

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Міністерство освіти і науки України

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

НІКІТЕНКО ОЛЕКСАНДР ВІКТОРОВИЧ

УДК 551.242.1.03+662.831.3](477.6)

ДИСЕРТАЦІЯ

**ПОЛЯ НАПРУЖЕНЬ ТА ГЕОЛОГІЧНА СТРУКТУРА ЗАХІДНОГО
ЗАМИКАННЯ ГОРЛІВСЬКОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ**

Спеціальність 103 – Науки про Землю
Галузь знань 10 – Природничі науки

Подається на здобуття ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень.

Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело _____ Нікітенко О.В.

Науковий керівник: Михайлов Володимир Альбертович, доктор геологічних наук, професор

КИЇВ – 2024

АНОТАЦІЯ

Нікітенко О.В. Поля напружень і геологічна структура західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 103 – Науки про Землю (геологічні науки). – Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Міністерство освіти і науки України. Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Міністерство освіти і науки України. – Київ, 2024.

Дисертація присвячена вивченню структурно-тектонічних особливостей і закономірностей формування геологічної структури і тектонічних розривів західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу для прогнозу гірничо-геологічних умов розробки вугільних родовищ. Об'єктом дослідження є західне замикання Горлівської антикліналі Донбасу, предметом дослідження – геологічна структура і поля напружень.

Знання закономірностей і механізмів утворення, просторового розміщення тектонічних дислокацій у теоретичному плані необхідні для створення фізичної теорії розвитку деформаційних процесів в земній корі, у практичному відношенні вони можуть використовуватися при прогнозі, пошуках і розвідці родовищ корисних копалин, при прогнозуванні гірничо-геологічних умов їх розробки. В цьому зв'язку Горлівська антикліналь становить інтерес як об'єкт тектонофізичних досліджень не тільки через свою структурну складність і механізм розвитку, але й через те, як ці особливості впливають на безпечну та ефективну розробку вугільних родовищ, що є особливо актуальними у зв'язку з необхідністю освоєння глибших горизонтів за більш складних геологічних умов.

Дослідження виконане на основі: 1) вивчення кінематики, морфологічних особливостей і вікових взаємовідношень тектонічних розривів; 2) реконструкції основних параметрів полів тектонічних напружень локального і мезорегіонального рівнів і крихких деформацій; 3) виокремлення структурних парагенезисів

деформаційних елементів гірського масиву і визначення механізму їх утворення; 4) аналізу ускладнюючих гірничо-геологічних чинників, визначення їхніх закономірних зв'язків з конкретними типами тектонічних структур і основними параметрами поля деформацій і напружень.

Методичною основою досліджень є кінематичні методи вивчення тріщинно-розривних структур у поєднанні з традиційними геолого-структурними методами: (а) структурно-морфологічний аналіз тектонічних елементів досліджуваного регіону; (б) польові структурно-тектонфізичні спостереження у гірничих виробках з докладним документуванням морфології і кінематики деформаційних елементів гірського масиву; (в) тектонофізичні і статистичні методи аналізу тріщинно-розривних структур із застосуванням сітки стереографічних проекцій і спеціалізованих програмних продуктів. Вихідними даними для кінематичних реконструкцій були просторові і кінематичні характеристики тектонічних порушень, отримані упродовж польових тектонофізичних досліджень гірничих виробок у межах поля шахти «Новодзержинська», найзахіднішої для району досліджень, розташованої на самому західному периклінальному замиканні Горлівської антикліналі.

Наукова новизна отриманих результатів полягає у тому, що для досліджуваної території західного замикання Горлівської антикліналі: (1) вперше реконструйовано основні параметри полів сумарних крихких деформацій і тектонічних напружень локального і мезорегіонального рівнів; (2) вперше виділено структурний парагенезис деформаційних елементів гірського масиву; (3) удосконалено уявлення щодо кінематики, морфологічних особливостей і вікових взаємовідношень тектонічних розривів; (4) достало подальшого розвитку уявлення щодо наявності в геологічній структурі зсувів і зсувних зон, описана їх морфологія, супутні деформації і механізм їх утворення; (5) вперше визначена приуроченість основних чинників, що ускладнюють гірничі роботи (дрібноамплітудна тектоніка, обвалення і завали гірничих виробок), до наймолодших тектонічних дислокацій гірського масиву – зсувів.

У теоретичному плані результати наукової роботи роблять внесок у розширення наукових уявлень про умови заключного, наймолодшого, етапу формування

геологічної структури західного замикання Горлівської антикліналі, включаючи: (1) поле тектонічних напружень, що існувало під час формування структури, основні параметри якого (орієнтування осей головних нормальних напружень і вид напруженого стану гірського масиву) були реконструйовані з урахуванням напрямку сколових зміщень графічним і аналітичним способом на локальному і мезорегіональному рівнях; (2) його еволюцію у вигляді деформаційного ряду, кожний із членів якого описує сукупність різновікових, але однотипних полів напружень в останньому для досліджуваного об'єму деформаційному циклі; (3) процеси деформування досліджуваного об'єму гірського масиву на основі реконструкції основних параметрів поля сумарних крихких деформацій (орієнтування головних осей деформацій і вид деформації гірського масиву).

Практична цінність роботи полягає у можливості використовувати її основні положення й ілюстративний матеріал щодо параметрів реконструйованого поля напружень і деформацій, кінематики розривів і морфології зсувної зони при прогнозі гірничо-геологічних умов (викидів, гірничих ударів, обвалень) і тектонічної порушеності різних горизонтів шахтного поля, а за значної амплітуди зміщення і визначати положення зміщених частин вугільного пласта.

Перший розділ «СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕНОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ СТРУКТУРИ І ПОЛІВ НАПРУЖЕНЬ ЗАХІДНОГО ЗАМИКАННЯ ГОРЛІВСЬКОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ» містить інформацію щодо історії геологічного вивчення Горлівської антикліналі в рамках вивчення і освоєння Центрального вуглепромислового району і Микитівського рудного поля, геологічної структури і тектонічних полів напружень західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу.

Другий розділ, «МЕТОДИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ», описує комплекс досліджень, які було проведено для досягнення мети та розв'язання окреслених завдань. Основного акценту зроблено на теоретичних засадах кінематичного методу О. Гуценка і алгоритмі його застосування для реконструкції напрямів дії головних напружень і типу напруженого стану. Кінематичний метод ґрунтується на теорії дислокаційного ковзання Батдорфа–Будянського і використовує взаємозв'язок усієї сукупності дотичних напружень, що

діють на по-різному орієнтованих поверхнях в однорідно напружених ділянках середовища, яке деформується, з напрямками дії головних нормальних напружень. Важливою умовою застосовності кінематичного методу є положення про те, що борозни ковзання є слідами останніх (наймолодших) зсувних тектонічних рухів, тоді як сліди більш ранніх рухів або стираються, або мають гіршу збереженість. Реконструкції параметрів тектонічних напружень у локальних об'ємах гірського масиву було здійснено з використанням усієї сукупності заміряних тектонічних сколів і встановлених на їхніх стінках векторів зміщення. Залежно від структурної позиції і умов відслоненості дані об'єднувалися у групи, за якими склалися кінематичні стереограми. На мезорегіональному рівні (окремі структурні блоки і шахтне поле загалом), параметри поля напружень відновлювалися як через статистичне оброблення на стереографічній сітці даних локальних реконструкцій, так і аналітично.

Для визначення відносної вікової хронології і стадійності тектонічних напружень використовувався метод тектонічного стрес-моніторингу, який ґрунтується на алгоритмах кінематичного методу і забезпечує можливість виділення синхронізованих між собою безперервних рядів тектонічних напружень. Характеристики головних осей поля сумарних крихких деформацій та полів напружень деформаційного ряду були оброблені за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення GEOS.

Третій розділ «ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ» містить відомості про геологічну будову західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу і поля шахти «Новодзержинська», включаючи стратиграфію, літологію, основні розривні і складчасті дислокації, а також вугленосність і гірничо-геологічні умови.

Четвертий розділ «РЕЗУЛЬТАТИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗОНІ ЗАХІДНОГО ЗАМКАННЯ ГОРЛІВСЬКОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ» містить результати аналізу тріщинно-розривних структур, реконструкції поля напружень локального та мезорегіонального рівня, поля сумарних крихких

деформацій; визначено структурний парагенезис деформаційних елементів структури західного замикання Горлівської антикліналі і запропоновано механізм їх утворення.

За результатами польових тектонофізичних спостережень і вивчення графічної гірничо-геологічної документації серед тектонічних дислокацій, які визначають геологічну структуру різних ділянок досліджуваної території, можна виділити, поперше, зсувну зону шириною до 300 м, яка трасується на схід до склепіння Горлівської антикліналі, де об'єднується з Осьовим насувом, і складена серією субпаралельних крутопадаючих розривів північно-західного орієнтування, площа між якими розсічена системою крутопадаючих розривів північно-східного орієнтування. Враховуючи кінематику і просторове орієнтування, ці дві системи розривів (північно-західні праві і північно-східні – ліві скидо-зсуви) можна вважати спряженою парою сколів. По-друге, брахіантиклінальну складку субширотного простягання, крила якої ускладнено субширотними насувами, що падають назустріч один одному. Хоча її не відображено у сучасному ерозійному зрізі, вона стає помітною на глибинах понад 450 м під поверхнею. За своїми розмірами, геометричними параметрами і просторовим орієнтуванням ця складка є подібною до куполоподібних складок Микитівського рудного поля і брахіскладок, розташованих західніше.

Аналіз тріщинно-розривних структур показав, що серед диз'юнктивів переважають крутопадаючі розриви північно-західного і меридіонального простягання, а також пологі північно-західні розриви. Можна стверджувати, що існує певна залежність між просторовою орієнтацією розривів і їхньою кінематикою: за крутопадаючими розривами частіше фіксуються зсувні зміщення (інколи зі скісним зміщенням крил – скидо-зсуви і підкидо-зсуви), причому за північно-західними – праві, за меридіональними і північно-східними – ліві; за пологими північно-західними розривами встановлені насуви.

Осі головних нормальних напружень, стискання σ_3 і розтягування σ_1 , поля реконструйованого для різних структурних доменів переважно займають субгоризонтальне положення і орієнтовані у північно-західному–південно-східному і північно-східному–південно-західному напрямках відповідно. Сумарне поле

тектонічних напружень характеризується наступними параметрами: вісь розтягування σ_1 полого занурюється у південно-західному напрямку, вісь стискання σ_3 займає горизонтальне положення і орієнтована у північно-західному–південно-східному напрямках; коефіцієнт Лоде-Надаї μ_σ , що відображає вид напруженого стану, близький до 0 (зсувний тип поля напружень). Це поле напружень є аналогічним до поля, отриманого для Микитівського рудного поля, що дозволяє стверджувати, що характер поля напружень і тип тектонічних дислокацій у склепінній частині Горлівської антикліналі є витриманими від східних меж Микитівського рудного поля до її західного замикання. За часом свого прояву цей тип поля напружень ототожнюється з ларамійською фазою альпійського тектогенезу, тобто відновлене поле напружень і, отже, відповідні йому деформації – наймолодші для Донецького басейну.

Спрямований і успадкований характер змінення умов тектонічного навантаження характеризується деформаційним рядом з шести фаз деформування в останньому, наймолодшому для досліджуваного об'єму деформаційному циклі – від найдавнішої (F) скидової до наймолодшої (A) – зсувної. Абсолютні часові інтервали дії цих фаз визначити складно, проте остання фаза A за своїми параметрами синхронізується з наймолодшим, реконструйованим для Донбасу і Приазов'я полем тектонічних напружень.

Реконструйоване поле сумарних крихких деформацій є неоднорідним, орієнтування головних осей поля і вид деформацій змінюються як за площею, так і у межах великих структурних форм. Витриманішим у просторі є орієнтування осі максимального видовження ε_1 , яка на переважній частині досліджуваної ділянки займає полого положення і орієнтована у південно-західному напрямку. Орієнтування осі максимального укорочення ε_3 є менш витриманим, особливо за кутом нахилу – від горизонтального до субвертикального. За усередненими параметрами орієнтування головних осей і видом деформування гірського масиву еліпсоїд сумарних крихких деформацій є близьким до еліпсоїду напружень. За величинами коефіцієнту Лоде–Надаї μ_ε вид деформування гірського масиву у межах досліджуваної ділянки

змінюється від майже одновісного видовження до одновісного укорочення із домінуванням зсувних умов. Деформування гірського масиву контролювалося переважно зсувним, скидо- і підкидо-зсувним механізмами.

Просторові взаємовідносини реконструйованих полів тектонічних напружень і крихких деформацій з основними структурними елементами району тектонофізичних досліджень доводять обумовленість мінливості цих полів наявністю деформаційних елементів, а фрагменти взаємної симетричності поля напружень і деформацій можуть розглядатися як доказ їх генетичного споріднення. Відновленому полю тектонічних напружень симетричні основні деформаційні елементи шахтного поля – спряжена пара зсувів, що формують зсувну зону, субширотні насуви і брахіантиклінальна складка другого порядку, які можна розглядати як єдиний структурний парагенезис, утворення якого було зумовлено правозсувними зміщеннями вздовж системи поздовжніх зсувів приосьової частини Горлівської антикліналі.

П'ятий розділ «ОЦІНКА І ПРОГНОЗ ТЕКТОНІКИ ЗАХІДНОГО ЗАМИКАННЯ ГОРЛІВСЬКОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ» містить інформацію про оцінку і прогноз тектонічної порушеності гірського масиву, прогноз гірничо-геологічних умов з урахуванням особливостей процесу деформування і напруженого стану гірського масиву.

За результатами розрахунку коефіцієнта порушеності можна зазначити, що ступінь порушеності гірського масиву змінюється як за площею – перший структурний блок більш насичений розривними порушеннями, ніж другий, так і у розрізі, у середньому зростаючи від верхніх горизонтів до нижніх.

Відмінність кінематичних планів досліджуваної структури з глибиною полягає в у переважанні пологих розривів субширотного простягання на верхніх горизонтах поля шахти, пологих субширотних і крутопадаючих меридіональних розривів з глибиною і крутопадаючих розривів меридіонального і північно-західного орієнтування на нижніх горизонтах. Виходячи з виявленого взаємозв'язку між просторовою орієнтацією розривів і їхньою кінематикою, На глибших горизонтах поля шахти можна прогнозувати розвиток крутопадаючих розривів меридіонального (ліві) і північно-західного (праві) орієнтування переважно у межах східного домену

першого структурного блоку, меншою мірою – пологих субширотних насувів (західний домен).

Враховуючи закономірний зв'язок певних параметрів поля сумарних крихких деформацій і локалізації ділянок розвитку викидів, а саме той факт, що ділянки викидів просторово співпадають з ділянками із зсувним або перехідним – скидо- або підкидо-зсувним – типом поля, де значення значень величини еліпсоїду сумарних деформацій відносно вертикальної координатної осі вищі за одиницю, можна прогнозувати, що площа переважно першого структурного блоку поля шахти є потенційно викидонебезпечною.

У якості ілюстративного прикладу дослідження полів напружень та їхнього впливу на стійкість гірського масиву автор застосував структурно-тектонфізичний аналіз для пояснення причин катастрофічного обрушення безпосередньої покрівлі на видобувній ділянці № 71 вугільного пласта I₅ шахти «Новодзержинська».

Ключові слова: геологічна структура, кінематичний метод, поле напружень, поле крихких деформацій, коефіцієнт Лоде–Надаї, сколова тріщина, дзеркало ковзання, зсув, зсувна зона, структурний парагенезис.

ABSTRACT

Nikitenko O.V. Stress fields and geological structure of western closure of Horlivka anticline of Donbas. – Manuscript.

Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy in Natural Sciences, specialty 103 Earth Sciences (geological sciences). – Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ministry of Education and Science of Ukraine. Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ministry of Education and Science of Ukraine. – Kyiv, 2024.

The dissertation focuses on studying the structural and tectonophysical features and formation patterns of the geological structure and tectonic faults of the western closure of the Horlivka anticline of Donbas to predict mining and geological conditions in underground coal mining. The object of the study is the western closure of the Horlivka anticline in the Donbas, and the subject of the study is the geological structure and stress fields.

Understanding the regularities, development mechanisms, and spatial distribution of tectonic dislocations is crucial in both academic and industrial contexts. This knowledge helps in advancing physical theories related to the deformation processes of the Earth's crust, as well as in forecasting, exploring, and prospecting for mineral deposits, and predicting the geological conditions of their mining. In this regard, the Horlivka anticline is an object of interest for tectonophysical research not only because of its structural complexity and development mechanism, but also because of how these features affect the safe and efficient coal mining. It is particularly important as mining is required at greater depths and in more challenging geological conditions.

The tasks necessary to achieve this objective were: (1) to study the kinematics, morphology, and age relations of the faults; (2) to reconstruct the main characteristics of the local and mesoregional stress field and the brittle deformation field; (3) to identify the structural pattern of the deformation elements of the massif and to determine a mechanism of their development; and (4) to analyse the complicating mining and geological factors and to determine the relationship between these factors and specific types of tectonic structures and the main characteristics of the deformation and stress field.

The research methodology is based on kinematic methods for studying disjunctive dislocations such as faults and fractures, combined with traditional geological and structural methods. This involves (a) analysing of the structural and morphological features of the tectonic elements in the study area, (b) conducting field structural and tectonophysical observations of the morphology and kinematics of the massif deformation elements in the mine workings and their recording, and (c) applying tectonophysical and statistical methods to analyse the dislocations using stereographic projection techniques and specialised software. The kinematic reconstructions were based on orientation and kinematic data obtained during field tectonophysical studies in the mine workings of the Novodzerzhynska coal mine, which is located on the western periclinal closure of the Horlivka anticline and is the westernmost in the study area.

The study area of the western closure of the Horlivka anticline yields novel scientific results, namely: (1) the main parameters of the fields of total brittle deformations and tectonic stresses at both local and mesoregional levels were reconstructed for the first time;

(2) the structural paragenesis of deformation elements of the massif is identified and the mechanism of its formation is proposed; (3) the concepts of kinematics, morphological features and age relationships of tectonic faults were improved; (4) the concept of the presence of strike-slip faults and shear zones in the geological structure of the study area was further developed, and their morphology, associated deformations and the mechanism of their formation were described; (5) the main factors that complicate mining operations, including small-amplitude tectonics, collapses and blockages of mine workings, are associated with the youngest tectonic dislocations of the massif, namely strike-slip faults, for the first time.

The research results contribute to the extension of the scientific understanding of the conditions of the last, most recent stage of formation of the geological structure of the western closure of the Horlivka anticline, including (1) the tectonic stress field that existed during the formation of the structure, which was reconstructed using graphical and analytical procedures to determine the main parameters, such as the orientation of the axes of the principal normal stresses and the type of stress state of the massif, at the local and mesoregional levels, with the direction of the shear displacements considered; (2) the evolution of the stress field has been described as a deformation series, with each member representing a set of stress fields of different age but similar characteristics in the last deformation cycle for the volume under study; (3) the deformation processes of the massif volume have been analysed by reconstructing the main parameters of the field of total brittle deformations, which involved determining the orientation of the principal deformation axes and the type of massif deformation.

The results obtained have practical implications as they can be used to predict mining and geological conditions, such as outburst, mine bump, and collapse. This is based on the provided provisions and illustrative material on inverted stress and deformation fields, and fault kinematics, and shear zone morphology.

Chapter one, 'CURRENT STATE OF STUDY OF GEOLOGICAL STRUCTURE AND STRESS FIELDS OF WESTERN CLOSURE OF HORLIVKA ANTICLINE OF DONBAS', provides a historical overview of the geological study of the Horlivka anticline as part of the exploration and development of the Central coal mining region and the

Myktyivka ore field, and the geological structure and tectonic fields at the western closure of the Horlivka anticline.

Chapter two, 'METHODS OF STRUCTURAL AND TECTONOPHYSICAL REASERCH', describes the studies carried out to achieve the goal and solve the intended tasks. The focus is primarily on the theoretical underpinnings of the kinematic method of O. Gushchenko and the algorithm of its application for reconstruction of the directions of action of the principal stresses and the type of stress state. The kinematic method is based on the Batdorf–Budiansky theory of slip and utilizes the totality of tangential stresses acting at differently oriented sites in homogeneously stressed areas of the deformed medium with the directions of action of the principal normal stresses. An essential prerequisite for using the kinematic method is that slickenlines represent the most recent (youngest) shear tectonic motions, whilst older motions are either erased or poorly preserved. At the local level (local massif volumes), the tectonic stress characteristics were reconstructed using a complete set of field-measured shear fractures and slip vectors identified on their walls. The data were combined into groups, depending on the structural position and outcrop conditions, and used to create kinematic stereograms. At the meso-regional level (individual structural blocks and the entire mine field), stress field characteristics were obtained by statistical processing of local stereographic solutions and using analytical methods.

The method of tectonic stress monitoring was used to determine the relative age chronology and staging of tectonic stresses. This method is based on the algorithms of the kinematic method and enables the identification of synchronised continuous tectonic stress series. The software application used to process the characteristics of the principal axes of the total brittle deformation field and stress fields of deformation series was GEOS.

Chapter three, 'GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF STUDY AREA', provides an overview of the geological structure of the western closure of the Horlivka anticline of the Donbas and the Novodzerzhynska mine field, including stratigraphy and lithology, major fault and fold dislocations, as well as the presence of coal and mining and geological conditions.

Chapter four, 'RESULTS OF STRUCTURAL AND TECTONOFIC RESEARCH OF WESTERN CLOSURE ZONE OF HORLIVKA ANTICLINE OF DONBAS' presents an

analysis of fault and fracture structures, reconstruction of local and mesoregional stress fields and total brittle deformation field, the structural paragenesis of deformation elements of the structure of the western closure of the Horlivka anticline with the mechanism of their formation proposed.

Based upon the results of the field tectonophysical observations and study of graphic mining and geological documentation, the following tectonic dislocations that define the structural pattern of various domains in the study area can be highlighted. The first is a 300-metre-wide shear zone that extends eastward towards the crest of the Horlivka anticline, where it merges with the Osovyi thrust. It is composed of a series of NW-striking faults, consisting of several subparallel high-angle fault planes that dip to the northeast. NE-striking high-angle fault planes transverses the area between these faults. From a kinematic and structural perspective, it can be inferred that the two fault sets, the northwestern (dextral oblique-normal) and northeastern (sinistral oblique-normal), form a conjugate pair of shear fractures. The second is an E–W-trending brachyanticline with limbs that are complicated by sublatitudinally oriented thrusts dipping towards each other. Although not visible on the current topography, it becomes apparent at depths greater than 450 m below the surface. It shares similar dimensions, geometry, and orientation to the dome-shaped folds found in the Myktyivka ore field and those located to the west of it.

The fault and fracture analysis revealed that the disjunctives are dominated by faults that dip steeply and have a strike to the northwest and meridian, as well as faults that dip gently and strike to the northwest. It can be argued that there is a correlation between the orientation of the faults and their kinematics. Strike- and oblique-slip (normal or reverse) motions are more commonly observed along high-angle faults, with dextral motion along the NW-striking faults and sinistral motion along meridional and NE-striking faults. Reverse dip-slip motions are typically associated with the NW-striking low-angle faults.

In various structural domains, the stress field reconstruction shows that the axes of the principal normal stresses, compression σ_3 and extension σ_1 , are predominantly subhorizontal and oriented NW–SE and NE–SW, respectively. The general tectonic stress field is characterised as follows: the extension axis plunges gently to the SW and the compression axis is horizontal and trends NW–SE; the Lode-Nadai coefficient value, which

represents the type of stress state, is close to 0, suggesting a shear stress state. This stress field is similar to that obtained for the Mykytivka ore field, suggesting that the patterns of the stress field and tectonic dislocations in the crestal region of the Horlivka anticline are consistent from the eastern boundaries of the ore field to the western closure of the anticline. This type of stress field is identified with the Laramide phase of Alpine tectogenesis, indicating that the stress field, and consequently the corresponding deformations, are the youngest for the Donetsk Basin.

The deformation series of six phases in the last, youngest deformation cycle for the studied volume characterises the directed and inherited character of changing tectonic loading conditions. The phases range from the oldest (F), with a normal faulting regime, to the youngest (A), with a strike-slip faulting regime. It is not possible to precisely define the absolute time lags of the stress field action. However, the youngest stress field A is synchronised with the youngest one reconstructed for the Donbas and Pryazovia.

The field of total brittle deformation is heterogeneous, with variations in the orientation of the principal axes and the type of deformation both within large structural forms and across different areas. In most of the study area, the axis of maximum elongation ε_1 gently plunges to the southwest. The orientation of the axis of maximum shortening ε_3 is less consistent, particularly in terms of the angle of plunge, ranging from horizontal to subvertical. The ellipsoid of total brittle deformation and stress ellipsoid are close in the orientation of the principal axes and the type of deformation of the massif. As indicated by the Lode-Nadai coefficient μ_ε , the type of deformation of the massif varies from almost uniaxial lengthening to uniaxial shortening, with the dominance of shear conditions. The deformation of the massif was mainly controlled by strike-slip and oblique-slip (normal and reverse) faulting mechanisms.

The spatial relationships between the reconstructed stress and strain fields and the main structural elements of the study area demonstrate that the variability of these fields is influenced by the presence of deformation elements. Fragments of mutual symmetry of the stress and strain fields can be considered as evidence of their genetic relationship. The main deformation elements, including a conjugate fault system forming the shear zone, sublatitudinal thrusts, and a second-order brachyanticline, are symmetrical to the

reconstructed stress field. This structural paragenesis was caused by dextral motions along the longitudinal fault system of the near-axial part of the Horlivka anticline.

Chapter five, 'ASSESSMENT AND PREDICTION OF TECTONICS IN WESTERN CLOSURE OF HORLIVKA ANTICLINE OF DONBAS', provides information on assessing and predicting of fault disturbance of the massif, and predicting mining and geological conditions considering the features of the deformation process and stress state of the massif.

The calculation results for the fault disturbance coefficient show that the degree of fault disturbance of the massif varies in both area and section. The density of tectonic faults is higher in the first structural block than in the second, as well as the degree of disturbance generally increases from the upper to the lower levels.

The kinematic plans of the studied structure with depth show a predominance of sublatitudinal low-angle faults in the upper levels of the mine field, sublatitudinal low-angle and meridional high-angle faults with depth, and high-angle faults of meridional and northwestern orientation in the lower levels. Based on the revealed relationship between the orientation of the faults and their kinematics, it is expected that high-angle faults with meridional (sinistral) and northwestern (dextral) orientation will develop at deeper levels of the mine field. These faults will mainly occur within the eastern domain of the first structural block, and to a lesser extent, low-angle sublatitudinal thrusts in the western domain.

Considering that outburst-prone areas spatially coincide with those of strike- or oblique-slip stress regimes, where the values of the ellipsoid of total deformations relative to the vertical coordinate axis exceed one, it can be predicted that the first structural block of the mine field poses a potential hazard for outbursts.

To demonstrate the study of stress fields and their impact on massif stability, the author employed structural and tectonophysical analysis to explain the causes of the catastrophic collapse of the immediate roof in the face of mining area No. 71 of coal seam l_5 of the Novodzerzhinskaya mine.

Keywords: geological structure, kinematic method, stress field, brittle deformation field, Lode-Nadai coefficient, shear fracture, slickenside, strike-slip fault, shear zone, structural paragenesis.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті у виданнях, що включені до категорії «А» Переліку наукових фахових видань України:

1. Нікітенко, О.В. (2024). Поля напружень та геологічна структура західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу. Частина 2. Поля напружень і деформацій. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 1(104), 70–76. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.104.08>
2. Нікітенко, О.В. (2023). Поля напружень та геологічна структура західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу. Частина 1. Структурний парагенезис. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 4(103), 14–18, <http://doi.org/10.17721/1728-2713.103>

Статті у виданнях, які входять до Переліку наукових фахових видань України:

3. Volkova, T.P., Nikitenko, O.V. & Chernysh, O.G. (2016). Tectonophysical aspects of the development of the western closure of the Horlivka anticline of the Donbas. *Науковий вісник Національного гірничого університету*, 6, 5–13.
4. Nikitenko, O.V. & Chernysh, O.G. (2015). Use of the kinematic method for reconstruction of stress fields and mechanisms of the structure development in Donbas (on an example of the western closure of Horlovka anticline). *Геодинаміка*, 2(19), 47–54. <https://doi.org/10.23939/jgd2015.02.047>
5. Никитенко, А.В. (2014). Оценка тектоники и кинематические планы западного замыкания Горловской антиклинали Донбасса. *Наукові праці Донецького Національного технічного університету. Серія “Гірничо-геологічна”*, 2(21), 30–36.
6. Никитенко, А.В. (2014). Поля напряжений западного замыкания Горловской антиклинали Донбасса и стадийность их развития. *Наукові праці Донецького Національного технічного університету. Серія “Гірничо-геологічна”*, 1(20), 113–121.

7. Павлов, И.О., Никитенко, А.В. и Ткаченко, В.В. (2011). Кинематика разрывов и поля напряжений западного замыкания Главной антиклинали Донбасса. *Уголь Украины*, 7, 43–45.

Матеріали і тези наукових доповідей:

8. Nikitenko, O. (2023, November 7–10). Stress fields in western closure of Horlivka anticline of Donets Basin and their impact on safe and efficient coal mining. *17th International Scientific Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment*, Vol. 2023, p. 1–5. European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023520178>
9. Корчемагин, В.А., Никитенко, А.В., Павлов, И.О. и Черныш, О.Г. (2012, 8–12 октября). Геологическая структура и поля тектонических напряжений и деформаций Донецкого каменноугольного бассейна. *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Тезисы докладов Третьей Всероссийской тектонофизической конференции*, 1, С. 207–210. Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.
10. Никитенко, А.В., Корчемагин, В.А. и Павлов, И.О. (2011, 17–21 октября). Поля напряжений и геологическая структура западного замыкания Главной антиклинали Донбасса. *Современная тектонофизика. Методы и результаты*. Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара, 1, С. 191–197. Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.
11. Павлов, И.О., Корчемагин, В.А., Никитенко, А.В. и Ткаченко, В.В. (2011, 6–7 вересня). «Экзокливаж» в угольных пластах западного замыкания Главной антиклинали Донбасса (особенности и механизм образования). *Наукові праці УкрНДМІ. Гірнична геологія, геомеханіка і маркшейдерія*, Матеріали III Міжнародної науково-технічної конференції, 9(2), С. 57–62. Донецьк: УкрНДМІ.
12. Корчемагин, В.А., Никитенко, А.В., Павлов, И.О. и Ткаченко, В.В. (2010, 21–23 жовтня). Тектонические поля напряжений и их влияние на устойчивость породного массива. *Науковий вісник Національного гірничого університету*.

Форум гірників-2010, Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції, С. 200–207. Дніпропетровськ: НГУ.

Опубліковані наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації:

13. Pavlov, I.O., Korchemagin, V.A. & Nikitenko, A.V. (2010). The Main Fault Zone of East Sayan. *Physics of the Solid Earth*, 46(5), 387–393. <https://doi.org/10.1134/s1069351310050034>
14. Черняева, В.В., Корчемагин, В.А., Павлов, И.О. и Никитенко, А.В. (2011). Тектоника и поля деформаций Донецко-Макеевского района. *Наукові праці Донецького Національного технічного університету. Серія «Гірничо-геологічна»*, 15(192), 173–177.
15. Корчемагин, В.А., Павлов, И.О. и Никитенко, А.В. (2011). Структурно-тектоническая позиция скоплений метана в угленосных отложениях Донецко-Макеевского района. *Наукові праці Донецького Національного технічного університету. Серія «Гірничо-геологічна»*, 13(178), 25–30.
16. Корчемагин, В.А., Павлов, И.О. и Никитенко, А.В. (2012). Глубинные структуры южной части Донбасса и их роль в размещении скоплений углеводородов. *Геотехнічна механіка*, 102, 81–88.

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ.....	21
ВСТУП.....	22
РОЗДІЛ 1. СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕНОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ СТРУКТУРИ І ПОЛІВ НАПРУЖЕНЬ ЗАХІДНОГО ЗАМИКАННЯ ГОРЛІВСЬКОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ.....	27
1.1 Історія геологічного вивчення Горлівської антикліналі Донбасу.....	27
1.2 Геологічна структура і поля напружень західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу.....	37
1.3 Мета і задачі досліджень.....	49
РОЗДІЛ 2. МЕТОДИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	51
РОЗДІЛ 3. ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	65
3.1. Центральний вуглепромисловий район.....	65
3.2 Поле шахти «Новодзержинська».....	78
РОЗДІЛ 4. РЕЗУЛЬТАТИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗОНИ ЗАХІДНОГО ЗАМИКАННЯ ГОРЛІВСЬКОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ.....	85
4.1 Деформаційні елементи.....	85
4.2 Поле тектонічних напружень.....	91
4.2 Поле сумарних крихких деформацій.....	101
4.3 Структурний парагенезис деформаційних елементів.....	108
РОЗДІЛ 5. ОЦІНКА І ПРОГНОЗ ТЕКТОНІКИ ЗАХІДНОГО ЗАМИКАННЯ ГОРЛІВСЬКОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ.....	119
5.1 Оцінка ступеня тектонічної порушеності гірського масиву.....	120

5.2 Аналіз кінематичних планів і прогноз тектоніки.....	121
5.3 Взаємозв'язок параметрів поля деформацій і локалізації викиднебезпечних зон.....	127
5.4 Структурно-тектоніфізичні дослідження при прогнозі гірничо-геологічних умов (на прикладі аналізу причин аварії у лаві видобувної ділянки №71 вугільного пласта l ₅ шахти «Новодзержинська».....	130
ВИСНОВКИ.....	140
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	144

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ

σ_1 – вісь головних мінімальних нормальних напружень (вісь розтягування);

σ_2 – вісь головних середніх (проміжних) нормальних напружень;

σ_3 – вісь головних максимальних нормальних напружень (вісь стискання);

ε_1 – вісь мінімальних головних деформацій еліпсоїду крихких деформацій (вісь видовження);

ε_2 – вісь середніх (проміжних) головних деформацій еліпсоїду крихких деформацій;

ε_3 – вісь максимальних головних деформацій еліпсоїду крихких деформацій (вісь укорочення);

μ_σ – коефіцієнт Лодє–Надаї, який характеризує вид тензора напружень (вид напруженого стану гірського масиву): одновісне розтягання ($\mu_\sigma = -1$), зсув ($\mu_\sigma = 0$), одновісне стиснення ($\mu_\sigma = +1$);

μ_ε – аналог коефіцієнту Лодє–Надаї, який характеризує форму еліпсоїда крихких деформацій (вид деформації гірського масиву): одновісне видовження ($\mu_\varepsilon = -1$), зсув ($\mu_\varepsilon = 0$), одновісне укорочення ($\mu_\varepsilon = +1$).

аз. пад. – азимут падіння;

аз. прост. – азимут простягання;

абс. позн. – абсолютна позначка;

$\text{м}^3/\text{т}$ с.б.м – одиниця виміру природної метаноносності вугільного пласта, $\text{м}^3/\text{т}$ сухої беззольної маси.

ВСТУП

Актуальність теми. Знання закономірностей і механізмів утворення, просторового розміщення тектонічних дислокацій має не тільки теоретичне, але й важливе прикладне значення. У теоретичному плані знання про механізми утворення тектонічних дислокацій необхідні для створення фізичної теорії розвитку деформаційних процесів в земній корі, у практичному відношенні вони можуть використовуватися при прогнозі, пошуках і розвідці родовищ корисних копалин, при прогнозуванні гірничо-геологічних умов їх розробки. Ці знання є актуальними у зв'язку з необхідністю освоєння гірничо-промисловими підприємствами глибших горизонтів, що супроводжується виникненням ряду чинників, які ускладнюють гірничо-геологічні умови розробки.

Будь-які види прогнозів на різних етапах вивчення та освоєння родовищ мають ґрунтуватися на розшифруванні механізмів деформування та історії розвитку ділянок земної кори для відновлення яких необхідні наступні характеристики:

- головні напрямки активних тектонічних зусиль, що сформували дану структуру за етапами, що віднесені до визначеного відрізка геологічного часу;
- поля напружень, які існували під час формування структури;
- розподіл деформацій, переміщень всередині структури.

Одним з ефективних напрямів досліджень, що дають змогу об'єктивно оцінити наведені вище характеристики, є тектонофізичні дослідження, загальна задача яких полягає у визначенні закономірностей розподілу напружень і розвитку тектонічних деформацій, що виникають у земній корі. Для розв'язання тектонофізичних задач у теперішній час широко використовуються різні види моделювання, істотні доповнення до результатів яких можуть вносити дані польової тектонофізики. Слід зазначити, що дуже сприятливі умови для таких тектонофізичних спостережень створюються при розробці родовищ корисних копалин, особливо при кар'єрній і підземній розробці пластових родовищ, тому що в цьому випадку здійснюється суцільна виїмка корисних копалин з детальним геологічним документуванням на

інструментальній основі на великих площах, що дозволяє безпосередньо вивчати геологічні структури різного рівню у реальному масштабі і фіксувати зміни морфології по площі та у розрізі.

Особливе значення при тектонофізичних дослідженнях приділяється механізму утворення великих складнобудованих деформаційних структурних елементів, до яких можна віднести Головну антикліналь Донбасу.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційна робота виконана на кафедрі геології родовищ корисних копалин ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка в рамках кафедральної теми № 21КП049-01 «Розробка наукових засад оцінки інвестиційної привабливості об'єктів мінерально-сировинної бази України», а також держбюджетної теми № 15-10 «Розроблення ефективної технології виявлення запасів вуглеводневої сировини за різних геологічних умов» на кафедрі корисних копалин та екологічної геології Донецького національного технічного університету. Тематика дисертаційного дослідження узгоджується з завданнями Загальнодержавної програми розвитку МСБ України на період до 2030 р. в частині розділу «Вугілля», яким передбачено розширення його сировинної бази.

Мета та задачі досліджень. Основною метою досліджень є вивчення структурно-тектонофізичних особливостей і закономірностей формування геологічної структури і тектонічних розривів західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу для прогнозу гірничо-геологічних умов розробки вугільних родовищ.

Для досягнення поставленої мети було вирішено наступні основні **задачі**:

- вивчення кінематики, морфологічних особливостей і вікових взаємовідношень тектонічних розривів;
- виокремлення структурних парагенезисів деформаційних елементів гірського масиву і визначення механізму їх утворення;
- реконструкція основних параметрів полів тектонічних напружень (локального і мезорегіонального рівнів) і крихких деформацій;

– аналіз ускладнюючих гірничо-геологічних чинників, визначення їх закономірних зв'язків з конкретними типами тектонічних структур і основними параметрами поля деформацій і напружень.

Об'єкт дослідження – західне замикання Головної антикліналі Донбасу.

Предмет дослідження – геологічна структура і поля напружень.

Методи дослідження:

- 1) вивчення гірничо-геологічної графічної документації;
- 2) структурно-морфологічний аналіз тектонічних елементів досліджуваного регіону;
- 3) польові структурно-тектонофізичні спостереження у гірничих виробках з детальною документацією морфології і кінематики деформаційних елементів гірського масиву;
- 4) тектонофізичні і статистичні методи аналізу тріщинно-розривних структур із застосуванням сітки стереографічних проекцій і спеціалізованих програмних продуктів.

Наукова новизна отриманих результатів:

1. Вперше реконструйовано основні параметри полів сумарних крихких деформацій і тектонічних напружень локального і мезорегіонального рівнів в межах західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу.
2. Вперше виділено структурний парагенезис деформаційних елементів гірського масиву західного замикання Горлівської антикліналі і запропоновано механізм його утворення.
3. Удосконалено уявлення щодо кінематики, морфологічних особливостей і вікових взаємовідношень тектонічних розривів західного замикання Горлівської антикліналі.
4. Достало подальшого розвитку уявлення щодо наявності в геологічній структурі західного замикання Горлівської антикліналі зсувів і зсувних зон, описана їх морфологія, супутні деформації і механізм їх утворення.

5. Вперше визначена приуроченість основних чинників, що ускладнюють гірничі роботи (дрібноамплітудна тектоніка, обвалення і завали гірничих виробок), до наймолодших тектонічних дислокацій гірського масиву – зсувів.

Практична цінність дисертаційної роботи полягає у можливості використовувати її основні положення й ілюстративний матеріал при прогнозі гірничо-геологічних умов.

Особистий внесок автора. Теоретичні та методичні положення, практичне використання і обґрунтування показників, висновки роботи сформульовані автором особисто. Усі основні результати, висновки та наукова новизна, які винесені на захист, отримані здобувачем самостійно.

Особистий внесок здобувача в публікації, виконаних у співавторстві, визначається наступним чином. У спільних роботах автору належить: [3-4] – огляд літературних джерел, структурно-морфологічний аналіз тектонічних елементів, статистичний аналіз тріщинно-розривних структур, реконструкція основних параметрів полів тектонічних напружень і крихких деформацій, обґрунтування результатів і формування висновків; [7] – огляд літературних джерел, структурно-морфологічний аналіз тектонічних елементів, реконструкція основних параметрів полів тектонічних напружень локального рівня), [9] – підготовка вихідних даних для реконструкції основних параметрів поля крихких деформацій; [10] – статистичний аналіз тріщинно-розривних структур, реконструкція основних параметрів полів тектонічних напружень локального і мезорегіонального рівня; [11] – огляд літературних джерел, статистичний аналіз тріщинно-розривних структур; [12] – огляд літературних джерел, реконструкція основних параметрів полів тектонічних напружень локального рівня, формування висновків; [13] – реконструкція основних параметрів полів тектонічних напружень локального рівня, підготовка англійської версії статті; [14-16] – підготовка вихідних даних і реконструкція основних параметрів поля крихких деформацій.

Апробація результатів дисертації. Основні результати наукових досліджень було представлено на 17-й Міжнародній науковій конференції «Моніторинг геологічних процесів та екологічного стану середовища» (17th International Scientific

Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment), м. Київ, ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка, 7–10 листопада 2023 р.; Другій молодіжній тектонофізичній школі-семінарі, м. Москва, Інститут фізики Землі ім. О.Ю. Шмідта РАН, 17–21 жовтня 2011 р.; Міжнародній науково-практичній конференції «Форум гірників», м. Дніпропетровськ, Національний гірничий університет, 21–23 жовтня 2010 р., а також науково-практичних семінарах кафедри геології родовищ корисних копалин ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка протягом 2023-2024 рр.

Публікації. За результатами дослідження опубліковано 12 наукових робіт, зокрема: 7 статей у наукових періодичних виданнях України, з яких 5 – у наукових фахових виданнях, 2 – у наукових фахових виданнях, що включені до категорії «А» Переліку наукових фахових видань України; 5 матеріалів і тез доповідей на наукових конференціях. Крім того опубліковано 4 наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації.

Структура і обсяг роботи. Дисертація складається із «Вступу», 5 розділів, «Висновків» і переліку використаних літературних джерел. Обсяг основного тексту дисертації складає 122 сторінок друкованого тексту, що супроводжується 33 рисунками, 7 таблицями, 13 формулами. У переліку використаних літературних джерел 150 найменувань. Загальна кількість сторінок – 151.

Подяки. Автор щиро вдячний колективу кафедри геології родовищ корисних копалин ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка за підтримку у дослідженнях, і особисто – науковому керівнику доктору геологічних наук, професору, завідувачу кафедри корисних копалин Михайлову В.А. за зауваження і поради в рамках виконання дисертаційного дослідження. Окремо автор висловлює подяку співробітникам кафедри корисних копалин і екологічної геології Донецького національного технічного університету доктору геолого-мінералогічних наук, професору Корчемагіну В.О., кандидатам геологічних наук, доцентам Павлову І.О., Черниш О.Г, і Ягнишевій Т.В. за наукові консультації і підтримку у дослідженнях.

РОЗДІЛ 1

СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕНОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ СТРУКТУРИ І ПОЛІВ НАПРУЖЕНЬ ЗАХІДНОГО ЗМИКАННЯ ГОЛОВНОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ

Написанню дисертаційної роботи передувало ретельне вивчення, узагальнення і аналіз інформації із періодичних і монографічних літературних джерел та фондових матеріалів.

При написанні дисертації було пророблено 150 літературних джерел, які, головним чином, містили відомості про особливості геологічної структури Головної антиклінали Донбасу, зокрема її центрального сегменту – Горлівської антиклінали, полів тектонічних напружень і пов'язаних з ними структурно-парагенетичних закономірностей розвитку деформаційних елементів, а також особливостей формування і структурного парагенезису зсувних деформацій загалом.

1.1 Історія геологічного вивчення Горлівської антиклінали Донбасу

Геологічна вивченість Горлівської антиклінали Донбасу нерозривно пов'язана з дослідженням та освоєнням як Центрального вуглепромислового району і Микитівського рудного поля, так і Донецького басейну в цілому. У зв'язку з цим історію вивчення розглянутого району доречно відобразити за етапами життєвого циклу вугільної промисловості Донецького басейну, запропонованими І.К. Сапицькою (Сапицкая, 2009).

Відомості про непромисловий видобуток і використання кам'яного вугілля для побутових потреб на Донбасі належать до кінця XVII ст., а кіновар, арсенопірит і антимоніт, судячи зі слідів стародавніх гірничих виробок і знахідок у них гірських кам'яних знарядь (верхів'я р. Бахмут у районі ст. Микитівка), видобували тут ще в давні часи (катакомбний період) (Білецький і Гайко, 2006; Татаринів та ін., 2013).

На етапі зародження (початок XVIII – середина XIX ст.) перші спроби розвідки і промислового використання вугільних родовищ на Донбасі пов'язані з діяльністю

капітана Бахмутського батальйону, коменданта фортеці Бахмут Семена Чиркова і керуючого Бахмутськими соляними промислами Микити Вепрейського, які в 1721 р. організували розвідувальну партію і виявили поклади вугілля, придатні для промислової розробки, ставши, таким чином, першовідкривачами Донецького кам'яновугільного басейну. Місцем, де було виявлено перше бахмутське вугілля і розпочався його видобуток, було урочище Сkelювате (балка Сkelюва або Сkelювата), яке розташоване в 25 верстах на південний захід від Бахмута, на території сучасного міста Торецьк (Білецький і Гайко, 2006; Гайко і Білецький, 2022; Ломако і Кулішов, 2018).

Розвідувальні роботи активізувалися після урядового указу про будівництво Луганського ливарного заводу у 1795 р. і з XIX ст. почалося більш детальне вивчення Донецького басейну, а наприкінці століття – його освоєння вугільною промисловістю (Гайко і Білецький, 2022; Кузнецов, 1963; Новик и др., 1960; Михайлов, 2018).

До першої чверті XIX ст. належать перші спроби стратиграфічного розчленування донецьких осадових товщ і складання геологічної карти частини басейну гірничим інженером Є.П. Ковалевським, який у своїй роботі «Геогностичний огляд Донецького гірського кряжу» (1829 р.) уперше запровадив назву «Донецький кряж» і поклав початок систематичному вивченню стратиграфії басейну. Їм було розчленовано мезозойські і палеозойські осади, виокремлено пермські і вугленосні відклади; уперше відзначено характерну для басейну повторюваність осадових верств. Меншою мірою було висвітлено питання тектоніки: було описано Головну антикліналь Донецького басейну, окреслено контури Бахмутської мульди, відзначено різний ступінь дислокованості порід центральної і периферійної частин басейну.

Наприкінці 30-х років XIX ст. геологічні роботи в басейні проводив французький геолог Фредерік Ле Пле, який зіставив відклади басейну з карбонівими вугленосними відкладами Бельгії, Вестфалії та Англії, а в сорокових – англійський геолог Родерік Мерчисон, який зумів розчленувати відклади карбону в природному розрізі в районі р. Кальміус на три відділи (Гайко і Білецький, 2022; Кузнецов, 1963; Подов і Курило, 2009; Новик и др., 1960).

Систематичне вивчення геології Донецького басейну почалося з 60-х років XIX ст. у зв'язку з його промисловим освоєнням (етап росту, середина XIX – початок XX ст.). За результатами геологічних досліджень басейна, що тривали з 1864 р. по 1869 р. було опубліковано пластову гірничо-промислову карту західної частини Донецького кряжа в масштабі 1:126 000, складену під керівництвом акад. Г.П. Гельмерсена гірничими інженерами братами А.О. і О.О. Носовими, і пластову карту Донецького кам'яновугільного кряжа в масштабі 1:420 000 (1872 р.) (рис. 1.1). Велике значення на цьому етапі мали роботи О.В. Гурова (1882 р.), який розчленував відклади карбону на два відділи, а верхній відділ – на два яруси, причому в нижньому він уперше виділив чотири світи вугільних пластів (Гайко і Білецький, 2022; Кузнецов, 1963; Лутугин и Степанов, 1913; Новик и др., 1960).

З останньою чвертю XIX ст. пов'язаний початок вивчення Микитівського ртутного родовища, повторно відкритого 1879 р. інженером А.В. Міненковим. Розвідувальні роботи, організовані на початку 1880-х рр., дали змогу виявити три родовища ртутних руд, представлених у вигляді роз'єднаних куполів, локалізованих уздовж осі Горлівської антикліналі (Софіївська, Нова і Залізнянська ділянки). В цей час були отримані загальні відомості про геологічні особливості родовищ і мінеральний склад руд (В.О. Домгер, А.В. Міненков, В. Вебер, К. Марков і ін.) (Гайко і Білецький, 2022; Корчемагин, 1970; Лазаренко и др., 1975).

Неоціненне значення у вивченні стратиграфії і тектонічної будови розглянутого району, як і всього Донецького басейну, мали роботи з детальної геологічної зйомки, організовані і проведені Геологічним комітетом з 1892 р. спочатку під керівництвом акад. Ф.П. Чернишова, пізніше геолога Л.І. Лутугіна. Картування Горлівського району Головної антикліналі виконано в масштабі 1:42 000 В.І. Соколовим, А.А. Снятковим і М.М. Яковлєвим. За результатами цих робіт до 1915 р. видано геологічний нарис району та опубліковано геологічні планшети, що охоплюють східну частину і південне крило Горлівського району Головної антикліналі та частини Кальміусо-Торецької улоговини (рис. 1.2). У 1920 р. Геологічним комітетом було опубліковано геологічну карту Донецького кам'яновугільного басейну в масштабі

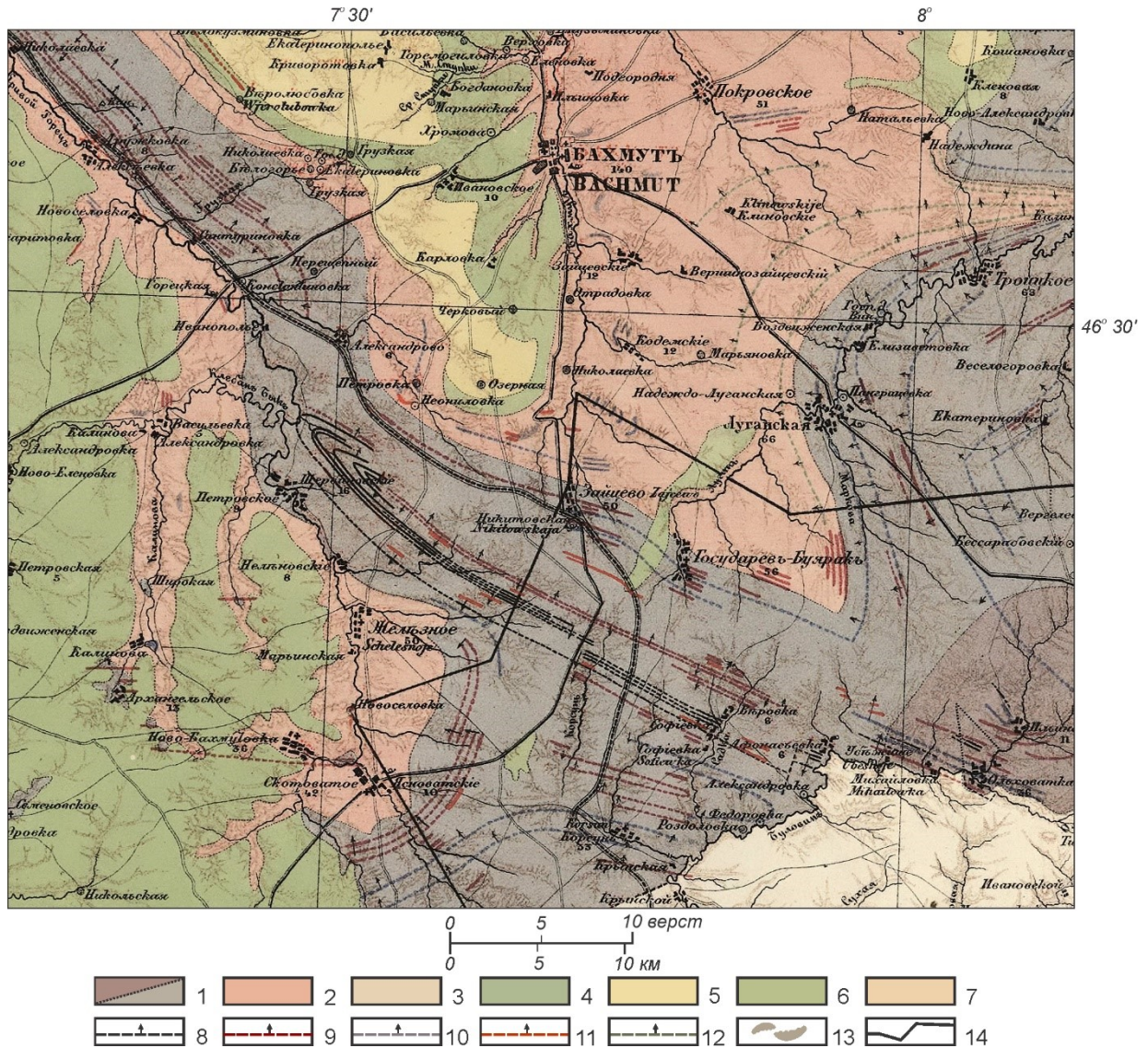


Рис. 1.1 – Фрагмент геологічної карти західної частини Головної антикліналі Донецького басейну за результатами геологічних досліджень 1864–1869 рр. (за А.О. і О.О. Носовими, 1869):

Формациї: 1 – кам'яновугільна, 2 – пермська, 3 – юрська, 4 – крейдова, 5 – верхньокрейдова, 6 – нижньокрейдова, 7 – третинна;

Напрямки: 8 – кам'яновугільних пластів, 9 – пластів пісковиків, 10 – пластів вапняків, 11 – залізних руд, 12 – мідистих пісковиків, 13 – штоків гіпсу, 14 – лінії вертикального розрізу

1:420 000, першу із зведених робіт по тектоніці Донбасу (Гайко і Білецький, 2022; Кузнецов, 1963; Лутугин и Степанов, 1913; Новик и др., 1960; Степанов, 1944).

Для вирішення проблеми прогнозу газоносності вугільних родовищ у першій декаді ХХ ст. починається систематичне дослідження природної газоносності вугільних пластів (М.М. Черніцин), яке до кінця 1930-х рр. переходить на якісно новий рівень (Г.Д. Лідін, В.Т. Пальвелев, В.В. Ходот, Н.М. Страхов, О.І. Кравцов) (Забигайло и Широков, 1972; Кузнецов, 1963).

До цього ж періоду вивчення належить проведення робіт із вуглехімічного дослідження Донецького басейну, за результатами якого до 1915 р. було видано опис вугілля Центрального (Горлівського) району, складений Б.Ф. Меффертом. Систематичного ж характеру детальне вивчення якості донецького вугілля набуває у першій половині 1930-х рр. і завершується складанням «Геолого-вуглехімічної карти Донецького басейну», опублікованої у вигляді атласу кольорових карт і розрізів у 1954 р. (ВУГІ, ДонВУГІ) (Кузнецов, 1963; Новик и др., 1960).

На початку етапу повторного зростання (1923–1940 рр.) Геологічним комітетом було опубліковано друге фундаментальне зведення геологічних досліджень Донбасу – «Матеріали до детальної геологічної карти Донецького кам'яновугільного басейну» (1926 р.) у вигляді атласу з 65 аркушів, кожен з яких представляв карту окремих планшетів у масштабі 1:42 000, що стала базою для всіх подальших геологічних досліджень Донбасу. У процесі геологічного картування було розроблено стратиграфічну схему вугленосної товщі всіх трьох відділів карбону, відкладів, що підстиляють і покривають їх, а також детальну синоніміку вугільних пластів, поширену на всі вивчені райони басейну (Б.Ф. Мефферт та ін., 1926). На підставі цих досліджень В.І. Соколовим і Б.Ф. Меффертом було дано докладні описи тектоніки району Головної антикліналі Донбасу, а П.І. Степановим складено геологічний розріз басейну, що перетинає середню його частину (Кузнецов, 1963; Новик и др., 1960; Степанов, 1944).

З 1927 р. проводиться детальна гідрогеологічна зйомка Донецького басейну на існуючій топографічній основі масштабу 1:42 000, організована Геологічним комітетом під загальним керівництвом М.М. Слов'янова, пізніше – М.А. Родигіна та І.І. Нікшича. За результатами зйомки для Центрального району М.С. Токаревим

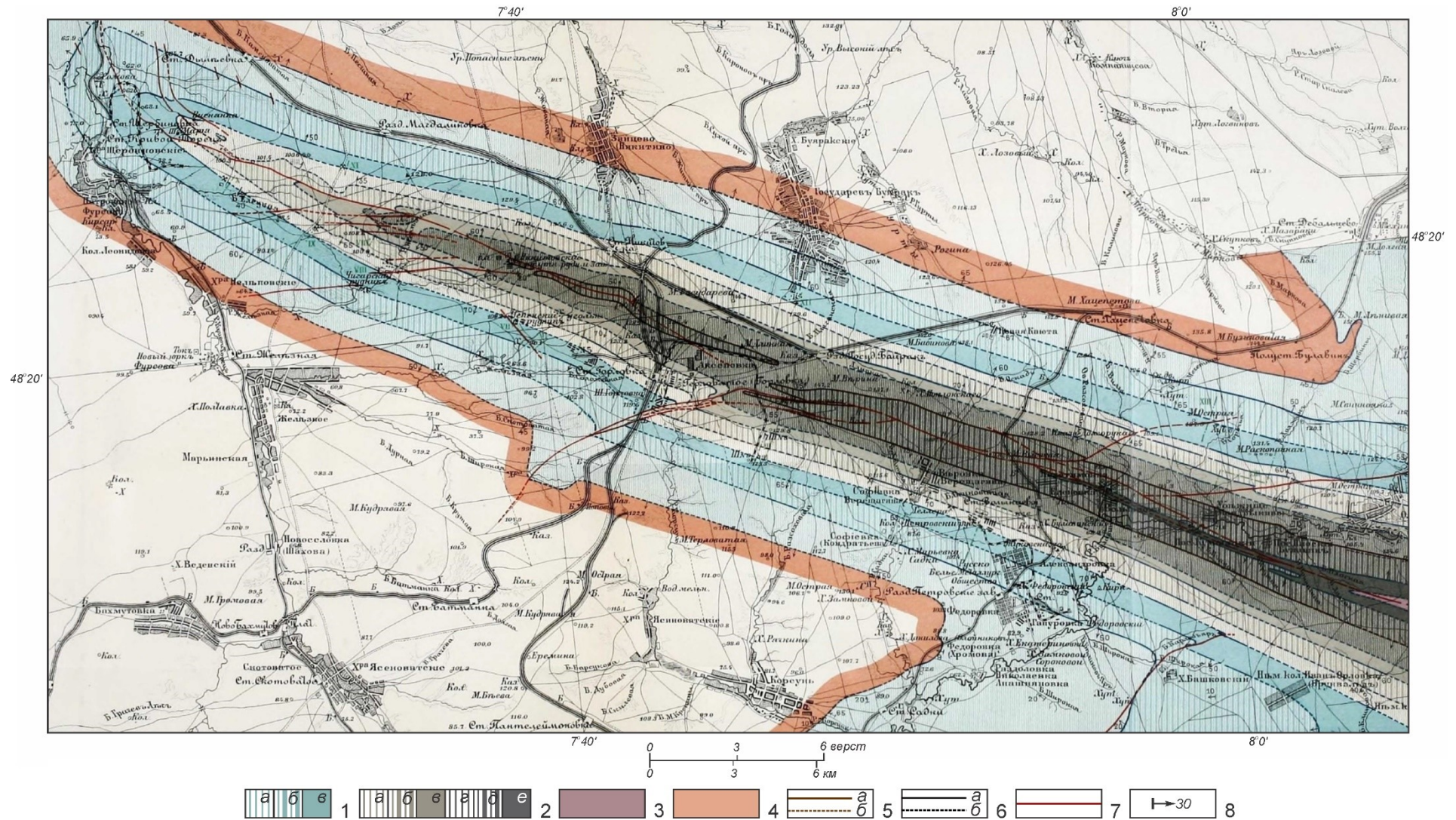


Рис. 1.2 – Фрагмент геологічної карти західної частини Головної антикліналі Донецького басейну за результатами геологічних досліджень 1892–1917 рр. (за Соколов и Лутугин, 1910)

Пояснення до рис. 1.2:

1 – відклади світ верхнього карбону: а – C_3^3 , б – C_3^2 , в – C_3^1 ; відклади світ середнього карбону: а – C_2^6 , б – C_2^5 , в – C_2^4 , г – C_2^3 , д – C_2^2 , в – C_2^1 ; 3 – відклади світи C_1^7 нижнього карбону; 4 – відклади пермокарбону; 5 – пісковик, що (а) виступає і (б) не виступає на поверхню; 6 – вапняк, що (а) виступає і (б) не виступає на поверхню; 7 – лінія скидо-зсуву; 8 – кут падіння порід.

було складено планшети VI-20, VI-21. Це дало змогу дати конкретну кількісну оцінку водоносних горизонтів донецького карбону і мезозойських порід, а також вирішити низку питань, пов'язаних із водопостачанням окремих населених пунктів і цілих районів (Кузнецов, 1963; Попов и др., 1930; Степанов, 1944).

З 1929 р. проводять нову детальну геологічну зйомку (В.Л. Ласточкін), яка методологічно стала логічним продовженням лутугинської зйомки, але на більшій великомасштабній основі і точніше – інструментально, підсумком якої було складання загальної геологічної карти басейну (1936 р.), яку в наступні роки уточнювали в міру одержання нових даних (Кузнецов, 1963; Лазаренко и др., 1975).

З 1929 р. починається проведення геофізичних робіт, які отримали надалі, особливо в повоєнні роки, великого розвитку і стали одним з обов'язкових елементів геолого-розвідувальних робіт. Було складено геофізичні карти і зведені геолого-структурні карти (Кузнецов, 1963).

На початку 1930-х рр. починається вивчення рідкісних елементів у вугіллі Донбасу, коли у ряді вугільних родовищ була виявлена висока концентрація германію і встановлено ряд інших елементів (берилій, ванадій та ін.) (Руєв, 2002).

У середині 1930-х рр. проводилося детальне вивчення геології родовищ Микитівського рудного поля співробітниками Геологічного інституту АН СРСР під керівництвом Є.Є. Захарова і геологами Микитівського рудника, за результатами якого було дано перший монографічний опис родовища, що висвітлював структуру рудного поля, мінералогічний склад руд та їх генезис (Захаров и Королев, 1940).

З повоєнних років (етап повторного становлення, 1943–1955 рр.) істотного розвитку набувають пошукові розвідки з метою розширення промислових меж

басейну та інтенсивні промислові розвідки ще неосвоєних ділянок у старих районах і на суміжних з ними площах. У старих вуглепромислових районах, особливо з вугіллям коксівних марок, до яких належить і Центральний район, це дало змогу детально розвідати велику кількість ділянок на нижніх горизонтах до глибини 800–1200 м. У другій половині 1940-х рр. було проведено велику роботу зі складання гіпсометричних планів усіх робочих пластів басейну, які у 1955 р. було поповнено і скориговано. На їхній основі з вичерпною повнотою і детальністю проведено перерахунок запасів вугілля Донецького басейну. (Кузнецов, 1963; Лазаренко и др., 1975).

Для Микитівського рудного поля характерна доволі широка постановка пошуково-розвідувальних робіт у другій половині 1940-х років. Складається геологічна карта рудного поля в масштабі 1:10 000 і проводиться велика робота з розшифрування його стратиграфії і структури, виявлення закономірностей локалізації рудного ртутного зруденіння (С.Д. Ступак, С.І. Кирикилиця, М.Я. Ольховський та ін.). К 1950-х рр. була уточнена на новій основі геологічна карта поверхні рудного поля (М-б 1:5 000), яка вперше строго узгоджувалася із загальноприйнятою в Донбасі синонімікою пластів (Г.А. Голіцин, В.А. Тарасевич) (Багатаев и Роговой, 2011; Корчемагин, 1970).

На етапі становлення (1955–1985 рр.) подальше освоєння Донецького басейну супроводжувалося великим обсягом розвідувального буріння в комплексі зі зйомочними і спеціальними (геофізичними, гідрогеологічними тощо) роботами, що дало змогу одержати великий фактичний матеріал, узагальнення якого призвело до появи численних праць із геології Донбасу, що стосуються переважно проблем вугільної геології. Зокрема, це дало змогу розширити уявлення про тектоніку Головної антикліналі та її Горлівського сегмента щодо, насамперед, питання про механізм виникнення цієї антиклінальної складки, а також поперечних складок першого порядку, що ускладнюють крила антикліналі, складок другого порядку, що ускладнюють складки першого порядку, флексур, субширотних систем насувів і дрібноамплітудних розривів (Забигайло и др., 1994; Кузнецов, 1963).

З іншого боку, успіхи, досягнуті у вивченні басейну, пояснюються тим, що розробкою теоретичних і практичних питань геології займався великий колектив геологів із місцевих геологорозвідувальних організацій, науково-дослідних інститутів і вищих навчальних закладів. Так, наприклад, геологія Микитівського рудного поля як частини єдиної структурної і металогенічної провінції Донецького басейну (Горлівський блок Центральної ртутоносної зони Донецької провінції) вивчається планомірно, за скоординованою загальною програмою. Геологорозвідувальні роботи здійснюються Горлівською геологорозвідувальною експедицією ВГО «Донбасгеологія», вивченням детальних закономірностей рудорозподілу займаються геологи Микитівського ртутного комбінату, тематичними роботами – співробітники науково-дослідницьких інститутів і вищих навчальних закладів. Проводяться дослідження мінералогічних і геохімічних особливостей рудного поля і розподілу ртуті у вугіллі Донбасу (Інститут мінеральних ресурсів), вивчається геологічна будова району і тріщинна тектоніка рудного поля (Донецький політехнічний інститут) тощо (Багатаєв и Роговой, 2011; Захаров и Кирикилици, 1984; Корчемагин, 1970).

З 1955 р. почалось систематичне вивчення рідкісних елементів, насамперед германію, у вугільних пластах Південно-Західного Донбасу. Наприкінці 1950-х рр. складаються карти розподілу германію, берилію, свинцю, цинку та ванадію у вугільних пластах в масштабі 1:200 000, а у другій половині 1960-х рр. – металогенічні і прогнозні карти германію, галію і скандію в масштабі 1:100 000. З першої половини 1970-х рр. розпочата оцінка галієносності, рідкіснолужно-земельно-металевого зруденіння енергетичного вугілля, наприкінці 1970-х рр. – дослідження токсичних і супутніх елементів. Узагальнена інформація з геохімії малих елементів у вугленосних товщах використана для складання монографії «Металогенія вугленосних та сланцевих товщ» (Руєв, 2002).

З 1960-х рр. Інститутом геофізики АН УРСР і трестом «Укргеофізрозвідка» розпочато глибинні сейсмічні зондування: глибинна будова земної кори і верхньої мантії в межах Донецької складчастої споруди вивчається вздовж профілю 10-ХІ

протяжністю 850 км, що перетинає в субмеридіональному напрямку всю територію України (В.Б. Соллогуб и А.В. Чекунов, 1971).

В 1960-х рр. було вперше застосовано тектонофізичний аналіз тріщинної тектоніки на Микитівському рудному полі і площі Горлівської антикліналі (Б.С. Панов, В.С. Токовенко); були виокремлені поздовжня і діагональна спряжені пари систем тріщин сколювання, виникнення яких пояснювалося поперечним відносно осі складки і поздовжнім тангенціальним стисканням. Картування Горлівської антикліналі в масштабі 1:50 000 на початку – середині 1960-х рр. дало змогу виявити деякі нові розривні порушення, запропонувати поділ дрібних складок другого порядку на куполи і брахіантикліналі, розглянути генезис цих структур і природу розриву Січний (А.М. Добрянський, І.Л. Нікольський та ін.) (Корчемагин, 1970; Лазаренко и др., 1975).

З середини 1980-х до кінця 1990-х проводяться роботи з підрахунку ресурсів і оцінки запасів вуглеводневих газів у вугільних пластах. За прогнозних ресурсів метану у вугленосній товщі 66–68 млрд м³, Центральний район вважається малоперспективним внаслідок крутих кутів падіння вугленосних відкладів і низьких концентрацій газу в дегазаційних системах шахт (Анциферов и др., 2004).

У другій половині 1980-х і на початку 2000-х проводиться глибинне сейсмічне зондування, у 2008 р. – регіональні аерогеофізичні дослідження методом аналізу спонтанної електромагнітної емісії Землі уздовж двох регіональних геофізичних профілів, один з яких (ГСЗ DOBRE) перетинає Донецьку складчасту споруду. Результати цих досліджень дозволили уточнити дані про глибинну будову земної кори Донбасу і здійснити модельні побудови літосфери розглядуваного регіону (Д. Грінь, А. Гутерх, В.П. Коболев, А.Є. Лукін, В.Б. Соллогуб, В.І. Старостенко, С.Н. Стівба і ін.) (Град и др., 2003; Соллогуб, 1986; Старостенко и др., 2009).

Загалом у період з кінця 1980-х по теперішній час – етап спаду з поступовим зниженням видобутку вугілля і завершенням освоєння ртутних родовищ Микитівського рудного поля – на тлі продовження традиційних напрямів геологічних досліджень, сформованих у повоєнні роки ХХ ст., спостерігається зниження кількості фундаментальних і комплексних робіт. Помірне фінансування науки зумовило

недостатність польових робіт і, як наслідок, скорочення надходження нового фактичного матеріалу, що стало призводити до переосмислення та узагальнення накопичених за попередні десятиліття даних на новому рівні (Багатаєв и Роговой, 2011; Сапицкая, 2009; Шнюков и др., 2008).

З початком збройного конфлікту на сході України у 2014 р. було втрачено контроль над більшою частиною Центрального вугільно-промислового району, що суттєво обмежило його подальше геологічне вивчення, а після початку повномасштабного вторгнення Росії 2022 р. остаточно унеможливило.

1.2 Поля напружень і геологічна структура західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу

Головна антикліналь Донбасу – велика складнобудована деформаційна структура – як об’єкт тектонофізичних досліджень становить інтерес не тільки з позиції геологічної будови, механізму формування і просторового розміщення тектонічних дислокацій, але й з позиції впливу цих чинників на умови розробки вугільних родовищ.

Найвивченішою в усіх відношеннях є Горлівська антикліналь, у межах якої, окрім численних вуглевидобувних підприємств у її крилах, знаходиться Микитівське рудне поле, яке приурочене до присклепінної частини складки, а саме – до п’яти купольних складок, які ускладнюють її склепіння.

У цьому районі тривалий час виконувалися тектонофізичні дослідження і завдяки ретельному геологічному документуванню були геометризовані різноманітні деформаційні елементи гірського масиву, визначена їх морфологія, кінематика розривів, а також здійснена реконструкція полів напружень для багатьох локальних об’ємів, шахтних полів, родовищ і району загалом (Бабич и др., 1969; Емец и др., 1982; Забигайло и др., 1994; Заря, 1979; Корчемагин, 1970; Корчемагин и Панов, 1970; Корчемагин и др., 1982, 1986; Корчемагин и Емец, 1987; Корчемагин и Рябоштан, 1984; Лазаренко и др., 1975; Никольский, 1959; Никольский и др., 1960, 1963, 1974,

1983; Панов, 1957; Панов и др., 1982, 1983; Попов, 1970; Рябоштан и др., 1982; Сим и др., 1987; Токовенко, 1967).

Аналіз встановлених у процесі картування структурних форм Микитівського рудного поля дозволяє зробити висновок про те, що вони становлять елементи деформаційного поля, яким властива певна ієрархія.

Так, якщо розглянути Горлівську антикліналь як елемент першого структурного порядку, то поздовжні і діагональні розломи, поперечні тріщинні зони та куполоподібні складки другого порядку, які ускладнюють її склепінну частину, мають характеризуватися як елементи наступного нижчого структурного рівню. Останні у своєму розташуванні у межах рудного поля не є хаотичними як тектонічна тріщинуватість (ще нижчий структурній рівень), а підпорядковуються певним закономірностям, пов'язаним, насамперед, з чітко вираженою кулісоподібністю у будові їх взаємного розташування.

Наочним прикладом цьому може служити кулісоподібний ряд куполоподібних складок. Розташовані на приблизно однаковій відстані одна від одної (1,6-1,9 км), вони орієнтацією своїх довгих осей утворюють гострий кут (30-45°) з віссю Горлівської антикліналі, яка в цьому випадку може розглядатися як вісь ряду їх кулісоподібного розташування. При цьому будова ряду обумовлюється умовами лівобічної кулісоподібності. Розміри розглядуваних складок обмежуються шириною склепінної частини антикліналі, яка в центральній частині рудного поля оконтурюється двома розривами, які падають назустріч один одному, а на західному фланзі – ділянками різкого скривлення шаруватості порід на схилах, при переході у крила складки. У горизонтальній площині вони локалізуються на ділянці склепіння антикліналі в місці найбільшого скривлення її шарніру. У доступних для дослідження межах спостерігалось переміщення центрів піднять вгору зі сходу на захід. Західніше рудного поля спостерігаються деякі відмінності у будові купольних структур. Так, Диліївська і Держинська складки, розташовані поблизу західного периклінального замикання Горлівської антикліналі у напрямку найзначнішого занурення її шарніру, на відміну від складок, які розташовані східніше (Чорнобугорська, Чорнокурганська, Котушка та ін.) стають більш пологими, але зберігають характерну орієнтацію під

кутом к її осі, що говорить про те, що рівень поверхні тут знаходиться вище підняття. Водночас згладжування складки вказує на те, що центр підняття знаходиться нижче, ніж на інших ділянках.

Слід зазначити, що для усіх куполоподібних складок характерним є зменшення амплітуд розмаху з глибиною. Наприклад, максимальною амплітудою (до 190-150 м) на верхніх горизонтах характеризуються куполи центральної частини рудного поля (Софія, напівкупол Новий). Встановлена інтенсивність згасання амплітуди розмаху складчастості з глибиною для купольних структур центральної частини у межах 20 м за 100 м глибини передбачає повне виклинювання розглядуваних структур на глибинах 600-700 м. Ця ж глибина строго контрольована і зоною зчленування поздовжніх розломів, нижче якої антиклінальна складка набуває шарнірної форми склепіння (Корчемагин, 1970; Корчемагин и Панов, 1970; Лазаренко и др., 1975; Никольский, 1959; Никольский и др., 1983; Панов, 1957; Панов и др., 1982, 1983).

Окрім куполоподібних складок, кулісоподібність у будові установлюється і для поздовжніх розломів (Січний, Софіївський-Новий та ін.). Останні зобов'язані їй хвилястістю будови своїх зміщувачів, які за детальної геометризації на багатьох ділянках рудного поля розпадаються на прямолінійні фрагменти, які є ступінчасто зміщеними один відносно одного. Ділянки взаємного перекриття супроводжуються зонами дроблення підвищеної товщини. Розміри і простягання цих фрагментів достатньо витримані і становлять $80-120^\circ$ і $220-230^\circ$ відповідно. Взаємне розташування у плані характеризується умовами правого кулісоподібного ряду, кут якого є доволі гострий і, як правило, не перевищує $5-10^\circ$. Загальне простягання поздовжніх розломів збігається з простяганням склепіння Горлівської антиклінали, тоді як азимути падіння зустрічні.

Кути падіння зміщувачів не є витриманими (60 до $75-80^\circ$), причому пологіші значення частіш характерні для пісковиків. Стратиграфічна амплітуда також не є витриманою і змінюється від перших сантиметрів до $30-40$ м. Максимальні значення амплітуд відповідають ділянкам зчленування з куполоподібними складками склепіння.

Для цих розломів за структурними ознаками і кінематичними реконструкціями встановлюються правобічні зсувні зміщення.

Також відзначаються поперечні тріщинні зони, які являють собою цілі пучки дрібної тріщинуватості поблизу однієї або двох великих тріщин. Вони формуються переважно у межах потужних пісковиків, що містять руду, на ділянках південних крил куполоподібних складок і в міжкупольних інтервалах. Порушує суцільність на повну потужність пісковиків дуже обмежена кількість цих зон, які здебільшого виклинюються при виході в алевроліти і аргіліти.

Переважає більшість поперечних тріщинних зон обмежується окремими інтервалами у межах потужних пачок пісковиків. У просторовому відношенні це крутопадаючі зони з невитриманими за рахунок своєї хвилястості азимутами простягання, які в середньому становлять $210-220^\circ$. Своїм розташуванням у межах подовженої склепінної частини антикліналі розглядувані тріщинні зони утворюють правий кулісоподібний ряд.

За структурними ознаками і результатами реконструкції по поперечних великих тріщинах встановлюються лівобічні зсувні зміщення. Слід додати, що найбільш великі з розглянутих зон перетинають склепінну частину і обмежуються в центральній частині поздовжніми розломами або тупим виклинюванням при переході у південне крило у східній частині рудного поля.

Діагональні розломи простежуються за простяганням $90-100^\circ$, їхні зміщувачі нахилені під кутом $65-75^\circ$. Максимальна стратиграфічна амплітуда підкидового характеру фіксується на глибині в місцях зчленування з куполоподібними складками і зменшується до крил антикліналі. За структурними ознаками і кінематичними реконструкціями для цих розривів встановлюється підкидо-зсувне правобічне зміщення (Заря, 1979; Корчемагин, 1970; Корчемагин и Панов, 1970; Лазаренко и др. 1975; Никольский, 1959; Никольский и др., 1960, 1963, 1983; Панов и др., 1982, 1983).

Таким чином, слід зазначити, що деформаційні елементи геологічної структури склепінної частини західного замикання Головної антикліналі підпорядковуються певним закономірностям, пов'язаним, насамперед, з чітко вираженою кулісоподібністю у будові їх взаємного розташування. Таке спостереження є

слухним для елементів різного ієрархічного рівня: як для ряду ешелонованих купольних структур і диз'юнктивних структурних елементів, так і для тріщинних зон. Звертає на себе увагу той факт, що для поздовжніх осі антикліналі розривів встановлюються правобічні зсувні зміщення, для поперечних – лівобічні.

Найбільш інформативними геологічними індикаторами тектонічних напружень, що аналізуються польовими тектонофізичними методами, є різномасштабні розривні порушення, дрібні структурні форми: дайки, мінералізовані жили, тріщини сколювання і відриву, борозни ковзання на площах будь-якого генезису, сланцюватість, кліваж, стилітові шви, шарніри і осьові поверхні складок та флексур, тощо.

У різний час авторами, що вивчали тектонічні напруження Горлівської антикліналі за методом М. Гзовського, було виділено від двох до восьми систем спряжених пар тріщин, у відповідності до яких було реконструйовано типи напруженого стану порід (Бабич и др., 1969; Корчемагин, 1970; Токовенко, 1967). Даний метод ґрунтується на уявленнях теорії міцності Кулона, відповідно якій руйнування матеріалу здійснюється по площадках, в яких діють найбільші дотичні напруження, і реалізується шляхом розвитку тріщин сколювання.

Так, В. Токовенко виокремлював дві системи спряжених пар тріщин сколювання – поздовжню, розвинуту повсюдно, і діагональну (субширотну і субмерідиональну) до осі Горлівської антикліналі, розвинуту на її крилах поблизу великих діагональних розривів, відповідно до яких було вирізнено два типи напруженого стану порід. Для поздовжньої системи тріщин сколювання осі головних нормальних напружень мають наступні елементи залягання: σ_1 – аз. пад. $158^\circ \angle 80^\circ$, σ_3 – аз. пад. $29^\circ \angle 6^\circ$. Для діагональної системи тріщин сколювання осі орієнтовані наступним чином: σ_1 – аз. пад. $52^\circ \angle 17^\circ$, σ_3 – аз. пад. $320^\circ \angle 6^\circ$ (Токовенко, 1967).

В. Корчемагіним в процесі польових спостережень на Микитівському рудному полі було виділено вісім систем спряжених пар тріщин сколювання, відповідно до яких було вирізнено вісім типів напруженого стану порід, що змінювали один одного на різних ділянках рудного поля або послідовно виникали в процесі його формування, які автор об'єднав також у дві групи за орієнтуванням осі максимальних стискальних

напружень (Корчемагин, 1970). В першому випадку вісь стискання розташована поперечно до шарніру Горлівської антикліналі, у другому – діагонально до нього і поперечно до шарнірів куполоподібних складок другого порядку. Особливості просторового орієнтування осей головних нормальних напружень і розподілу типів полів напружень в досліджуваній структурі вказують на те, що вони є наслідком дотичного стискання, напрямком якого спочатку був поперечним до осі Горлівської антикліналі, а потім діагональним до неї і поперечним до шарнірів складок другого порядку.

На цьому етапі досліджень на основі реконструкції тектонічних напружень району було запропоновано двоетапний механізм формування Горлівської антикліналі і деформаційних елементів, які ускладнюють її структуру, зокрема, різнорангових розривів і куполоподібних складок.

У перший, власноскладчастий, період, який пов'язується з заключними фазами герцинського орогенезу, утворилася велика лінійна складка поздовжнього вигину – Горлівська антикліналь. У той же час на основі тріщин сколювання і відриву сформувалися відповідно поздовжні Осьовий насув і розрив Січний, які відособили склепінну частину і крила складки.

В післяскладчастий період в результаті тектонічних зрушень гірських мас у діагональному відносно загальнодонецького простягання структурних елементів напрямку (південний схід – північний захід) пласти порід Горлівської антикліналі зазнали додаткового стискання у складку. Вздовж поздовжніх розривів раннього закладення ці рухи трансформувалися у зсувні зміщення, а на крутосхилих крилах утворилися субширотні і субмеридіональні розриви сколового характеру. Розрив Січний і Осьовий насув в той час, таким чином, являли собою праві зсувні або підкидо-зсувні порушення. На склепінних ділянках пологого залягання порід, відособлених від крил поздовжніми розривами, пласти були зім'яті в дрібні складки другого порядку, формування котрих, певно, відбувалося під впливом двох причин: а) поздовжнє стискання в результаті безпосереднього впливу зовнішніх тектонічних зусиль, і б) близьке до поздовжнього стискання, обумовлене правобічними зсувними зміщеннями уздовж поздовжніх розривів (включаючи тріщини пошарового

ковзання), що, ймовірно, мало другорядне значення, проте вплинуло на деяку непаралельність шарнірів накладених складок. Таким чином, за механізмом утворення ці складки являють собою здебільшого складки поздовжнього вигину. Однак на завершальних стадіях їх розвитку відзначається також поперечний вигин шаруватої товщі внаслідок нагнітання пластичного матеріалу до ділянок куполоподібних структур, що формуються (Корчемагин, 1970).

В. Приходченко, реконструюючи тектонічні поля за методом М. Гзовського, вирізняв декілька етапів тектогенезу у Центральному вуглепромисловому районі, головними з яких є етап з головними вертикальними напруженнями, що сприяли утворенню систем дрібноамплітудних скидів, і етап з горизонтальними субмеридіональними стискальними напруженнями, які за рахунок перерозподілу вздовж осьової поверхні Головної антикліналі утворювали певний обертальний момент і спричиняли формування систем дрібноамплітудних насувів.

Загалом, на думку В. Приходченка, палеонапруження герцинського тектогенезу, під дією яких було сформовано переважну більшість як дрібноамплітудних розривів, так і крупніших тектонічних структур, відіграють основну роль у механізмі розвитку дрібноамплітудної тектоніки Донецького басейну (Приходченко, 1989).

Використання кінематичного методу О. Гуценка, важливою умовою застосування якого є постулат про фіксацію на дзеркалах ковзання слідів останніх, наймолодших тектонічних зміщень, що дає можливість розраховувати осі деформацій, вирізняти етапи і фази деформування, робити сепарацію сколів за енергетичним внеском до реалізації тектонічних напружень, дозволило коректніше розв'язування питань щодо механізмів формування структур і характеру напружено-деформованого стану цієї частини Головної антикліналі Донбасу.

Відновлений напрямок дії головних нормальних напружень, у полі якого формувалися основні структурні елементи Микитівського рудного поля, характеризується пологим (у межах $10-15^\circ$) зануреннями за азимутом 245° для осі σ_1 і азимутом 330° для осі σ_3 . Тобто, просторове співвідношення осей цього поля з деформаційними елементами рудного поля визначається діагональним положенням

σ_1 і σ_3 до деформаційних осей головної рудоконтролюючої структури (Горлівської антикліналі) і симетричним – до складчастих структур, які ускладнюють склепіння головної структури. Причому, найстабільніша вісь напружень σ_3 завжди перпендикулярна осьовим поверхням куполоподібних структур. Формування структури рудного поля визначається умовами пульсуючої зміни у часі величин реконструйованих напружень – від одновісного стискання до одновісного розтягування і навпаки. У межах куполоподібних структур у момент одновісного стискання виникають умови для реалізації вивільнення матеріалу у вертикальному напрямку, що призводить до зміни індексації напружень σ_1 і σ_2 (Корчемагин и др., 1982; Корчемагин и Емец, 1987; Корчемагин и Рябоштан, 1984; Панов и др., 1983). Це поле напружень є наймолодшим для Донбасу і датується ларамійською фазою альпійського тектогенезу (Корчемагин, 1984; Корчемагин и Емец, 1987; Корчемагин и Рябоштан, 1984).

З урахуванням реконструйованих параметрів полів напружень, кінематики розривів і орієнтування структурних деформаційних елементів було наведено новий механізм структуроутворення Головної антикліналі Донбасу як надрозломної складки, яка була сформована у пластичній кам'яновугільній товщі завдяки зміщенням по зоні Центрально-Донецького глибинного розлому (Корчемагин и Емец, 1987, Панов и др., 1983; Смишко, 1972, 1980, 2004). Такий механізм передбачає, що структура склепіння Горлівської антикліналі і Микитівського рудного поля була сформована у результаті правобічних зсувних поздовжньо-зональних рухів по зоні Центрально-Донецького глибинного розлому (Белоконь, 1975; Бородулин, 1974; Кутас и Пашкевич, 2000; Майданович и Радзивилл, 1984; Сологуб и др., 1975; Стомба и Стифенсон, 2000), відображенням якого у сучасній геологічній структурі є Осьовий насув, який простежується вздовж осі Головної антикліналі практично на всьому її протязі. За такої інтерпретації усі відомі деформаційні елементи рудного поля (морфологічні і кінематичні особливості розривів, просторове положення куполоподібної складчастості, системи тріщинних жил, прямолінійність фрагментів поздовжнього розриву Січний) являють собою елементи структурного парагенезису правозсувної зони, тобто сформувалися за один етап при незмінному напрямку осей

загального поля напружень (при незмінному орієнтуванні системи зовнішніх сил) (Емец и др., 1982; Панов и др., 1982, 1983).

Реконструкції полів тектонічних напружень за методом Ж. Анжельє дозволили виокремити три типи зсувного напруженого стану гірських порід у межах Горлівської антикліналі: 1) найдавніший, з захід-північно-західним – схід-південно-східним орієнтуванням осі стискання σ_3 , що відповідає складчастому періоду розвитку антикліналі (з цим полем пов'язані такі крихкі структури як паралельні і перпендикулярні до осі антикліналі тріщини відриву, спряжені системи зсувів і сколові тріщини у крилах антикліналі) ; 2) з північно-західним – південно-східним орієнтуванням осі σ_3 , що відповідає регіональній тектонічній події, що вплинула на верхньокрейдові відклади Донецької складчастої зони (під впливом цього поля зони розломів осьової частини антикліналі діяли як правобічні зсуви); 2) слабо зафіксоване, зі східно-західним орієнтування осі σ_3 , яке ймовірно може бути пов'язаним з певними специфічними структурами, такими як брахіантікліналі, розвинені локально вздовж Головної антикліналі (Saintot et al., 2013).

В ієрархії структурних деформаційних елементів крил Горлівської антикліналі, як плікативних, так і диз'юнктивних форм – складок, флексур, розривів різного рангу, особливо дрібноамплітудних, їх морфології і кінематики, можна відзначити наступні особливості.

Найбільш великими плікативними дислокаціями після власно Горлівської антикліналі є поперечні складки першого порядку шириною 20–25 км і амплітудою 1–2 км, що чіткіше проявлені у розрізі південного крила Горлівської антикліналі. Вважається, що ці складки, які ускладнюють крила Горлівської антикліналі, перпендикулярні її осі, утворилися в період накопичення осадів унаслідок нерівномірного опускання блоків.

Серед складок другого порядку вирізняються прирозломні складки і складки поздовжнього вигину. Перші помічені лише у висячих крилах Горлівського і Юнкомівського насувів і характеризуються невеликою амплітудою (до 20 м), широтним простяганням осьової поверхні і шириною 200–300 м. Їх генезис обумовлений стисканням, спрямованим з боку розломів. Другі характеризуються

північно-східним – південно-західним простяганням осьової поверхні, більшими, порівняно з приразломними складками, значеннями амплітуд (30–100 м) і ширини (1–2 км). Утворення цього типу складок, на думку В. Забігайла і ін. (1994), обумовлено поздовжнім стисканням після інверсії Головної антикліналі, причому максимальні зусилля (σ_3) були орієнтовані вздовж Горлівської антикліналі, а мінімальні (σ_1) – перпендикулярно до її осьової поверхні.

Для флексур Горлівської антикліналі, які розташовані переважно на її південному крилі, на північний захід від Горлівського насуву, характерним є субмеридіональне простягання, південно-західне або західне падіння зміщувачів з амплітудами від 10 до 100 м. Virізняється два типи флексур: флексури розтягнення (I і II Західні флексури) і флексури вигину (Артемівська флексура, Комсомольський флексура-насув). Для перших характерним є збільшення амплітуди з глибиною, тоді як для других відмічається незмінність цього параметра з глибиною. Формування цих структур належить до постінверсійного етапу розвитку Горлівської антикліналі і пов'язане з полем напружень, яке характеризується субгоризонтальним положенням осей головних нормальних напружень, орієнтованих аналогічним до складок другого порядку чином: вісь σ_3 орієнтована поздовжньо, вісь σ_1 – перпендикулярно по відношенню до Горлівської антикліналі (Бабич и др., 1969).

Серед дрібноамплітудних розривів Горлівської антикліналі virізняється декілька систем скидів і насувів. Дрібноамплітудні скиди представлені чотирма діагональними системами, дві з яких орієнтовані вздовж простягання Головної антикліналі, інші – впоперек її простягання. Встановлено, що на південному крилі Горлівської антикліналі розвинуті усі ці системи, на північному крилі – одна, з північно-західним падінням зміщувачів. В свою чергу, дрібноамплітудні насиви представлені також чотирма діагональними системами, але з крутішими кутами падіння зміщувачів, а також двома субмеридіональними системами. Так, на північному крилі антикліналі розвинені діагональна система з північно-західним падінням зміщувачів і субмеридіональна – із західним падінням зміщувачів.

Встановлено, що дрібноамплітудні розриви пов'язані здебільше з середньоамплітудними і деякими великоамплітудними насувами поздовжнього до Донецького басейну простягання (Приходченко, 1989).

У кінематичному відношенні серед дрібноамплітудних розривів крил Горлівської антикліналі переважну частину становлять праві підкидо-зсуви, менш розвинені ліві підкидо- і скидо-зсуви, праві скидо-зсуви, а також поперечні підкиди і скиди. На південному крилі антикліналі розриви у більшості випадків утворюють дві діагональні системи, серед яких найчисленнішу групу складають праві підкидо-зсуви, зсуви, менше – ліві підкидо-зсуви, а також праві підкидо-зсуви і ліві скидо-зсуви з діаметрально протилежним напрямком падіння зміщувачів. На північному крилі переважають здебільшого діагональні праві підкидо-зсуви широтного простягання, а також діагональна система лівих підкидо-зсувів північно-західного простягання і дві системи скидів з південно-східним та північно-західним падінням зміщувачів. У близпериклінальній частині Горлівської антикліналі скиди і скидо-зсуви домінують над підкидами і підкидо-зсувами, також розвинені поперечні скиди з північно-західним і південно-східним падінням зміщувачів (Погребнов и др., 1985).

Ступінь порушеності полів шахт дрібноамплітудними розривами нерівномірна. Переважна частина таких розривів згруповані у зони, які пов'язані з середньо- і дрібноамплітудними розривами поздовжнього орієнтування (Приходченко, 1998).

Враховуючи особливості розподілу і морфології дрібноамплітудних розривів і параметрів вторинної складчастості у межах Горлівської антикліналі виокремлені чотири тектонічних зони. Так, у зоні I (західна частина Горлівської антикліналі у лежачому крилі Горлівського насуву) переважають дрібноамплітудні розриви насувного характеру. Для неї притаманні наявність максимальної за амплітудами дрібної складчастості у Центральному районі (до 75 м) і субперпендикулярне до Горлівської антикліналі простягання довгих осей складок. Натомість, зона III (західна частина північного крила Горлівської антикліналі) характеризується найменшим розвитком насувів. Слід зазначити, що автори характеризують зону I як зону значного

дотичного стискання, а зона III відповідає умовам розтягування (Забигайло и др., 1994).

Резюмуючи, можна зазначити, що для ряду деформаційних елементів Горлівської антикліналі, спостерігається певна симетричність з полем тектонічних напружень, осі головних нормальних напружень якого мають субгоризонтальне положення і орієнтовані таким чином, що вісь стискання σ_3 займає положення, близьке до поздовжнього, а вісь розтягування σ_1 – близьке до поперечного до осі Горлівської антикліналі, що характеризується як зсувне поле напружень.

Аналіз тектонічних полів напружень і деформацій шахт Центрального і ряду інших вуглепромислових районів Донбасу показав, що підвищена викидонебезпечність притаманна ділянкам із зсувним або нестійким (перехідним: скидо-, підкидо-зсувним) типом поля, всередині яких найнебезпечнішими є локальні об'єми гірського масиву, в яких деформації відбувалися за умов «пульсуючої» зміни напруженого стану масиву – від одновісного стискання до одновісного розтягування, а ділянки розвитку викидів просторово співпадають з ділянками зі значенням величини сумарних деформацій відносно координатної осі Z вище одиниці (Беседа и др., 2007; Корчемагин и Павлов, 2009; Корчемагин и др., 1991, 1998, 2006).

Однак, з іншого боку, всякі тектонічні рухи або збільшуватимуть тектонічні напруження у гірському масиві, або зніматимуть їх через пластичні або розривні деформації. Отож, дослідження характеру перебігу таких процесів є особливо актуальним для Донбасу, де гірничі роботи вже тривалий час здійснюються на глибинах понад 1 км, і цілком досяжним з урахуванням того, що зсувні зони мають свою специфічну морфологію і структурний парагенезис, який у теперішній час добре вивчено за результатами моделювання і натурних спостережень (Борняков, 1980; Буртман и др., 1963; Гинтов, 2005; Дьяченко, 2010; Лобацкая, 1987; Лукьянов, 1965; Никонов, 1990; Павлов, 2004; Плотников, 1991; Рогожин и Рыбаков, 1990; Родыгин, 1991; Стоянов, 1977; Тимурзиев, 2014; Уткин, 1980; Шерман, 1981; Шерман и др., 1991; An & Sammis, 1996; Anders & Wiltschko, 1994; Angelier, 1989; Burg, 2018; Chemenda et al., 2016; Chinnery, 1963; Choukroune et al., 1987; Cristie–Blick & Biddle, 1985; Cunningam & Mann, 2007; Dauteuil & Mart, 1998; Davis et al., 2000; Fedorik et al.,

2019; Fossen, 2010; Hancock, 1985; Hempton & Neher, 1986, Koide & Bhattacharji, 1977; Martel, 1990; McClay & Bonora, 2001; Misra et al., 2009; Moody & Hill, 1956; Pavlov et al., 2010; Peacock, 1991; Ramsay, 1980; Salcher et al., 2012; Shipton & Cowie, 1998; Seminsky, 2012; Swanson, 1989; Sylvester, 1988; Ten Brink et al., 1996; Ustaszewski et al., 2005; Van der Pluijm & Marshak, 2004; Venâncio et al., 2023; Visage et al., 2023; Woodcock & Fisher, 1986), що дозволяє чітко ідентифікувати і вирізнити їх серед інших типів тектонічних порушень.

1.3 Мета і задачі досліджень

Попри достатньо детальну вивченість західної частини Горлівської антикліналі Донбасу щодо структурного парагенезису деформаційних елементів, полів напружень – як локального, так і регіонального рівнів, а також механізму структуроутворення, слід зазначити, що зона її західного периклінального замикання, на відміну від Микитівського рудного поля, залишається набагато менш вивченою у цьому відношенні.

В передвоєнний час, по мірі розвитку гірничих робіт у межах поля шахти «Новодзержинська», яка розташована на самому західному периклінальному замиканні Горлівської антикліналі, автором здійснювалися структурно-тектоніфізичні дослідження, в результаті яких були отримані нові дані про геологічну структуру цього району, кінематику розривів і реконструйовано поля тектонічних напружень.

Аналіз літературних і фондів матеріалів щодо полів напружень і геологічної структури західного замикання Горлівської антикліналі та нові дані про геологічну структуру поля шахти «Новодзержинська» дозволив сформулювати мету дисертаційної роботи: дослідження структурно-тектоніфізичних особливостей і закономірностей формування геологічної структури і тектонічних розривів західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу для прогнозу гірничо-геологічних умов розробки вугільних родовищ.

Для досягнення мети планується вирішення наступних основних задач:

- вивчення кінематики, морфологічних особливостей і вікових взаємовідношень тектонічних розривів;
- виділення структурних парагенезисів деформаційних елементів гірського масиву і визначення механізму їх утворення;
- реконструкція основних параметрів полів крихких деформацій і тектонічних напружень локального і мезорегіонального рівнів;
- аналіз ускладнюючих гірничо-геологічних чинників, визначення їх закономірного зв'язку з конкретними типами тектонічних структур і основними параметрами полів деформацій і напружень.

Результати проведених досліджень і вирішення поставлених задач стали основою цієї дисертаційної роботи.

РОЗДІЛ 2. МЕТОДИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для дослідження було обрано структуру західного периклінального замикання Горлівської антикліналі Донбасу. Під час досліджування основна увага приділялася визначенню закономірностей розподілу напружень і розвитку деформацій, що дало змогу виявити як виключно теоретичні, пов'язані з механізмом структуроутворення, так і практичні особливості, пов'язані з просторовим розташуванням тектонічних дислокацій досліджуваного району, які можуть бути корисними при прогнозуванні гірничо-геологічних умов відпрацювання вугільних родовищ.

Особливий інтерес при тектонофізичних дослідженнях приділялося механізму утворення великих деформаційних елементів складної будови, до яких може бути віднесено і Горлівську антикліналь. Це, а також те, що цей район є менш вивченим у порівнянні з районом Микитівського рудного поля, який розташовано дещо на схід і приурочено до склепінної частини досліджуваної структури, обумовило вибір західного периклінального замикання Горлівської антикліналі для структурно-тектонічних досліджень.

Для розв'язання поставлених задач автором було здійснено комплекс досліджень, який містить аналіз і узагальнення спеціалізованої літератури у даній галузі, проведення польових і аналітичних досліджень і аналіз отриманих результатів.

Методичною основою досліджень були кінематичні методи вивчення тріщинно-розривних структур у поєднанні з традиційними геолого-структурними методами.

Вихідними даними для кінематичних методів є просторові, масштабні і кінематичні характеристики тектонічних порушень (орієнтування і масштаб дзеркал і борозн ковзання, тріщин і розривів, орієнтування штрихів і борозн ковзання на їх стінках, характер зміщення крил).

Збирання, систематика і первинне оброблення цих даних здійснювалися у процесі польових тектонофізичних досліджень. Залежно від структурної позиції і

умов відслоненості дані про розривні зміщення об'єднувалися у групи по 10-20 штук, за якими складалися кінематичні стереограми, проводилася їх інтерпретація, результати якої згодом були зведені на геологічній графіці. Окрім відомостей про крихкі деформації, фіксуються (якщо можливо) всі проявлення пластичних деформацій, жили та їх мінеральне виповнення.

Реконструкція параметрів полів напружень провадилася двома структурними рівнями:

- локальному (окремі відслонення, гірничі виробки);
- мезорегіональному (шахтне поле, група шахт).

Найпростішим варіантом інтерпретації структур тектонічного руйнування для реконструкції напрямків дії головних нормальних напружень є метод спряжених пар сколових тріщин, який базується на гіпотезі про максимальні дотичні напруження і пов'язує виникнення сколових порушень з дією дотичних напружень на так званих спряжених площадках, які займають визначену позицію відносно осей головних нормальних напружень. Співвідношення між просторовим орієнтуванням розривів і тектонічними напруженнями, що припускаються цією гіпотезою, дають змогу розв'язувати задач двох типів:

- по відомим у кожній точці простору напруженням визначати орієнтування і тип розривів, які можуть бути спричинені дією цих напружень;
- по відомим розривам у кожній точці простору реконструювати орієнтування осей напружень, що породили ці розриви.

Геометричні способи розв'язування цих задач було запропоновано М. Гзовським (Гзовский, 1975). Однак використання цих методів обмежувалося умовою однорідності й ізотропності гірського масиву під час виникнення порушень. Повсюдне ж розповсюдження у гірських породах різних за масштабами і орієнтуванням ослаблених поверхонь (вже існуючі тектонічні тріщини більш ранніх стадій деформацій, межі розділення порід з різними фізико-механічними властивостями, шаруватість у розрізі осадових товщ), обумовлює значну неоднорідність реальних геологічних об'єктів.

Реалізація зсувних зміщень по цим ослабленим поверхням при деформуванні анізотропного об'єму практично анулює можливості використання даних про орієнтування спряжених систем зсувних поверхонь як надійний параметр для реконструкції за ними орієнтування головних напружень, що діють на цей об'єм.

О. Гущенко і В. Корчемагін (Гущенко, 1979, 1981; Корчемагін, 1984) розробили кінематичний метод, який дозволяє розв'язувати означені вище задачі для анізотропного гірського масиву. При цьому розглядається певний геологічний об'єм, розсічений системами ослаблених поверхонь довільного орієнтування, у якому діє однорідне за орієнтуванням головних осей поле напружень. Деформація в даному об'ємі розвивається через зміщення за всією сукупністю розривів і ослаблених поверхонь у відповідності до теорії пластичності Батдорфа-Будянського (Батдорф, Будянский, 1961). Як вихідне співвідношення, що відображає залежність між напрямками зміщення вздовж одного розриву визначеного структурного рівню і компонентами девіатора тензора напружень σ , що спричиняють зміщення, розглянемо систему:

$$\begin{cases} \vec{P} \cdot \vec{m} = 0 \\ \vec{P} \cdot \vec{i} > 0 \end{cases}, \quad (2.1)$$

де: \vec{P} – повний вектор напружень на площадці-розриві, який задано зовнішньою нормаллю \vec{n} ;

\vec{i} – одиничний вектор, що знаходиться у площині розриву і відображає зміщення висячого крила відносно лежачого, яке вважається нерухомим;

\vec{m} – одиничний вектор, ортогональний векторам \vec{n} і \vec{i} .

Дана система виразів є слушною – оскільки вектори \vec{i} , \vec{P} , \vec{m} розташовані в одній площині та, отож, $|\vec{P} \cdot \vec{m}| = 0$, а $|\vec{P} \cdot \vec{i}| = 0$, оскільки кут між векторами \vec{P} і \vec{i} завжди гострий.

Розглянемо правий ортогональний декартів базис $\{l_i\}$, ($i = 1,2,3$), орт l_3 спрямовано по осі алгебраїчно мінімального напруження тензору $\vec{\sigma} - |\sigma_3|$, орт l_1 – по

осі алгебраїчно максимального напруження $|\sigma_1|$ і орт l_2 – вздовж проміжної осі $|\sigma_2|$. Компоненти векторів \vec{l} , \vec{m} , \vec{n} надалі позначимо через t_i, m_i, n_i $|i=1,2,3|$.

Вважається, що орт l_3 і вектор \vec{n} завжди додатні, тобто утворюють з вертикаллю гострі кути. Тоді, використовуючи відомі вирази:

$$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3 \text{ и } \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0 \quad (2.2)$$

$$\mu_\sigma = 2 \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} - 1 \quad -1 \leq \mu_\sigma \leq 1 \quad (2.3)$$

$$\vec{P} = \sigma_1 \cdot n_1 \cdot l_1 + \sigma_2 \cdot n_2 \cdot l_2 + \sigma_3 \cdot n_3 \cdot l_3 \quad (2.4)$$

систему (2.1) можна навести у вигляді:

$$(1 - \mu_\sigma) \cdot m_1 \cdot n_1 = (1 + \mu_\sigma) \cdot m_3 \cdot n_3 \quad (2.5)$$

$$(1 - \mu_\sigma) \cdot n_1 \cdot t_1 = (1 + \mu_\sigma) \cdot n_3 \cdot t_3 \quad (2.6)$$

Наведена система відбиває два основних принципи обмеження на знаки напрямних косинусів t_i, m_i, n_i , що визначають орієнтацію базису $\{l_i\}$ відносно трійки векторів $\vec{l}, \vec{m}, \vec{n}$:

- 1) знаки $m_1 \cdot n_1$ і $m_3 \cdot n_3$ повинні бути однаковими;
- 2) знаки напрямних косинусів t_1 і n_1 повинні бути однаковими, а знаки t_3 і n_3 – різними.

Ці принципи можна наочно формалізувати за допомогою графічних побудов. Для цього за допомогою стереографічної рівноплощинної сітки Шмідта послідовно будуються проєкції кожного з напрямків азимутальних зсувних зміщень на поверхню сфери одиничного радіусу (рис. 2.1). При цьому точка виходу на верхню півсферу нормалі (n) до площини порушення відповідає положенню на стереограмі полюсу порушення, а напрямок відносного зміщення висячого крила порушення зображується стрілкою, що виходить з точки полюсу і співпадає із слідом, так званою кінематичною площиною, у котрій розташовані вектор посування і нормаль. Стереограми подібного типу з зображенням усієї сукупності зсувних розривних

зміщень, що були заміряні у межах елементарних об'ємів, називаються кінематичними.

Для зрозуміння суті першого принципу обмеження скористуємося графічними побудовами (рис. 2.1).

Площина розриву і кінематична площина розподіляють простір на 4 квадранти (рис. 2.1а). Із виразів 2.5, 2.6 випливає, що орти l_1 і l_3 , які визначають орієнтування головних осей тензору σ (відповідно σ_1 і σ_3), можуть розміщуватися або в одному й тому ж квадранті, обидва з одного або обидва з другого боку кінематичної площини, або в квадрантах, що лежать навхрест. Ділянки у яких мають розміщуватися обидва орти відображено на стереограмі однаковою штрихуванням.

Для зручності подальших міркувань виділяємо центральну (що включає центр проекції) і периферичну зони. Очевидним є той факт, що при розгляді лише одного розриву будь-якої забороненої зони для розташування в ній шуканих ортів визначити не можна. Визначається лише заборонений варіант орієнтування ортів: вони не можуть розташовуватися в суміжних квадрантах, що мають спільну грань, оскільки тоді порушується рівність (2.5). Заборонені зони визначаються лише за даними про два розриви, кожен з яких вводиться двома площинами: площиною зміщувача і кінематичною площиною. При цьому виникає чотири типи зон (рис. 2.1б): 1 і 2 – зони, які є центральними і периферичними для обох розривів; 3 і 4 – зони, які є центральними для першого і периферичними для другого розриву і навпаки.

Шукані орти (осі головних нормальних напружень) з урахуванням принципу ортогональності їхнього взаємного орієнтування можуть розташовуватися тільки у межах однотипно замаркованих зон. Залежно від просторового положення розривів і їхніх кінематичних площин конфігурація цих зон може бути різною. Вони можуть неперервно простежуватися у вигляді поясу через усю проекцію або утворювати деякий відособлений контур. Якщо площа секторів з тим чи іншим штрихуванням за кутовими розмірами не дозволяє розмістити ортогонально розташовані одна до одної осі, то такий сектор або відокремлені сектори з розглядуваним штрихуванням дешифруються як заборонені для обох осей.

Розглядаючи попарно усю сукупність розривів і підсумовуючи заборонені зони, можна чітко локалізувати шукані орти. Однак застосування лише першого принципу обмеження не дає змоги встановити найменування цих ортів (осей).

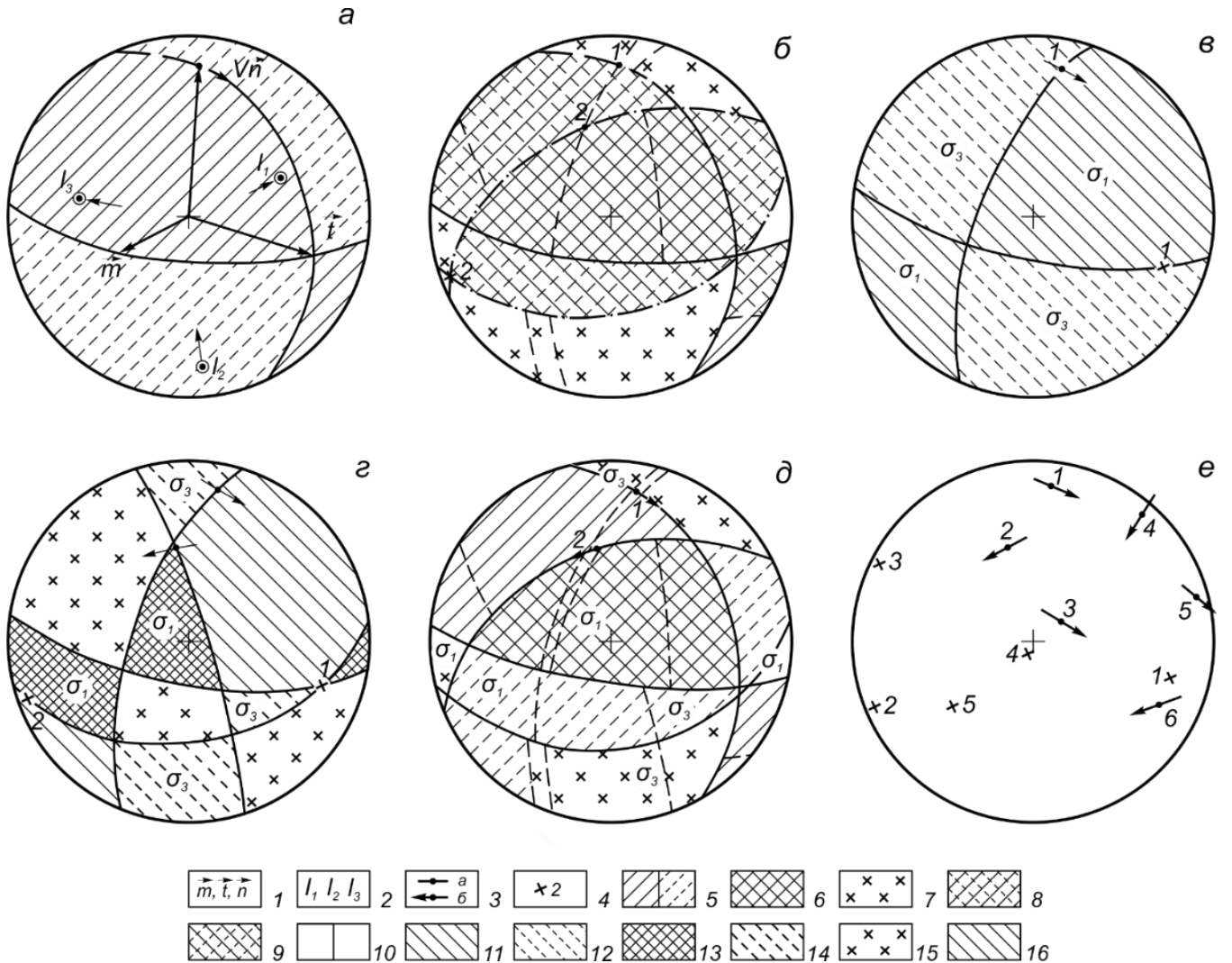


Рис. 2.1 – Стереографічний спосіб визначення дозволених варіантів орієнтування головних нормальних напружень для відомої мінімальної сукупності напрямків зсувних зрушень (за Гущенко, 1979):

а, б – із застосуванням першого принципу обмеження для одного (а) і для двох розривів (б); в, г – застосування другого принципу обмеження для одного (в) і двох розривів (г); д – стереограма розподілу всіх дозволених і заборонених зон σ_1 і σ_3 для двох розривів; е – кінематична стереограма мінімальної кількості розривів, що дають

змогу реконструювати характеристики двох накладених полів тектонічних напружень.

Проекції на верхню півсферу: 1 – одиничних векторів; 2 – ортів правого ортогонального декартового базису; 3 – напрямку зсувних зрушень висячого крила розриву у точці полюсу з невизначеним (а) і визначеним (б) знаком зміщення; 4 – напрямком зсувних зрушень (штрихів) на площині розриву.

Зони півсфери: 5 – між площиною розриву і кінематичною площиною: а – центральна, б – периферична; 6 – центральна для двох розривів; 7 – периферична для двох розривів; 8 – центральна для першого і периферична для другого розриву; 9 – центральна для другого і периферична для першого розриву; 10 – заборонені: а – за першим принципом обмеження, б – за другим принципом обмеження; 11 – заборонені для σ_3 (квадранти розтягування); 12 – заборонені для σ_1 (квадранти стискання); 13 – заборонені для σ_3 за двома розривами; 14 – заборонені для σ_1 за двома розривами; 15, 16 – заборонені для σ_1 і σ_3 .

Для повного розв'язування задачі реконструкції поля напружень необхідне застосування другого принципу обмеження, який строго обґрунтовано і формалізовано у роботах (Батдорф, Будянський, 1961; Гущенко, 1981; Корчемагин, Емец, 1982). У цьому випадку використовуються дані про напрямок вектору зсувного зрушення. Виокремлюються сектори «стискання» і «розтягування» – зони вірогідного заперечення можливості орієнтації осей σ_1 (у секторі стискання) і σ_3 (у секторах розтягування) (див. рис. 2.1в, г). Отримана реконструкція характеризуватиме однорідне за орієнтуванням поле тектонічних напружень.

На відміну від методу спряжених пар розглядувана методика, крім орієнтації осей головних напружень, дає змогу визначати ще дві тектонофізичні характеристики. Це насамперед співвідношення величини головних напружень, що характеризується коефіцієнтом Лоде–Надаї, а також відносна величина дотичного напруження, що діє на довільно орієнтованих площадках.

Перший параметр визначається для кожної із зсувних площин або аналітично за формулою:

$$\mu_{\sigma} = \frac{m_1 \cdot n_1 - m_3 \cdot n_3}{m_1 \cdot n_1 + m_3 \cdot n_3}, \quad (2.7)$$

або геометрично за положенням проекцій напрямку дотичного напруження відносно двох дозволених крайніх значень цього коефіцієнта ($1 > \mu_{\sigma} > -1$).

Останні завжди являють собою обмеження гострого кута, що утворені двома дугами великих кіл, одна з котрих має проходити через точку полюса аналізованої площадки дії дотичних напружень і проекцію осі σ_1 , інша – через той самий полюс і проекцію осі σ_3 . Коефіцієнт μ_{σ} визначається лише для зсувних поверхонь, які не є ортогональними до площин дії головних напружень ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), оскільки на перпендикулярних до цих площин площадках напрямки дотичних напружень не залежать від значень коефіцієнту μ_{σ} . Визначення відносної величини дотичних напружень, що спричинили кожне із зсувних зрешень, розраховується за формулою:

$$\frac{\tau_n}{\tau_{\max}} = 2n_3 \cdot \left(\frac{m_3}{m_2} \cdot \cos \beta_2 - \cos \beta_3 \right), \quad (2.8)$$

Нерідко вихідним матеріалом при структурно-тектоніфізичних дослідженнях є геологічні карти, плани гірничих робіт, розрізи й інша гірничо-геологічна документація, які містять відомості про орієнтування розривів і нашарування порід, про знак відносних зміщень крил розривів, їхню амплітуду. Проте в них відсутні будь-які дані про орієнтування вектора зміщень (штрихів і борозн) на поверхнях зміщувачів.

Реконструкція параметрів полів напружень і деформацій можлива і за подібних матеріалів.

В цьому разі модель геологічного середовища та його напруженого стану, що лежить в основі тектоніфізичної інтерпретації, приймається аналогічною моделі, що розглянуто вище. Тобто, розглядається геологічний об'єм, розсічений множиною розривів, у якому вибираються ділянки з зареєстрованими 15-20 по-різному орієнтованими розривами певного єдиного структурного рівню. Орієнтація головних

осей тензора напружень, що спричинили досліджувану деформаційну структуру, не залежить від координат і змінюється незначною мірою за проміжок часу, протягом якого відбулися задокументовані роз'єднання пластів порід по розривах. Співвідношення головних напружень у той самий період може змінюватися довільно. Нашарування в даному об'ємі також може мати різне орієнтування.

Математичний апарат розв'язання тектонофізичних задач за цими даними було розроблено В. Корчемагіним (Корчемагін, 1984). Зручніше поставлені задачі розв'язувати графічним способом за допомогою спеціальних побудов на стереографічній сітці.

Кожен розрив на стереографічній проекції вводиться двома площинами: площиною розриву і площиною, перпендикулярною до змішувача, що включає лінію перетину останнього з нашаруванням порід (рис. 2.2). Цю площину можна назвати площиною «роз'єднання», тому що вона перпендикулярна до вектора роз'єднання. Площина розриву і площина роз'єднання утворюють у просторі квадранти. Ті квадранти, що лежать навхрест, у котрих вектори \vec{n} і \vec{r} мають спільний початок, умовно називаються квадрантами розтягування, відповідно суміжні з ними квадранти, що лежать навхрест один відносно одного, у котрих співпадають початок вектору \vec{n} і кінець вектору \vec{r} – квадрантами стискання. Тоді, як впливає з рис. 2.2, під час розгляду одного розриву можна уявити чотири варіанти розташування на стереографічній проекції виходів осей σ_1 і σ_3 :

- 1) обидві осі перебувають у межах квадранта стискання;
- 2) обидві осі перебувають у межах квадранта розтягування;
- 3) вісь σ_1 у квадранті розтягування, а вісь σ_3 – у квадранті стискання;
- 4) вісь σ_1 у квадранті стискання, вісь σ_3 – у квадранті розтягування.

Ці варіанти аналізуються з урахуванням встановленого за розривом зрушення. Для наведеного на рис. 2.2 розриву, четвертий варіант орієнтування осей не є можливим, бо при такому положенні осей за розривом відбулося б зміщення протилежного знаку.

Таким чином, під час розгляду одного розриву можна знайти один варіант, неможливий за реалізації спостережуваного зміщення, попри те, що будь-якої

забороненої зони на проекції при цьому виділити не вдається. Зони, які є забороненими для локалізації у їхніх межах осі σ_1 або σ_3 , визначаються лише при підсумовуванні неможливих варіантів щонайменше за двома розривами.

На стереографічній проекції, при винесенні на яку двох розривів, вирізняється чотири типи зон: зони умовних квадрантів стискання і розтягування, спільні для обох розривів, і зони змішання цих квадрантів, першого розриву з другим і навпаки (рис. 2.2). Зони забороненої локалізації осі σ_1 розташовані у спільних зонах стискання, а зони заборони осі σ_3 – у спільних зонах розтягування.

Для виокремлення цих заборонених зон необхідно знайти точки, у котрих перериваються спільні зони стискання і (або) розтягування, і, використовуючи принцип ортогональності осей, обмежити їх площинами у межах відповідних зон. Обмежувальні площини, залежно від взаємного просторового розташування розривів, можуть проходити через нормалі розривів або через нормаль одного і вектор роз'єднання другого розриву, або через вектор роз'єднання розривів.

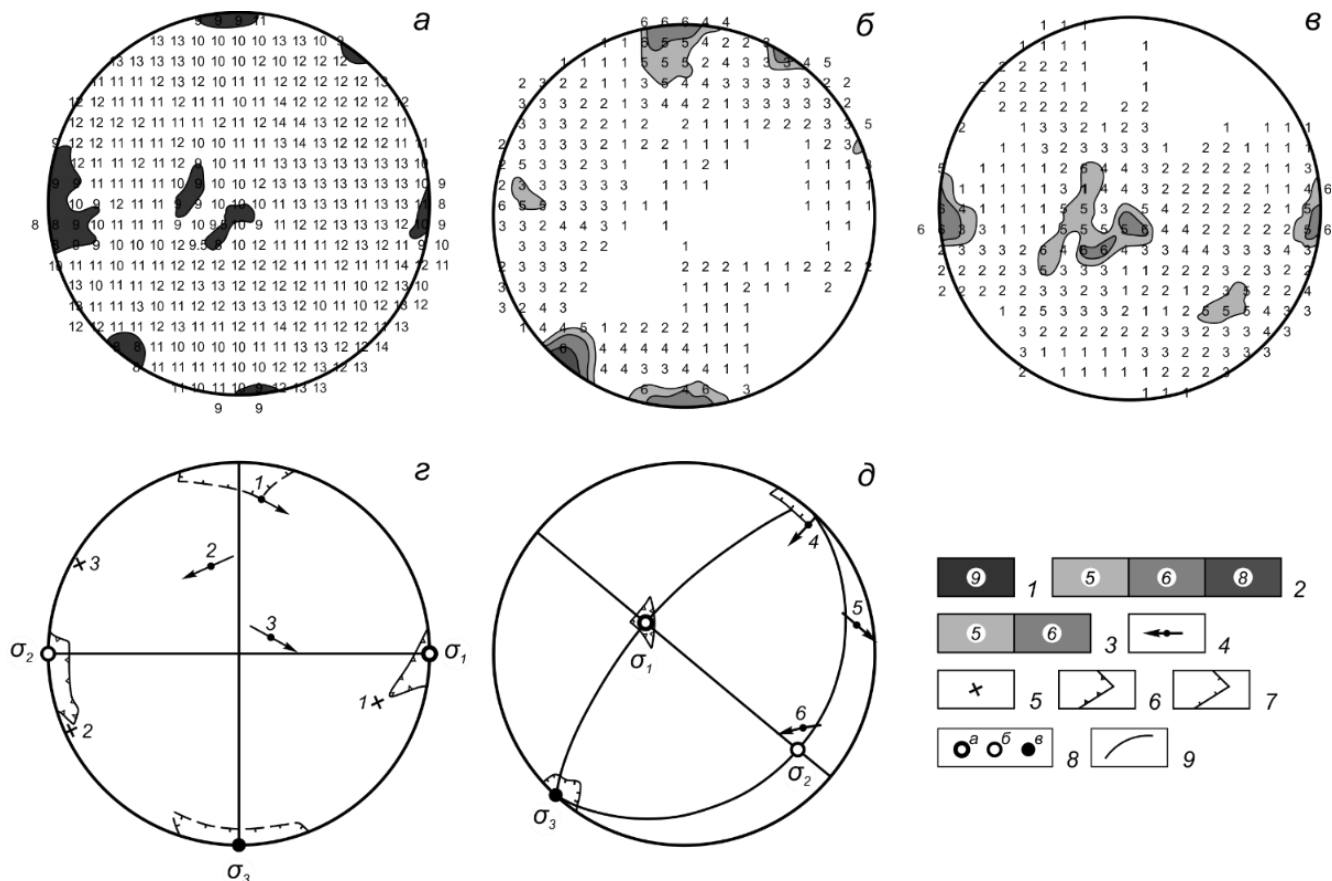
Подальше графічне розв'язання задачі зводиться до підсумовування зон, заборонених для локалізації у їхніх межах осей σ_1 і σ_3 , які виявляють за кожною парою розривів. За достатньо великої вибірки розривів (не менш ніж 15) унаслідок такого підсумовування визначають зони вільні від заборони, де локалізовані шукані осі головних нормальних напружень. Після визначення орієнтації осей головних нормальних напружень для кожного розриву можна знайти межі можливих напрямів істинного вектора зміщення за розривом, а також обчислити межі значень коефіцієнта μ_σ , що дає змогу оцінити умови, за яких утворилися окремі розриви і деформації досліджуваного об'єму гірського масиву загалом.

В ієрархічному ряді структурних рівнів отримані цими способами за тектонічною тріщинуватістю і дрібноамплітудними розривами напруження посідають найнижче положення і називаються локальними.

Перехід на тектонічні напруження наступного, вищого структурного рівня, з дією котрих пов'язується формування великих деформаційних елементів шахтного поля або родовища, може бути здійснено за допомогою цілої низки методів:

– з використанням у реконструкціях розривів відповідного структурного рівню;

– статистичним аналізом даних про локальні поля напружень;
 – через статистичне опрацювання всієї сукупності вивчених тектонічних тріщин.



1 – зони мінімальних концентрацій випадків збігу вузлів сантиметрової сітки з забороненими зонами окремих діаграм; 2, 3 – зони максимальних концентрацій для σ_3 (2) і σ_1 (3); 4 – напрямок зсувного зрушення висячого крила розриву у точці полюсу з визначеним знаком зміщення; 5 – напрямок зсувного зрушення у площині розриву; 6, 7 – зони ймовірного розташування осей σ_1 (6) і σ_3 (7); 8 – проєкції осей головних нормальних напружень σ_1 (а), σ_2 (б) і σ_3 (в); 9 – ортогональні площини дії головних нормальних напружень σ_1 , σ_2 и σ_3

Рис. 2.2 – Стереографічні проєкції: а – підсумовування заборонених зон σ_1 і σ_3 ; б – підсумовування дозволених зон для σ_3 ; в – підсумовування зон розтягування для σ_1 ; г, д – з відновленими осями головних нормальних напружень σ_1 , σ_2 і σ_3 першого (г) і другого (д) етапів деформацій (за Корчемагин, 1984)

У першому випадку принципи реконструкції поля напружень мезорегіонального і регіонального рівнів не відрізняються від аналогічних принципів, сформульованих для локального рівня, але для реконструкції використовуються розриви відповідних порядків, тобто співмірні з окремими районами або шахтними полями. На жаль, тектонічні розриви цих рівнів зазвичай недосяжні для безпосереднього спостереження: в гірничих виробках вони супроводжуються вивалами гірських порід і є ретельно закріпленими, а у природних відслоненнях – приховані внаслідок розвитку вздовж їхніх зон процесів ерозії і вивітрювання.

Тому для реконструкції параметрів полів високих структурних рівнів частіше застосовують методики, вказані у наступних пунктах, або такі, які ґрунтуються на вже відомих результатах експериментального дослідження закономірностей просторового розподілу напружень поблизу елементарних зсувних розривів і можливостях парагенетичного аналізу тріщинних структур.

У першому випадку, визначення статистично середнього положення осей регіонального (мезорегіонального) поля тектонічних напружень за допомогою статистичного аналізу всієї сукупності отриманих орієнтувань осей напружень локального рівню обґрунтовується закономірностями просторової переорієнтації осей головних напружень поблизу розриву, що формується. За експериментальними даними (Осокіна, Цветкова, 1979а, 1979б; Osokina, 1988), найбільший кут відхилення кожної з осей головних напружень від свого первісного положення (стану до виникнення розриву) по обидві боки не перевищує 45° . Вся сукупність дозволених положень кожної з локальних осей обмежується 90° сектором свого розсіювання, ортогональних одна до одної, причому в секторі однієї осі категорично заборонено розміщення осі іншого знаку.

У другому випадку, визначення тектонофізичних характеристик регіонального (мезорегіонального) поля (зокрема орієнтування тектонодинамічних осей і вид напруженого стану) є можливим за структурним рисунком просторових поєднань статистичних систем тектонічної тріщинуватості, що належать до одного структурного парагенезису.

Окрім цього було застосовано відомі варіанти геометричного аналізу складчастих форм (Казаков, 1976; Кумпан, 1980), які дозволяють визначати різні морфологічні особливості складок (тип, елементи геометрії, елементи залягання шарнірів і осьових поверхонь) за характером розсіювання полюсів шаруватості або їхніх максимумів тієї чи іншої щільності, або повних чи неповних поясів концентрації на стереографічній сітці.

Відносну часову послідовність полів напружень досліджено методом тектонічного стрес-моніторингу, розробленого О. Гущенком і О. Мострюковим на основі кінематичного методу О. Гуценка (Гуценко и др., 2001). Зважаючи на передумову про безперервність траєкторій головних напружень у часі і просторі й успадкований характер розвитку деформаційного процесу, він забезпечує можливість виділення синхронізованих між собою безперервних рядів тектонічних напружень, де кожен із членів деформаційного ряду описує сукупність різновікових, але однотипних полів напружень в останньому для дослідженого обсягу деформаційному циклі.

Характеристики головних осей поля сумарних крихких деформацій були оброблені за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення GEOS. Реконструкція здійснювалася за всією сукупністю заміряних сколових зміщень (з урахуванням їх знаку), об'єднаних у групи спостережень в окремих локальних об'ємах гірського масиву, у створеній рівномірній мережі пунктів спостережень (згладжене поле деформацій). Оброблення даних виконано методом «ковзного вікна» по сітці з кроком $0,001^\circ$. У кожній точці сітки було визначено орієнтування головних осей деформацій і значення коефіцієнту Лоде–Надаї μ_ϵ , котрі визначили тип поля сумарних крихких деформацій.

Отже, застосовані методи, що ґрунтуються на аналізі різноманітних деформаційних елементів гірського масиву, дали змогу не тільки реконструювати параметри полів тектонічних напружень і деформацій будь-яких структурних рівнів, а й відновити механізми структуроутворення, одержати більш повне й чітке уявлення про геологічну структуру, її розвиток у часі. Комплексування методик забезпечило більшу об'єктивність і достовірність отриманих результатів.

Вихідними даними для кінематичних реконструкцій є просторові і кінематичні характеристики тектонічної трищівності і розривів (понад 900 вимірів), отримані автором упродовж польових тектонофізичних досліджень гірничих виробок у межах поля шахти «Новодзержинська».

РОЗДІЛ 3

ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ

3.1. Центральний вуглепромисловий район

Стратиграфія і літологія. В геологічній будові Центрального вуглепромислового району беруть участь вугленосні відклади середнього і верхнього карбону, які залягають з перервою і трансгресивно на верхньому девоні, нижньопермські відклади, які облямовують район з півночі і півдня, четвертинні відклади, які залягають безпосередньо на денудованій поверхні карбону.

Стратиграфічно геологічний розріз району представлено башкирським, московським і касимівським ярусами і за прийнятою для Донецького басейну класифікацією містить світи від C_2^1 до C_3^2 – мандрикінська (C_2^1 або F), моспинська (C_2^2 або F), смолянинівська (C_2^3 або H), білокалитвенська (C_2^4 або I), каменська (C_2^5 або K), алмазна (C_2^6 або L), горлівська (C_2^7 або M), ісаївська (C_{2-3}^1 або N) та авіловська (C_3^2 або O).

За літологічним складом вугленосні відклади представлені ритмічно переміжними у розрізі пластами теригенних порід (аргілітів, алевролітів і пісковиків), які включають в собі пласти вапняків невеликої товщини та вугільні пласти і прошарки. У процентному відношенні переважають алевроліти і аргіліти: від 44,5 до 71,5%. Пісковики складають від 24,7 до 51,2%, вапняки – від 1,4 до 2,2%, вугілля – від 1,9 до 2,2%.

Пісковики представлено різновидами від дрібно- до грубозернистих, переважно сірого кольору різних відтінків. У зоні окиснення пісковики набувають бурого кольору через наявність оксидів заліза, через наявність хлориту – зеленуватого. За текстурою пісковики часто шаруваті (з товщиною шарів 5–10 см), зі слюдою по поверхнях нашарування. Перехід від грубо- до дрібнозернистих різновидів поступовий.

Алевроліти – тонкошаруваті породи, переважну частину яких складено частинками розміром 0,01–0,1 мм, різнозернисті, сірого кольору.

Аргіліти, переважно сірого і темно-сірого кольору, представлені тонкопиловими різновидами, для яких зазвичай характерна сланцювата структура, рідше зустрічаються масивні нерозсланцьовані товщі безструктурної будови, з типовим сказуватим зламом. Часто аргіліти розсічені тріщинами кліважу, виконаними каоліном або кальцитом, рідше зустрічаються тонкі лінзи піриту. Серед аргілітів зустрічаються типові для Донбасу напівконтинентальні фації з рештками стигмарій (аргіліт «кучерявчик»).

Вуглисті аргіліти залягають частіше у покрівлі або підшві вугільних пластів, а також всередині вугільних пластів у вигляді тонких прошарків від декількох до 20–40 см. Ці породи зазвичай темно-бурого кольору, іноді до чорного, розлінзовані, м'які, сипкі, тріщинуваті. Тріщини переважно виконані кальцитом і мають вид рівних та відполірованих поверхонь.

Вапняки зустрічаються у вигляді витриманих пластів тонкокристалічної структури товщиною від сантиметрів до 2–3 м, які залягають в аргілітах або алевролітах, рідше у пісковиках або покрівлі вугільних пластів. Вапняки щільні, сірого кольору з коричнево-жовтими тонами. Структура мікрозерниста, рідше дрібнозерниста, текстура масивна. Злам трохи занозливий, шорсткуватий. Вапняки здебільшого розбиті тріщинами, які виповнені вторинним кальцитом, піритом.

Кам'яне вугілля зустрічається у вигляді незначних прошарків і пластів товщиною від 0,01 до 2,5 м. Часто спостерігається перешаровування вугілля порівняно тонкими прошарками вуглистих аргілітів, рідше алевролітів. Вугілля напівблискуче, рідше блискуче, з рідкісними включеннями матових прошарків, струменясте, крихке.

Продуктивний карбон у Центральному районі представлено відкладами світ C_2^3 – C_{2-3}^1 середнього відділу. Основна промислова вугленосність пов'язана зі світами C_2^5 – C_2^7 .

Марочний склад вугілля змінюється у широкому діапазоні – від газових до антрацитів. Відзначається збільшення ступеня метаморфізму кам'яновугільної товщі з заходу на схід, при цьому зони розповсюдження різних марок і лінія простягання пластів мають близьке простягання. Водночас відзначається збільшення ступеня

вуглефікації від верхніх стратиграфічних горизонтів до нижніх, а також за падінням пластів – від верхніх горизонтів до нижніх.

Нижньопермські відклади представлено алевролітами, пісковиками, гіпсами і вапняками.

Незначний покрив четвертинних відкладів (від 2 до 20 м) представлено вапняковими лесовидними суглинками і глинами жовто-коричневого і бурого кольорів, а також сучасними алювіальними піщано-глинистими утворами (Забигайло и др., 1994; Кузнецов, 1963).

Тектоніка. Центральний вуглепромисловий район приурочено до західної частини Головної антикліналі Донбасу, яка чітко простежується з південного сходу до північного заходу через увесь басейн на відстані близько 300 км (рис. 3.1). Антикліналь становить лінійну, симетричну складку, вісь якої орієнтовано за азимутом 290–305°. На захід від Нагольного кряжу, в серединній, найбільш підвищеній ділянці басейну, Головна антикліналь розділяється на низку великих лінійних складок, які витягнені на 25–30 км і кулісоподібно продовжують одна одну. Зі сходу на захід розрізняють Вільховатсько-Волинцевську, Горлівську і дещо відособлену Дружківсько-Костянтинівську брахіантикліналь, кожна з яких в указаному напрямку є зміщеною відносно попередньої на північ на 1–2 км. За даними ГСЗ розглянуті антиклінальні структури розташовані над Центрально-Донецьким глибинним розломом, що розриває кристалічний фундамент на глибинах 15–18 км. Крила Головної антикліналі моноклінальні, крутопадаючі (60–65°), склепінна частина, відносно широка і плавна на заході та вузька і гостра на сході, складно дислокована.

Горлівська антикліналь, центральний сегмент Головної антикліналі, є лінійною, майже симетричною складкою, яка простежується з південного сходу на північний захід за азимутом 290–300° на відстань близько 30 км (рис. 3.2).

Найбільш підвищена ділянка склепіння розташована коло східного закінчення складки, а її шарнір на більшому своєму протязі похило (5–7°) занурюється у північно-західному напрямку. Західне периклінальне замикання антикліналі характеризується відносно простою будовою, що чітко окреслено виходами порід світ C_2^6 і C_2^7 . Східне закінчення розглянутої складки, південніше якої розташована

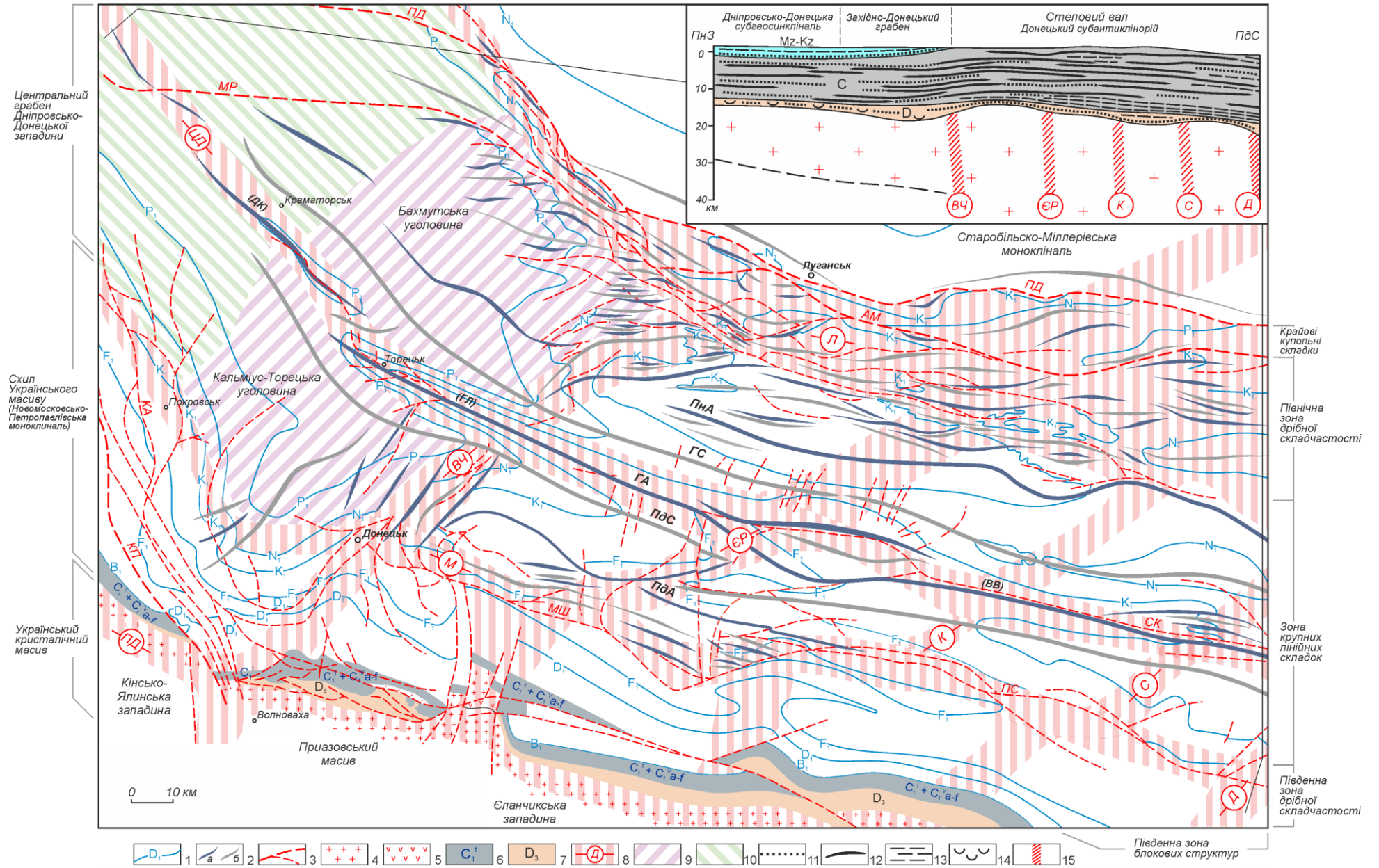


Рис. 3.1 – Тектонічна схема Донецького басейну

Пояснення до рис. 3.1:

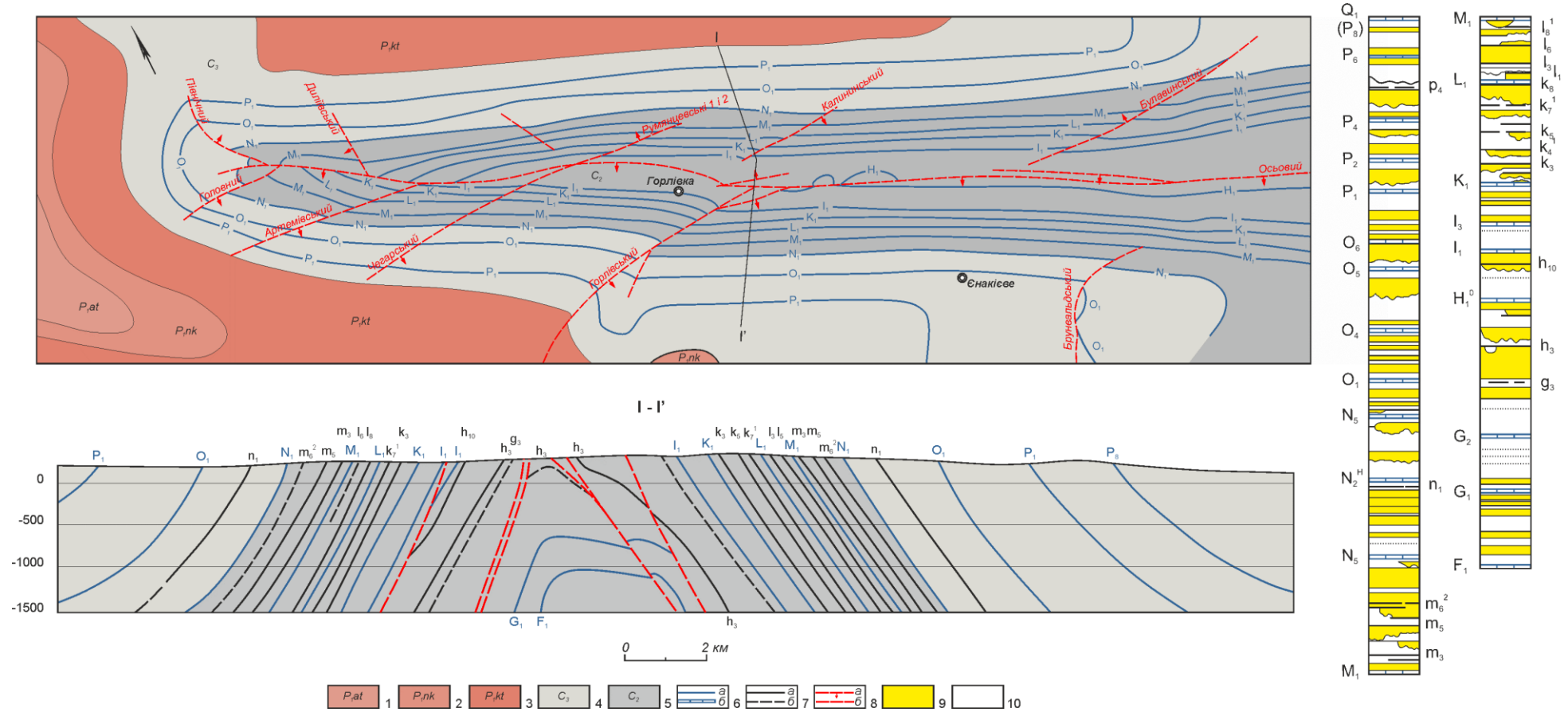
Тектонічна схема палеозойського структурного поверху Донецького басейну (за Попов, 1963; Майданович і Радзивіл, 1984): 1 – маркувальні вапняки карбону; 2 – осі: а – антикліналей (флексур): ГА – Головна (ДК – Дружківсько-Костянтинівська, ГЛ – Горлівська, ВВ – Вільховатсько-Волинцевська), ПНА – Північна, ПДА – Південна; б – синкліналей: ГС – Головна, ПДС – Південна; 3 – розривні порушення (насуви): АМ – Алмазно-Мар’євський, КА – Красноармійський, КП – Криворізько-Павлівський (скид), МР – Мар’євський, МШ – Мушкетівський, ПД – Північнодонецький, ПС – Персіянівський, СК – Суліно-Костянтинівський; 4 – докембрій; 5 – герцинські магматичні тіла; 6 – карбонатна товща C_1^1 ($C_1^t + C_1^v a-f$); 7 – девон; 8 – глибинні розломи і рухомі зони: поздовжні (з півночі на південь): Л – Лутугінський, ЦД – Центрально-Донецький, М – Мушкетівський, ПД – Південно-Донецький; поперечні (із заходу на схід): ВЧ – Волновасько-Чорнухінський, ЄР – Єланчик-Ровеньківський, К – Кам’янський, С – Степановський, Д – Донський; 9 – Західно-Донецький грабен; 10 – платформні западини.

Поздовжній розріз Донецького басейну (врізка праворуч) (за Майданович і Радзивіл, 1984): 11 – континентальні відклади; 12 – вугленосна формація; 13 – морські відклади; 14 – соленосна формація; 15 – поперечні глибинні розломи.

Вільховатсько–Волинцевська складка, побудовано дещо складніше.

Кути падіння порід на крилах Горлівської антикліналі складають 55–65°. Найбільш крутопадаючі ділянки крил (до 80–85°) спостерігаються у центральних частинах розглянутої площі, в місцях переходу крил до склепіння складки. Південне крило складки є дещо похилішим.

Відносно просту загальну будову Горлівської антикліналі ускладнено розривними і складчастими формами тектоніки. Чітко вирізняється три основні напрямки простягання великих розривів: поздовжнє, діагональне, субширотне і субмеридіональне. Діагональні розриви розповсюджено переважно на крилах



1–3 – нижня перм: 1 – артемівська світа, 2 – микитівська світа, 3 – картамиська світа; 4 – верхній карбон; 5 – середній карбон; 6 – граничні вапняки світ карбону: а – на карті, б – на розрізі; 7 – вугільні пласти: а – робочі, б – неробочі; 8 – тектонічні розриви: а – на карті (основні насуви), б – на розрізі; 9 – пісковики; 10 – аргіліти і алевроліти

Рис. 3.2 – Геологічна карта Центрального вуглепромислового району (за Кузнецов, 1963; Руєв і Щербакова, 2002)

складки, тоді як поздовжні – у присклепінних ділянках (Кузнецов, 1963; Руєв, 2002).

Найдислокованішою є склепінна частина Горлівської антикліналі. Вельми характерної особливістю будови склепіння антикліналі є широкий розвиток куполоподібних складчастих структур другого порядку (Корчемагин, 1970; Корчемагин и Панов, 1970; Лазаренко и др., 1975; Никольский, 1959; Никольский и др., 1983; Панов, 1957; Панов и др., 1982, 1983) (рис. 3.3).

Крупнішими поздовжніми розривами є Осьовий насув і розлом Січний (див. рис. 3.2, 3.3). Осьовий насув, нахилений на південний захід під кутом $70-80^\circ$, простежується безперервно вздовж південного крила Горлівської антикліналі. Поблизу західного периклінального замикання Осьовий насув затухає у відкладах світи S_3^1 , у східному напрямку він простягається далеко за межі досліджуваного району вздовж склепінної частини антикліналі. Стратиграфічна амплітуда зміщення вздовж простягання розриву коливається від перших метрів до 200–300 м, зменшуючись з глибиною. Найбільші значення зміщень фіксуються коло східного закінчення Горлівської антикліналі (до 300 м), а також на ділянках зчленування насуву з субширотними розривами (250–100 м). Деяке зменшення амплітуди спостерігається на ділянках розриву, що стоять навпроти західних периклінальних закінчень куполоподібних складок склепінної частини антикліналі; на суміжних ділянках розриву, що стоять навпроти міжкупольних інтервалів, амплітуди зміщень досягають 100 м. Окрім зміщень насувного характеру, вздовж розриву спостерігаються правозсувні зміщення, що найбільш чітко виявляються біля західного периклінального закінчення Горлівської антикліналі.

Розлом Січний, який нахилено до ядра складки під кутом $60-65^\circ$ за азимутом $200-210^\circ$, простежено на відстань близько 6 км вздовж північного крила Горлівської антикліналі. Зі збільшенням глибини кут нахилу зміщувача зростає до $70-80^\circ$, чому розрив плавно наближається до осьової частини антикліналі. Стратиграфічна амплітуда зміщення вздовж простягання розриву змінюється від декількох метрів до 40–50 м і зазвичай зростає з глибиною. Найбільших значень

Пояснення до рис. 3.3:

Геолого-структурна карта західного замикання Горлівської антикліналі (за М. Левенштейн, 1977) і тектонічна схема палеозойського структурного поверху Донецького басейну (за В. Попов, 1963) (врізка знизу ліворуч): ГА – Головна антикліналь; ПнА (КЗ) – Північна антикліналь (Ковпаківсько-Замчалівська); ГС – Головна синкліналь; ПдС – Південна синкліналь; ПД – Північнодонецький насув; М – Мар’ївський насув; К – Красноармійський насув; КП – Криворізько-Павлівський скид.

1 – верхній палеоген; 2 – верхній еоцен; 3 – нижня перм; 4 – верхній карбон; 5 – середній карбон; 6 – тектонічні розриви та їх характеристики (н. – насув, ск. – скид, під. – підкид): а – регіональні, б – локальні і опіряючі, в – невстановленого типу; 7 – осі: а – антикліналей (флексур), б – синкліналей; 8 – елементи залягання порід (напрямок і кут падіння); 9 – вугільні пласти та їх індекси; 10 – вапняки та їх індекси (границі світ карбону); 11 – межі поля шахти «Новодзержинська» (горизонт -585 м).

(до 50 м) стратиграфічна амплітуда досягає на ділянках розриву, що стоять навпроти куполоподібних складок. У міжкупольних інтервалах видимі зміщення літологічних контактів не перевищують 5–10 м.

Дане порушення становить собою серію зон дроблення порід, що кулісоподібно продовжують одна одну, формуючи в плані лівий кулісоподібний ряд, у якому, зі сходу на захід, кожна наступна зона дроблення є зміщеною на 10–20 м відносно попередньої на північ. У місцях кулісоподібного приєднання зон дроблення розрив має доволі різкий коліноподібний вигин. Найкрупніші такі вигини фіксуються поблизу куполоподібних структур, де відзначаються найпотужніші (до 20–30 м) зони дроблення порід. Дроблення порід вздовж розриву є особливо інтенсивним при пересіченні їм пластів пісковиків і поступово затухає на відстані до 50 м від розриву. Сам розрив являє собою серію паралельних, близько розташованих зміщувачів з ясно вираженими дзеркалами ковзання і глинкою тертя (товщиною 10–20 см). У зонах підвищеної тріщинуватості на

прилеглих до розриву ділянках пластів пісковиків відзначаються великі опіряючі тріщини різного орієнтування, які простежуються на десятки метрів.

До поздовжніх порушень відноситься також низка дрібніших розривів. На захід від Січного відзначаються подібні до нього розриви – Чорнобугорський і Нежданий насуви, які обмежують Чорнобугорську і Чернокурганську купольні структури від північного крила антикліналі (див. рис. 3.3).

Деякі складки другого порядку (Софієвська, напівкупол Новий) відокремлені від південних крил антикліналі локальними поздовжніми розривами, круто нахиленими до ядра складки – Софієвським і Новим насувами, по яких присклепінні ділянки антикліналі разом з купольними структурами начебто вичавлені доверху.

Діагональні субширотні розриви простежуються на крилах Горлівської антикліналі за азимутом $250\text{--}270^\circ$ (див. рис. 3.2, 3.3). Вони круто ($70\text{--}80^\circ$) нахилені у північно-східному крилі у північному напрямку, у південно-західному – у південному. Із заходу на схід на південному крилі вирізняються Головний, Артемівський, Чегарникський і Горлівський насуви. Найкрупніші з них – Головний і Горлівський – розташовані відповідно у західного і східного закінчення антикліналі. Діагональні порушення північного крила – Румянцевські I і II, Калінінський, Кіндратівський і Байракський насуви – чітко тяжіють до східного закінчення складки. Здебільшого ці розриви затухають вдалині від склепіння антикліналі у відкладах світ C_2^7 , C_{2-3}^1 , C_3^2 . У напрямку до склепіння амплітуда зміщення за субширотними розривами зростає і свого максимуму зазвичай сягає у присклепінних ділянках складки, де простягання діагональних розривів дещо змінюється, наближаючись до поздовжнього. Найбільш чітко ця особливість спостерігається на південному крилі антикліналі (Головний, Артемівський насуви). Так, стратиграфічна амплітуда Горлівського насуву складає 500–600 м, Головного – 250–300 м, Артемівського – 200–250 м, Чегарського – 25–40 м. Горизонтальні складові амплітуди зміщень вздовж розривів південного крила також є значними, змінюючись від 150 м (Чегарський насув) до 500–600 м (Головний і Горлівський насуви). Амплітуди зміщень вздовж порушень північного крила рідко

перевищують 100 м. Вони мають також меншу протяжність і слабше виражену зону дроблення порід.

Діагональні порушення субмеридіонального простягання ($160\text{--}170^\circ$), як і субширотні насуви, відзначаються на обох крилах Горлівської антикліналі, проте вони є менш розповсюдженими і слабше вираженими. На південному крилі вони представлені флексурами, що місцями переходять у розриви. Найкрупніші – Артемівська і Комсомольська флексури. Їх осьові поверхні нахилені на захід під кутом $70\text{--}80^\circ$. Як і субширотні розриви, флексури супроводжуються збільшенням товщини товщ, які вони розсікають, місцями становлячи собою серію субпаралельних дрібноамплітудних (до 15 м) сколів, які затухають у відкладах світи C_{2-3}^1 вдалині від склепіння. Амплітуди зміщень зростають у північному напрямку. Розмах крил сягає понад 100 м. Морфологічні особливості флексур, їхнє орієнтування у просторі і характер зміщень свідчать про те, що описувані порушення є результатом лівого зсування блоків порід.

Субмеридіональні флексури зосереджені на ділянці південного крила антикліналі, навпроти площі розвитку складок другого порядку. Тут же розвинені субширотні розриви (Артемівський і Чегарський насуви) (див. рис. 3.3). Комсомольська флексура втягує у вигинання спільно з пластами порід й субширотні розриви і Осьовий насув. Інші флексури різко перериваються субширотними розривами (Артемівська і деякі дрібніші флексури).

На північному крилі у субмеридіональному напрямку простежуються Північний і Диліївський насуви (див. рис. 3.2, 3.3). Північний насув розташовано безпосередньо поблизу західного периклінального замикання Горлівської антикліналі і представлено серією крутонахилених ($70\text{--}80^\circ$) до сходу зміщувачів. Сумарна стратиграфічна амплітуда сягає $70\text{--}80$ м. При наближенні до склепіння складки розрив змінює своє простягання на поздовжнє, розщеплюється і затухає.

Диліївський насув нахилено до заходу під кутом $60\text{--}80^\circ$. Зароджуючись у присклепінних ділянках, розрив розсікає відклади світ $C_2^5\text{--}C_{2-3}^1$. Стратиграфічна амплітуда зміщення сягає 100 м, горизонтальне рознесення крил $300\text{--}400$ м.

Особливості підвертань пластів свідчать про наявність горизонтальної складової правозсувного зміщення вздовж розриву. Розрив має чітку хвилясту будову.

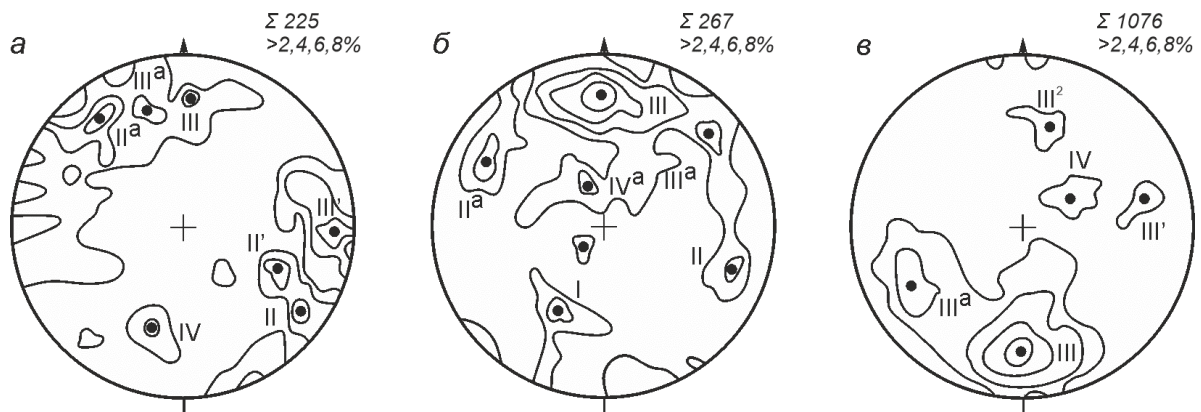
У центральній частині північного крила Горлівської антикліналі гірничими роботами простежено так званий Шумський скид, який на відміну від основних розривів розглядуваної площі має північно-східне простягання (аз. пр. 40-50°) і нахилений до північного заходу під кутом 60–80° (див. рис. 3.2). Стратиграфічна амплітуда коливається від 10 до 30 м, рознесення крил сягає 50–60 м. Серед великих розривів слід відзначити покривні структури – насув Пологий біля західного периклінального замикання антикліналі (Корчемагин, 1970; Корчемагин и др., 1986; Кузнецов, 1963; Лазаренко и др., 1975; Никольский и др., 1983; Никольский и др., 1960, 1963, 1974; Панов и др., 1982, 1983; Сим и др., 1987).

У морфокінематичному відношенні переважну частину розривних зміщень складають згідно падаючі праві підкидо-зсуви, менш розповсюдженими є ліві підкидо-зсуви і скидо-зсуви, праві скидо-зсуви, а також поперечні підкиди та скиди.

На південному крилі Горлівської антикліналі переважна кількість розривів простягається під гострим кутом до осі складки, утворюючи дві діагональні системи. Найчисленнішу групу складають згідно падаючі праві підкидо-зсуви, зсуви, менш розповсюджені – згідно падаючі ліві підкидо-зсуви, що відрізняються від перших напрямком простягання. Рідше зустрічаються праві підкидо-зсуви і ліві скидо-зсуви, які мають протилежний напрямок падіння зміщувачів. Поздовжні незгідно падаючі розривні зміщення відмічаються на крилі складки нечасто, притому більшу їх частину зосереджено у присклепінній частині антикліналі (рис. 3.4в).

Серед розривних зміщень північного крила Горлівської антикліналі найбільш вираженими є діагональні праві підкидо-зсуви широтного простягання, серед яких вирізняються не тільки дрібноамплітудні форми, але й доволі великі розриви (Байракський, Булавинський, Хрустальський тощо). Вирізняються також діагональна система лівих підкидо-зсувів північно-західного простягання та дві

поперечні системи скидів з південно-східним і північно-західним падінням зміщувачів (рис. 3.4б).



I – поздовжні підкиди, насуви, підсуви; II – поперечні скиди, підкиди;
 III – діагональні скидо-зсуви, підкидо-зсуви, зсуви; IV – підсуви, відсуви

Рис. 3.4 – Стереограми орієнтування тріщинно-розривних структур Горлівської антикліналі (за Погребнов и др., 1985): а – північне крило (Горлівсько-Микитівська ділянка, у безпосередній близькості від перикліналі складки); б – північне крило (Горлівсько-Микитівська ділянка); в – південне крило (Горлівсько-Єнакієвська ділянка)

Складну картину орієнтування мають розривні зміщення близпериклінальної частини Горлівської антикліналі, де переважають скиди і скидо-зсуви над підкидами і підкидо-зсувами. Певне значення у будові даної частини Горлівської антикліналі мають поперечні скиди (рідше підкиди) з північно-західним і південно-східним падінням зміщувачів, наявність яких вважається закономірною, оскільки в області занурення шарніру антикліналі виявлення розтягувальних напружень є цілком природнім. З цієї ж причини такої оригінальної форми набули й деформації сколювання, виражені віялоподібною системою скидо-зсувів і підкидо-зсувів. Серед цієї асоціації розривних зміщень вирізняються також діагональні системи правих і лівих підкидо-зсувів і скидо-зсувів (рис. 3.4а) (Погребнов и др., 1985).

У склепінні Горлівської антикліналі вирізняється дев'ять куполоподібних складок (за місцевою термінологією – куполів) (див. рис. 3.3).

П'ять з них, добре виражених у рельєфі як підняття, розташовані у центральній частині Микитівського рудного поля (із заходу на схід): Чорнобугорський, Чернокурганський, Котушкінський, Софієвський, Новий. Ці складки мають схожі розміри (у середньому $1 \times 0,4$ км), розташовані через рівні інтервали (у середньому 1,7 км), різко обмежені від північного і південного крил поздовжніми розривами. Їхні шарніри простежуються у західному і південно-західному напрямках і складають з віссю антикліналі кут від 30 до 60° .

Східніше і західніше центральної частини рудного поля розташовано приблизно на рівних відстанях (3,0–3,5 км) по дві крупніші складки – Диліївська і Держинська на заході, Чегарникська і Кіровська на сході, які обмежені розривами тільки від південного крила і безпосередньо переходять до північного крила антикліналі. У рельєфі вони не виражені. Ці складки супроводжуються спряженими з ними брахісинклінальними структурами. Шарніри даних структур, так само як і складок центральної частини рудного поля, за виключенням Кіровського купола, простежуються під кутом до осі антикліналі, який не перевищує $20-25^\circ$ (Корчевагин, Панов, 1970; Корчевагин и др., 1982, 1986; Лазаренко и др., 1975; Никольский и др., 1960, 1963, 1974; Панов, 1957; Панов и др., 1982, 1983).

3.2 Поле шахти «Новодержинська»

В геологічному відношенні поле шахти «Новодержинська» належить до Центрального вуглепромислового району Донецького басейну.

В геологічній будові поля шахти беруть участь відклади світ C_2^7 (горлівська), C_2^6 (алмазна) і C_2^5 (каменська) середнього карбону.

За літологічним складом вугленосні відклади представлені перешаруванням аргілітів, алевролітів, пісковиків, з невеликими за товщиною пластами вапняків і вугільних пластів та прошарків.

Кам'яновугільні відклади здебільшого перекриті відкладами четвертинного віку, які представлені як ґрунтово-рослинним шаром, так і алювіальними і делювіальними відкладами. Схили балок складені бурими і красно-бурими суглинками та лесоподібними глинами.

Товщина розкритої частини світ, їхній літологічний склад і стратиграфічна будова шахтного поля наведені у таблицях 3.1. і 3.2.

Таблиця 3.1 – Літологічний склад порід за світами (за Валентей, 1986)]

№ з/п	Літологічні типи порід	Літологічний склад порід за світами, %		
		каменська C ₂ ⁵	алмазна C ₂ ⁶	горлівська C ₂ ⁷
1	Аргіліти	12	18	15
2	Алевроліти	33	22	39
3	Пісковики	50	55	39
4	Вапняки	3	3	5
5	Вугілля і вуглисті аргіліти	2	2	2

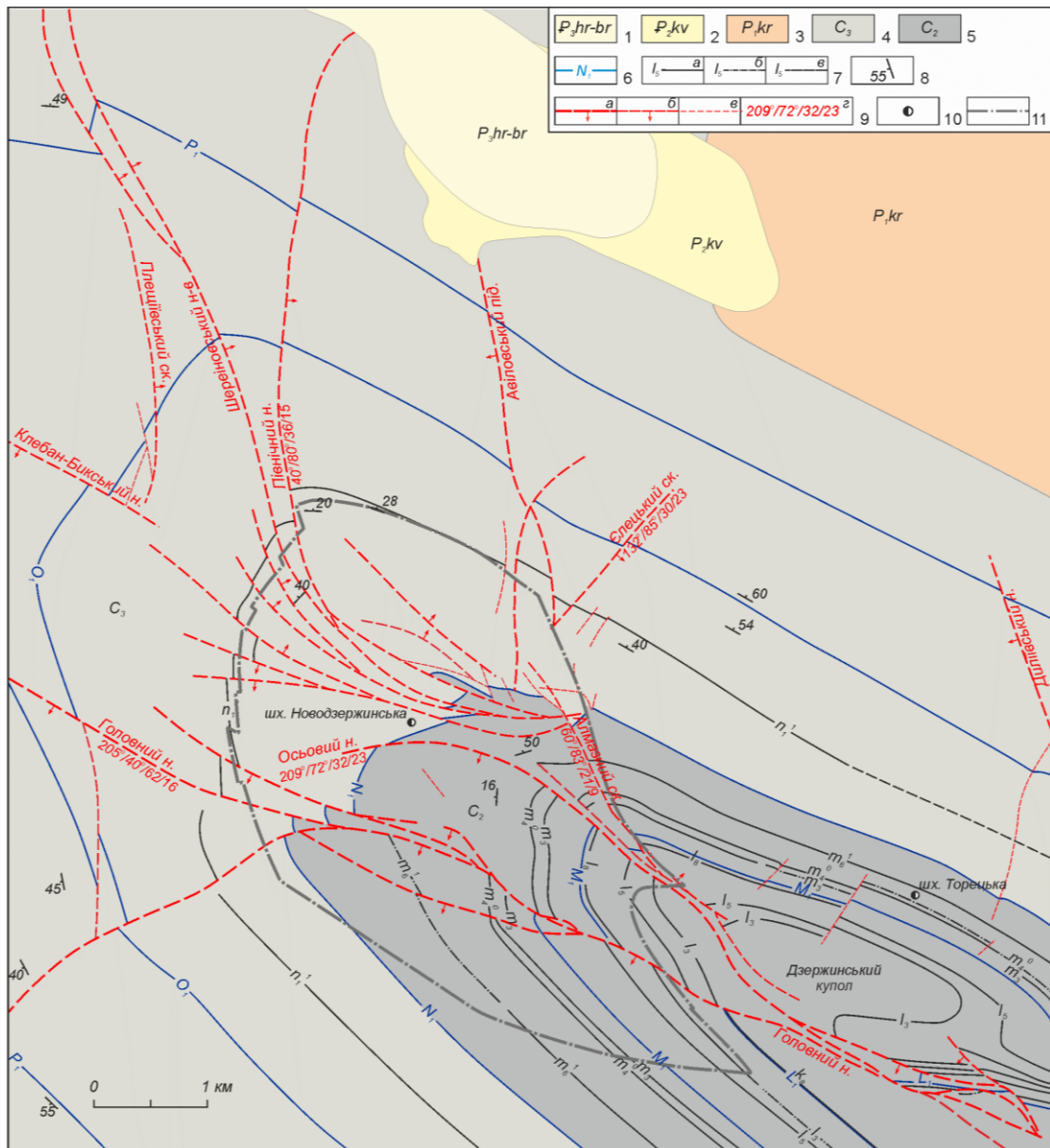
В геологічному відношенні шахтне поле розташовано у межах західного периклінального замикання Горлівської антикліналі, яка тут кулісоподібно з'єднується з Дружковсько-Костянтинівською антикліналлю (рис. 3.5).

Горлівська антикліналь в цій частині характеризується асиметричною будовою. Північно-східне крило складки має круті кути падіння (65–70°), південно-західне – більш пологі (40–50°). У зоні замикання складки породи плавно вигинаються зі змінням простягання від субширотного до субмеридіонального, а далі до південно-східного. Занурення порід до північ-північного заходу і до південного заходу. Кути падіння від 30–35 до 10–12°. Осьова поверхня нахилена до південного заходу, шарнір складки поступово занурюється у південно-східному напрямку під кутами 5–7°. Кути падіння безпосередньо на шахтному полі не перевищують 35°.

Від крил складки шахтне поле обмежується тектонічними розривами. Північною межею є Алмазний скид північно-західного орієнтування з крутопадаючим до півночі зміщувачем, південно-східною – широтний Головний

Таблиця 3.2 – Стратиграфічна будова шахтного поля (за Валентей, 1986)

Ера	Період	Ярус	Світа	Товщина, м	Літологічний склад порід	Вугільні пласти і маркувальні вапняки	Сумарна товщина вугільних пластів, м	Коефіцієнт вугленості
Палеозойська	Кам'яновугільний	Московський	каменська C ₂ ⁵	490	пісковики, аргіліти, алевроліти, рідше вапняки, вугілля і вуглисті аргіліти	k ₈ , k ₇ ⁵ , k ₇ ⁴ , K ₉ , k ₇ ³ , K ₈ , k ₇ ² , k ₇ ¹ , K ₇ ¹ , k ₆ ¹ , k ₆ , k ₅ ² , k ₅ ¹ , k ₅ , K ₆ , k ₃ ¹ , k ₃ ² , K ₄ , k ₃ ^B , k ₂ ² , K ₃ ¹ , k ₂ ¹ , K ₃ , k ₂ ^H , K ₂ , k ₁ ¹ , k ₁	8	0,02
			алмазна C ₂ ⁶	322	чергування пластів пісковиків, алевролітів, аргілітів, вапняків, вугілля і вуглистих аргілітів	l ₈ ² , l ₈ ¹ , l ₈ ⁰ , l ₇ ^B , l ₇ ^H , l ₇ , L ₇ , l ₆ , L ₆ , l ₅ , l ₄ ^B , l ₄ ^H , l ₃ , l ₂ , l ₁ ¹ , L ₁	7	0,02
			горлівська C ₂ ⁷	540	чергування пластів пісковиків, алевролітів, аргілітів, вапняків, вугілля і вуглистих аргілітів	M ₁₀ ¹ , m ₉ , M ₁₀ , M ₉ , m ₆ , M ₈ , m ₆ ² , m ₆ ^{1B} , m ₆ ^{1H} , m ₆ ⁰ , M ₇ ¹ , m ₆ , M ₇ , M ₆ ¹ , m ₅ ¹ , m ₅ , M ₆ , m ₄ ⁴ , m ₄ ³ , M ₅ , m ₄ ² , m ₄ , m ₄ ⁰ , M ₄ ¹ , m ₃ ¹ , m ₃ , M ₃ , m ₂ , M ₁ ¹ , m ₁ ¹ , m ₁ , M ₁	11	0,02



1 – верхній палеоген; 2 – верхній еоцен; 3 – нижня перм; 4 – верхній карбон;
 5 – нижній карбон; 6 – пласт вапняку; 7 – вугільний пласт: а – робочої товщини,
 б – неробочої товщини, в – нерозвіданий; 8 – елементи залягання порід; 9 – розривні
 порушення: а – регіональні, б – локальні, в – невстановленого типу, г – азимут і кут
 падіння/амплітуда/товщина зони дроблення; 10 – шахтні стовбури; 11 – межа
 шахтного поля (горизонт -585 м).

Рис. 3.5 – Геологічна карта західного периклінального замикання Горлівської
 антикліналі (за М. Левенштейн, 1977)

насув, зміщувач якого занурюється до півдня. За обома порушеннями встановлено
 значних правозсувних зрушень.

Шахтне поле ускладнене великою кількістю диз'юнктивних порушень різних напрямків і різних порядків, котрі за своїм положенням до простягання осі Головної антикліналі розподіляються на два типи: поздовжні (субширотні) – переважно насувного і підкидового характеру і поперечні (північно-західні і субмеридіональні) – скидового і підкидового характеру. Поздовжні порушення приурочені до центральної частини антикліналі, поперечні – здебільшого до північного крила.

До основних поздовжніх розривів належать розриви, що входять до системи Головного, Держинського, Осьового і Торецького насувів. Це переважно пологі диз'юнктиви субширотного орієнтування з амплітудами зміщень від 5 до 62 м.

Серед поперечних розривів вирізняються підкиди №1–№8, Західний, Алмазний скиди і низка інших. Для цих розривів є характерним круте і субвертикальне положення зміщувачів, амплітуди зміщення сягають 50 м, частіше складаючи 15–25 м.

Залягання порід ускладнено численними дрібноамплітудними тектонічними порушеннями, котрі здебільшого зосереджено на ділянках, що межують з крупними розломами. Серед них переважають порушення субширотного, північно-західного і субмеридіонального орієнтування.

Як було зазначено вище, кам'яновугільні відклади шахтного поля представлено світами середнього карбону, які містять вугільні пласти m_6^{1H} , m_4^0 , $m_3 - C_2^7$; l_8 , l_7^B , l_5 , l_4^B , l_4^H , l_3 , l_2^1 , l_2 , $l_1^1 - C_2^6$; $k_8 - C_2^5$.

Якісні характеристики основних вугільних пластів світ C_2^5 , C_2^6 і C_2^7 наведені у таблиці 3.3.

За характером розповсюдження по площі, витриманістю за товщиною, будовою і якістю пласти розподіляються на витримані – m_3 , l_7^B , l_5 , l_2^1 , відносно витримані – l_3 , k_8 і невитримані – m_6^{1H} , m_4^0 , l_8 , l_4^B , l_4^H , l_2 , l_1^1 .

За особливостями геологічної будови – витриманістю, товщиною і якістю вугільних пластів, складній тектонічній будові, відносно простими гірничо-геологічними умовами розробки – поле шахти належить до II групи складності.

Таблиця 3.3 – Середні показники якості вугільних пластів (за Валентей, 1986)

Світа	W^a , %	A_p^d , %	S_t^d , %	V^{daf} , %	у, мм	R_o , %	Q_s^{daf} , МДж/кг	Марка вугілля
C_2^7	1,0-1,2	6,7-18,5	1,5-5,8	32,3-39,9	16-53	0,75-1,13	34,86-35,12	Г, Ж
C_2^6	0,7-1,2	8,2-20,3	1,9-4,5	32,3-35,5	18-31	0,94-1,05	34,62-35,87	Ж
C_2^5	0,7	11,7	3,9	32,3	28	–	35,50	Ж

Пояснення до таблиці: W^a – волога; A_p^d – зольність вугільних пачок; S_t^d – сірка; V^{daf} – вихід летючих речовин; у – товщина пластичного слою; R_o – середній показник відбиття вітриніту; Q_s^{daf} – вища теплота згоряння; марка вугілля – марка вугілля за ДСТУ 3472-96.

На полі шахти підземні води приурочені до порід четвертинного і кам'яновугільного віку. У четвертинних відкладах витримані водоносні горизонти відсутні – води розповсюджено у піщаних суглинках у вигляді окремих лінз. Водоносні горизонти, які беруть участь у обводненні гірничих виробок, приурочено до основних пісковиків світ C_2^7 , C_2^6 і C_2^5 кам'яновугільних відкладів. За умовами накопичування і циркуляції води належать до пластово-тріщинного і напірного типу. Найбільш витриманими і потужними водоносними горизонтами є пісковики $M_{10}Sm_9$, $M_4^1SM_7^2$, M_4SM_5 , $l_4^pSl_5$, $L_1Sl_1^1$, $K_8Sk_7^4$.

Складна тектонічна будова площі, ступень метаморфізму вугільних пластів і глибина їхнього залягання визначають характер метаноносності шахтного поля.

Зона метанового вивітрювання знаходиться на глибині 100–120 м (абс. позн. +20 – ±0). Таким чином, відпрацьовування вугільних пластів відбувається у зоні метанових газів.

Природна газоносність коливається від помірної до високої. У інтервалі глибин 299–941 м (абс. позн. -155 – -837) величина природної газоносності змінюється від 7,9 до 23,2 м³/т с.б.м.

Перше з'явлення метану відмічалось на глибині 87 м у гірничих виробках вугільного пласта m_3 , а з глибини 140 м – спостерігалися постійні підвищені виділення метану. Зрідка газ з пластів спостерігався у вигляді короточасних суфлярів, також газопрояви відбувалися у зонах тектонічних порушень. Останнім часом інтенсивних суфлярних проявів, раптових викидів вугілля і пилу не фіксувалося.

Відповідно до приказу № 88 від 16.01.2009 року Територіального управління Держпромнагляду у Донецькій області шахта «Новодзержинська» зарахована до надкатегорійної за метаном, небезпечна – за вугільним пилом.

Комплекс досліджень, проведений для вивчення газоносності вмісних порід, вказує на збільшення газонасиченості з глибиною і нерівномірність колекторських властивостей порід різних горизонтів, що може супроводжувати накопичування вуглеводневих газів, особливо у тектонічних порушених зонах.

Геотермічні умови шахтного поля є складними. Середня глибина залягання ізотерми 30° складає -450 м, геотермічний градієнт – $3,3^\circ\text{C}/100$ м, геотермічний ступінь – $30,6$ м/ 1°C . Максимальна температура порід поблизу нижньої технічної межі очікується у межах $43,4^\circ\text{C}$ (Валентей, 1986).

РОЗДІЛ 4

РЕЗУЛЬТАТИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗОНИ ЗАХІДНОГО ЗАМИКАННЯ ГОРЛІВСЬКОЇ АНТИКЛІНІЛИ

4.1. Деформаційні елементи

Враховуючи особливості геологічної будови поле шахти «Новодзержинська» можна розділити на два структурних блоки, межа між якими проходить за зоною Осьового насуву: перший блок, I – з переважно північним і другий блок. II – з переважно південно-західним падінням порід (рис. 4.1).

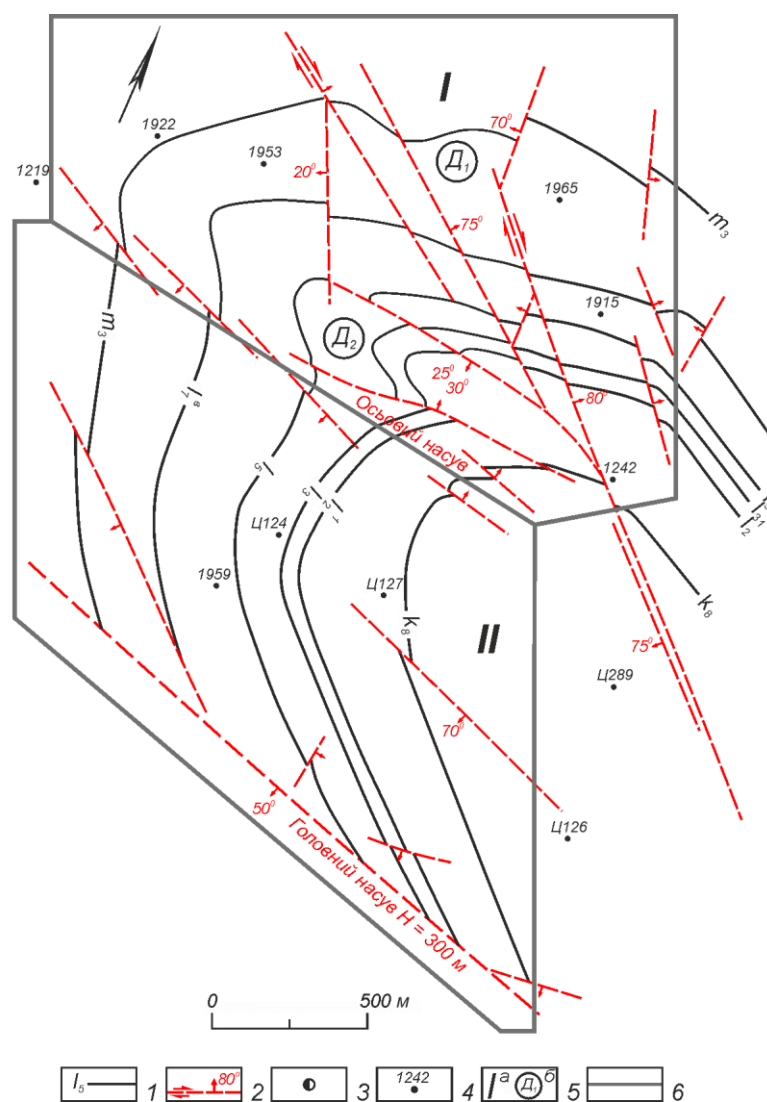


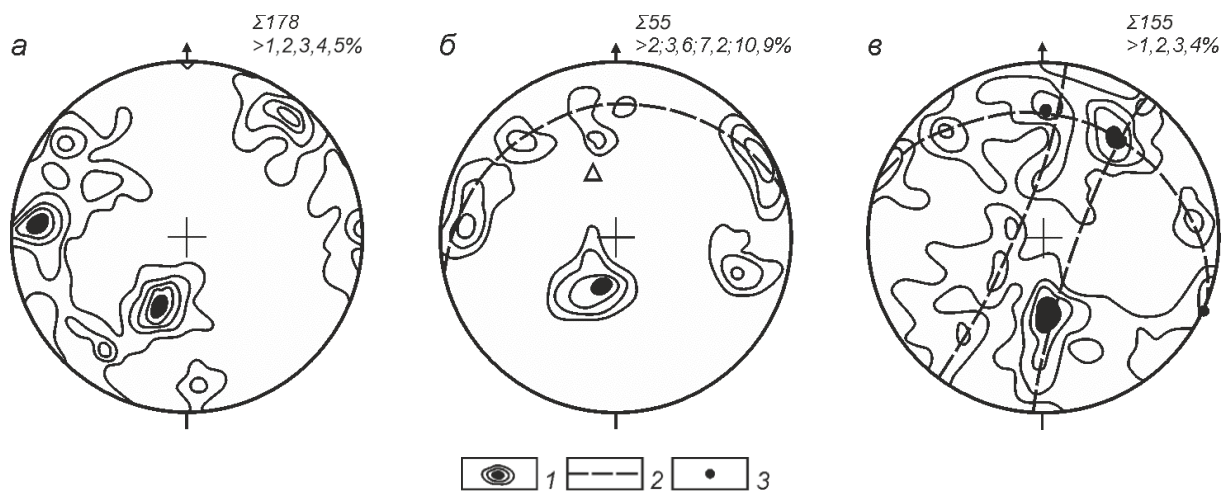
Рис. 4.1 – Структурна схема поля шахти «Новодзержинська»
(за планом горизонту -502 м)

Пояснення до рис. 4.1:

1 – основні вугільні пласти і їхні індекси; 2 – тектонічні розриви (напрямок і кут падіння зміщувача, напрямок зсувних зрушень); 3 – шахтний стовбур; 4 – розвідувальні свердловини; 5 – структурні елементи: а – блоки, б – домени; 6 – межі блоків

Простішою тектонічною будовою характеризується другий блок. За простяганням його обмежено зміщувачами Осьового (на північному заході) і Головного (на південному сході) насувів. Залягання порід тут спокійне, слабохвилясте, диз'юнктивна порушеність незначна.

Складнішою геологічною структурою характеризується перший блок. Він насичений численними розривами та інтенсивними плікативними дислокаціями. Серед диз'юнктивів переважають розриви трьох просторових орієнтувань (рис. 4.2а): крутопадаючі північно-західні (аз. пад. $40^\circ \angle 75^\circ$) і меридіональні (аз. пад. $272^\circ \angle 80^\circ$), а також пологі північно-західного простягання (аз. пад. $205^\circ \angle 40^\circ$).



1 – ізолінії щільності розподілу полюсів розривів (штрихів); 2 – слід поясів симетрії; 3 – вісь поясів симетрії

Рис. 4.2 – Стереограми орієнтування тріщинно-розривних структур:
а – орієнтування тектонічних розривів першого блоку, б – орієнтування тектонічних розривів зони Осьового насуву, в – орієнтування штрихів і борозн ковзання на дзеркалах у зоні Осьового насуву

За характером тектонічних дислокацій перший блок, у свою чергу, можна розділити на два домени. Один з них, D_1 , охоплює східну частину блоку, де розвинена потужна зона (ширина до 300 м) крутопадаючих розривів північно-західного орієнтування. Гірничими і розвідувальними роботами ця зона трасується на схід до склепіння Горлівської антикліналі, де об'єднується з Осьовим насувом. Вона складається декількома субпаралельними зміщувачами, що круто падають переважно на північний схід (аз. пад. $40^\circ \angle 70-80^\circ$) і формують у плані лівий ряд куліс. Відстань між кулісами складає 100–150 м. За простяганням окремі розриви простежено гірничими роботами на 500–800 м. Нормальна амплітуда зміщення за окремими найкрупнішими зміщувачами цієї зони складає 10–20 м. Штрихи, які були заміряні на поверхнях зміщувачів цих порушень, мають кут нахилу від 10 до 30° , що з урахуванням видимого зміщення маркерів дає змогу охарактеризувати їх як праві скидо-зсуви.

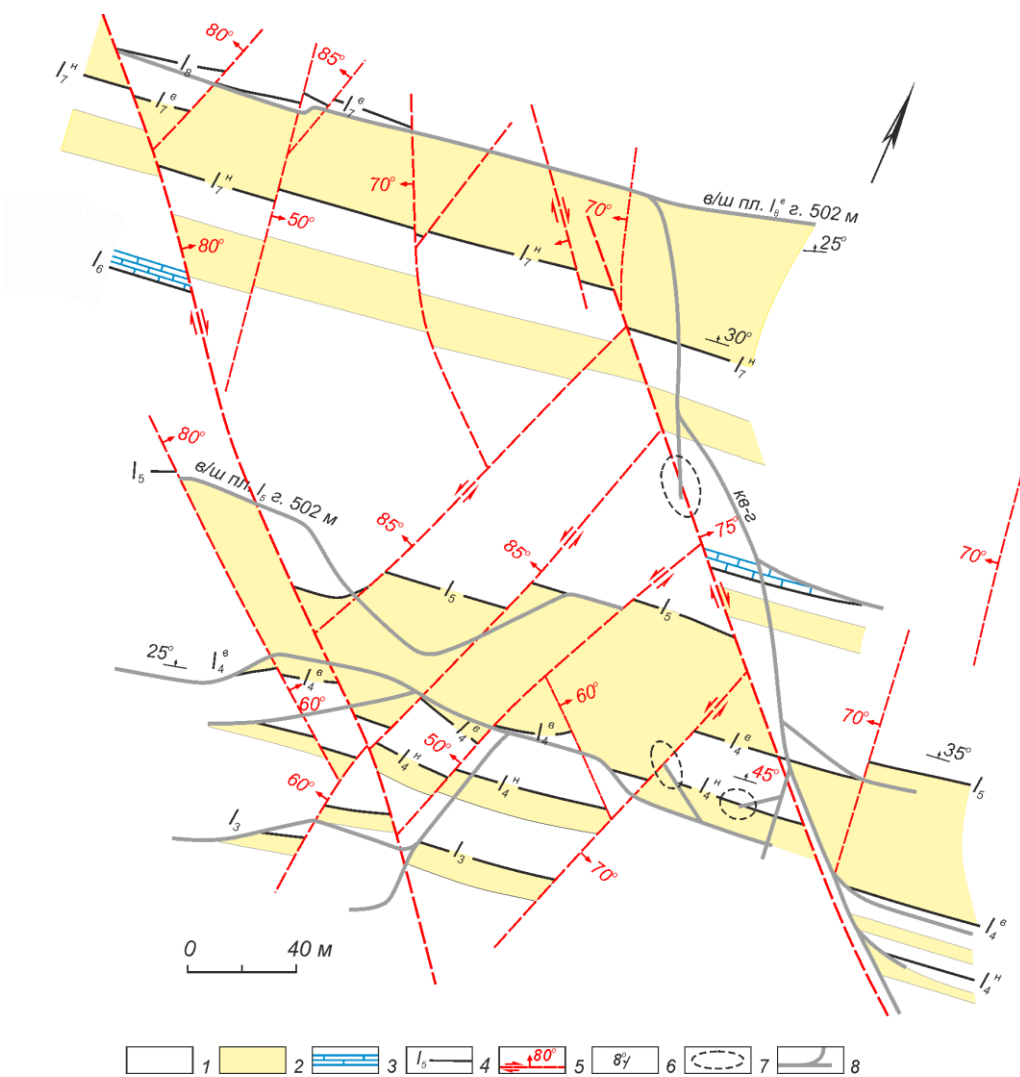
Площина між цими основними розривами розсічена системою практично ортогональних до них лівих скидо-зсувів. Морфологічно – це крутопадаючі розриви північно-східного простягання (аз. $20-25^\circ$) з нормальними амплітудами зміщення до 5–7 м. За простяганням ці порушення простежуються на 400 м і обмежуються зазвичай зміщувачами основних правих зсувів (рис. 4.3).

Враховуючи кінематику і просторове орієнтування, ці дві системи розривів (північно-західні праві і північно-східні – ліві скидо-зсуви) можна вважати спряженою парою сколів.

Структура західної частини першого блоку (домени D_2) обумовлюється насамперед виявленою тут гірничими роботами брахіантиклінальною складкою (рис. 4.4). Цю складку у сучасному ерозійному зрізі (на геологічній карті району) не відображено. Вона починає чітко простежуватися за даними гірничих робіт на глибинах понад 450 м. Вище складку начебто екрановано площиною Осьового насуву. На сучасній глибині розвитку гірничих робіт чітко фіксується перикліналь (особливо за пластами l_5, l_4^e, l_3, l_2^l) і північне крило складки, її південне крило зрізано системою пологих розривів, що належать до системи Осьового насуву.

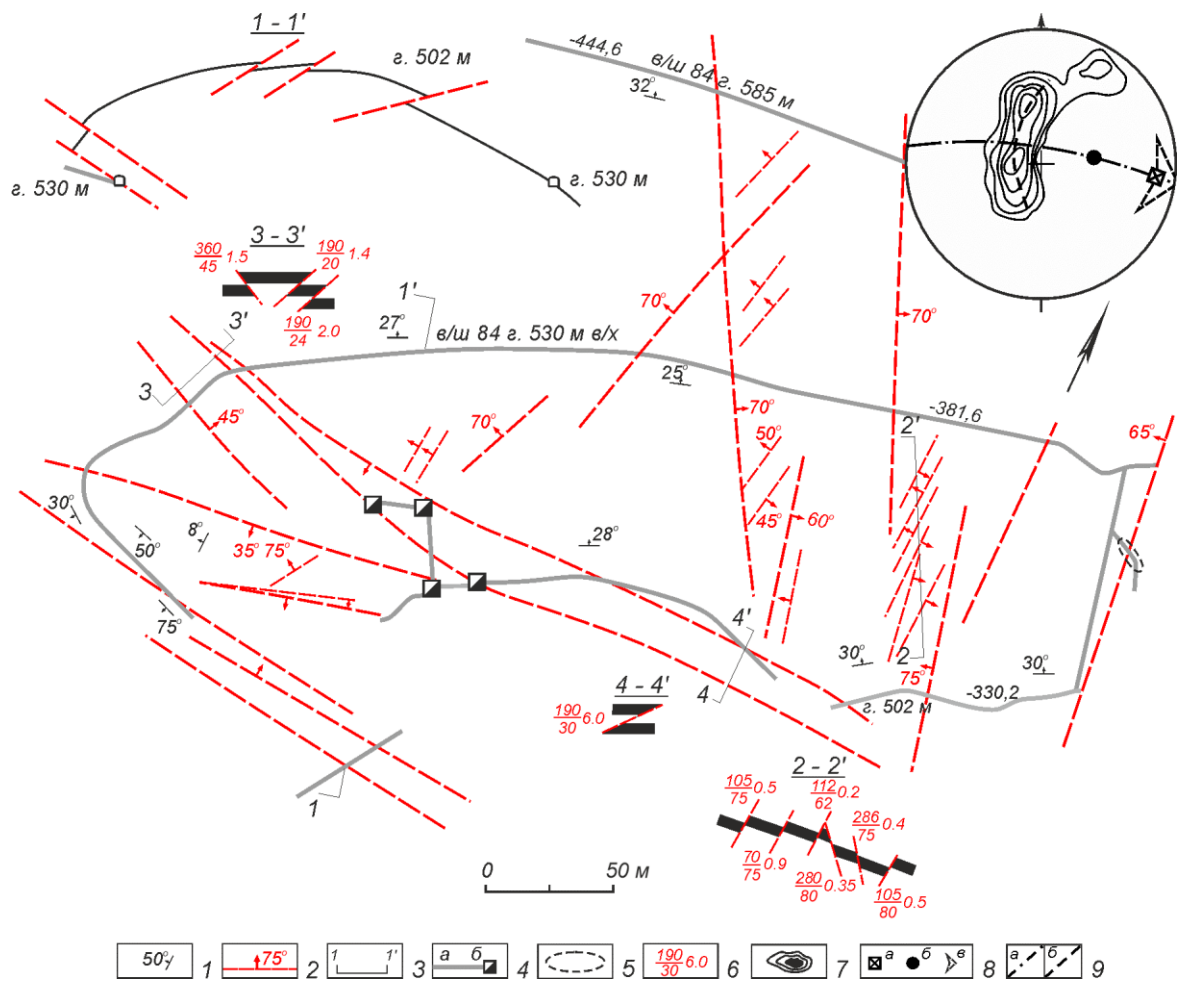
На стереограмі полюси площин нашарування розсіюються за малокруговою траєкторією, чітко фіксуючи конічний характер цієї складки (рис. 4.4, врізка праворуч). Основні геометричні елементи складки характеризуються наступним

заляганням: шарнір – аз. пад. $275^\circ \angle 20^\circ$; осьова поверхня – аз. пад. $188^\circ \angle 82^\circ$. Перегин слоїв у склепінні плавний, усереднені елементи залягання порід у крилах: аз. пад. $347^\circ \angle 34^\circ$ (для північного) і $267^\circ \angle 18^\circ$ (для південно-західного). За своїми розмірами ($1,4 \times 0,6$ км за гор. -502 м), геометричними параметрами і просторовим орієнтуванням ця купольна складка є подібною до брахіскладок Микитівського рудного поля і Диліївському та Держинським куполам, розташованим західніше.



1 – аргіліти і алевроліти; 2 – пісковики; 3 – вапняки; 4 – вугільні пласти;
 5 – тектонічні розриви (напрямок і кут падіння зміщувача, напрямк зсувних зрушень); 6 – елементи залягання порід (напрямок і кут падіння); 7 – завали гірничих виробок; 8 – гірничі виробки.

Рис. 4.3 – Морфологія зсувної зони (вкопювання з плану горизонту -502 м)



1 – елементи залягання порід (напрямок і кут падіння); 2 – тектонічні розриви (напрямок і кут падіння зміщувача); 3 – лінії розрізів; 4 – гірничі виробки: а – горизонтальні (штреки), б – вертикальні (підняткові); 5 – завали гірничих виробок; 6 – елементи залягання тектонічних порушень (азимут і кут падіння зміщувача) та їхня амплітуда; 7 – ізолінії щільності розподілу полюсів нашарування; 8 – елементи складки (проекції на верхню напівсферу): а – шарнір складки, б – вісь конусу, в – трикутник β -пересічень; 9 – площини: а – осьова, б – нашарування.

На врізці праворуч зверху: стереограма розподілу полюсів нашарування

Рис. 4.4 – Тектонічні розриви зони Осьового насуву (викопіювання з плану гірничих робіт по вугільному пласту l_2^1)

Характер тектонічної порушеності порід цього блоку дещо відрізняється від структурного рисунку, який спостерігався у зазначеній вище зсувній зоні. Тут переважають поздовжні осі брахіантикліналі пологі насуви, що падають назустріч

один одному (аз. пад. $190-200^\circ \angle 20-30^\circ$ і $360^\circ \angle 30^\circ$), які належать до системи Осьового насуву (див. рис. 4.2а).

Нормальна амплітуда зміщення за окремими порушеннями сягає 20 м. Штрихи на поверхнях зміщувачів орієнтовані переважно за падінням. У крилах насувів розвинені численні крутопадаючі розриви. Найбільш великі і протяжні з них (з амплітудою 3–4 м) мають північно-західне орієнтування (аз. пад. $60^\circ \angle 75^\circ$).

Серед дрібніших (з амплітудами від дециметрів до 1,0–1,5 м), розвинених переважно у західних крилах цих основних зміщувачів, переважають меридіональні і північно-східні розриви (аз. пад. $270^\circ \angle 70-75^\circ$ і $310^\circ \angle 70^\circ$, $110^\circ \angle 55-60^\circ$). Характерною особливістю останніх є незначна довжина за простяганням. Вони зароджуються у вигляді тектонічних тріщин на відстані у декількох дециметрах – перших метрах від основного зміщувача, потім швидко (на протязі декількох метрів) набувають максимальну амплітуду і через 20–30 м за простяганням повністю затухають. Кінематика розривів різноманітна – від зсувів до скидів. У кількісному відношенні переважають скидо-зсуви. Для основних зміщувачів (північно-західного простягання) встановлена правозсувна складова, для «опіряючих» їх північно східних – лівозсувна.

На стереограмі полюси цих розривів формують декілька максимумів, що розсіюються вздовж спільного поясу симетрії, орієнтування якого у просторі є близьким до елементів залягання Осьового насуву (див. рис. 4.2б).

Статистичний аналіз орієнтування штрихів і борозн на поверхнях дзеркал ковзання, заміряних автором у цій зоні, також виявляють симетрію цих лінійних елементів відносно положення поверхні Осьового насуву. На стереограмі вони утворюють декілька поясів (рис. 4.2в), один з яких співпадає зі слідом поверхні основного зміщувача, а два інші малокругових пояси мають спільну вісь симетрії, що лежить у площині насуву (Нікітенко, 2023; Нікітенко и др., 2011; Павлов и др., 2011; Nikitenko & Chernysh, 2015; Volkova et al., 2016).

4.2 Поле тектонічних напружень

Всебічне вивчення процесу утворення структурних деформаційних елементів потребує не тільки висвітлення закономірностей їхнього розподілу у просторі і послідовності виникнення у часі, але й з'ясування механізму їхнього формування.

Для розуміння причин і умов утворення різних морфологічних типів складок і розривів велике значення мають закономірності розподілу напружень, що супроводжують розвиток цих структурних елементів у земній корі. Спільно зі схемою усіх зовнішніх активних сил, урахуванням основних особливостей механічних властивостей порід, що деформуються, а також усієї сукупності деформаційних елементів структурного парагенезису вони показують опис механізму.

Реконструкції параметрів тектонічних напружень у локальних об'ємах гірського масиву було здійснено кінематичним методом з використанням усієї сукупності заміряних тектонічних сколів і встановлених на їхніх стінках векторів зміщення. Параметри полів мезорегіонального рівню (для окремих блоків і шахтного поля у цілому) відновлювалися як через статистичне оброблення на стереографічній сітці даних локальних реконструкцій, так і аналітично.

У процесі реконструювання параметрів поля напружень по кожній локальній ділянці складалися стереограми, які стали основою для решти побудов. Попри те, що розв'язання локальних стереограм відрізняються найбільшою мінливістю орієнтувань головних осей напружень і інших параметрів поля, вони дають змогу установлювати характер поля напружень і спрямованість докладання тектонічних зусиль у кожному локальному об'ємі гірського масиву, а також простежити їхнє змінення від одного пункту вимірювання до іншого.

Враховуючи те, що між орієнтуваннями осей напружень локального рівня і осями наступних структурних рівнів існує закономірний зв'язок, обумовлений ієрархічною природою полів напружень, для переходу до полів мезорегіонального рівня було здійснено статистичне оброблення даних про локальні поля напружень.

Ця процедура полягає у тому, що усі реконструкції локальних полів було винесено на зведені стереограми, де потім було виділено зони розповсюдження осей одного найменування, які обмежені конічними поверхнями з вершинним кутом 90° , осі яких відповідають осям напружень наступного структурного рівню. Зведені стереограми були складені для двох структурних блоків поля шахти «Новодзержинська» і для усієї шахти.

При підсумовуванні орієнтувань осей нормальних напружень у межах блоків формувалися самостійні зони розподілу. Причому зона розподілу для осі σ_3 формувалася у периферичних частинах навхрест розташованих північно-західному і південно-східному квадрантах діаграм, тоді як осями σ_1 підперезалася у вигляді поясу уся площа двох других квадрантів.

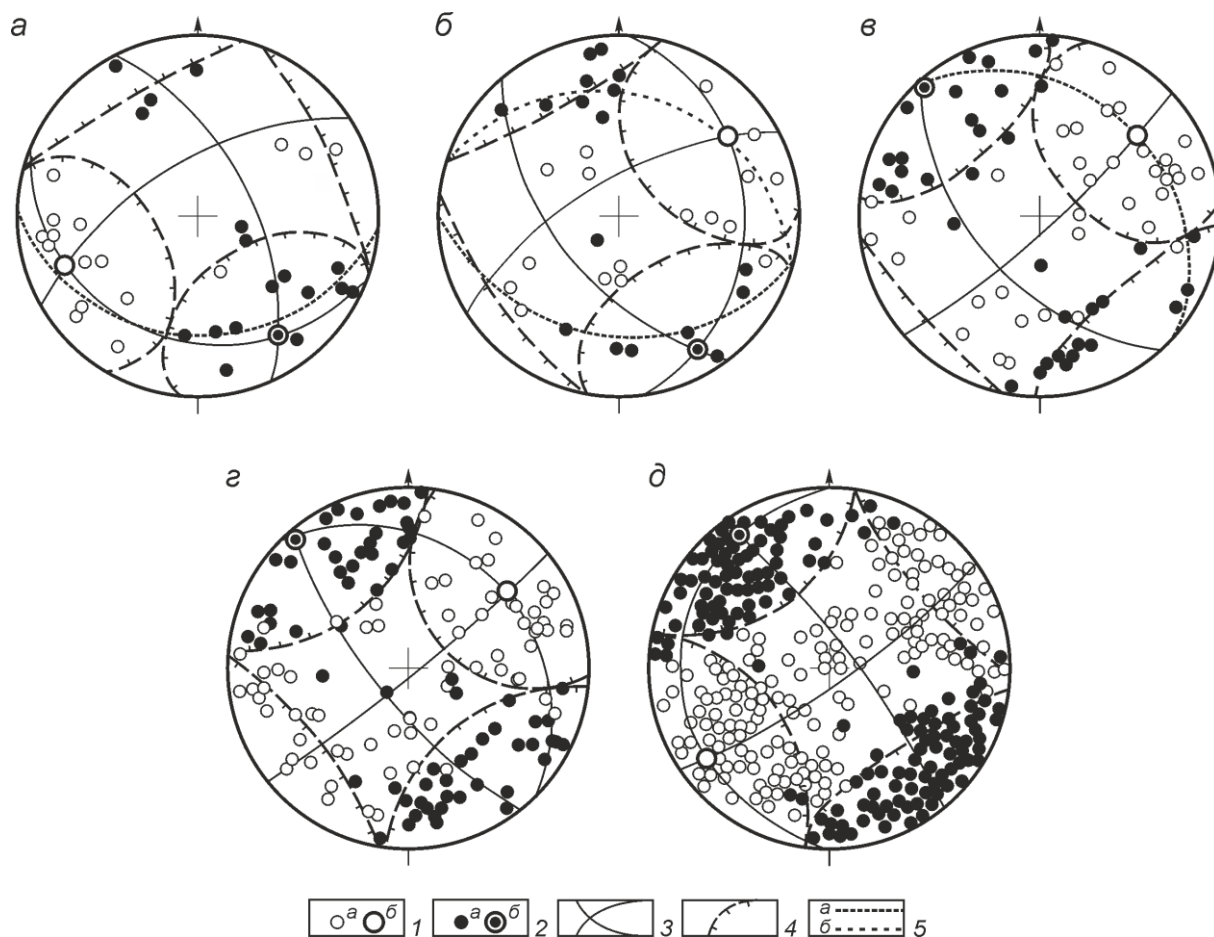
Було встановлено, що осі стискання (σ_3) концентруються у північно-західному і південно-східному секторах стереограми, а осі розтягування (σ_1) – у північно-східному та південно-західному (рис. 4.5).

Загалом для усього шахтного поля осі головних нормальних напружень розташовані субгоризонтально і орієнтовані наступним чином: вісь розтягування σ_1 – аз. прост. $231^\circ \angle 20^\circ$, вісь стискання σ_3 – аз. прост. $141^\circ \angle 5^\circ$ (рис. 4.5г), а коефіцієнт Лоде–Надії μ_σ , що відображає вид напруженого стану, є близьким до 0 (зсувне поле).

Реконструйоване для західного замикання Горлівської антикліналі поле напружень є аналогічним до поля, отриманого для Микитівського рудного поля, яке за часом свого прояву ототожнюється з ларамійською фазою альпійського тектогенезу (рис. 5д) (Корчемагин и Емец, 1987; Корчемагин и Рябоштан, 1984).

За витриманим загальним орієнтуванням осей, встановлено певні особливості цього орієнтування у різних структурних доменах (рис. 4.5). Так, у другому блоці осі мають наступні елементи залягання: σ_1 – аз. пад. $232^\circ \angle 30^\circ$, σ_3 – аз. пад. $140^\circ \angle 5^\circ$ і лежать в усередненій площині нашарування для цього крила (рис. 4.5в). У східній частині першого блоку (зсувна зона) осі орієнтовано наступним чином: σ_1 – аз. пад. $65^\circ \angle 24^\circ$, σ_3 – аз. пад. $330^\circ \angle 20^\circ$ і також лежать

близько до усередненої площини нашарування для цього блоку (рис. 4.5а). У зоні Осьового насуву (західна частина першого блоку) осі мають наступне орієнтування: σ_1 – аз. пад. $230^\circ \angle 28^\circ$, σ_3 – аз. пад. $330^\circ \angle 18^\circ$. Вісь стискання розташована близько до площини нашарування, а вісь розтягування лежить у площі Осьового насуву (рис. 4.5б).



1 – осі розтягування: а – локального рівню, б – мезорегіонального; 2 – осі стискання: а – локального рівню, б – мезорегіонального; 3 – площини дії головних нормальних напружень; 4 – конічні поверхні, що обмежують зони розвитку осей одного знаку; 5 – площини: а – нашарування; б – Осьового насуву

Рис. 4.5 – Реконструкції поля тектонічних напружень поля шахти «Новодзержинська»: перший блок – зсувна зона (а), зона Осьового насуву (б); в) другий блок; г) поле шахти загалом; д) Микитівське рудне поле (за Корчемагин и Рябоштан, 1984)

Урахування структурних умов при вивченні закономірностей розподілу головних нормальних напружень дало автору змогу виявити приуроченість ділянок галуження осей і контрастної мінливості напруженого стану до структурних деформаційних елементів західного замикання Горлівської антикліналі. Найпереконливішим доказом цьому є реконструкції ситуації поблизу великих розривів і склепінної частини куполоподібної складки. Проте, слід зазначити, що інтенсивність спотворення тектонодинамічних характеристик поблизу розривних і складчастих структур є різною.

У розподілі полів напружень локального рівню спостерігається така особливість будови реконструйованого поля напружень як закономірне спотворення траєкторій осей головних нормальних напружень поблизу великих розривів. Осі головних нормальних напружень намагаються зайняти положення або перпендикулярне, або паралельне до площини розриву. При цьому вздовж зміщувача ці ділянки закономірно чергуються, послідовно змінюючи одна одну.

Так, наприклад, реконструкція полів напружень, проведена автором у межах Осьового насуву за вентиляційним штреком 42–452 вугільного пласта m_3 (горизонт –452 м), виявила послідовну мінливість просторових орієнтувань осей головних нормальних напружень і типу поля напружень від зсувного до скидо-зсувного. У першому пункті відновлене поле напружень є зсувним і характеризується наступними параметрами просторового орієнтування осей: σ_3 – аз. пад. $339^\circ \angle 20^\circ$, σ_1 – аз. пад. $230^\circ \angle 21^\circ$ (рис. 4.6а). В другому осі головних нормальних напружень також розташовані субгоризонтально і орієнтовані наступним чином: аз. пад. $321^\circ \angle 10^\circ$, σ_1 – аз. пад. $58^\circ \angle 21^\circ$ (рис. 4.6б). В третьому пункті поле напружень є скидо-зсувним і характеризується субгоризонтальним положенням осі розтягування і пологим осі стискання: аз. пад. $100^\circ \angle 44^\circ$, σ_1 – аз. пад. $340^\circ \angle 14^\circ$ (рис. 4.6в).

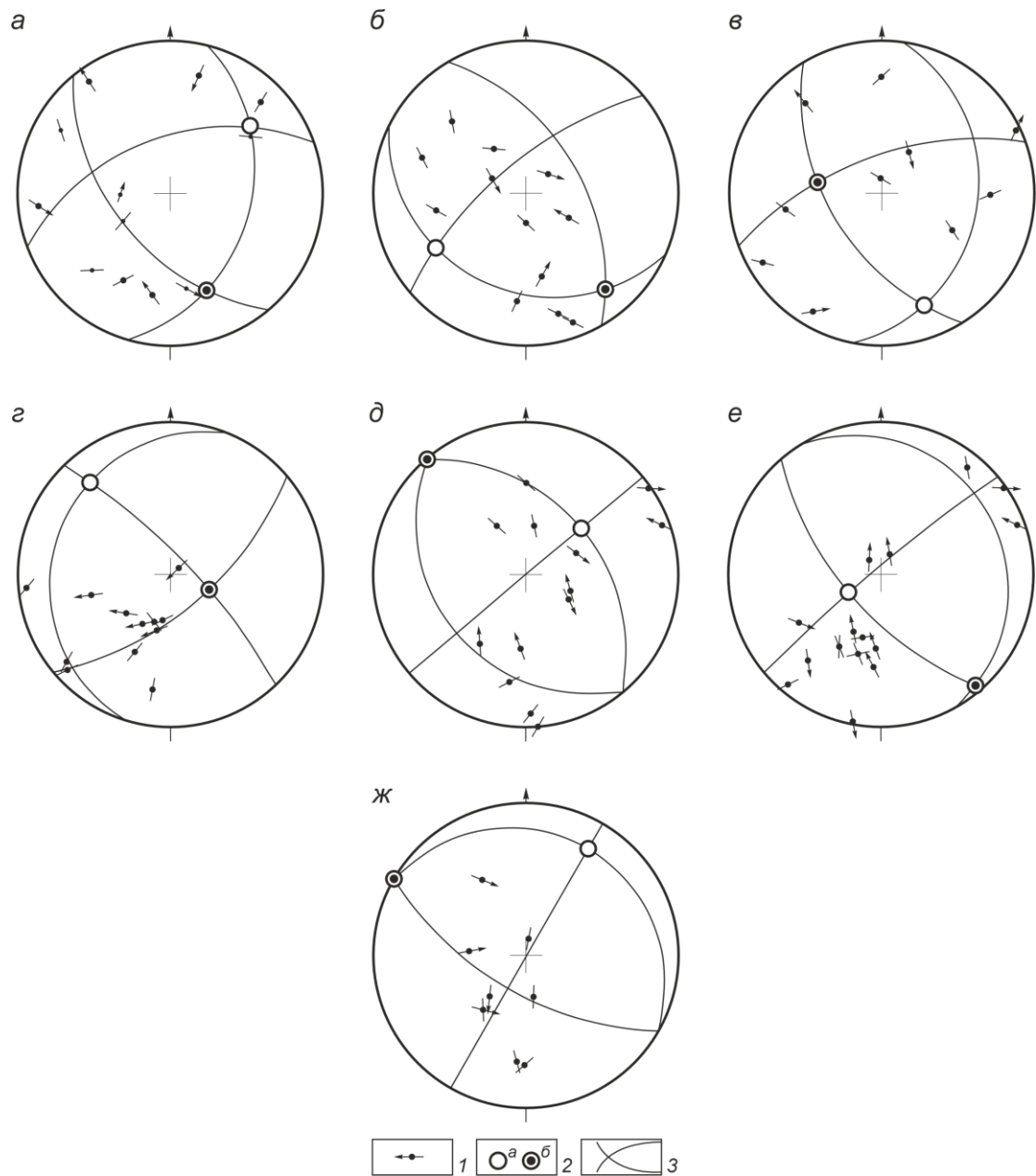
Поля напружень, реконструйовані за розрізною піччю 502–452–2 вугільного пласта l_2^1 у межах Торецького насуву (горизонти –452 та –502 м), також характеризуються мінливим положенням орієнтувань осей головних нормальних напружень у просторі. Тут зафіксовано змінення поля напружень від скидового і

підкидового до перехідного підкидо-зсувного і зсувного. Вісь розтягування на цій ділянці змінює своє положення від субгоризонтального, орієнтованого у південно-східному і південно-західному напрямках, до крутого, орієнтованого у північно-східному – південно-західному напрямку. Стабільніша вісь стискування, у свою чергу, характеризується змінням своїх параметрів у просторі від крутого до майже горизонтального положення, орієнтуючись у північно-західному – південно-східному напрямку. Відновлене поле напружень скидового типу характеризується наступними просторовими характеристиками: σ_3 – аз. пад. $291^\circ \angle 60^\circ$, σ_1 – аз. пад. $139^\circ \angle 12^\circ$ (рис. 4.6г). Поля напружень підкидового, підкидо-зсувного і зсувного типів характеризуються відносно стабільним орієнтуванням осі стискування σ_3 у північно-західному – південно-східному напрямку і такими параметрами просторового положення осей головних нормальних напружень: підкидо-зсувне – σ_3 – аз. пад. $139^\circ \angle 1^\circ$, σ_1 – аз. пад. $220^\circ \angle 40^\circ$ (рис. 4.6д); підкидове – σ_3 – аз. пад. $320^\circ \angle 3^\circ$, σ_1 – аз. пад. $62^\circ \angle 62^\circ$ (рис. 4.6е); зсувне – σ_3 – аз. пад. $120^\circ \angle 1^\circ$, σ_1 – аз. пад. $209^\circ \angle 12^\circ$ (рис. 4.6ж).

Такий характер розподілу локального поля напружень узгоджується з експериментальними результатами, отриманими попередниками (Осокіна і Цветкова, 1987), і свідчить про періодичне зміння у просторі і часі напруженого стану гірських порід вздовж розривів, що розвиваються.

У склепінній частині північного крила куполоподібної складки варіації орієнтувань, насамперед, пов'язано зі змінням кутів занурення для осі σ_1 від 0° до 90° та її намаганням зайняти симетричне до шарніру складки положення (рис. 4.7).

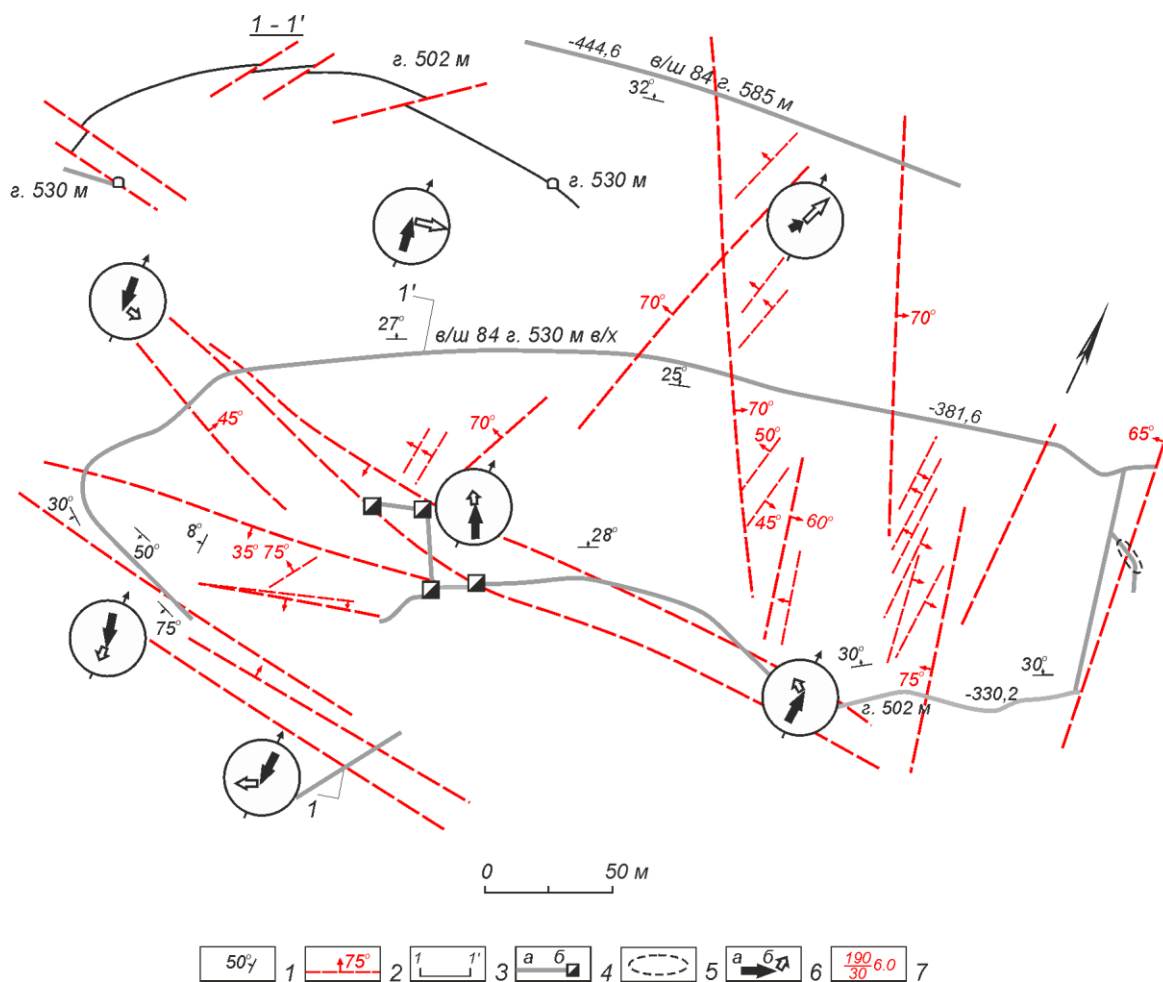
Можна зазначити, що при зовнішньо хаотичному характері просторової переорієнтації осей головних нормальних напружень, в обох випадках виявляється тенденція осей зайняти позицію симетричну деформаційним елементам. Так, поблизу розлому за умов галуження напруження σ_1 і σ_3 навперемінно частіше орієнтуються у площині розлому або вздовж нормалі до нього. У склепінні куполоподібної складки за умов загальної сталості орієнтування максимальних напружень осі мінімальних напружень у межах елементарних об'ємів частіше за все контролюють положення у просторі шарніру складки (див. рис. 4.7).



1 – полюс розриву і напрям зміщення висячого крила; 2 – осі головних нормальних напружень: а – розтягування, б – стискання; 3 – площини дії головних нормальних напружень

Рис. 4.6 – Реконструкції поля тектонічних напружень локального рівня поля шахти «Новодзержинська»: а–в – 194, 201 і 212 м за вентиляційним штреком 42–452, вугільний пласт m_3 ; г–ж – 15, 40 і 55 м за розрізною піччю 502–452–2, вугільний пласт l_2^1 .

Аналітичне розв’язання задачі здійснено з використанням спеціалізованого програмного пакету GEOS за всією сукупності заміряних сколових тріщин.



1 – елементи залягання порід (напрямок і кут падіння); 2 – тектонічні розриви (напрямок і кут падіння зміщувача); 3 – лінії розрізів; 4 – гірничі виробки: а – горизонтальні (штреки), б – вертикальні (підняттяві); 5 – завали гірничих виробок; 6 – точки реконструкції полів напружень з орієнтуванням осей головних нормальних напружень: а – проекція осі σ_3 , б – σ_1 (коротша проекція – крутіший кут нахилу); 7 – елементи залягання тектонічних порушень (азимут і кут падіння зміщувача) та їхня амплітуда

Рис. 4.7 – Поля напружень зони Осьового насуву (викопіювання з плану гірничих робіт по вугільному пласту l_2^1)

Еволюція тектонічного поля напружень, під впливом якого формувалася геологічна структура західного замикання Горлівської антикліналі, може бути описана виділеним автором за процедурою тектонічного стрес-моніторингу просторово-часовим деформаційним рядом з шести однорідноосних напружених

станів (фаз деформування) в останньому, наймолодшому для дослідженого об'єму деформаційному циклі – від найдавнішого (F) до наймолодшого (A). Основні параметри виділених фаз деформування наведені в табл. 4.1.

Таблиця 4.1 – Фази деформування і відповідні їм характеристики напружень

Фаза	%	Тип поля	σ_1	σ_2	σ_3	μ_σ	μ_ϵ
A	34,4	зсувний	257°∠3°	154°∠77°	348°∠13°	0,9	0,06
B	25,4	підкидовий	219°∠67°	79°∠18°	344°∠14°	0,95	0,58
C	18,4	підкидовий	187°∠75°	347°∠14°	78°∠5°	0,95	0,31
D	28,1	зсувний	336°∠13°	178°∠76°	68°∠5°	-0,95	-0,11
E	22,8	скидовий	350°∠15°	260°∠1°	166°∠75°	-0,95	-0,43
F	18,7	скидовий	259°∠2°	350°∠15°	162°∠75°	-0,9	-0,44

Пояснення до таблиці: % – питома вага однорідної групи сколів у загальній вихідній генеральній вибірці; тип поля – геометричний тип поля напружень або тип деформаційного режиму (відповідно до величин кутів нахилу α_1 , α_2 , α_3 головних осей σ_1 , σ_2 , σ_3 до горизонту): скидовий ($\alpha_1 \leq 30^\circ$, $\alpha_2 \leq 30^\circ$), зсувний ($\alpha_1 \leq 30^\circ$, $\alpha_2 \leq 30^\circ$), підкидовий ($\alpha_2 \leq 30^\circ$, $\alpha_3 \leq 30^\circ$); σ_1 , σ_2 , σ_3 – орієнтування головних осей напружень (азимут і кут занурення); μ_σ – найбільш повторюване для виділеної стадії деформування значення коефіцієнта Лоде-Надаї (вид напруженого стану гірського масиву): -1 – одновісне розтягнення, +1 – одновісне стиснення; μ_ϵ – форма еліпсоїда сумарної розривної частини деформації (вид деформації гірського масиву): -1 – одновісне видовження, +1 – одновісне укорочення.

Розвиток найдавніших фаз деформаційного процесу F і E контролювався скидовим механізмом і відбувався за умов переважного видовження гірського масиву, що характеризуються величинами коефіцієнта Лоде-Надаї μ_ϵ -0,44 і -0,43 відповідно. Скидовий механізм, контрольований субвертикальною орієнтацією осі стискання σ_3 , визначав умови для зменшення амплітуди вертикальних тектонічних рухів і, відповідно, виникнення локальних зон зниженої проникності в гірському

масиві. Особливістю процесу деформації стала переорієнтація осі розтягування σ_1 з південного заходу на фазі (F) на північний захід на фазі (E).

На фазі D деформування земної кори кінематичний тип механізму процесу стає зсувним і супроводжується послабленням процесу видовження гірського масиву ($\mu_\varepsilon = -0,11$). Вид напруженого стану для фаз F–D є близьким до одновісного розтягування.

Процес деформування на фазах C і B характеризується зміною, по-перше, кінематичного типу механізму деформації з зсувного на підкидовий і, по-друге, процесу видовження гірського масиву процесом його наростаючого укорочення ($\mu_\varepsilon = 0,31$ і $0,58$, відповідно). Підкидовий механізм, контрольований субвертикальною орієнтацією осі розтягування σ_1 , визначав появу умов для збільшення амплітуди вертикальних тектонічних рухів і, відповідно, виникнення локальних зон підвищеної проникності в гірському масиві (розвиток процесів флюїдо-масоперносу). У процесі деформації відбулася переорієнтація осі стискування σ_3 з північного сходу на фазі C на північний захід на фазі B. Зростання укорочення (ущільнення) гірського масиву і нова орієнтація осі σ_3 могли сприяти формуванню вторинної складчастості в досліджуваній структурі. Напрямок простягання осьової поверхні вторинної складки, орієнтованої близнормально до осі σ_3 , може підтверджувати достовірність висновків про кінематику умов деформації гірського масиву на фазі B.

На заключній фазі A деформування кінематичний тип механізму процесу стає знову зсувним, але вже з іншою, зворотною порівняно з фазою D, орієнтацією головних напружень, і супроводжується різким ослабленням процесу укорочення гірського масиву ($\mu_\varepsilon = 0,06$). Подією заключного процесу деформації став прояв правозсувних тектонічних рухів уздовж осі Горлівської антикліналі. Вид напруженого стану для фаз C–A є близьким до одновісного стискування (Никитенко и др., 2011; Никитенко, 2014a; Nikitenko & Chernysh, 2015; Volkova et al., 2016; Нікітенко, 2024).

Таким чином, спрямований і успадкований характер змінення умов тектонічного навантаження структури західного периклінального замикання Горлівської антикліналі характеризується послідовним зміненням деформаційних

режимів від найдавнішого скидового до наймолодшого – зсувного (рис. 4.8). Абсолютні часові інтервали дії цих фаз визначити складно, проте остання фаза А за своїми параметрами синхронізується з наймолодшим, реконструйованим для Донбасу і Приазов'я полем тектонічних напружень, яке датується ларамійською фазою альпійського тектогенезу (Корчемагин и Рябоштан, 1984; Корчемагин и Емец, 1987).

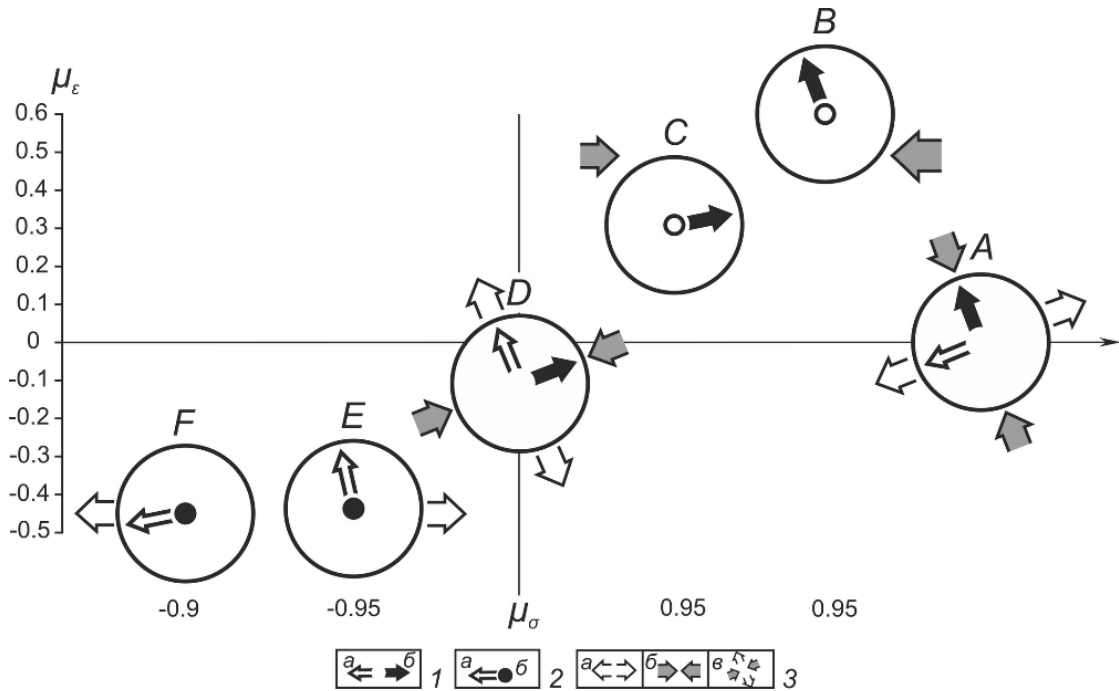
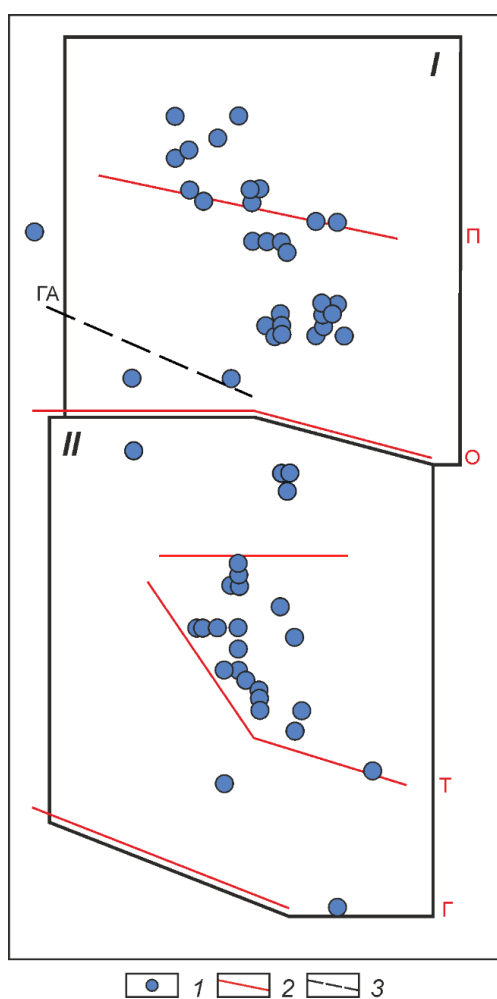


Рис. 4.8 – Структура наймолодшого деформаційного циклу для західного периклінального замикання Горлівської антиклінали: 1 – проекції осей головних нормальних напружень: а – σ_1 , б – σ_3 ; 2 – кут занурення осей напружень: а – пологий, б – крутий; 3 – вид деформування гірського масиву: а – видовження, б – укорочення, в – зсув.

4.3 Поле сумарних крихких деформацій

Поле сумарних крихких деформацій було реконструйовано за всією сукупністю заміряних сколових зміщень з урахуванням знаку цих зміщень. Вид деформації (укорочення, видовження, зсув) гірського масиву визначався за величинами коефіцієнту Лодє–Надаї μ_ε , який описує характер деформування в рамках теорії пружності і виражається через головні значення тензора деформацій $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ (аналогічно до коефіцієнту μ_σ) (рис. 4.9).



1 – пункти спостережень; 2 – лінії розривів (зображено схематично): П – Північний насув, О – Осьовий насув, Т – Торецький насув, Г – Головний насув; 3 – вісь Горлівської антикліналі (ГА).

Рис. 4.9 – Схема положення пунктів тектонофізичних спостережень

Результати реконструкції показали, що згладжене поле сумарних крихких деформацій у зоні західного замикання Горлівської антикліналі є неоднорідним, орієнтування осей поля і вид деформацій змінюються як за площею досліджуваного району, так і у межах великих структурних форм (рис. 4.10).

Вісь максимального видовження ε_1 у межах північного крила орієнтована переважно у південно-західному (північна частина) і субширотному (приосьова частина) напрямках. На ділянці, обмеженій Північним і Осьовим насувами, орієнтування осі ε_1 менш витримане, вона варіює від південно-західного до субширотного і субмеридіонального напрямку. Кут нахилу осі змінюється від відносно крутого ($30\text{--}45^\circ$) у північній частині до крутого (до 60°) поблизу Північного насуву і пологого ($10\text{--}20^\circ$) у приосьовій частині антикліналі (рис. 4.10а, в). Осьова частина характеризується субширотним, близпаралельним до орієнтування Осьового насуву напрямком, і майже горизонтальним положенням осі ε_1 . На ділянці південного крила, яка обмежена Осьовим і Торецьким насувами, вісь орієнтована у південно-західному напрямку, дещо розгортаючись до субмеридіонального в перехідній від Торецького до Головного насувів зоні і субширотного напрямків з наближенням до Головного насуву, поздовжньо до орієнтування останнього. У межах південного крила вісь ε_1 займає переважно полого ($10\text{--}30^\circ$) положення (рис. 4.10а, г) (табл. 4.2).

Вісь максимального укорочення ε_3 на північному крилі орієнтована у північно-західному–південно-східному напрямку, займаючи субширотне і субмеридіональне положення з наближенням до Північного і Осьового насувів, відповідно (рис. 4.10б, е). Нахил осі варіює від переважно пологого ($10\text{--}35^\circ$) до крутого (до 50°) з наближенням до осьової частини антикліналі (рис. 4.10б, е). У межах південного крила при наближенні до зони Торецького насуву вісь ε_3 розгортається до субширотного і далі – до субмеридіонального–північно-західного напрямку, займаючи переважно круте ($50\text{--}60^\circ$) положення. В перехідній від Торецького до Головного насуву зоні вона певною мірою зберігає напрямок свого орієнтування, проте стає більш пологою (рис. 4.10б, е) (табл. 4.3).

Пояснення до рис. 4.10:

Орієнтування головних осей еліпсоїду крихких деформацій: а – вісь максимального видовження ε_1 ; б – вісь максимального укорочення ε_3 .

1 – пункти розрахунку параметрів поля деформацій з напрямком однієї з осей (довжина горизонтальної проекції відображає кут нахилу осі: коротша проекція – крутіший кут нахилу; занурення осі спрямовано від точки); 2 – лінії розривів (зображено схематично): П – Північний насув, О – Осьовий насув, Т – Торецький насув, Г – Головний насув; 3 – вісь Горлівської антикліналі (ГА).

Діаграми напрямку і кута занурення осей ε_1 (ліворуч) і ε_3 (праворуч) еліпсоїду крихких деформацій: в, е – північне крило, г, є – південне крило, д, ж – зведена.

Геометричний тип поля деформацій (відповідно до величин кутів нахилу $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ головних осей $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ до горизонту): а – скидовий ($\varepsilon_1 \leq 30^\circ, \varepsilon_2 \leq 30^\circ$), б – підкидовий ($\varepsilon_2 \leq 30^\circ, \varepsilon_3 \leq 30^\circ$), в – зсувний ($\varepsilon_1 \leq 30^\circ, \varepsilon_3 \leq 30^\circ$), г – «октаедричний» ($\varepsilon_1 > 30^\circ, \varepsilon_2 > 30^\circ, \varepsilon_3 > 30^\circ$).

Вид деформації гірського масиву (за даними визначення коефіцієнта Лоде–Надаї μ_ε): а – одновісне видовження ($\mu_\varepsilon = -1$), б – зсув ($\mu_\varepsilon = 0$), в – одновісне укорочення ($\mu_\varepsilon = +1$).

Таблиця 4.2 – Параметри орієнтування осі максимального видовження ε_1 поля сумарних крихких деформацій

	Азимут занурення	Кут нахилу
	227-238°	27-60°
Північний насув	221-248°; 335-346°	11-55°
	234-265°, 51-79°	11-29°; 17-42°
Осьовий насув	255-257°, 56-79°	9-30°, 11-19°
	33-63°, 207-217°	0-20°
Торецький насув	207-217°, 95-125°	16-30°
	97-135°, 198-215°	22-43°

Таблиця 4.3 – Параметри орієнтування осі максимального укорочення ε_3 поля сумарних крихких деформацій

	Азимут занурення	Кут нахилу
	334-342°	11-18°
Північний насув	73-104°; 138-189°	11-55°, 13-31°
	136-173°	34-46°
Осьовий насув	157-174°	12-31°
	115-144°, 333-350°	21-33°, 57-74°
Торецький насув	324-342°	48-53°
	338-359°	33-47°

Орієнтування проміжної осі ε_2 є найбільш невтриманим (рис. 4.11). З наближенням до Північного насуву проміжна вісь змінює свій напрямок від субширотного до меридіонального. Кут нахилу осі змінюється від пологого до близгоризонтального. У межах Північного насуву вона послідовно змінює своє орієнтування від субширотного до субмеридіонального і північно-східного, на східному фланзі знову орієнтуючись переважно у субширотному напрямку. У цій частині вона характеризується переважно субвертикальним положенням. Не менш хаотично проміжна вісь ε_2 орієнтована у присклепінній частині. Тут домінують два напрямки орієнтування – північно-західне і субмеридіональне, причому для першого здебільшого характерно субгоризонтальне, для другого – полого і субвертикальне положення осі. У межах зсувної зони і Осьового насуву нахил осі залишається субвертикальним (місцями до вертикального), а орієнтування – переважно північно-західним. З наближенням до Торецького насуву кут нахилу проміжної осі зменшується, а напрямок орієнтування змінюється на протилежний – південно-східний (до субширотного). Правий фланг Торецького насуву і зона переходу до Головного насуву характеризується південно-західним напрямком і субгоризонтальним положенням осі ε_2 . Резюмуючи коротко, можна сказати, що проміжна вісь ε_2 поля сумарних тектонічних деформацій є найменш стабілізованою у просторі, особливо у межах великих розривів, що характеризується дещо хаотичними змінами її орієнтування.

Витриманішим у просторі є орієнтування осі максимального видовження ε_1 , яка

на переважній частині досліджуваної площі займає полого положення і орієнтована у південно-західному напрямку (див. рис. 4.10а, д). Орієнтування осі максимального укорочення ε_3 є менш витриманим, особливо за кутом нахилу – від горизонтального до субвертикального (див. рис. 4.10б, ж).

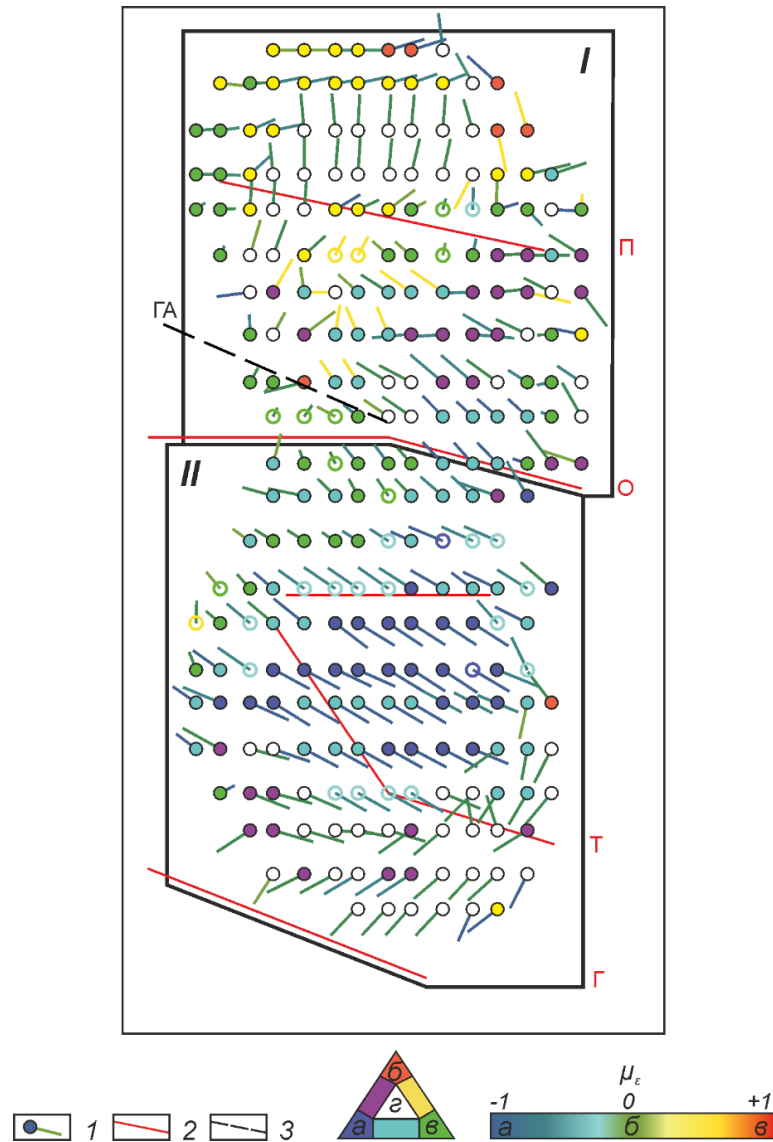
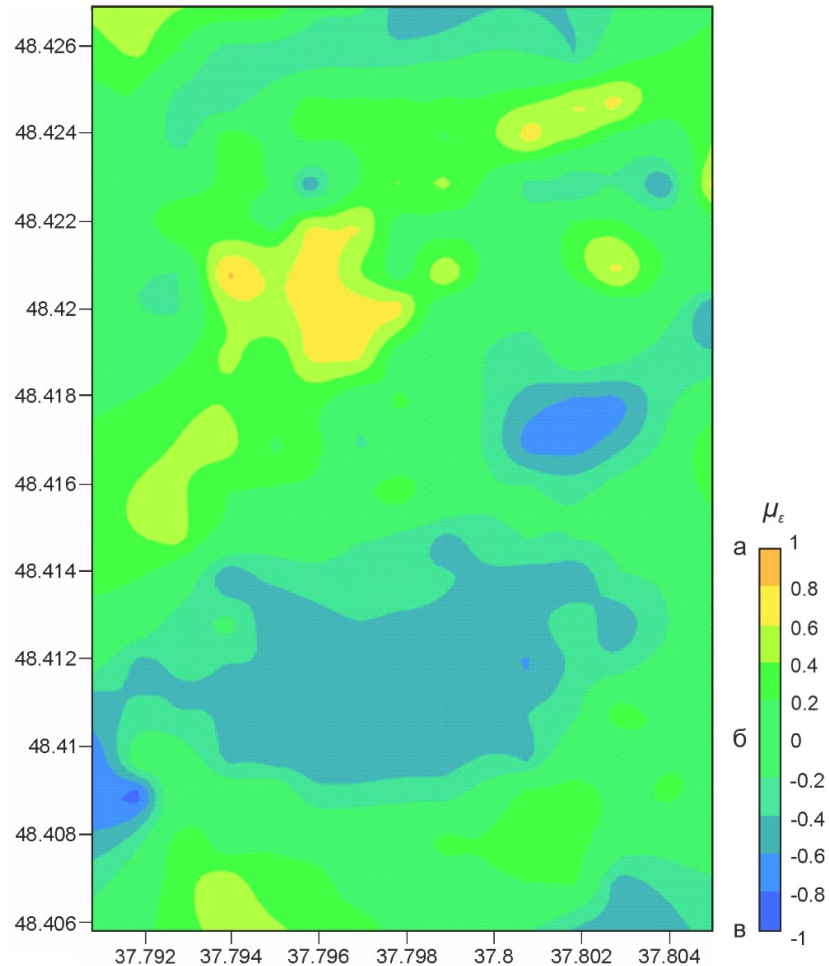


Рис. 4.11 – Траєкторії осей проміжної осі ε_2 поля сумарних крихких деформацій для західного замикання Горлівської антикліналі (умовні позначення аналогічні до тих, що наведені до рис. 4.10)

За величинами коефіцієнту Лоде–Надаї від деформування гірського масиву у межах західного замикання Горлівської антикліналі змінюється в діапазоні від майже

одновісного видовження до одновісного укорочення ($\mu_\varepsilon = \pm 0,9$) (рис. 4.12). Деформування гірського масиву у північному крилі контролювалося зсувним, скидо-і підкидо-зсувним механізмами за умов близьких до зсувних з певним укороченням ($\mu_\varepsilon = 0,1$ при варіюванні від $-0,7$ до $0,9$); у південному крилі – переважно скидовим і скидо-зсувним механізмом за умов близьких до зсувних з певним видовженням ($\mu_\varepsilon = -0,2$ при варіюванні від $-0,9$ до $0,5$) (див. рис. 4.10а, б). Загалом для досліджуваної площі головні осі деформацій характеризуються наступними усередненими параметрами: вісь ε_1 – аз. пад. $210^\circ \angle 19^\circ$, вісь ε_3 – аз. пад. $330^\circ \angle 34^\circ$, $\mu_\varepsilon = -0,03$. За параметрами свого орієнтування еліпсоїд сумарних деформацій є близьким до еліпсоїду напружень (Volkova et al., 2016; Нікітенко, 2024).



а – одновісне стискання ($\mu_\varepsilon = 1$), б – зсув ($\mu_\varepsilon = 0$), в – одновісне видовження ($\mu_\varepsilon = -1$)

Рис. 4.12 – Карта розподілу значень коефіцієнту Лоде–Надаї μ_ε

4.4 Структурний парагенезис деформаційних елементів

Просторове положення, морфологія і кінематика описаних деформаційних елементів, їхнє взаємовідношення з реконструйованим полем тектонічних напружень може свідчити про прояв поздовжніх осі антикліналі правих зсувних зміщень у формуванні структури західного периклінального замикання Горлівської антикліналі.

Ознаками прояву зсувної деформації у досліджуваній частині Горлівської антикліналі є:

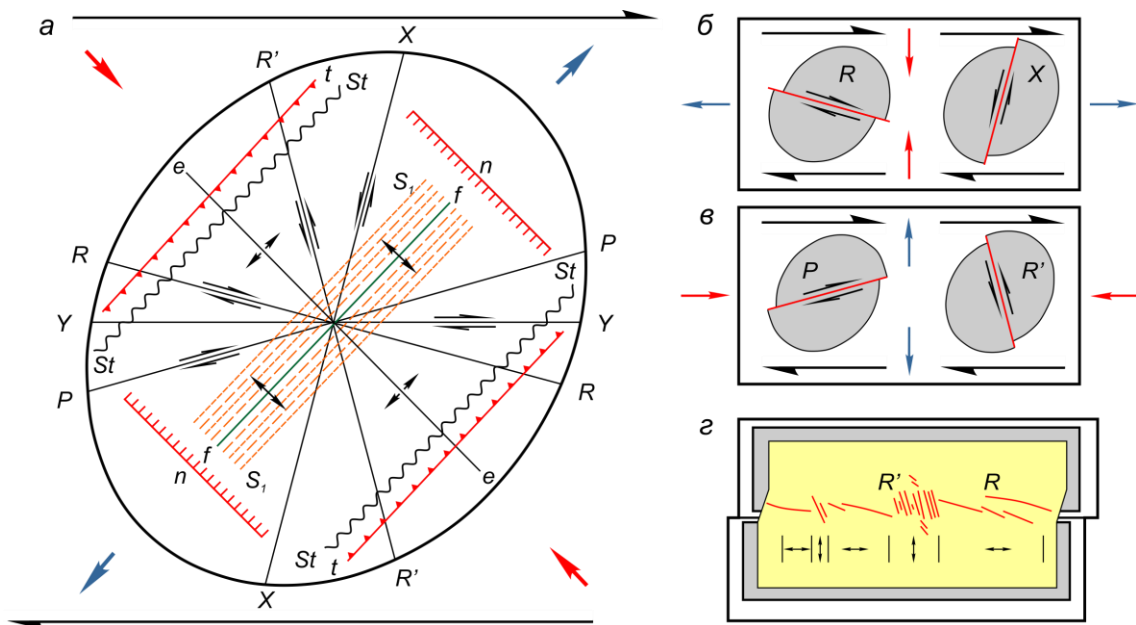
1) кулісоподібність у будові і розташуванні основних структурних деформаційних елементів;

2) будова діагонально зорієнтованого до простягання осі антикліналі поля тектонічних напружень;

3) спряженість зсувних зміщень за поперечними і поздовжніми розривами.

Зсувні зони мають свою специфічну морфологію і визначений набір структурно-деформаційних елементів – структурний парагенезис, що дає змогу чітко ідентифікувати і вирізнити їх серед інших типів тектонічних порушень. До структурного парагенезису зсувних зон належать насамперед спряжена пара зсувів: антитетичні (R') – орієнтовані майже перпендикулярно до осі зони, зі зміщенням у крилах протилежним зміщенню за основною зоною і синтетичні (R) – близпаралельні простягання зони з тим же зміщенням, що й за основним розломом. Окрім розривів сколювання можуть бути присутні відриви (e) і плікативні дислокації (f) (рис. 4.13а). Крім перелічених вище основних елементів до структурного парагенезису зсувних зон залежно від конкретних структурно-тектонічних умов і фізико-механічних властивостей порід можуть належати розриви іншого орієнтування і кінематики (Fossen, 2010; Hancock, 1985; Van der Pluijm & Marshak, 2004).

Якщо розглянути у якості вихідної моделі загальну схему вторинних порушень у зоні зсуву (рис. 4.13а), то для двовимірного випадку загалом



а – компілятивна діаграма, що ілюструє ешелоновані структури, характерні для зсувної зони при розвитку правого простого зсуву (за Hancock, 1985); б, в – вторинні порушення за обставин видовження (в) і скорочення (в) уздовж зони зсування (за Яковлев, 2011); г – інтерпретація деформаційних обставин ареалів розповсюдження тріщин двох типів вздовж зони зсування за експериментальних умов, стрілками показано обставини укорочення і видовження (за Стоянов, 1977)

Рис. 4.13 – Вторинні порушення у зоні зсування при аналізі поля напружень і деформаційних обставин

(напружений стан чистого зсуву у площині рисунку – середня вісь, перпендикулярна до цієї площини, є нейтральною) мають бути розвинені тріщини розтягування е, системи вторинних зсувів R і R'; X і P (парами, 30 і 60° до осі стиснення), Y (одичні, магістральні тріщини), а також стилоліти St і кліваж S₁. Інші структури (складки f, насиви t та скиди n) можуть з'явитися у тому випадку, коли середня вісь не є нульовою, тобто напружений стан не є чистим зсувом. Таким чином, виникнення деформацій за середньою віссю (перпендикулярно до площини рисунку) має сприяти розвитку складок f і насувів t (видовження за середньою віссю) або скидів n (укорочення). Спільне існування цих двох груп малоімовірно (Яковлев, 2011; Hancock, 1985).

Безпосереднього інтересу становлять системи вторинних зсувів R і R' , спостережувані у зсувній зоні. За результатами моделювання було показано, що весь узагальнений процес формування зсувної зони умовно підрозділяється на три стадії: пластичне зсування, структуроутворення другого порядку, формування шва магістрального зсувного розриву. Практично одночасне зародження тріщин поперечної системи R' -сколів і косої – R -сколів відбувається на початку другої стадії поблизу осі зсувів. Простягання розривів, що її утворюють, складає з простяганням зсувної зони кут γ 15–30°. Поверхня зміщувача протяжних R -сколів пропелероподібно вигнута з падінням до осі зсування, але ця вигнутість менш виражена, ніж для R' -сколів. R' -сколи мають менші розміри, проте більшу густоту, як порівняти з R -сколами, і відносно рано втрачають активність. R -сколи домінують у структуроутворенні і на завершальній стадії формують сегменти майбутнього магістрального зміщувача. Причиною припинення розвитку R' -сколів є змінення інтегральних властивостей у процесі розвитку пластичної течії (збільшення кута сколювання за постійного орієнтування до осі зсуву головних напружень). Цей ефект визначає зміни кута нахилу R -сколів до осі зсуву у процесі експерименту від 25° до нуля. Інтенсивний розвиток на початку зміцнення зони сколювання системи R' -сколів, а до її кінця – R -сколів, є одним з факторів зональності внутрішньої будови розломних зон. Тріщини обох систем становлять тріщини зсуву. У випадку правого зсуву за R -сколами відмічаються правозсувні зміщення, за R' -сколами – лівозсувні (Гинтов, 2005; Панов и др., 1983; Burg, 2018; Davis et al., 2000; Fossen, 2010; Hancock, 1985; Koide & Bhattacharji, 1977; Misra et al., 2009; Seminsky, 2012; Venâncio & Alves da Silva, 2023).

Таким чином, на ранніх етапах розвитку системи зсувних розривів за R і R' -сколами виникають одночасно або практично одночасно з постійною просторовою відособленістю відносно один одного у межах однієї й теж самої зсувної зони. Несумісність цих розривів часто призводить до того, що зона дроблення зсувної смуги розпадається на низку фрагментів, порушених розривами тільки того чи іншого орієнтування, і зберігається до того часу, доки розриви поперечного орієнтування, досягнувши певної довжини, не стають практично пасивними. Розриви косоого

орієнтування у своїх фрагментах розвиваються приблизно у рівній мірі, що й поперечні, але вже на ранніх етапах відрізняються більшими розмірами і амплітудами зміщення, тоді як поперечна система переважає у кількісному відношенні. Ф.Л. Яковлев (2011) інтерпретує це явище чергування ділянок тріщин R і R' як таке, що виникає чергування ділянок розтягування і стискання уздовж простягання усєї зони (і відповідно стискання і розтягування упоперек до неї). Це, очевидно, обумовлено розвитком розриву як чергування етапів руху і припинення його кінцевої ділянки, що дає змогу припускати, що у час припинень, з урахуванням міцності і реології середовища, мають сильніше розвиватися вторинні розриви і деформації вмісних порід.

Що стосується району досліджень автором встановлено, що до структур, які свідчать про прояв зсувних деформацій, можна віднести, по-перше, приблизно одновікові системи розривів північно-західного і північно-східного орієнтування, що беруть участь у будові виявленої зсувної зони. За північно-західними розривами, які морфологічно представлені серією крутопадаючих субпаралельних зміщувачів, що формують у плані лівий ряд куліс, фіксуються правозсувні зміщення. Розривам північно-східного орієнтування, які представлені системою практично ортогональних до розривів північно-західного орієнтування крутопадаючих зміщувачів, що зазвичай обмежуються зміщувачами основних правих зсувів, притаманна ліва зсувна складова зміщень. Ці дві системи розривів можна розглядати як спряжену пару сколів (R' і R) (рис. 4.14, Д₁).

Просторові взаємовідношення структурних елементів складчастих форм з положенням осей головних нормальних напружень вказують на генетичний зв'язок реконструйованого поля з накладеною складчастістю. Вісь головних стискаючих напружень (σ_3) розташована у горизонтальній площині перпендикулярно до шарнірів куполоподібних складок, натомість максимальні розтягувальні (σ_1) або середні (σ_2) вісі напружень розташовані паралельно. Тому повноправним членом розглядуваного правозсувного структурного парагенезису є серія ешелонованих складок, котрі спільно з розривами, у зоні зсування формують лівий кулісоподібний ряд, у топографічному плані становлячи витягнені локальні підвищення.

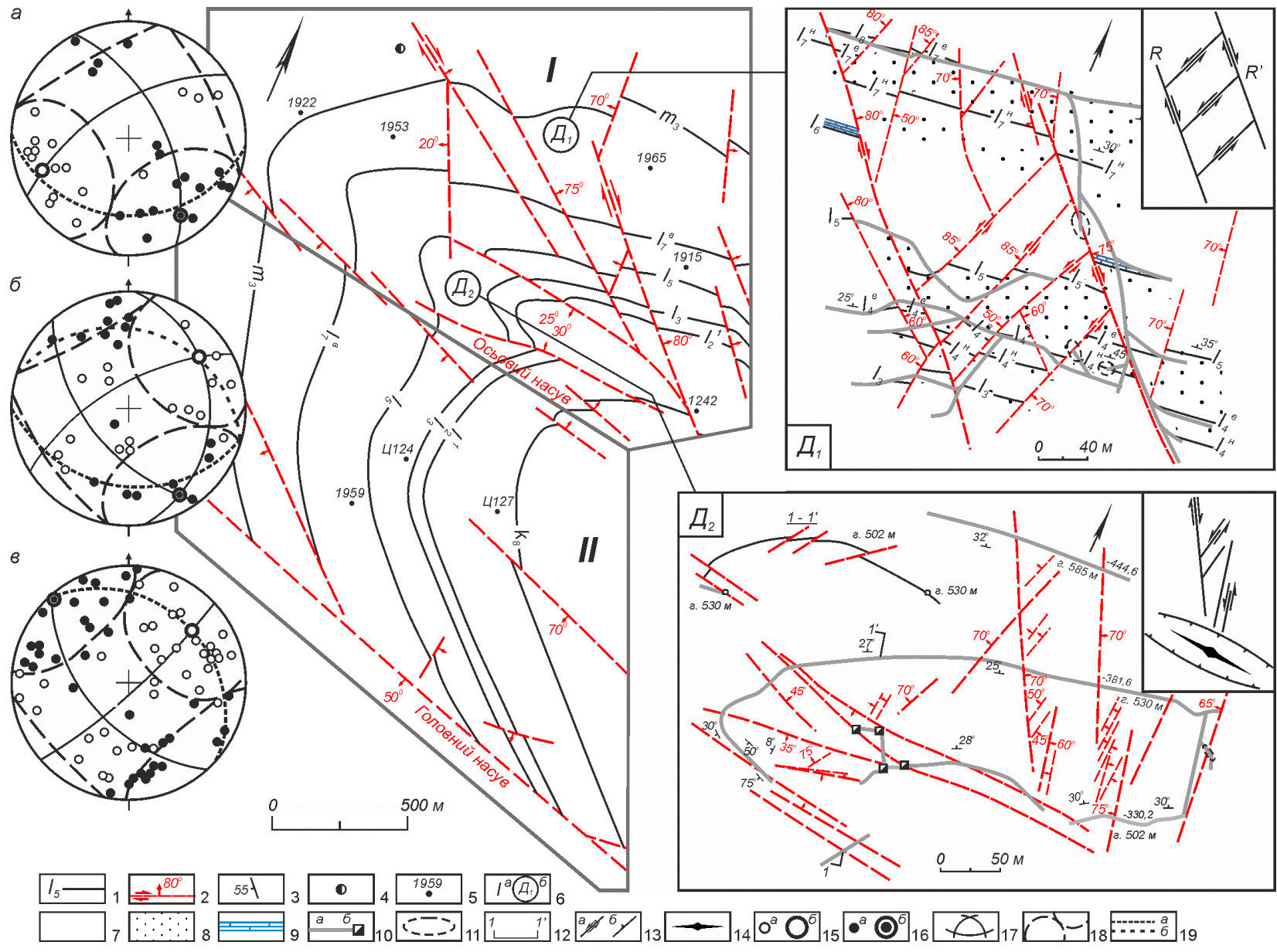


Рис. 4.14 – Структурний парагенезис деформаційних елементів західного замикання Горлівської антикліналі

Пояснення до рис. 4.14:

Структурна схема поля шахти «Новодзержинська» (за планом горизонту -502 м; ліва частина рисунку): 1 – вугільні пласти та їхні індекси; 2 – тектонічні розриви (напрямок і кут падіння зміщувача, напрямок зсувних зрушень); 5 – елементи залягання порід (напрямок і кут падіння); 6 – шахтний стовбур; 7 – розвідувальні свердловини; 8 – структурні елементи: *a* – блоки, *б* – домени.

Деформаційні елементи східного (D_1 , зсувна зона) і західного (D_2 , зона Осьового насуву) доменів першого структурного блоку (викопіювання з плану гірничих робіт по вугільному пласту l_2^1): 7 – аргіліти і алевроліти; 8 – пісковики; 9 – вапняки; 10 – гірничі виробки: *a* – горизонтальні (штреки), *б* – вертикальні (підняттеві); 11 – завали гірничих виробок; 12 – лінія розрізу. На врізках праворуч схематично відображено структурний парагенезис деформаційних елементів відповідних доменів першого структурного блоку: 13 – тектонічні розриви (з напрямком зсувних зрушень): *a* – крутопадаючі, *б* – пологі (насуви); 14 – вісь брахіантиклінальної складки. Латинськими літерами позначені системи вторинних зсувів: R – синтетичні, R' – антитетичні.

Реконструкції поля тектонічних напружень поля шахти «Новодзержинська»: першого блок – зсувна зона (*a*), зона Осьового насуву (*б*); *в*) другий блок.

15 – осі розтягування: *a* – локального рівню, *б* – мезорегіонального; 16 – осі стискання: *a* – локального рівню, *б* – мезорегіонального; 17 – площини дії головних нормальних напружень; 18 – кінчні поверхні, що обмежують зони розвитку осей одного знаку; 19 – площини: *a* – нашарування; *б* – Осьового насуву

Встановлено, що складчастість і дві системи спряжених зсувів виникають статистично одночасно і незалежно одна від одної. На відміну від розривів поперечного орієнтування серія ешелонованих складок продовжує розвиватися до появи магістрального розлому (Панов и др., 1983).

Отже, виявлена гірничими роботами у межах західної частини першого структурного блоку брахіантиклінальна складка другого порядку з ускладнюючими її крила субширотними насувами, шарнір якої начебто повернутий проти

годинникової стрілки відносно простягання осі антикліналі може вважатися другою складовою зсувного структурного парагенезису (див. рис. 4.14, Д₂). Слід зазначити збіг геометричних параметрів і просторового орієнтування (характер кулісоподібності) в розташуванні складок західної частини Горлівської антикліналі, цієї і низки східніших, і Микитівського рудного поля, що, певною мірою, може свідчити про їхній зв'язок із розглянутими тектонічними рухами.

Найчастіше зсуви і зсувні зони сполучаються з насувами, утворюючи стійкі динамопари, що не входять до складу зсувних зон, проте пов'язані з ними генетично, будучи вторинними структурами, що виникли у секторах стискання внаслідок міжшарового посування, за компенсації зсувних зміщень блоків порід у крилах основного розлому (Павлов, 2004).

Тобто, як встановлено автором, розвиток поздовжніх осі брахіантиклінальної складки субширотних насувів, горизонтальні зміщення у крилах яких призводили до утворення крутопадаючих розривів північно-західного, меридіонального і північно-східного орієнтування з відповідною право- і лівозсувною кінематикою, можна вважати третьою складовою зсувного структурного парагенезису (див. рис. 4.14, Д₂).

Отже, згідно дослідженням автора, повний структурний парагенезис деформаційних елементів досліджуваної ділянки західного замикання Горлівської антикліналі дає змогу припустити, що посування за всією сукупністю розривів було підпорядковано генеральному правозсувному зміщенню породного масиву за площиною основного розриву.

Ще однією ознакою прояву зсувної деформації є діагональна до простягання осі Горлівської антикліналі орієнтація поля тектонічних напружень. У цьому випадку, виникнення зсувної зони і складчастості другого порядку з ускладнюючими її крила насувами можна вважати взаємопов'язаними процесами, похідними тектонічних зміщень північно-західного напрямку, пов'язаними з післяскладчастим періодом формування структури району (див. рис. 4.14а-в).

Враховуючи результати аналізу геолого-структурних особливостей будови західного замикання Горлівської антикліналі і реконструкції полів тектонічних

напружень і крихких деформацій, автором запропоновано наступний механізм утворення деформаційних елементів цієї частини Горлівської антикліналі.

Описувана зсувна зона у західній частині першого структурного блока є безпосереднім продовженням регіонального правого зсуву приосьової частини Горлівської антикліналі. Реалізація тут правозсувних зміщень на завершальних фазах альпійського тектогенезу призвела до утворення спряженої пари сколів, яку було закартовано у самій зсувній зоні. Горизонтальні зміщення мас до заходу у її південному крилі супроводжувалися стисканням у близгоризонтальній площині, що призвело до поздовжнього вигину верстуватої товщі з утворенням брахіантиклінальної складки другого порядку з ускладнюючими її крила поздовжніми субширотними насувами. Горизонтальні зміщення у крилах насувів, що формуються, при пологому заляганні товщі призводили до утворення систем скидо-зсувів, які у подальшому могли розвиватися вже як скиди (Нікітенко, 2024; Nikitenko & Chernysh, 2015; Volkova et al., 2016).

Отже, весь набір відмічених деформаційних елементів західного замикання Горлівської антикліналі можна розглядати як єдиний структурний парагенезис, утворення якого було зумовлено правозсувними зміщеннями вздовж системи поздовжніх зсувів приосьової частини Головної антикліналі.

Висновки до розділу

Автором доведено, що серед значних елементів геологічної структури досліджуваної ділянки західного замикання Горлівської антикліналі можна виділити, по-перше, зсувну зону шириною до 300 м, яка трасується на схід до склепіння Горлівської антикліналі, де об'єднується з Осьовим насувом. Вона складена серією субпаралельних крутопадаючих розривів північно-західного орієнтування, площа між якими розсічена системою крутопадаючих розривів північно-східного орієнтування. Враховуючи кінематику і просторове орієнтування, ці дві системи розривів (північно-західні праві і північно-східні – ліві скидо-зсуви) можна вважати спряженою парою сколів. По-друге, виділяється брахіантиклінальна складка

субширотного простягання у приосьовій частині антикліналі, яка не відображена у сучасному ерозійному зрізі і починає чітко простежуватися за даними гірничих робіт на глибинах понад 450 м. За своїми розмірами, геометричними параметрами і просторовим орієнтуванням ця складка є подібною до куполоподібних складок Микитівського рудного поля, а також Диліївської і Держинської брахіскладок, розташованих західніше.

Показано, що серед диз'юнктивів переважають розриви трьох просторових орієнтувань: крутопадаючі північно-західні, крутопадаючі меридіональні, а також пологі північно-західного простягання. Можна стверджувати, що існує певна залежність між просторовою орієнтацією розривів і їхньою кінематикою. Так, за крутопадаючими розривами частіше фіксуються зсувні зміщення (інколи зі скісним зміщенням крил – скидо-зсуви і підкидо-зсуви): за північно-західними – праві, меридіональними і північно-східними – ліві. Лише за пологими північно-західними розривами встановлені насуви.

Осі головних нормальних напружень σ_3 і σ_1 поля, реконструйованого для різних структурних доменів досліджуваної ділянки західного замикання Горлівської антикліналі, переважно займають субгоризонтальне положення і орієнтовані у північно-західному і північно-східному напрямках відповідно. На мезорегіональному рівні, сумарне поле тектонічних напружень для шахтного поля загалом характеризується наступними параметрами: σ_1 – аз. прост. $231^\circ \angle 20^\circ$, σ_3 – аз. прост. $141^\circ \angle 5^\circ$, $\mu_\sigma = \pm 0$ (зсувний тип поля напружень).

Це поле напружень є аналогічним до поля, отриманого для Микитівського рудного поля, що дозволяє стверджувати, що характер поля напружень і тип дислокацій у склепінній частині Горлівської антикліналі є витриманими від східних меж Микитівського рудного поля до її західного замикання.

За часом свого прояву цей тип поля напружень ототожнюється з ларамійською фазою альпійського тектогенезу, тобто відновлене поле напружень і, отже, відповідні йому деформації є наймолодшими для Донецького басейну.

Спрямований і успадкований характер змінення умов тектонічного навантаження структури західного замикання Горлівської антикліналі

характеризується деформаційним рядом з шести фаз деформування в останньому, наймолодшому для досліджуваного об'єму деформаційному циклі – від найдавнішої (F) скидової до наймолодшої (A) – зсувної.

Абсолютні часові інтервали дії цих фаз визначити складно, проте остання фаза A за своїми параметрами синхронізується з наймолодшим, реконструйованим для Донбасу і Приазов'я полем тектонічних напружень.

Реконструйоване поле сумарних крихких деформацій є неоднорідним, орієнтування головних осей поля і вид деформацій змінюються як за площею, так і у межах великих структурних форм.

Витриманішим у просторі є орієнтування осі максимального видовження ϵ_1 , яка на переважній частині досліджуваної площі займає полого положення і орієнтована у південно-західному напрямку. Орієнтування осі максимального укорочення ϵ_3 є менш витриманим, особливо за кутом нахилу – від горизонтального до субвертикального.

За величинами коефіцієнту Лоде–Надаї вид деформування гірського масиву у межах досліджуваної ділянки змінюється від майже одновісного видовження до одновісного укорочення ($\mu_\epsilon = \pm 0,9$) із домінуванням зсувних умов (в середньому $\mu_\epsilon = \pm 0,1-0,2$). Деформування гірського масиву контролювалося переважно зсувним, скидо- і підкидо-зсувним механізмами.

Відповідно до усереднених параметрів орієнтування головних осей і виду деформування гірського масиву (ϵ_1 – аз. пад. $210^\circ \angle 19^\circ$, ϵ_3 – аз. пад. $330^\circ \angle 34^\circ$, $\mu_\epsilon = -0,03$) еліпсоїд сумарних крихких деформацій є близьким до еліпсоїду напружень.

Розглянуті приклади просторових взаємовідносин реконструйованих полів тектонічних напружень і крихких деформацій з основними структурними елементами району тектонофізичних досліджень доводять обумовленість мінливості цих полів наявністю деформаційних елементів, а фрагменти взаємної симетричності поля напружень і деформацій можуть розглядатися як доказ їх генетичного споріднення.

Відновленому полю напружень симетричні основні деформаційні елементи шахтного поля. Вони представлені спряженою парою зсувів (північно-західні праві і північно-східні і субмеридіональні ліві), широтними насувами і брахіантиклінальною складкою другого порядку. Їх можна розглядати як єдиний структурний парагенезис,

утворення якого було зумовлено правозсувними зміщеннями вздовж системи поздовжніх зсувів приосьової частини Горлівської антикліналі.

РОЗДІЛ 5

ОЦІНКА І ПРОГНОЗ ТЕКТОНІКИ ЗАХІДНОГО ЗАМИКАННЯ ГОЛОВНОЇ АНТИКЛІНАЛІ ДОНБАСУ

Тектонічна порушеність у тій чи іншій мірі зачіпає усі шахтні поля і вугільні пласти, що розроблюються. Основну складність і небезпечність викликають практично невиявлені геологорозвідувальними роботами дрібноамплітудні розриви (з амплітудами до 10 м). Саме їхній прогноз і своєчасне виявлення є найбільш складним і проблематичним.

Проте, слід зазначити, що для зсувних зон існує низка специфічних рис, які полегшують їх виділення і прогноз: значна протяжність за простяганням і падінням за витриманого просторового орієнтування, субвертикальність і кулісоподібність зон, характерний структурний парагенезис.

Структурно-тектонофізичні дослідження дають змогу ще на ранніх стадіях розвідки визначати генезис зон сколювання, їх морфокінематичні характеристики, вирізняти серед них зсувні зони.

Основними особливостями зсувних зон, які можуть бути використані для прогнозу, є:

- значна протяжність за простяганням і падінням, поза залежністю від видимої амплітуди;
- витримане орієнтуванням у межах всього району;
- «наскрізний» характер зсувних зон;
- збільшення ширини порушеної зони за повстанням;
- у формуванні зон беруть участь поздовжні (R, L, P) і поперечні (R') сколи.

Враховуючи зазначені особливості, а також особливості формування геологічної структури західного периклінального замикання Горлівської антиклінали, можна виділити два основних напрямки практичного застосування отриманої у результаті структурно-тектонофізичних досліджень геологічної інформації:

1. Оцінка і прогноз тектонічної порушеності гірського масиву з урахуванням структурного парагенезису деформаційних елементів, сформованих за умов зсувних зміщень;

2. Прогноз гірничо-геологічних умов розробки вугільних родовищ з урахуванням особливостей процесу деформацій гірського масиву через реконструкції полів тектонічних деформацій.

5.1 Оцінка ступеня тектонічної порушеності гірського масиву

Оцінку тектоніки шахти «Новодзержинська», що розташована на самій перикліналі західного замикання Горлівської антикліналі, здійснено аналітичним методом, що полягає у визначенні кількісних показників, які характеризують розривну порушеність вугільних пластів для оцінюваних ділянок різної складності.

Для характеристики розривної порушеності використовується коефіцієнт, що дає змогу оцінювати порушеність горизонту шахтного поля за кількістю розривних порушень, віднесеної до обраної одиниці площі (Забігайло і ін., 1994):

$$K'_d = \frac{\sum l}{S}, \quad (5.1)$$

де: K'_d – величина, що об'єктивно висвітлює сумарну протяжність усіх зустрінутих на даній ділянці вугільного пласта порушень; $\sum l$ – сумарна протяжність порушень, м; S – площа ділянки горизонту поля шахти, га.

Вихідними даними для розрахунку коефіцієнтів порушеності є погоризонтні плани шахти «Новодзержинська» (горизонти -402, -452, -530, -585 м) у масштабі 1:2500 і 1:5000.

Розрахунки коефіцієнту порушеності наведені у таблиці 5.1.

Таблиця 5.1 – Оцінка ступеню тектонічної порушеності поля шахти «Новодзержинська»

Структурний блок/домен	Горизонт	Коефіцієнт порушеності*
I/Д ₁	-402 м	0,45
	-452 м	1,5
	-530 м	0,45
I/Д ₂	-402 м	0,35
	-452 м	1,5
	-530 м	0,45
II	-402 м	0,25
	-452 м	0,6
	-530 м	0,35

Примітка: * – найбільше значення коефіцієнту порушеності

Аналізуючи результати розрахунку коефіцієнта порушеності можна зазначити, що ступінь порушеності змінюється як за площею, так і у розрізі (рис. 5.1–5.3). Порушеність гірського масиву на верхніх і нижніх горизонтах (-402 і -530 м) характеризується коефіцієнтами, що у середньому дорівнюють 0,35 і 0,42, сягаючи максимальних значень у межах горизонту -452 м до 1,5. У площадному відношенні перший структурний блок характеризується більшим значенням коефіцієнту K'_d , у середньому дорівнюючим 0,78, на відміну від другого структурного блоку – 0,4 (Никитенко, 2014б).

5.2 Аналіз кінематичних планів і прогноз тектоніки

Резюмуючи результати аналізу геологічної структури західного замикання Горлівської антикліналі як єдиного зсувного структурного комплексу можна прогнозувати наступні особливості орієнтування, морфології і кінематики структурних елементів:

1. Східний домен (D_1) першого структурного блоку: розриви трьох просторових орієнтувань – крутопадаючі північно-західні і субмеридіональні, а також пологі північно-західного простягання.

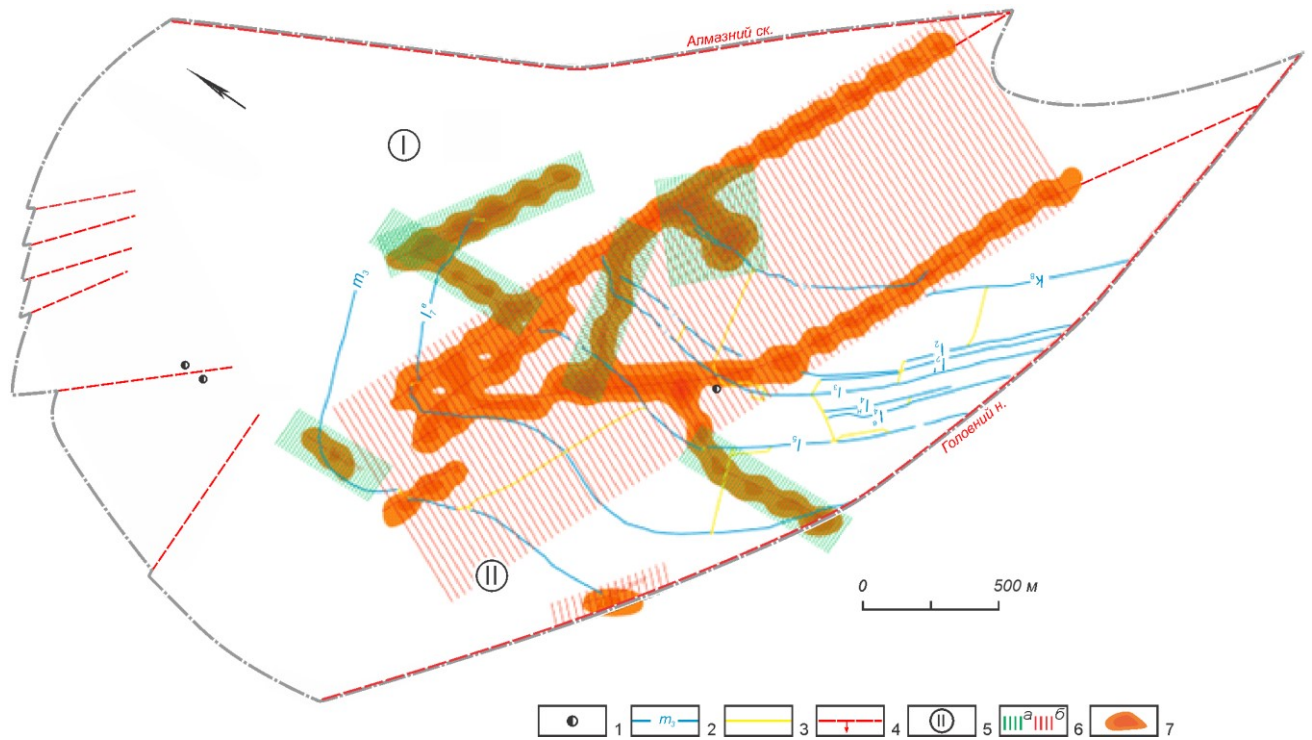
2. Західний домен (D_2) першого структурного блоку: субширотні (поздовжні осі брахіантикльної складки) зустрічно падаючі пологі насуви з численними крутопадаючими розривами у їхніх крилах: крупніші – північно-західні, дрібніші – меридіональні і північно-східні.

3. Серед розривів різного структурного рівню домінують зсуви: за крутопадаючими розривами північно-західного орієнтування – праві, за меридіональними і північно-східними – ліві.

Аналіз кінематичних планів горизонтів -402, -452, -530 м дав змогу виявити низку наступних особливостей.

Горизонт -402 м. Кінематичний план горизонту -402 м характеризується чітко вираженим переважанням диз'юнктивів субширотного простягання (аз. пад. 205–210°) (рис. 5.1). Морфологічно це пологопадаючі (43–45°) розриви з нормальними амплітудами зміщення від 1,5 до 30 м. Менш вираженими є крутопадаючі (70–80°) розриви північно-західного (аз. пад. 40–45°) і меридіонального (аз. пад. 270°) орієнтування з амплітудами зміщення 1,5–5,0 м. В кінематичному відношенні розриви субширотного орієнтування представлено насувами, північно-західного і меридіонального – правими і лівими зсувами відповідно (рис. 5.1).

Горизонт -452 м. Кінематичний план горизонту -452 м характеризується розвитком розривів трьох основних орієнтувань: меридіональні, субширотні і північно-західні. Диз'юнктиви меридіонального простягання морфологічно представлено крутопадаючими (75–85°) розривами з нормальною амплітудою зміщення 0,5–8,0 м. Розриви субширотного орієнтування (аз. пад. 208°) характеризуються пологими (45°) зміщувачами з нормальними амплітудами від 0,8 до 4,0 м. Розриви північно-західного орієнтування (аз. пад. 35–40°) в морфологічному відношенні представлено дрібноамплітудними (0,4–6,0 м) крутопадаючими (70°) розривами. Кінематика меридіональних і північно-західних розривів ліво- і правозсувна, субширотних – насувна (рис. 5.2).



1 – шахтні стовбури; 2 – вугільні пласти; 3 – пісковики; 4 – тектонічні розриви;
5 – номер структурного блоку; 6 – зони розповсюдження тектонічних розривів
зсувного (а) і насувного (б) типів; 7 – ізолінії коефіцієнту порушеності

Рис. 5.1 – Кінематичний план горизонту -402 м

Горизонт -530 м. Характерним є переважання меридіональних і північно-західних розривів (аз. пад. 240–270°), меншою мірою – субширотних (аз. пад. 185–215°). Розриви першої групи характеризуються крутопадаючими (70–75°) зміщувачами з нормальною амплітудою зміщення 1-10 м. Розриви другої групи представлено переважно пологими (35-40°) насувами, амплітуди котрих, у окремих випадках, сягають 20 м. Кінематичні характеристики цих розривів є аналогічними до тих, що зазначені вище (рис. 5.3).

Отже, змінення кінематичного плану поля шахти «Новодзержинська» з глибиною набуває наступних рис. На верхніх горизонтах відмічається переважання розривів субширотного простягання, у кінематичному відношенні представленими різномасштабними структурами насувного типу; меншою мірою – крутопадаючими

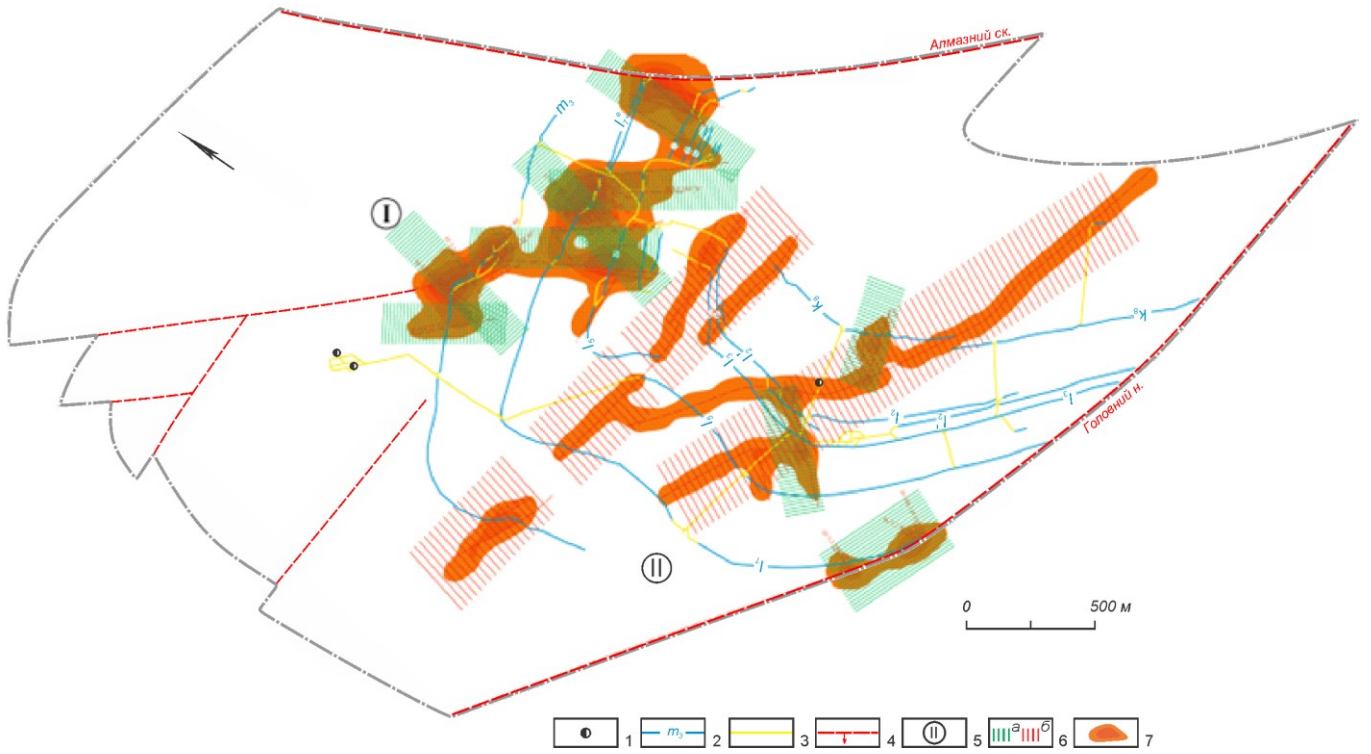


Рис. 5.2 – Кінематичний план горизонту -452 м (умовні позначення див. рис. 5.1)

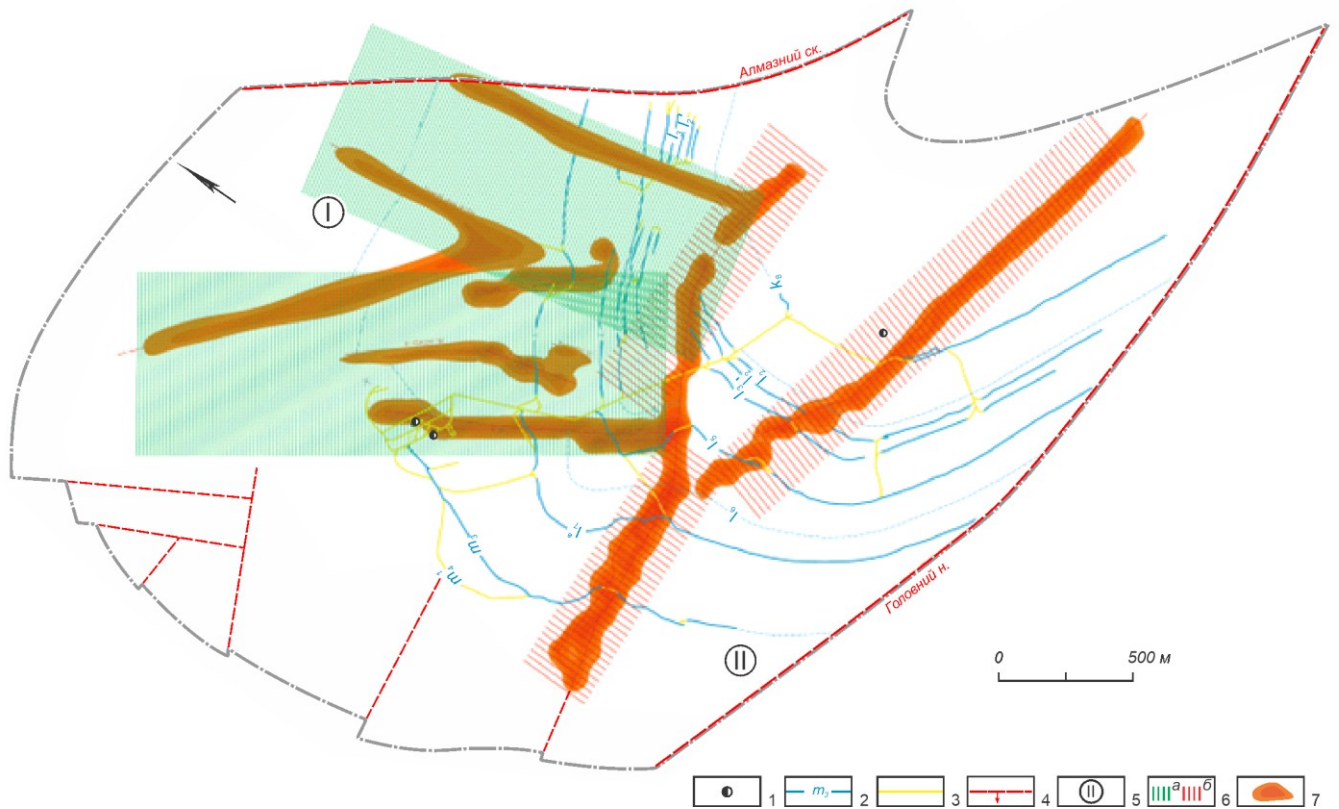
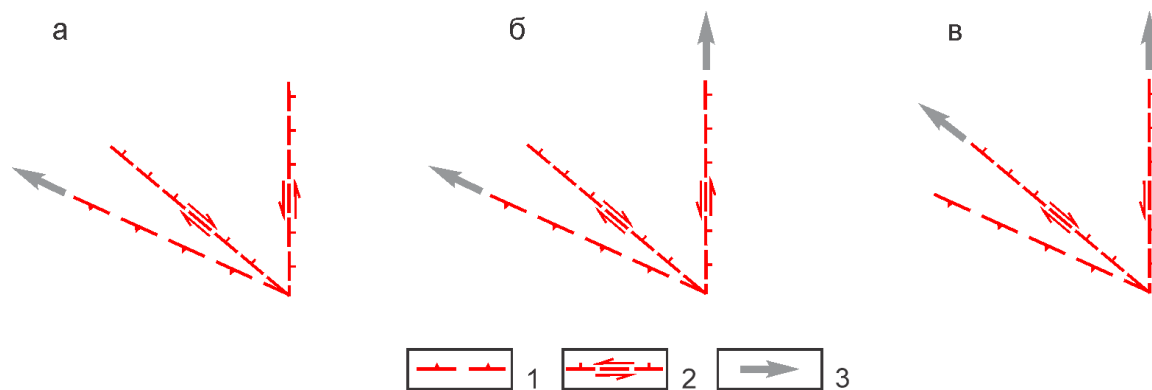


Рис. 5.3 – Кінематичний план горизонту -530 м (умовні позначення див. до рис. 5.1)

дрібноамплітудними розривами меридіонального, північно-західного орієнтування, з правозсувною кінематикою для розривів північно-західного орієнтування, лівозсувною – для меридіональних (рис. 5.4).



1 – насуви; 2 – зсуви; 3 – напрямки домінуючих орієнтувань тектонічних розривів

Рис. 5.4 – Кінематичні плани поля шахти «Новодзержинська»:

а – горизонт -402 м; б – горизонт -452 м; в – горизонт -530 м

З глибиною (горизонт -452 м) спостерігається певна перебудова кінематичного плану. Відмічається переважання розривів двох типів орієнтування: субширотного і меридіонального. Кінематика цих розривів є аналогічною до наведеної вище. На нижніх горизонтах (горизонт -530 м) відмічається переважання крутопадаючих розривів меридіонального і північно-західного орієнтування аналогічної кінематики.

Диз'юнктиви зсувного характеру розвинені переважно у межах східного домена першого структурного блоку. Розриви насувного характеру локалізовано, головним чином, у західному домені першого структурного блоку.

Аналіз змінення кінематичного плану диз'юнктивних структур поля шахти «Новодзержинська» дає змогу прогнозувати на глибших горизонтах розвиток дрібноамплітудної тектоніки меридіонального і північно-західного орієнтування з відповідною ліво- і правозсувною кінематикою (зсуви, скидо-зсуви, підкидо-зсуви) і локалізацією переважно у межах східного домену першого структурного блоку, меншою мірою – дрібноамплітудних пологих насувів субширотного орієнтування, переважно у межах західного домену першого структурного блоку (рис. 5.5) (Никитенко, 2014б).

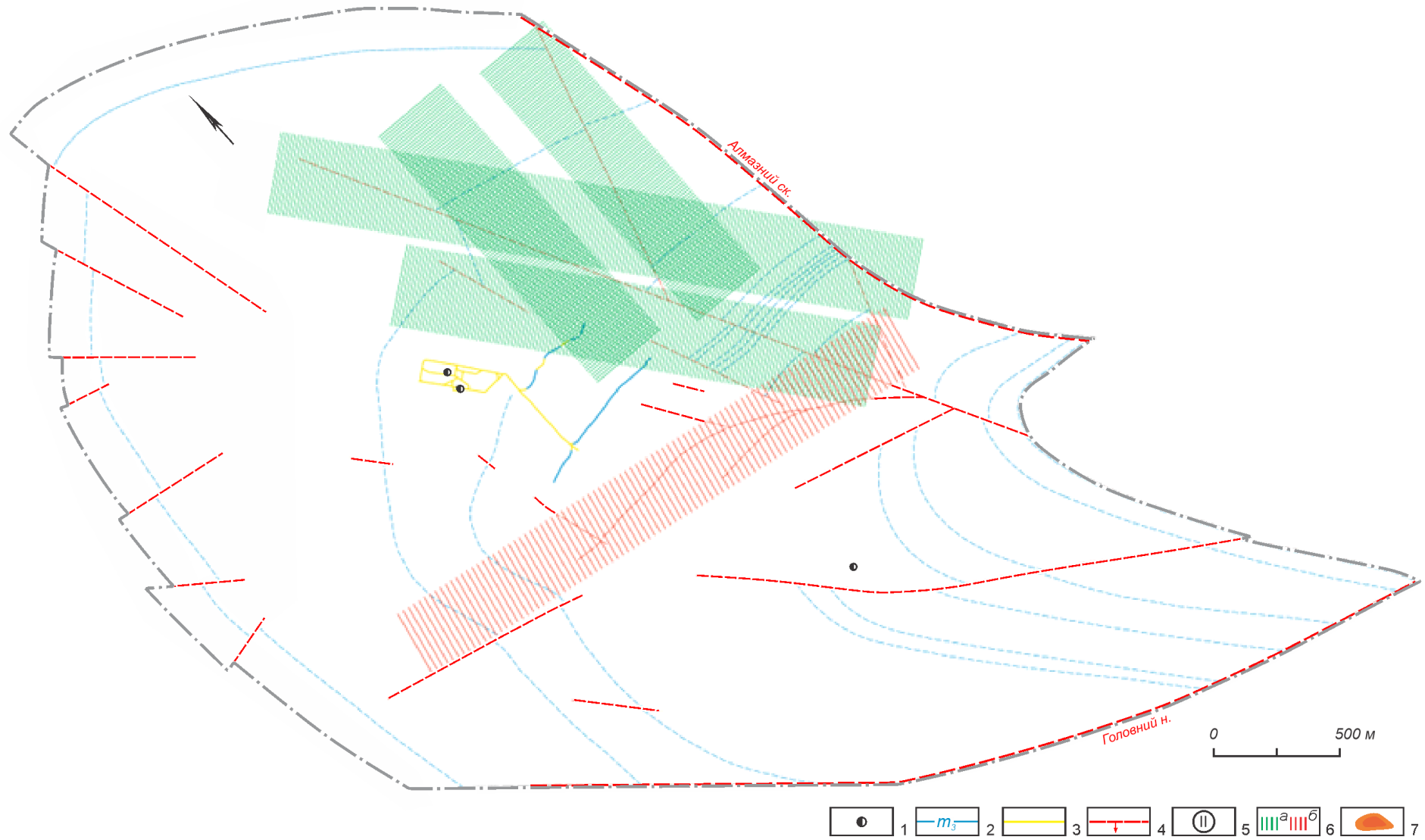


Рис. 5.5 – Прогнозний кінематичний план горизонту -585 м (умовні позначення див. рис. 5.1)

5.3 Взаємозв'язок параметрів поля деформацій і локалізації викидонебезпечних зон

Як було зазначено у розділі 4 (п. 4.3) вид деформування гірського масиву у межах західного замикання Головної антикліналі змінюється від в діпазоні від одновісного видовження до одновісного укорочення ($\mu_\varepsilon = \pm 0,9$), а саме деформування контролювалося переважно зсувними, скидо- і підкидо-зсувними механізмами. Тобто у ході неперервних процесів відбувалася циклічна переіндексація головних осей напружень. Між фазами від одновісного стискання до одновісного розтягування вид тензору напружень проходив стадію чистого зсуву, відповідно, дві фази горизонтального стискання змінювалися двома фазами горизонтального розтягування через фазу зсуву у горизонтальній площині. Пари стрес-станів горизонтального стискання і розтягування (розриви з кінематикою підкидів і скидів відповідно) відрізняються поміж собою взаємно ортогональними горизонтальними осями σ_3 і σ_1 , які міняються місцями, а саме: у одному випадку вісь σ_3 є умовно меридіональною, а вісь σ_1 – широтною, у другому – навпаки, вісь σ_1 меридіональна, а вісь σ_3 , відповідно, широтна (Гущенко и др., 2001; Копп и др., 2017). Такі деформації, що відбувалися за умов змінення напруженого стану гірського масиву від одновісного стискання до одновісного розтягування («пульсуючий» тип поля напружень) є аналогічними до тих, що були зафіксовані у зонах окремих викидів на полі шахти «Булавінська» Центрального вуглепромислового району (Корчемагин и др., 2006).

Слід зазначити, що більша дисперсія значень величини еліпсоїду сумарних деформацій відносно координатної осі Z (Z-компоненти) спостерігається за зсувних і перехідних (скидо-і підкидо-зсувних) умов (центральна частина графіка), помітно зменшуючись за умов одновісного розтягування й одновісного стискання (рис. 5.6).

Оцінка якісного взаємозв'язку показників Лоде–Надаї та Z-компоненти через розрахунок рангового коефіцієнта кореляції Спірмена виявила значущий прямий середньої сили зв'язок ($r = 0,47$, $p = 0,0001$). Максимально близько цей взаємозв'язок може бути описано кубічним рівнянням регресії:

$$Z = 0,96 - 0,25 \cdot \mu_{\varepsilon}^3 - 1,15 \cdot \mu_{\varepsilon}^2 - 0,96 \cdot \mu_{\varepsilon}, \quad (5.2)$$

Однак, через невисоке значення коефіцієнту детермінації R-квадрат, що дорівнює 0,3, використання цього рівняння у якості прогнозного не є можливим.

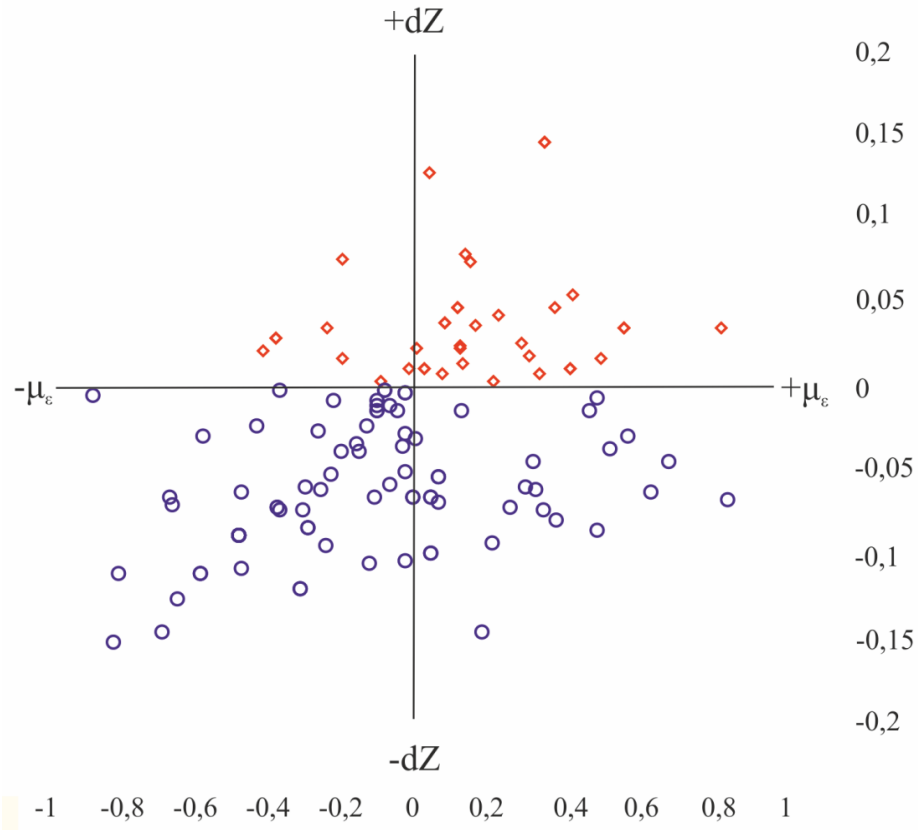
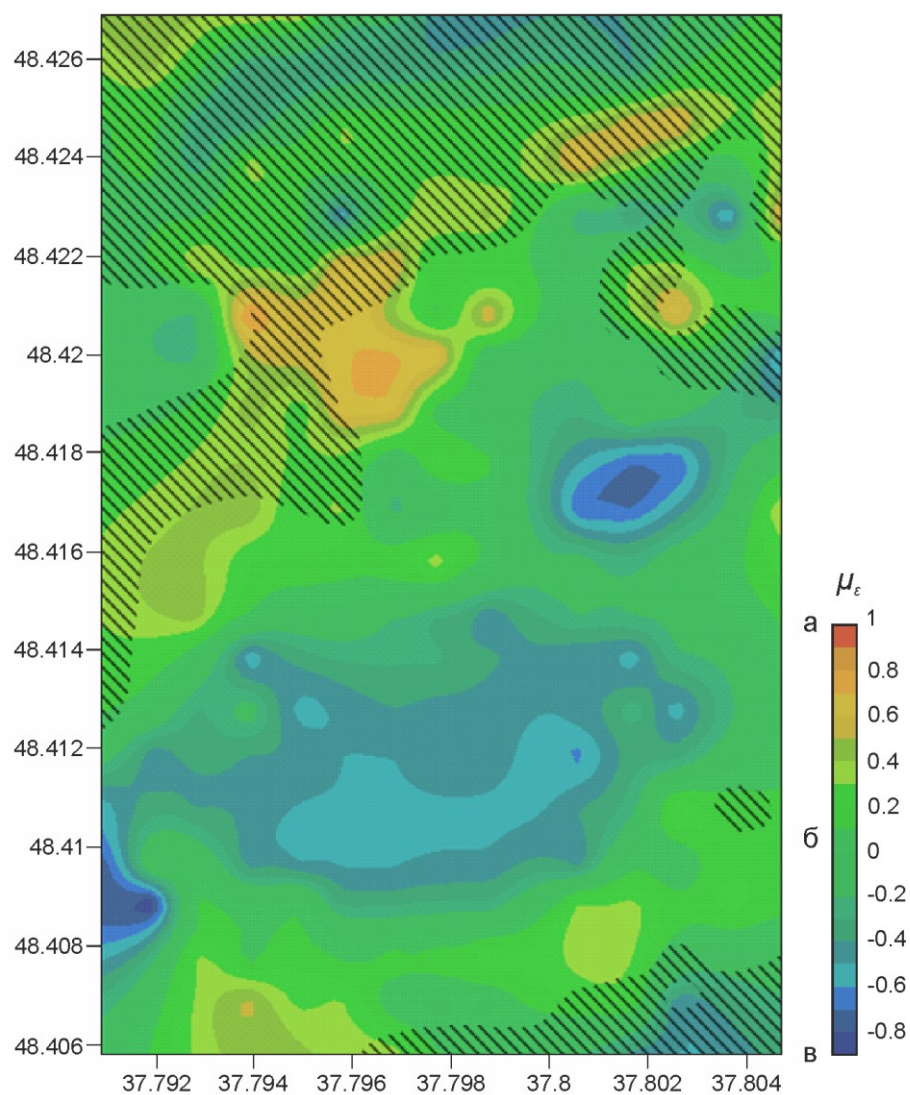


Рис. 5.6 – Мінливість значень Z -компоненти залежно від умов деформування гірського масиву (красним позначені точки зі значеннями Z -компоненти, що перевищують 1, синім – менші за 1)

Враховуючи зазначені під час аналізу сумарного поля тектонічних деформацій закономірності локалізації ділянок розвитку викидів, а саме той факт, що ділянки викидів просторово співпадають з ділянками з зсувним або нестійким (перехідним: скидо- і підкидо-зсувним) типом поля, де значення Z -компоненти вищі за одиницю, слід зазначити, що переважно площа першого структурного блоку поля шахти «Новодзержинська» (північне крило) є потенційно викидонебезпечною (рис. 5.7).

Хоча таких випадків, окрім суфлярних виділень газу, не відмічалось, ймовірно ці явища можуть мати місце зі збільшенням глибини розробки родовища.



Типи стрес-режиму (за даними визначення коефіцієнта Лоде-Надаї):

а – підкидовий, б – зсувний, в – скидовий;

штрихуванням показано ділянки зі значеннями Z-компоненти вище за 1

Рис. 5.7 – Просторова локалізація ділянок ймовірного розвитку викидів у зоні західного замикання Горлівської антикліналі

5.4 Структурно-тектоніфізичні дослідження при прогнозі гірничо-геологічних умов (на прикладі аналізу причин аварії у лаві видобувної ділянки №71 вугільного пласта I₅ шахти «Новодзержинська»)

Стійкість вмісних порід при підземній розробці родовища корисних копалин залежить від багатьох факторів. Основними з них є фізико-механічні властивості порід і напружений стан гірського масиву.

Земні надра знаходяться у напруженому стані і на гірські породи впливають різні за своєю природою сили. Насамперед вони знаходяться у полі сили тяжіння і зазнають дії літостатичного навантаження, обумовленого вагою товщі самих порід. На глибині H напруження, спричинене цим навантаженням, виражається тензором, у якого вісь стискання $\sigma_3 = \rho \cdot g \cdot H$ орієнтована вертикально, а дві інші осі горизонтальні (Батдорф и Будянский, 1961):

$$\sigma_2 = \sigma_1 = \sigma_3 \cdot \frac{\nu}{1-\nu}, \quad (5.3)$$

де: ν – коефіцієнт Пуассона породи (припускається, що порода ізотропна за пружними властивостями).

Напружений стан масиву, обумовлений цими масовими силами, називається нормальним. На це поле літостатичного навантаження можуть накладатися техногенні (обумовлені гірничими роботами) і тектонічні напруження.

Численні безпосередні виміри напружень у гірничих виробках у багатьох регіонах показують, що реальний напружений стан масиву відрізняється від нормального. По-перше, горизонтальні напруження стискання у багатьох місцях значно перевищують величину $\rho \cdot g \cdot H$ (на 10–50 МПа), тобто в 2–3 рази вище бічних напружень, розрахованих за формулою 5.3. По-друге, визначення просторового орієнтування головних осей еліпсоїда напружень для багатьох ділянок консолідованої кори указує на їхнє відхилення у 60% випадків від вертикального і горизонтального на кут до 30°, причому максимальне головне напруження частіше

орієнтовано ближче до горизонталі, ніж до вертикалі. Подібний напружений стан гірського масиву може пояснюватися наявністю у ньому тектонічних напружень.

Наявність сучасних тектонічних рухів і, відповідно, напружень у Донецькому басейні встановлено як за результатами повторних високоточних нівелювань на поверхні, так й інструментальними вимірами у гірничих виробках вугільних шахт (Галушко, 1968; Зубарев и Шестаков, 1974; Коньков, 1962, 1965; Недашковский и Недвига, 1973). На відміну від гірського тиску тектонічні напруження розподіляються нерівномірно і можуть концентруватися за окремими шарами і вузлами, через що ймовірні місцеві концентрації напружень часто приурочені до певних ділянок активізованих або заново виникаючих розривів. Такі концентрації можуть проявлятися у гірничих виробках у вигляді посилювання гірського тиску або ж газодинамічних явищ. Як показали натурні спостереження, інтенсивного прояву в таких зонах набувають сколові (зсувні) напруження, котрі можуть породжувати косо спрямовані напруження, які різко знижують несну здатність кріплення. Залежно від напрямку поздовжньої осі виробки відносно напрямку вектору активних тектонічних сил, концентрація напружень поблизу контуру виробки може суттєво розрізнятися, через що при розрахунках напруженого стану гірського масиву необхідно враховувати і тектонічну складову цих напружень.

Сучасні напруження і палеонапруження у гірському масиві напруження можна вивчати різними інструментальними і структурними методами. Одні з них дають змогу визначати параметри повного тензору напруження, другі – лише окремі з цих параметрів. Інструментальні методи зазвичай характеризують сумарні поля напружень, котрі існували у гірському масиві на момент їх визначення, структурні – поля вже реалізовані у різних деформаціях. При цьому інструментальні визначення характеризують поля напружень найнижчого структурного рівня, діючі у локальних об'ємах масиву. Структурні методи дають змогу реконструювати тектонічні поля напружень найрізноманітнішого рівню.

Використовувані у теперішній час структурні методи ґрунтуються на взаємозв'язку величин головних напружень з мікро- і макродеформаційними структурами (напрямок деформування мінеральних зерен, тріщини, дзеркала

ковзання, складки і таке інше). Найпростішою і універсальною, на погляд автору, є метод кінематичного аналізу тріщинно-розривних структур, розроблений О. Гуценком, основні положення котрого викладені у розділі 2. У якості основних параметрів тектонічних рухів ця методика використовує орієнтування векторів зсувних зміщень і орієнтування у просторі самих зміщувачів сколових тріщин. Це дає змогу використовувати для реконструкції параметрів полів напружень всю сукупність розривів та ослаблених поверхонь, за котрими відбувалися зрушення за тектонічних процесів. Основними параметрами відновлених тектонічних полів напружень при цьому є: просторове орієнтування осей головних нормальних напружень (σ_1 – максимальних розтягувальних, σ_3 – максимальних стискувальних і σ_2 – проміжних), а також коефіцієнт μ_σ , який відображає вид напруженого стану за якого відбувалися тектонічні деформації. Абсолютних значень напружень ця методика не визначає.

Коефіцієнт μ_σ може змінюватися від +1 (за одновісного стискання) до -1 (за одновісного розтягування):

$$\mu_\sigma = 2 \cdot \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} - 1, \quad (5.4)$$

Нижче надана спроба використати такі реконструкції для пояснення причин катастрофічного обвалення порід у лаві вугільного пласта l_5 на шахті «Новодзержинська».

Навесні 2009 року на шахті «Новодзержинська» у лаві видобувної ділянки №71 вугільного пласта l_5 (горизонт -585 м) відбулося катастрофічне обвалення порід безпосередньої покрівлі, внаслідок чого загинули люди, а лава і прилегла до неї ділянка відкотного штреку (близько 30 м) було завалено. Причиною аварії комісія визнала порушення техніки і технології проведення робіт, проте, можливі й інші, об'єктивні причини, що призвели до таких катастрофічних наслідків.

Ділянка, де відбулася аварія, розташована у склепінній частині субширотної брахіантиклінальної складки (західний домен першого структурного блока). Крила

цієї структури ускладнено пологими насувами з нормальною амплітудою зміщення 15–20 м, падіння порід західне – південно-західне, кути падіння 19–20°.

Вугільний пласт I_5 простої будови, характеризується відносно витриманою товщиною, яка коливається від 0,6 до 0,75 м (у середньому 0,7 м). У покрівлі пласта залягає потужний (6–7 м) шар аргіліту. Порода монолітна, з нечітко вираженими поверхнями нашарування, містить численні дрібні прошарки і лінзочки сидеритизованого матеріалу. На ділянці робіт аргіліт характеризується незначною тріщинуватістю за рахунок переважного розвитку тріщин «ендокліважу» (первинних або «нормальносічних»). Домінують крутопадаючі (70–80°) тріщини субмеридіонального орієнтування, ортогональні вибою лави.

Нижня частина аргілітової пачки товщиною 0,7–0,9 м, яка вважається безпосередньою покрівлею вугільного пласта, належить до нестійких (категорія Б2) і зазвичай легко обвалюється. Проте, як було встановлено при розслідуванні причин аварії, у даному випадку безпосередня покрівля повела себе аномально. Сталося зависання, а згодом й одночасне обвалення порід безпосередньої покрівлі на великій площі. При цьому породи зміщувалися не окремими блоками, а як єдине плитоподібне тіло товщиною до 2 м. При обстеженні завалу було встановлено, що цей масив відокремлюється від основної покрівлі чіткою пошаровою площиною. При обваленні плита розкололася на блоки за системою субпаралельних нормальносічних тріщин. Отже, ці породи, відокремлені від основного масиву чіткою міжпластовою площиною і розбиті на блоки поздовжніми тріщинами первинної відокремленості, у звичайних умовах не змогли би утворювати плитоподібний моноліт і зависати на значній площі над відпрацьованою порожниною. Вони мали би відшаровуватися і обвалюватися по посуванні лави у вигляді призматичних блоків, обмежених тріщинами відокремленості. Навіть якщо б за різноманітних обставин (наприклад, невиконання паспорту кріплення) відбувся завал лави, то враховуючи особливості безпосередньої покрівлі він мав би локальний характер, тобто аварія була спричинена тим, що безпосередня покрівля на ділянці робіт повела себе аномально, як єдиний моноліт.

Ймовірна причина такого аномального поводження безпосередньої покрівлі може полягати у наявності у гірському масиві певним чином орієнтованих тектонічних напружень. Так, відповідно до реконструкції поля тектонічних напружень для шахтного поля загалом, осі стискальних і розтягувальних головних нормальних напружень характеризуються близгоризонтальним положенням і орієнтовані у північно-західному – південно-східному і північно-східному – південно-західному напрямках відповідно. Відновлене поле напружень за своїми параметрами є близьким до поля напружень, отриманого для Микитівського рудного поля – наймолодшого для Донецького басейну, датованого ларамійською фазою альпійського тектогенезу (Корчемагин и Емец, 1987; Корчемагин и Рябоштан, 1984).

Напевно стверджувати, що подібне ж за своїми параметрами поле тектонічних напружень діє у гірському масиві району у теперішній час не можна, оскільки безпосередні інструментальні виміри напруженого стану масиву у виробках шахти не здійснювалися. Проте, є усі підстави припускати, що у гірському масиві у районі західного замикання Головної антикліналі діють сучасні тектонічні напруження. За Г.А. Коньковим поле шахти перебуває у межах зони сучасних контрастних (знакозмінних) тектонічних рухів (рис. 5.9). Так, східніше, у районі Горлівки, за результатами повторних високоточних нівелювань фіксувалися висхідні рухи земної поверхні з інтенсивністю до 3–4 мм/рік, західніше, у районі Костянтинівки і Дружківки, фіксувалися низхідні рухи з інтенсивністю 2,0–4,5 мм/рік (Коньков, 1962, 1965).

На локальному рівні відновлене поле характеризується значною мінливістю своїх параметрів (рис. 5.10б-г). У вугільному пласті l_5 у відносній близькості від аварійної ділянки є три пункти реконструкції параметрів поля тектонічних напружень (рис. 5.11). Реконструкції було здійснено на сітці стереографічних проєкцій за методикою О. Гуценка. Коефіцієнт μ_σ було розраховано за формулою:

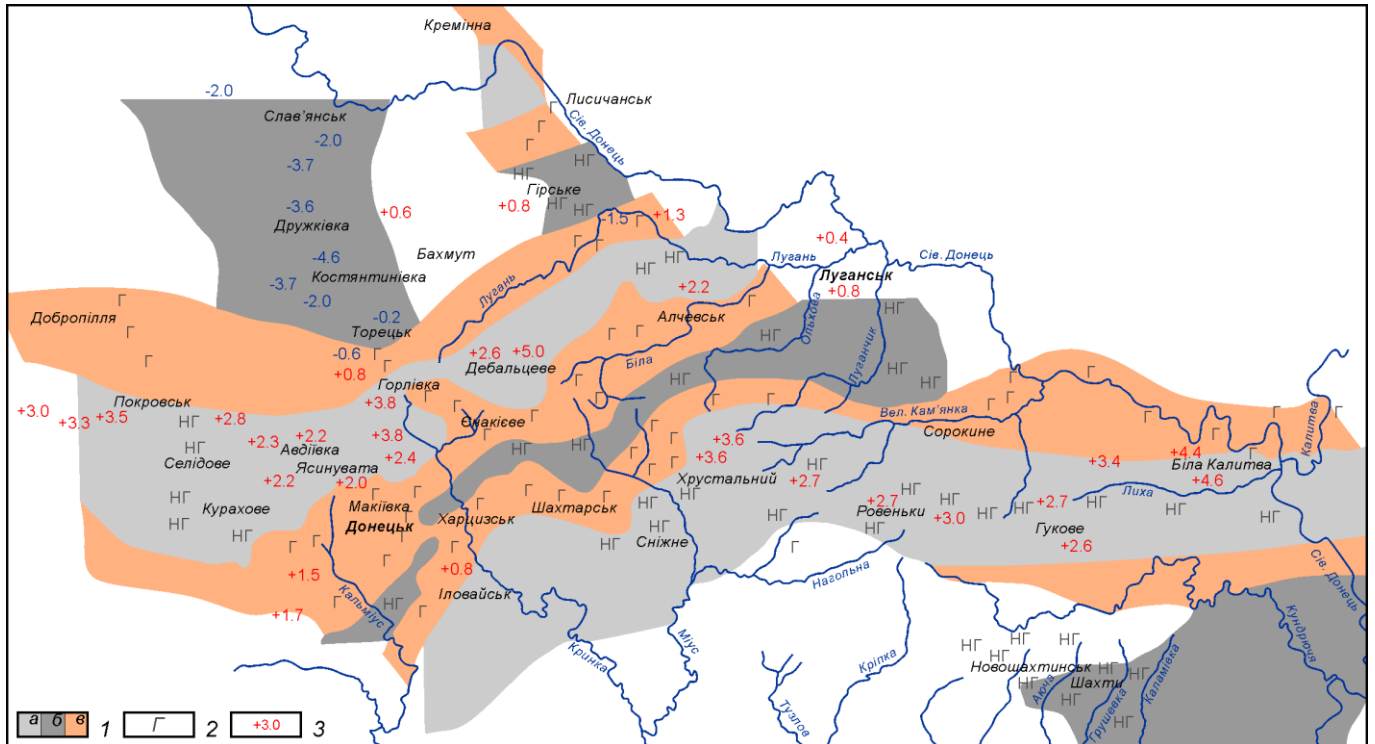
$$\mu_\sigma = \frac{(n_3 * m_3 - n_1 * m_1)}{(n_1 * m_1 + n_3 * m_3)}, \quad (5.5)$$

де: $n_{1,3}$, $m_{1,3}$, – напрямні косинуси осей головних нормальних напружень;

n – нормаль до площини розриву;

m – бінормаль до векторів n і t (нормаль до кінематичної площини);

t – вектор у напрямі сколового посування (орієнтування штрихів).



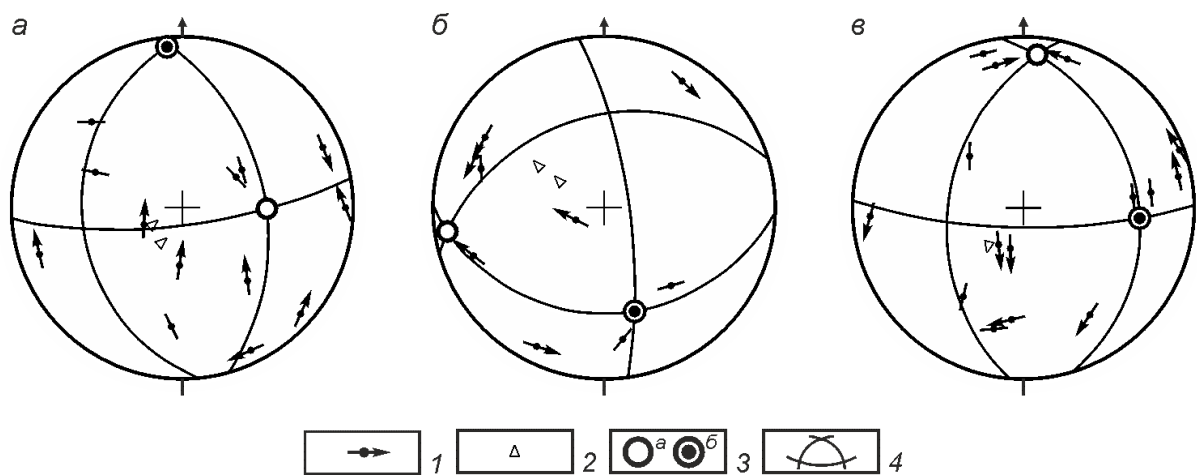
1 – зони: а – сучасних піднять (негазоносні або слабкогазоносні), б – сучасних відносних опускань (негазоносні або слабкогазоносні), в – сучасних контрастних рухів (газодинамічні); 2 – групи газових шахт і свердловин: Г – газові, НГ – негазові або слабкогазові (глибокі); 3 – значення середньої швидкості сучасних рухів за давніми залізничними реперами, мм/рік (красні – висхідні рухи, сині – низхідні)

Рис. 5.9 – Зони сучасних тектонічних рухів Донбасу і розподіл газоносності вугільних пластів (за Коньков, 1962, 1965)

Пункт 1 знаходиться у відкотному штреку 71–585. Відновлене тут поле характеризується наступними параметрами: вісь максимального стискання σ_3 близгоризонтальна – аз. пад. $172^\circ \angle 5^\circ$, вісь розтягування σ_1 – аз. пад. $270^\circ \angle 52^\circ$ (рис. 5.10б). Коефіцієнт $\mu_\sigma = +0,6$, тобто напружений стан є близьким до одновісного стискання. Пункт 2 знаходиться у лаві 71-530 о/х №2 (840 м від квершлягу).

Відновлене у цьому районі поле має наступні параметри: вісь σ_3 – аз. пад. $346^\circ \angle 40^\circ$, вісь σ_1 – аз. пад. $82^\circ \angle 6^\circ$, коефіцієнт $\mu_\sigma = -0,28$ (рис. 5.10в). Таким чином, у цьому пункті поле зсувне (двовісний напружений стан), з невеликим розтяганням. Пункт 3 знаходиться у вентиляційному штреку 71–452 відкотного хідника (~160 м). Відновлене тектонічне поле напружень має наступні параметри: вісь σ_3 – аз. пад. $285^\circ \angle 20^\circ$ і вісь σ_1 – аз. пад. $185^\circ \angle 18^\circ$, коефіцієнт $\mu_\sigma = -0,02 \div -0,2$ (рис. 5.10г). Напружений стан є близьким до чистого зсуву.

Отже, відновлене поблизу аварійної ділянки поле напружень характеризується субгоризонтальним орієнтуванням осі максимального стискання. Ця вісь орієнтована близько до меридіану, розташована у площині пласта і ортогональна до вибою лави. Вісь розтягування, навпаки, має широтне орієнтування і круто нахилена на захід (рис. 5.11).

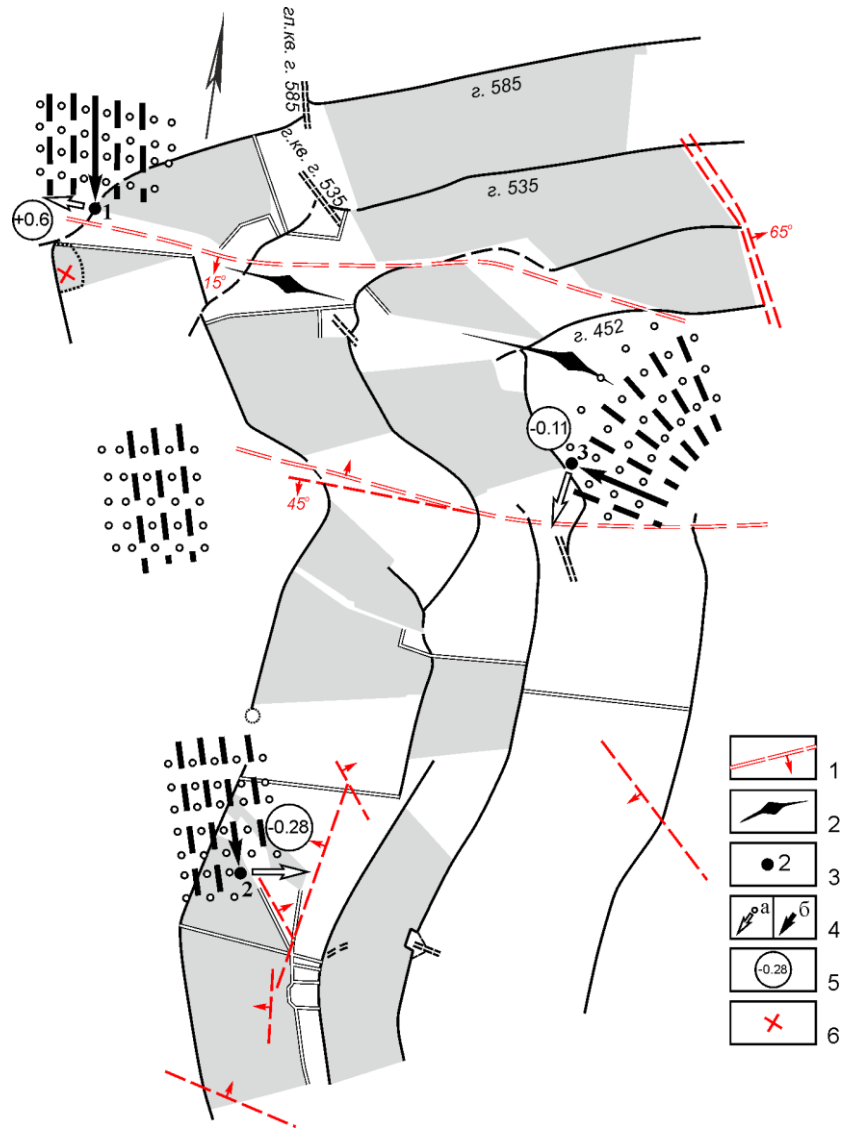


- 1 – полюс розриву і напрям зміщення висячого крила; 2 – полюс нашарування;
 3 – осі головних нормальних напружень: а – розтягування (σ_1), б – стискання (σ_3);
 4 – площини дії головних нормальних напружень

Рис. 5.10 – Реконструкції полів тектонічних напружень відповідно у пунктах 1, 2, 3 (б, в, г).

За такого орієнтування осей головних напружень тектонічного поля пологі міжпластові тріщини мають можливість трохи відкриватися і розвиватися надалі як

тріщини відриву. Водночас крутопадаючі поздовжні і поперечні тріщини «ендокліважу», які нарівні з тріщинами пластової окремоті і обумовлюють блокову будову безпосередньої покрівлі, у цьому полі залишаються закритими за умов тектонічного стискання, перпендикулярного до їхніх стінок.



1 – тектонічні порушення; 2 – вісь брахіантикліналі; 3 – пункти реконструкції тектонофізичних параметрів; 4 – траєкторії осей головних нормальних напружень: а – розтягування, б – стискання; 5 – значення коефіцієнта μ_0 ; 6 – місце аварії

Рис. 5.11 – Орієнтування осей поля тектонічних напружень поблизу аварійної ділянки (викопіювання з плану гірничих робіт за вугільним пластом I₃)

У цьому випадку безпосередня покрівля становитиме монолітне тіло, яке розділене прихованими первинними тріщинами на призматичні блоки і відокремлене від порід основної покрівлі тріщинами пластової окремоті, що поступово трохи відкриваються. Завдяки поздовжньому тектонічному затисненню вона набуває несної здатності як ціле (плита, балка). При посуванні вибою цей масив розвантажується від усебічного тиску і до певного моменту може бути у рівновазі і зависати (без прогинання і суттєвих деформацій) понад вибраним простором. Але після того як сумарна вага цієї плити, що зависла, перевищуватиме величину тангенціальних тектонічних напружень, її різке обвалення стане неминучим (ймовірно у формі гірничого удару). Певно, реалізація такого механізму і призвела до аварії.

Загалом можна констатувати, що у зоні західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу породи перебувають під впливом тектонічних напружень. Осі головних нормальних напружень цього поля розташовані у близгоризонтальній площині, а коефіцієнт μ_σ , що відображає вид напруженого стану, є близьким до 0 (зсувне поле) (Корчемагин и др., 2010; Nikitenko, 2023).

Таким чином, здійснення вимірів тектонічної тріщинуватості з метою реконструкції параметрів тектонічного поля напружень на різних ділянках шахтного поля може бути важливим фактором для оптимального провадження гірничих робіт.

Висновки до розділу

За результатами розрахунку коефіцієнта порушеності автором встановлено, що ступінь порушеності гірського масиву змінюється як за площею – перший структурний блок більш насичений розривними порушеннями, ніж другий, так і у розрізі, у середньому зростаючи від верхніх горизонтів до нижніх.

Відмінність кінематичних планів досліджуваної структури з глибиною полягає в у переважанні пологих розривів субширотного простягання на верхніх горизонтах поля шахти, пологих субширотних і крутопадаючих меридіональних розривів з глибиною і крутопадаючих розривів меридіонального і північно-західного орієнтування на нижніх горизонтах. За крутопадаючими розривами частіше

фіксуються зсувні (або зі зсувною складовою) зміщення (північно-західні – праві, меридіональні і північно-східні – ліві), за пологими субширотними розривами – насуви. На глибших горизонтах поля шахти можна прогнозувати розвиток крутопадаючих розривів меридіонального і північно-західного орієнтування з відповідно ліво- і правозсувною кінематикою переважно у межах східного домену першого структурного блоку, меншою мірою – пологих субширотних насувів (західний домен).

Враховуючи закономірний зв'язок певних параметрів поля сумарних крихких деформацій і локалізації ділянок розвитку викидів, а саме той факт, що ділянки викидів просторово співпадають з ділянками із зсувним, скидо- і підкидо-зсувним типами поля, де значення значень величини еліпсоїду сумарних деформацій відносно координатної осі Z вищі за одиницю, можна прогнозувати, що площа переважно першого структурного блоку поля шахти є потенційно викидонебезпечною.

Застосування структурно-тектонічного аналізу дозволило запропонувати механізм, реалізація якого могла призвести до аварії у лаві видобувної ділянки №71 вугільного пласта l_5 шахти «Новодзержинська». Реконструкція поля напружень поблизу аварійної ділянки дозволяє припускати, що за субгоризонтального орієнтування осі стискання, розташованої у площині пласта ортогонально до вибою лави, круто нахиленою осі розтягування і напруженого стану, близького до одновісного стискання ($\mu_\sigma = +0,6$), безпосередня покрівля становитиме монолітне тіло, розділене прихованими первинними тріщинами на призматичні блоки і відокремлене від порід основної покрівлі тріщинами пластової окремістості, що поступово трохи відкриваються. Завдяки поздовжньому тектонічному затисненню безпосередня покрівля набуватиме несної здатності як плита і при посуванні вибою буде розвантажуватися від усебічного тиску, зависаючи без прогинання понад вибраним простором доти, доки сумарна вага цієї плити, що зависла, не стане перевищувати величину тангенціальних тектонічних напружень і її різке обвалення не стане неминучим (ймовірно у формі гірничого удару).

ВИСНОВКИ

1. Серед диз'юнктивів досліджуваної ділянки західного замикання Горлівської антикліналі переважають розриви трьох просторових орієнтувань: крутопадаючі північно-західні і меридіональні, а також пологі північно-західного простягання. Можна стверджувати, що існує певна залежність між просторовою орієнтацією розривів і їхньою кінематикою: за крутопадаючими розривами частіше фіксуються зсувні зміщення (інколи з косим зміщенням крил – скидо-зсуви і підкидо-зсуви), причому за північно-західними – праві, за меридіональними і північно-східними – ліві; за пологими північно-західними розривами встановлені насуви.
2. Осі головних нормальних напружень σ_3 і σ_1 поля, реконструйованого для різних структурних доменів досліджуваної ділянки західного замикання Горлівської антикліналі, переважно займають субгоризонтальне положення і орієнтовані у північно-західному – південно-східному і північно-східному – південно-західному напрямках відповідно. На мезорегіональному рівні, сумарне поле тектонічних напружень для шахтного поля загалом характеризується наступними параметрами: σ_1 – аз. прост. $231^\circ \angle 20^\circ$, σ_3 – аз. прост. $141^\circ \angle 5^\circ$, $\mu_\sigma = \pm 0$ (зсувний тип поля напружень). Це поле напружень є аналогічним до поля, отриманого для Микитівського рудного поля. Це дозволяє стверджувати, що характер поля напружень і тип дислокацій у склепінній частині Горлівської антикліналі є витриманими від східних меж Микитівського рудного поля до її західного замикання. За часом свого прояву цей тип поля напружень ототожнюється з ларамійською фазою альпійського тектогенезу, тобто відновлене поле напружень і, отже, відповідні йому деформації – наймолодші для Донецького басейну.
3. Спрямований і успадкований характер змінення умов тектонічного навантаження досліджуваної ділянки структури західного замикання Горлівської антикліналі характеризується деформаційним рядом з шести фаз

деформування в останньому, наймолодшому для досліджуваного об'єму деформаційному циклі – від найдавнішої (F) скидової до наймолодшої (A) – зсувної. Абсолютні часові інтервали дії цих фаз визначити складно, проте остання фаза A за своїми параметрами синхронізується з наймолодшим, реконструйованим для Донбасу і Приазов'я полем тектонічних напружень.

4. Реконструйоване поле сумарних крихких деформацій є неоднорідним, орієнтування головних осей поля і вид деформацій змінюються як за площею, так і у межах великих структурних форм. Витриманішим у просторі є орієнтування осі максимального видовження ε_1 , яка на переважній частині досліджуваної ділянки займає полого положення і орієнтована у південно-західному напрямку. Орієнтування осі максимального укорочення ε_3 є менш витриманим, особливо за кутом нахилу – від горизонтального до субвертикального. За усередненими параметрами орієнтування головних осей і видом деформування гірського масиву (ε_1 – аз. пад. $210^\circ \angle 19^\circ$, ε_3 – аз. пад. $330^\circ \angle 34^\circ$, $\mu_\varepsilon = -0,03$) еліпсоїд сумарних крихких деформацій є близьким до еліпсоїду напружень. За величинами коефіцієнту Лоде–Надаї μ_ε вид деформування гірського масиву у межах досліджуваної ділянки змінюється від майже одновісного видовження до одновісного укорочення ($\mu_\varepsilon = \pm 0,9$) із домінуванням зсувних умов (в середньому $\mu_\varepsilon = \pm 0,1-0,2$). Деформування гірського масиву контролювалося переважно зсувним, скидо- і підкидо-зсувним механізмами.
5. Розглянуті приклади просторових взаємовідносин реконструйованих полів тектонічних напружень і крихких деформацій з основними структурними елементами району тектонофізичних досліджень доводять обумовленість мінливості цих полів наявністю деформаційних елементів, а фрагменти взаємної симетричності поля напружень і деформацій можуть розглядатися як доказ їх генетичного споріднення. Відновленому полю тектонічних напружень симетричні основні деформаційні елементи шахтного поля – спряжена пара зсувів (північно-західні праві і північно-східні і субмеридіональні ліві), що формують зсувну зону, широтні насуви і брахіантиклінальна складка другого

порядку, які можна розглядати як єдиний структурний парагенезис, утворення якого було зумовлено правозсувними зміщеннями вздовж системи поздовжніх зсувів приосьової частини Горлівської антикліналі.

6. За результатами розрахунку коефіцієнта порушеності можна зазначити, що ступінь порушеності гірського масиву змінюється як за площею – перший структурний блок більш насичений розривними порушеннями, ніж другий, так і у розрізі, у середньому зростаючи від верхніх горизонтів до нижніх.
7. Відмінність кінематичних планів досліджуваної структури з глибиною полягає в у переважанні пологих розривів субширотного простягання на верхніх горизонтах поля шахти, пологих субширотних і крутопадаючих меридіональних розривів з глибиною і крутопадаючих розривів меридіонального і північно-західного орієнтування на нижніх горизонтах. За крутопадаючими розривами частіше фіксуються зсувні (або з зсувною складовою) зміщення (північно-західні – праві, меридіональні і північно-східні – ліві), за пологими субширотними розривами – насуви. На глибших горизонтах поля шахти можна прогнозувати розвиток крутопадаючих розривів меридіонального (ліві) і північно-західного (праві) орієнтування переважно у межах східного домену D_1 першого структурного блоку, меншою мірою – пологих субширотних насувів (західний домен D_2).
8. Враховуючи закономірний зв'язок певних параметрів поля сумарних крихких деформацій і локалізації ділянок розвитку викидів, а саме той факт, що ділянки викидів просторово співпадають з ділянками із зсувним або перехідним – скидо-або підкидо-зсувним – типом поля, де значення величин еліпсоїду сумарних деформацій відносно координатної осі Z вищі за одиницю, можна прогнозувати, що площа переважно першого структурного блоку поля шахти є потенційно викидонебезпечною.
9. Застосування структурно-тектонфізичного аналізу дозволило запропонувати механізм, реалізація якого могла призвести до аварії у лаві видобувної ділянки №71 вугільного пласта l_5 шахти «Новодзержинська». Реконструкція поля напружень поблизу аварійної ділянки дозволяє припускати, що за

субгоризонтального орієнтування осі стискання, розташованої у площині пласта ортогонально до вибою лави, круто нахиленою осі розтягування і напруженого стану, близького до одновісного стискання ($\mu_{\sigma}=+0,6$), безпосередня покрівля становитиме монолітне тіло, розділене прихованими первинними тріщинами на призматичні блоки і відокремлене від порід основної покрівлі тріщинами пластової окремоті, що поступово трохи відкриваються. Завдяки поздовжньому тектонічному затисненню безпосередня покрівля набуватиме несної здатності як плита і при посуванні вибою буде розвантажуватися від усебічного тиску, зависаючи без прогинання понад вибраним простором доти, доки сумарна вага цієї плити, що зависла, не стане перевищувати величину тангенціальних тектонічних напружень і її різке обвалення не стане неминучим (ймовірно у формі гірничого удару).

ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Анциферов, А.В., Тиркель, М.Г., Хохлов, М.Т., Привалов, В.А., Голубев, А.А., Майборода, А.А. и Анциферов, В.А. (2004). *Газоносность угольных месторождений Донбасса*. Киев: Наукова думка.
2. Бабич, А.А., Буцик, Ю.В., Добрянский, А.М., Корчемагин, В.А. и Подколзин, А.А. (1969). Особенности и условия формирования малоамплитудных разрывов Горловской антиклинали Донбасса. *Геологический журнал*, 29(6), 105–109.
3. Багатаев, Р.М., Роговой, В.М. (2011). *Геологическое изучение и освоение Никитовских ртутных месторождений Донбасса (Украина)*. Москва: Научный мир.
4. Батдорф, С.Б., Будянский, Б.К. (1961). Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения. *Механика*, 1, 134–155.
5. Беседа, А.П., Дудник, В.А., Корчемагин, В.А. и Павлов, И.О. (2007). Особенности палеотектонических полей напряжений в выбросоопасных зонах Донецко-Макеевского и Центрального районов Донбасса. *Наукові праці Донецького національного технічного університету. Серія: Гірничо-геологічна*, 6(125), 19–23.
6. Белоконь, В.Г. (1975). Глубинное строение Донбасса. *Геологический журнал*, 35(5), 11–22.
7. Білецький, В.С., Гайко, Г.І. (2006). *Хронологія гірництва в країнах світу*. Донецьк: Донецьке відділення НТШ, «Редакція гірничої енциклопедії, УКЦентр.
8. Борняков, С. А. (1980). Моделирование сдвиговых зон на упруго-вязких материалах. *Геология и геофизика*, 11, 75–84.
9. Бородулин, М.И. (1974). Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным сейсмического зондирования. *Геологический журнал*, 34(5), 88–96.

10. Буртман, В.С., Лукьянов, А.В., Пейве, А.В. и Руженцев, С.В. (1963). Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. В А. Пейве (ред.) *Разломы и горизонтальные движения земной коры*, С. 5–33. Москва: Изд-во АН СССР.
11. Валентей, П.П. (ред.) (1986). *Геологический отчет по переоценке запасов каменных углей поля шахты «Новодзержинская» ПО «Дзержинскуголь»*: Отчет Центральнодонбасской ГРЭ ПО «Укруглегеология», т. 1. Донецк.
12. Гайко, Г.І., Білецький, В.С. (2022). *Нарис історії гірництва в Україні*. Київ: ТОВ Видавничій дім «Києво-Могилянська академія».
13. Галушко, П.Я. (1968). Результаты исследований напряжений в массиве горных пород. *Изв. ВУЗов. Горный журнал*, 11, 22–25.
14. Гзовский, М.В. (1975) *Основы тектонофизики*. Москва: Наука.
15. Гинтов, О.Б. (2005). *Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины*. Киев: Феникс.
16. Град, М., Гринь, Д., Гутерх, А., Келлер, Р., Ланг, Р., Лингси, С., Лысынчук, Д., Лысынчук, Е., Омельченко, В., Старостенко, В., Стифенсон, Р., Стовба, С., Тибо, Г., Толкунов, А., Яник, Т. (2003). DOBRE–99: Структура земной коры Донбасса вдоль профиля Мариуполь–Беловодск. *Физика Земли*, 6, 33–43.
17. Гущенко, О.И. (1979). Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений. В А. Григорьев и В. Осокина (ред.) *Поля напряжений и деформаций в литосфере*, С. 7–25. Москва: Наука.
18. Гущенко, О.И. (1981). *Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связи с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней (на примере Западного Дарваза и сейсмически активных районов Южной Азии)*. Автореферат диссертации на соискание научной степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР.
19. Гущенко, О.И., Гущенко, Н.Ю., Мострюков, А.О., Кузнецов, В.А., Сергеев, А.А., Петров, В.А., Ильин, А.В., Расцветаев, Л.М., Тверетинова, Т.Ю., Сим,

- Л.А., Корчемагин, Д.В., Васильев, Н.Ю., Дудник, В.А. и Корчемагин, В.А. (2001). Тектонический стресс-мониторинг и поля напряжений Причерноморского региона. *Наукові праці Донецького національного технічного університету. Серія: Гірничо-геологічна*, 32, 104–117.
20. Дьяченко, Н.А. (2010). Региональная правосдвиговая зона в угленосной толще центральной части юго-восточного крыла Кальмиус-Торецкой котловины. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 6, 26–49.
21. Емец, В.С., Михайлова, В.А. и Корчемагин, В.А. (1982). Механизм формирования структуры Никитовского рудного поля (Донбасс) по данным тектонофизических реконструкций тектонических напряжений и моделирования. *Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тезисы Первого Всесоюзного симпозиума*, С. 90. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.
22. Забигаило, В.Е., Широков, А.З. (1972). *Проблемы геологии газов угольных месторождений (на примере западных и юго-западных районов Донецкого бассейна)*. Киев: Наукова думка.
23. Забигаило, В.Е., Лукинов, В.В., Пимоненко, Л.И. и Сахневич, Н.В. (1994). *Тектоника и горно-геологические условия разработки угольных месторождений Донбасса*. Киев: Наукова думка.
24. Заря, В.Д. (1979). Особенности структуры Никитовского рудного поля. *Геология рудных месторождений*, 2, 69–74.
25. Захаров, Е.Е., Королев, Н.И. (1940). *Структура рудного поля, минеральный состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне*. Москва: Изд-во АН СССР.
26. Захаров, Е.П., Кирикилица, С.И. (1984). *Методические рекомендации по геохимическим поискам ртутных и ртутьсодержащих месторождений*. Симферополь: ИМП Мингео УССР.
27. Зубарев, Ю.П., Шестаков, Г.П. (1974). О повышенных напряжениях в зоне тектонических нарушений. В *Измерения напряжений в массиве горных пород*, С. 125–127. Новосибирск: Наука.

28. Казаков, Н.А. (1976). *Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах*. Ленинград: Наука.
29. Коньков, Г.А. (1962). О связи новейших и современных тектонических движений с метаноносными и выбросоопасными зонами в условиях Донецкого бассейна. *Док. АН СССР*, 143(3), 670–673.
30. Коньков, Г.А. (1965). Зависимость горного давления от современных тектонических движений и напряжений. *Уголь Украины*, 11, 20–21.
31. Копп, М., Колисниченко, А., Васильев, Н. и Мострюков, А. (2017). Реконструкция кайнозойских напряжений/деформаций востока Русской плиты и пути ее применения для решения региональных и прикладных задач. *Геодинаміка*, 2(23), 47–67.
32. Корчемагин В.А. (1970). *Трещинная тектоника, механизм и история развития структуры Никитовского рудного поля*. Диссертация на соискание научной степени кандидата геолого-минералогических наук. Донецк: ДПИ.
33. Корчемагин, В.А., Панов, Б.С. (1970). Об особенностях формирования брахиантиклинальных складок Никитовского рудного поля. *Доклады АН СССР*, 194(3), 653–656.
34. Корчемагин, В.А., Емец, В.С. (1982). К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений. *Доклады АН СССР*, 263(1), 163–168.
35. Корчемагин, В.А., Емец, В.С. и Купенко, В.И. (1982). Структура рудоносность и тектонические поля напряжений центральной части Никитовского рудного поля. В И. Щербань (ред.) *Ртутные месторождения Донбасса*, С. 70–79. Киев: Наукова думка.
36. Корчемагин, В.А. (1984). *Геологическая структура и поля напряжений в связи с эволюцией эндогенных режимов Донбасса*. Диссертация на соискание научной степени доктора геолого-минералогических наук. Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР.
37. Корчемагин, В.А., Рябоштан, Ю.С. (1984). Тектоника и поля напряжений Донбасса. В Ю. Буланже (ред.) *Поля напряжений и деформаций в земной коре*, С. 164–170. Москва: Наука.

38. Корчемагин, В.А., Емец, В.С., Салоед-Русанова, В.С. и Рябоштан, Ю.С. (1986). *Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка и внедрение структурно-геодинамической модели Никитовского рудного поля с целью: а) выявления пустот и охрана горных сооружений; б) прогноза и рудоносности глубоких горизонтов рудного поля»*. Донецк: ДПИ.
39. Корчемагин, В.А., Емец, В.С. (1987). Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья. *Геотектоника*, 3, 49–55.
40. Корчемагин, В.А., Емец, В.С. и Пилипенко, В.В. (1991). О влиянии тектонических напряжений на распределение выбросов около разрывов. В А. Чекунов (ред.) *Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика*, С. 239–244. Киев: Наукова думка.
41. Корчемагин, В.А., Шамаев, В.В., Павлов, И.О. и Сокурченко, М.В. (1998). Тектонические поля деформаций и напряжений в развитии подземной инфраструктуры Донецко-Макеевского района. *Сборник научных трудов Национальной горной академии Украины*, 3, 158–162.
42. Корчемагин, В.А., Павлов, И.О. и Дудник, В.А. (2006). Структурно-тектонофизическая позиция выбросов на поле шахты «Булавинская» (Центральный Донбасс). *Наукові праці Донецького Національного технічного університету. Серія «Гірничо-геологічна»*, 1(111), 44–50.
43. Корчемагин, В.А., Дудник, В.А., Панов, Б.С. и Алехин, В.И. (2005). О связи тектонических деформаций и напряжений с рудоносностью в Донбассе. *Геофизический журнал*, 27(1), 97–109.
44. Корчемагин, В.А., Павлов, И.О. (2009). Поля напряжений и деформаций и выбросоопасность углей и пород Донецко-Макеевского района Донбасса. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 5(2), 189–195.
45. Корчемагин, В.А., Никитенко, А.В., Павлов, И.О. и Ткаченко, В.В. (2010, 21–23 жовтня). Тектонические поля напряжений и их влияние на устойчивость породного массива. *Науковий вісник Національного гірничого університету*.

- Форум гірників-2010*. Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції, С. 200–207. Дніпропетровськ: НГУ.
46. Кузнецов, И.А. (ред.) (1963). *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. Угольные бассейны и месторождения юга европейской части СССР*. Москва: Госнаучтехиздат.
47. Кумпан, А.С. (ред.) (1980). *Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов*. Ленинград: Недра.
48. Кутас, Р.И., Пашкевич, И.К. (2000). Геотермическая и магнитная модели земной коры Донбасса (тектонический анализ совместно с данными ГСЗ). *Геофизический журнал*, 22(4), 31–36.
49. Лазаренко, Е.К., Панов, Б.С. и Груба, В.И. (1975). *Минералогия Донецкого бассейна*, ч. 1. Киев: Наукова думка.
50. Левенштейн, М.Л. (ред.) (1977). *Геологическая карта Донецкого бассейна масштаба 1:25 000*. Подсерия Донецкая. Центральный геологический район. Листы М–37–124–а,б,в,г. Киев: «Киевгеология».
51. Лобацкая, Р.М. (1987). *Структурная зональность разломов*. Москва: Недра.
52. Ломако, М.М., Кулішов, М.В. (2018). Пошуки вугільної балки Скелюватої в околицях Бахмуту. У В. Докашенко (ред.) *Грані історії: зб. наук. праць. Спеціальний випуск – матеріали II Всеукраїнської науково-практичної конференції «Бахмутська старовина: краєзнавчі дослідження – 2018»*, 1(9), с. 90–97. Слов'янськ: Вид-во Б.І. Маторина.
53. Лукьянов, А.В. (1965). *Структурные проявления горизонтальных движений земной коры*. Москва: Наука.
54. Лутугин, Л.И. и Степанов, П.И. (1913). Донецкий каменноугольный бассейн. В *Очерки месторождений ископаемых углей России*, с. 61–110, СПб: Типография М.М. Стасюлевича.
55. Майданович, И.А., Радзивилл, А.Я. (1984). *Особенности тектоники угольных бассейнов Украины*. Киев: Наукова думка.
56. Михайлов, В.А., Карпенко, О.М., Курило, М.М., Грінченко, О.В., Курило, М.В., Омельченко, В.Г., Мончак, Л.С., Загнітко, В.М., Омельчук, О.В., Гулій,

- В.М. (2018). *Горючі корисні копалини України та їхня геолого-економічна оцінка: підручник*. Київ: ВПЦ «Київський університет». Отримано 07.01.2024 р. із http://www.geol.univ.kiev.ua/lib/Mykhailov_2016.pdf
57. Недашковский, И.В., Недвига, С.Н. (1973). Исследования напряженного состояния выбросоопасных пластов методами гидроразрыва и разгрузки. В Н. Поляков (ред.) *Вопросы теории выбросов угля, пород и газа*, С. 47–80. Киев: Наукова думка.
58. Никитенко, А.В., Корчевагин, В.А. и Павлов, И.О. (2011, 17–21 октября). Поля напряжений и геологическая структура западного замыкания Главной антиклинали Донбасса. *Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара*, 1, С. 191–197. Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.
59. Никитенко, А.В. (2014а). Поля напряжений западного замыкания Горловской антиклинали Донбасса и стадийность их развития. *Наукові праці Донецького Національного технічного університету. Серія “Гірничо-геологічна”*, 1(20), 113–121.
60. Никитенко, А.В. (2014б). Оценка тектоники и кинематические планы западного замыкания Горловской антиклинали Донбасса. *Наукові праці Донецького Національного технічного університету. Серія “Гірничо-геологічна”*, 2(21), 30–36.
61. Нікітенко, О.В. (2023). Поля напружень та геологічна структура західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу. Частина 1. Структурний парагенезис. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 4(103), 14–18. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.103>
62. Нікітенко, О.В. (2024). Поля напружень та геологічна структура західного замикання Горлівської антикліналі Донбасу. Частина 2. Поля напружень і деформацій. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 1(104), 70–76. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.104.08>
63. Никольский, И.Л. (1959). *Геология ртутных месторождений центрального района Донецкого бассейна*. Донецк: ДПИ.

64. Никольский, И.Л., Добрянский, А.М., Корчемагин, В.А. и Новичкова, Н.И. (1960). *Отчет по хозтеме №60–50 «Изучение структурных особенностей и микротектоники Никитовского рудного поля»*. Сталино: ДПИ.
65. Никольский, И.Л., Добрянский, А.М. и Корчемагин, В.А. (1963). *Отчет по хозтеме №62–46 «Структура Никитовского рудного поля и геологические основы прогнозов скрытых месторождений» (Пояснительная записка к структурно–геологической карте Никитовского рудного поля)*. Донецк: ДПИ.
66. Никольский, И.Л., Корчемагин, В.А. и Купенко, В.И. (1974). *Отчет по научно-исследовательской работе «Анализ микротектоники Никитовского рудного поля и разработка принципов оконтуривания рудных тел и зон», (III этап – Структура и рудоносность Чернокурганского месторождения)*. Донецк: ДПИ.
67. Никольский, И.Л., Кирикилици, С.И. и Корчемагин, В.А. (1983). Структура Никитовского рудного поля. *Геологический журнал*, 3, 102–107.
68. Никонов, А.А. (1990). Катастрофическое Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в Северной Армении и вопросы сеймотектоники и механизма очага. *Геотектоника*, 1, 14–31.
69. Новик, Е.О., Пермьяков, В.В., Коваленко, Е.Е. (1960). *История геологических исследований Донецкого каменноугольного бассейна (1700–1917)*. Киев: Изд-во АН УССР.
70. Носов, А.А., Носов, А.А. (1869). *Карта исследуемых местностей в западной части Донецкого каменноугольного кряжа горными инженерами Носовым 1-и Носовым 2-м. М 1:420 000*. С. Петербург: ВТО ГУ ГШ.
71. Осокина, Д.Н., Цветкова, Н.Ю. (1979а). Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов в очагах землетрясений. В А. Григорьев и Д. Осокина (ред.) *Поля напряжений и деформаций в литосфере*, С. 139–162. М.: Наука.
72. Осокина, Д.Н., Цветкова, Н.Ю. (1979б). Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения. В А. Григорьев

- и Д. Осокина (ред.) *Поля напряжений и деформаций в литосфере*, С. 163–184. М.: Наука.
73. Павлов, И.О. (2004). *Зсуви і зсувні зони у геологічній структурі Донецько-Макіївського району Донбасу*: Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук. Дніпропетровськ: Національний гірничий університет.
74. Павлов, И.О., Никитенко, А.В. и Ткаченко, В.В. (2011). Кинематика разрывов и поля напряжений западного замыкания Главной антиклинали Донбасса. *Уголь Украины*, 7, 43–45.
75. Панов, Б.С. (1957). Структура и рудоносность Чегарникского купола Никитовского ртутного месторождения в Донбассе. *Записки Всесоюзного минералогического общества*, 86(3), 365–374.
76. Панов, Б.С., Корчемагин, В.А. и Емец, В.С. (1982). *Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка и внедрение классификации структурно-морфологических типов рудных тел для совершенствования прогнозирования оруденения на Никитовском рудном поле»*. Донецк: ДПИ.
77. Панов, Б.С., Корчемагин, В.А. и Емец, В.С. (1983). *Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка и внедрение метода тектонофизических исследований для целей локального прогноза ртутной минерализации на Никитовском рудном поле»*. Донецк: ДПИ.
78. Плотников, Л.М. (1991). *Структуры сдвига в слоистых геологических телах*. Ленинград: Недра.
79. Погребнов, Н.И., Очеретенко, И.А. и Трощенко, В.В. (1985). *Структурная геология Донецкого угольного бассейна*. М.: Недра.
80. Подов, В.І., Курило, В.С. (2009). *Історія Донбасу*. Луганськ : Вид-во ДЗ «ЛНУ імені Тараса Шевченка».
81. Попов, В.С., Родыгин, Н.А. и Щеголев, Д.И. (1930). *Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна*. М.–СПб.: Геол. изд-во ГГРУ.
82. Попов, В.С. (1963). *Тектоническая схема палеозойского структурного этажа Донецкого бассейна*. Графическое приложение №3 к И. Кузнецов (ред.)

- Геология месторождений и горючих сланцев СССР. Том 1. Угольные бассейны и месторождения юга европейской части СССР. Москва: Госнаучтехиздат.
83. Попов, В.С. (1970). Тектоника Донецкого бассейна. В В. Яворский *Очерки по геологии Кузнецкого и Донецкого бассейнов*, С. 57–73. Ленинград: Недра.
84. Приходченко, В.Ф. (1989). *Закономерности развития и прогноз малоамплитудных тектонических разрывов угольных пластов северо-западной части Донбасса*. Автореферат диссертации на соискание научной степени кандидата геолого-минералогических наук. Днепропетровск: ДГИ.
85. Приходченко, В.Ф. (1998). *Палеотектонічні умови утворення та закономірності просторового розташування малоамплітудних розривів вугленосної формації Донбасу*. Автореферат дисертації на здобуття наукового ступеня доктора геолого-мінералогічних наук. Львів: Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України.
86. Рогожин, Е.А., Рыбаков, Л.Н. (1990). Тектоническая позиция и геологические проявления Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. *Геотектоника*, 6, 32–45.
87. Родыгин, А.И. (1991). *Признаки направления смещения при деформации сдвига*. Томск: Изд-во Томск. ун-та.
88. Руєв, І.С. (ред.) (2002). *Звіт з «Пошуково-ревізійних робіт по вивченню відходів вуглевидобувних та збагачувальних підприємств Донецької області – Центральний вуглепромисловий район»*. В 3-х книгах і одній папці. Артемівськ.
89. Руєв, І.С., Щербакова, С.А. (2002) *Оглядова геологічна карта Центрального вуглепромислового району*. Масштаб 1: 50 000. Графічний додаток №1 із І. Руєв (ред.) (2002). *Звіт з «Пошуково-ревізійних робіт по вивченню відходів вуглевидобувних та збагачувальних підприємств Донецької області – Центральний вуглепромисловий район»*. В 3-х книгах і одній папці. Артемівськ.
90. Рябоштан, Ю.С., Корчемагин, В.А. и Никольский, И.Л. (1982). Никитовское рудное поле и его структурно–тектоническая позиция. В И. Щербань (ред.) *Ртутные месторождения Донбасса*, С. 70–79. Киев: Наукова думка.

91. Сапицкая, И.К. (2009). Формирование жизненного цикла угольной промышленности Донбасса. *Экономика промышленности*, 3(49), 45–52.
92. Сим, Л.А., Васильев, Н.Ю., Корчемагин, В.А. и Емец, В.С. (1987). Поля напряжений в зонах разломов и формирование структуры рудных полей. В Ю. Буланже *Поля напряжений и деформаций в земной коре*, С. 151–158. Москва: Наука.
93. Смишко, Р.М. (1972). Главные разломы Донецкого бассейна и связанные с ними сдвиги. *Геотектоника*, 4, 69–75.
94. Смишко, Р.М. (1980). Природа и механизм образования складчатых деформаций осадочной толщи центральной части Донбасса. *Геотектоника*, 4, 37–43.
95. Смішко, Р.М. (2004). Головні риси тектоніки Центральної частини Донбасу. *Вісник Львівського Університету. Серія геологічна*, 18, 135–153.
96. Соллогуб, В.Б., Чекунов, А.В. (1971). Украинская Советская Социалистическая республика. В В.Б. Соллогуб, Д. Просен и Г. Милитцер (ред.) *Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии)*, С. 116–182, Киев: Наукова думка.
97. Соллогуб, В.Б., Чекунов, А.В. и Павловский, В.И. (1975). Геолого-геофизическая реконструкция раннеротерозойского тектонического плана юга Европейской части СССР. *Геологический журнал*, 35(2), 60–63.
98. Соллогуб, В.Б. (1986). *Литосфера Украины*. Киев: Наукова думка.
99. Соколов, В., Лутугин, Л. (1910). *Горловский район Главного антиклинала Донецкого бассейна*. Труды Геологического комитета, Новая серия, 53. Спб.: Типография М.М. Стасюлевича.
100. Старостенко, В.И., Лукин, А.Е., Коболев, В.П., Русаков, О.М., Орлюк, М.И., Шуман, В.Н., Омельченко, В.Д., Пашкевич, И.К., Толкунов, А.П., Богданов, Ю.А., Буркинский, И.Б., Лойко, Н.П., Федотова, И.Н., Захаров, И.Г., Черняков, А.М., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Лебедь, Т.В., Савченко, А.С. (2009). Модель глубинного строения Донецкого складчатого сооружения и

- прилегающих структур по данным региональных геофизических наблюдений. *Геофизический журнал*, 31(4), 44–68.
101. Степанов, П.И. (ред.) (1944). *Геология СССР. Т. VII. Донецкий бассейн*. М-Л.: Комитет по делам геологии при СНК СССР.
102. Стовба, С.Н., Стифенсон, Р.А. (2000). Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого соединения. *Геофизический журнал*, 22(4), 37–61.
103. Стоянов, С. (1977). *Механизм формирования разрывных зон*. Москва: Недра.
104. Татаринов, С.Й., Тутова, Н.О. і Тутов, П.М. (2013). *Бахмутський край – видатні сторінки історії. Історико-краєзнавчий нарис*. Харків: Мачулін.
105. Тимурзиев, А.И. (2014). Структуры горизонтального сдвига осадочных бассейнов и опыт применения тектонофизических методов для повышения эффективности поисков, разведки и освоения присдвиговой нефти. *Геофизический журнал*, 2(36), 172–185.
106. Токовенко, В.С. (1967). Реконструкція тектонічного поля Горлівської антикліналі (Донбас). *Геологічний журнал*, 27(3), 51–59.
107. Уткин, В.П. (1980). *Сдвиговые дислокации и методика их изучение*. М.: Наука.
108. Шерман, С.И. (1981). Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонофизический анализ проблемы). В Н. Логачев, С. Шерман (ред.) *Проблемы разломной тектоники*, С. 5–26. Новосибирск: Наука.
109. Шерман, С.И., Семинский, К.Ж., Борняков, С.А., Буддо, В.Ю., Лобацкая, Р.М., Адамович, А.Н., Трусков, В.А. и Бабичев, А.А. (1991). *Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига*. Новосибирск: Наука.
110. Шнюков, Е.Ф., Гожик, П.Ф., Митропольский, А.Ю. и Хрущов, Д.П. (2008). Литологические исследования в Украине: основные результаты, главные направления и перспективы развития. *Зб. наук. пр. Інституту геологічних наук НАН України*, 1, 11-17.
111. Яковлев, Ф.Л. (2011). Анализ деформированного состояния зон сдвига в связи с типами вторичных нарушений: постановка проблемы. *Геодинамика и тектонофизика*, 2(1), 68–82.

112. An, L.-J. & Sammis, C.G. (1996). Development of strike-slip faults: shear experiments in granular materials and clay using a new technique. *J. of Struct. Geology*, 18(8), 1061–1077. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(96\)00012-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00012-0)
113. Anders, M.H. & Wiltschko, D.V. (1994). Microfracturing, paleostress and the growth of faults. *J. of Struct. Geology*, 16, 36–51. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90146-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90146-5)
114. Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. of Struct. Geology*, 11, 37–50. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90034-5)
115. Burg, Jean-Pierre (2018). *Strike-slip and oblique-slip tectonics*. Script to Structural Geology, ETH Zurich, Geological Institute. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000279493>.
Отримано 11.05.2023 із <https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/5wrench.pdf>
116. Chemenda, A., Cavalie, O., Vergnolle, M., Bouissou, S., Delouis, B. (2016). Numerical model of formation of a 3-D strike-slip fault system. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(1), 61–69. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.09.008>
117. Chinnery, M.A. (1963). The stress changes that accompany strike slip faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 53(5), 921–932. <https://doi.org/10.1785/BSSA0530050921>
118. Choukroune, P., Gapais, D. & Merle, O. (1987). Shear criteria and structural symmetry. *J. of Struct. Geology*, 9, 525–530. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90137-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90137-4)
119. Christie–Blick, N. & Biddle, K.T. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Soc. of Economic Paleontol. and Mineral. Speci.*, 37, 1–34. <https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0001>
120. Cunningham, W.D. & Mann, P. (2007). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. In W.D. Cunningham & P. Mann (eds.) *Tectonics of strike-slip restraining and releasing Bends. Special Publication 290*, pp. 1–12. London: Geological Society. <https://doi.org/10.1144/SP290>

121. Dauteuil, O. & Mart, Y. (1998). Analogue modeling of faulting pattern, ductile deformation, and vertical motion in strike-slip fault zones. *Tectonics*, 17(2), 303–310. <https://doi.org/10.1029/97TC03410>
122. Davis, George H., Bump, Alexander P., Garcia, Pilar E. & Ahlgren, Stephen G. (2000). Conjugate Riedel deformation band shear zones. *J. Of Struct. Geology*, 22, 169–190. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00140-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00140-6).
123. Fedorik, J., Zwaan, F., Schreurs, G., Toscani, G., Bonini, L. & Seno, S. (2019). The interaction between strike-slip dominated fault zones and thrust belt structures: Insights from 4D analogue models. *J. of Struct. Geology*, 122, 89–105. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.02.010>
124. Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>
125. Hancock, P.L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *J. of Struct. Geol.*, 7(3/4), 437–457. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3)
126. Hempton, M.R. & Neher, K. (1986). Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en échelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *J. of Struct. Geology*, 8(6), 597–605. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90066-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90066-0)
127. Koide, H. & Bhattacharji, S. (1977). Geometric pattern of active strike-slip faults and their significance as indicators for areas of energy release. In S. Saxena, S. Bhattacharji, H. Annersten & O. Stephansson (eds) *Energetics of Geological Process, Ramberg Volume*, pp. 46–66. Springer Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-86574-9_4
128. Martel, S.T. (1990). Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California. *J. of Struct. Geology*, 12(7), 869–882. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90060-C](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90060-C)
129. McClay, K. & Bonora, M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, 85(2), 233–260. <https://doi.org/10.1306/8626C7AD-173B-11D7-8645000102C1865D>

130. Misra, S., Mandal, N. & Chakraborty, C. (2009). Formation of Riedel shear fractures in granular materials: Findings from analogue shear experiments and theoretical analyses. *Tectonophysics*, 471(3-4), 253-259. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.017>
131. Moody, J.D. & Hill, M.J. (1956). Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. America Bull.*, 67(9), 1207–1246. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[1207:WT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[1207:WT]2.0.CO;2)
132. Nikitenko, O.V. & Chernysh, O.G. (2015). Use of the kinematic method for reconstruction of stress fields and mechanisms of the structure development in Donbas (on an example of the western closure of Horlovka anticline). *Геодинаміка*, 2(19), 47–54. <https://doi.org/10.23939/jgd2015.02.047>
133. Nikitenko, O. (2023, November 7–10). Stress fields in western closure of Horlivka anticline of Donets Basin and their impact on safe and efficient coal mining. *17th International Scientific Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment*, Vol. 2023, p. 1–5. European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023520178>
134. Osokina, D.N. (1988). Hierarchical properties of a stress field and its relation to fault displacement. *Journal of Geodynamics*, 10(2–4), 331–344. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(88\)90039-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(88)90039-7)
135. Pavlov, I.O., Korchemagin, V.A. & Nikitenko, A.V. (2010). The Main Fault Zone of East Sayan. *Physics of the Solid Earth*, 46(5), 387–393. <https://doi.org/10.1134/S1069351310050034>
136. Peacock, D.C.P. (1991). Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *J. of Struct. Geology*, 13(9), 1025–1035. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90054-M](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90054-M)
137. Ramsay, J.G. (1980). Shear zone geometry: a review. *J. of Struct. Geology*, 2(1/2), 83–99. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90038-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90038-3)
138. Saintot, A., Stephenson, R., Brem, A., Stovba, S. & Privalov, V. (2013). Paleostress field reconstruction and revised tectonic history of the Donbas fold and thrust belt

- (Ukraine and Russia). *Tectonics*, 22(5), 1059.
<https://doi.org/10.1029/2002TC001366>.
139. Salcher, B.C., Meurers, B., Smit, J., Decker, K., Hölzel, M. & Wagneich, M. (2012). Strike-slip tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin fault system inferred from Bouguer gravity derivatives. *Tectonics*, 31, TC3004.
<https://doi.org/10.1029/2011TC002979>
140. Shipton, Z.K. & Cowie, P.A. (1998). Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. *J. of Struct. Geology*, 20(8), 983–997.
[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00029-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00029-7)
141. Seminsky, K.Zh. (2012). Internal structure of fault zones: spatial and temporal evolution studies on clay models. *Geodynamics & Tectonophysics*, 3(3), 183–194.
<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0070>
142. Swanson, M.T. (1989). Sidewall ripouts in strike-slip faults. *J. of Struct. Geology*, 11(8), 933–948. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90045-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90045-X)
143. Sylvester, A. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666–1703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1666:SSF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2).
144. Ten Brink, U.S., Katzman, R. & Lin, J. (1996). Three-dimensional models of crustal deformation near strike-slip faults. *Geophys. Res.*, 101, 205–220.
<https://doi.org/10.1029/96JB00877>
145. Ustaszewski, K., Schumacher, M.E., Schmid, S.N. & Nieuwland, D. (2005). Fault reactivation in brittle-viscous wrench systems-dynamically scaled analogue models and application to the Rhine-Bresse transfer zone. *Quaternary Science reviews*, 24(3–4), 363–380. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.03.015>
146. Van der Pluijm, Ben A. & Marshak, S. (2004). Strike-slip tectonics. In Leo A.W. Weigman (ed) *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*, 2nd Edition, pp. 476–501, New York, London: W. W. Norton & Company, Inc.
147. Venâncio, M.B. & Alves da Silva, F.C. (2023). Structures evolution along strike-slip zones: the role of rheology revealed by PIV analysis of analog modeling. *Tectonophysics*, 851, 229764. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229764>

148. Visage, S., Souloumiac, P., Cubas, N., Maillot, S., Antoine, S., Delorme, A. & Klinger, Y. (2023). Evolution of the off-fault deformation of strike-slip faults in a sand-box experiment. *Tectonophysics*, 847, 229704. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229704>
149. Volkova, T.P., Nikitenko, O.V. & Chernysh, O.G. (2016). Structural and tectonophysical aspects of the development of the western closure of the Horlivka anticline of the Donbas. *Науковий вісник Національного гірничого університету*, 6, 5–13.
150. Woodcock, N.H. & Fisher, M. (1986). Strike-slip duplexes. *J. of Struct Geology*, 8(7), 725–735. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90021-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90021-0)