонального масштабу.

- Барташук, О. В. (2019а). 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»*, 51, 26–40.
- Барташук, О. В. (2019б). Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої. *Доповіді НАН України*, 3, 62–71.
- Барташук, О. В. (2019в). Колізійні деформації рифтогенної структури Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 1. Тектоніка зони зчленування з Донецькою складчастою спорудою. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3 (180), 77–90.
- Барташук, О. В. (2019г). Колізійні деформації рифтогенної структури Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 2. Кінематичні механізми тектонічної інверсії. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 4 (181), 1–13.
- Гинтов, О. Б. (2005). *Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины*. Київ: Феникс.
- Глушко, В. (Ред.). (1978). *Глубинные геологические срезы Днепровско-Донецкой впадины (в связи с перспективами нефтегазоносности). Объяснительная записка к геологическим картам ДДВ на срезах –5000 и –6000 м масштаба 1 : 500 000*. Київ: УКРНИИГАЗ, УКРНИГРИ.
- Гончар, В. В. (2019). Тектоническая инверсия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса (модели и реконструкции). *Геофизический журнал*, 41 (5), 47–86.
- Горайнов, С., Склярєнко, Ю. (Відп. вик.). (2017). *Прогноз локалізації та газоносності літологічних пасток південного сходу ДДЗ в межах ліцензійних ділянок ГПУ «Шебелинкагазвидобування»* (Ч. 1. Створення структурно-геологічної основи). (Договір № 100 ШГВ 2017-2017 (тема № 34.521/2017-2017)). Харків: УкрНДІгаз.

- Дудник, В. А., Корчемагин, В. А. (2004). Киммерийское поле напряжений в пределах Ольховатско-Волынцевской антиклинали Донбасса, его связь с разрывными структурами и магматизмом. *Геофизический журнал*, 26 (4), 75–84.
- Истомин, А. Н. (1996). Геодинамическая модель формирования Донецкого складчатого сооружения на основе идей тектоники литосферных плит в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. В *Нафта і газ України–96: матеріали науково-практичної конференції* (Т. 1, с. 176–180). Харків: УкрНДІГаз.
- Корчемагин, В. А., Емец, В. С. (1987). Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья. *Геотектоника*, 3, 49–55.
- Корчемагин, В. А., Рябоштан, Ю. С. (1987). Тектоника и поля напряжений Донбасса. В *Поля напряжений и деформаций в земной коре* (с. 167–170) Москва: Наука.
- Круглов, С. С., Гурський, Д. С. (Ред.). (2007). *Тектонічна карта України. Масштаб 1 : 1 000 000*. Міністерство охорони навколишнього природного середовища України. Державна геологічна служба України. Київ.
- Крылов, Н. (Ред.). (1988). *Карта разрывных нарушений и основных зон линейных юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки) масштаб 1 : 1 000 000*. Москва: Министерство геологии СССР.
- Лукинов, В. В., Пимоненко, Л. И. (2008). *Тектоника метаноугольных месторождений Донбасса*. Киев: Наукова думка.
- Майданович, И. А., Радзивилл, А. Я. (1984). *Особенности тектоники угольных бассейнов Украины*. Киев: Наукова думка.
- Милановский, Е. Е., Никишин, А. М. (1991). Модели характера деформации при сжатии континентальных рифтогенных прогибов. В *Рифтогены и полезные ископаемые* (с. 3–15). Москва: Наука.
- Михалев, А. К., Бородулин, М. И. (1976). О глубинной структуре Донецкого бассейна в свете современных геофизических данных. *Геотектоника*, 4, 39–54.
- Полівцев, А. В. (Відп. вик.). (2008). *Складання атласу геолого-геофізичних карт прикордонних територій України (міжнародний проект): звіт про НДР 654 (заключний)*. Український державний геологорозвідувальний інститут. Київ, 2008.
- Попов, В. С. (1963). Донецкий бассейн: тектоника. В *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР* (Т. 1, с. 103–151). Москва: ГОНТИ.
- Хаин, В. Е. (1977). *Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия* (с. 185–205). Москва: Недра.
- Turcotte, D. L. (1974). Membrane Tectonics. *Geophysical Journal International*, 36 (1), 33–42.

Стаття надійшла:  
02.12.2019

**Oleksiy BARTASHCHUK**

Ukrainian Research Institute of Natural Gases, Kharkiv,  
e-mail: alekseybart@gmail.com

**COLLISION DEFORMATIONS OF THE DNEIPER-DONETS DEPRESSION**  
**Article 3. Geodynamic model of tectonic inversion**

The article concludes the trilogy on post-strip deformations of the Dnieper-Donets Basin. The results of tectonophysical analysis of collision deformations of the platform cover of the south-eastern part of the Dnieper-Donets Basin are summarized. Using the original method of reconstruction of stress and strain fields and tectonophysical analysis of geostructures, the system organization of inversion structural deformations of the Dnieper-Donets Basin and Donbass was studied.

The tectonic inversion of the Dnieper-Donets Basin began in the Late Hercynian epoch in the situation of a general-plate collision under the influence of the inversion rise of the Donbas. Structural and kinematic analysis of deformations shows that the folds in the depression and linear anti- and synforms of the Donets Foldbelt were formed by the natural mechanism of longitudinal bending as a result of collisional warping of horizons in the geodynamic mode of transformation. In the late Mesozoic–Cenozoic inversion continued in the field of right-hand horizontal-shear deformations with a variable compressive component. This mode caused the advancing and pushing of sedimentary geomass from the Donets Foldbelt to the Hercynian neo-autochthonous and syncline autochthonous of the South-Eastern Dnieper-Donets Basin. Due to the influence of the tectonic stamp of the Donets Foldbelt, the West Donets wedge-shaped segment was formed – the orocline of geomass tectonic wedging. Geodynamic bands of injection and displacement of sedimentary geomass were formed in the front of the invasion and in the axial zone of the orocline, where the main folded zones were formed. In Forland, at the ends of the main thrusts – “tectonic rails” of the wedging, an advanced scaly compression fan was formed. In the hinterland of the orocline, folded suture zones are formed by the roots of the covers of thrusting.

The original geodynamic model of tectonic inversion provides for the destruction of the riftogenic structure in the Southeast of the Dnieper-Donets Basin by thrusting echelons of scaly covers and coulisses-articulated uplift-folding. They compose a segment of the insertion of the geomasses of the Paleozoic cover into the territory of the West Donets Graben from the side of the Donets Foldbelt. The intrusion of the tectonic segment led to the formation of an inversion structure of a regional scale – the West Donets Cover-Folded Region.

*Keywords:* geodynamic model, tectonic inversion, waves of longitudinal deformations, West-Donets Cover-Folded Region.