Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

На правах рукопису

Сухов Валерій Васильович

УДК 556.3:551.435.82:725.94

ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ СУФОЗІЇ ТА КАРСТУ КАРБОНАТНИХ ПОРІД НА ТЕРИТОРІЇ СВЯТОГІРСЬКОГО ІСТОРИЧНО-АРХІТЕКТУРНОГО КОМПЛЕКСУ

Спеціальність 04.00.06 – гідрогеологія

Дисертація
на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук

Науковий керівник
доктор геолого-мінералогічних наук,
професор
Суярко Василь Григорович

Харків – 2016

ЗМІСТ

	Вступ	4
Розділ 1	Сучасний стан вивченості проблеми та методика дослідження	12
1.1	Сучасний стан вивченості проблеми	12
1.2	Методика дослідження	17
Розділ 2	Геолого-географічні особливості східної частини Дніпровсько-Донецької западини	26
2.1	Фізико-географічні особливості	26
2.2	Геологічні особливості	32
2.2.1	Тектоніка	32
2.2.2	Літологія і стратиграфія	35
2.3	Гідрогеологічні особливості	38
2.3.1	Гідрогеологічне районування території досліджень	38
2.3.2	Гідрогеологічні колектори, структури та зональність підземних вод	40
2.3.3	Водоносні горизонти і комплекси	43
2.4	Висновки до другого розділу	56
Розділ 3	Суфозія і карст – як геодинамічні наслідки діяльності підземних вод на території Святогірського монастиря	58
3.1	Геологічні особливості території та природні фактори впливу на суфозійні і карстові процеси	59
3.2	Суфозія – як результат фізичної діяльності підземних вод	65
3.2.1	Гідрогеологічні фактори та сезонна динаміка розвитку суфозійних процесів у мергельно-крейдяній товщі «крейдяної брили»	70
3.2.2	Геоморфологічні особливості розвитку суфозійних процесів на території досліджень	72
3.2.3	Механічні наслідки змін фазового стану тріщинних вод у карбонатних породах	77
3.3	Карст – як результат хімічної діяльності підземних вод	80
3.3.1	Гідрогеологічні особливості розвитку карсту у мергельно-крейдяній товщі «крейдяної брили»	89

3.3.2 Фізико-хімічні умови розчинення мергельно-крейдяних порід 94
3.3 Висновки до третього розділу 97
Розділ 4 Побудова геолого-гідродинамічної моделі суфозії та карсту у верхньокрейдових мергельно-крейдяних породах на території Святогірського монастиря 100
4.1 Тріщинуватість мергельно-крейдяних порід «крейдяної брили» – як важливий фактор суфозійних і карстових геодинамічних процесів 100
4.2 Про тектонічну активізацію Петрівсько-Кремінського розлому у зв'язку з сучасними геодинамічними процесами 108
4.3 Глибинний двооксид вуглецю у підземних водах – як основний фактор розвитку карбонатного гіпокарсту у товщі «крейдяної брили 112
4.4 Геолого-гідродинамічні моделі розвитку суфозії та карсту у карбонатних породах «крейдяної брили» 117
4.5 Висновки до четвертого розділу 127
Розділ 5 Прогнозування потенційної природної небезпеки для історично-архітектурних пам'яток Святогірського монастиря 129
5.1 Закономірності поширення геодинамічних процесів на території досліджень та вплив на них людської діяльності .. 130
5.2 Розрахунок основних геологічних ризиків для будівель та споруд Святогірського монастиря. 133
5.2.1 Визначення ризиків небезпеки від суфозійно-карстових геодинамічних процесів 134
5.2.2 Визначення ризиків небезпеки від землетрусів 135
5.3 Висновки до 5 розділу 137
Висновки 138
Список використаних джерел 143

ВСТУП

Актуальність теми дослідження. На розвиток процесів суфозії та карсту у карбонатних породах суттєво впливають гідрогеологічні особливості геологічного середовища. Підземні води, що є рухливим та хімічно активним флюїдом, здійснюють на гірські породи як фізичний, так хімічний вплив. Взаємодіючи з карбонатними породами, підземні води в процесі фільтрації: а) механічно руйнують і переміщують різні за розмірами (від теригенного матеріалу до суспензій) частки гірських порід; б) вилуговують та розчиняють карбонатну речовину з подальшим перенесенням її у водних розчинах. У свою чергу, від інтенсивності процесів суфозії як механічного та карсту – як хімічного руйнування карбонатних товщ, залежить стійкість будівель та споруд, що зведені на карбонатних породах. Саме таку концепцію покладено в основу дисертаційної роботи, в якій розглядаються гідрогеологічні особливості геодинамічних суфозійно-карстових процесів у мергельно-крейдяній товщі верхньої крейди східної частини Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ).

На території України існує багато історично-архітектурних пам’яток, збудованих на карбонатних породах. Однією з них є комплекс Святогірського монастиря, що розташований на однойменній Святогірській брахіантикліналі, яка контролюється Петрівсько-Кремінським розломом і складена мергельно-крейдяною товщею верхньої крейди. Монастирські будівлі та споруди XVI – XVIII століть є культурним та історичним національним надбанням і потребують захисту від різних геодинамічних процесів, серед яких найбільшої шкоди завдають постійно діючі суфозія та карст. Захисту потребують і інші вважливі об’єкти промисловості та культури, розташовані на карбонатних породах. Серед них Рівненська АЕС, колишні Тернопільські комбайновий та цукровий заводи, а також численна кількість будівель та споруд в містах та селищах Передкарпаття та околиць Донбасу. Дослідженням динаміки та хімічного складу підземних вод, обсягів

поверхневого і підземного стоку та цілої низки інших факторів, від яких залежить розвиток суфозійно-карстових процесів і присвячено дисертаційне дослідження. Отже у дисертації вирішується актуальна науково-практична проблема технічної гідрогеології, розв'язання якої є необхідним як при прогнозуванні природних геологічних ризиків для історично-архітектурних пам'яток, так і при подальшій розробці способів їх захисту та збереження.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами. Дисертаційне дослідження виконувалося на кафедрі гідрогеології Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна з 2000 по 2010 роки в межах таких науково-дослідних робіт: «Дослідження екологічних аспектів використання підземних вод в системі водопостачання населених пунктів Східної України» (номер державної реєстрації 0100U003300), «Дослідження підземних вод Східної України як екологічно чистого джерела водопостачання» (номер державної реєстрації 0103U004260) та «Інженерно-геологічні дослідження з метою розробки заходів щодо стабілізації небезпечних інженерно-геологічних процесів в місцях розташування пам'яток історії та архітектури» (номер державної реєстрації 0109U007309). Зокрема, автором досліджено геологічну будову, гідрогеологію та літологічний склад карбонатних порід верхньої крейди; визначено характер тріщинуватості мергельно-крейдяної товщі в районі Святогірського монастиря («крейдяна брила»); охарактеризовано динаміку, хімічний та газовий склад ґрунтових та підземних вод території; проведено експериментальні та польові роботи з вивчення гідрогеологічних особливостей суфозійних та карстових процесів.

Мета і завдання дослідження. Метою дисертаційного дослідження є вивчення гідрогеологічних особливостей суфозії та карсту у карбонатних породах верхньої крейди та впливу цих процесів на історично-архітектурні пам'ятки (на прикладі Святогірського монастиря) з метою обґрунтування концепції їхнього захисту від негативної дії геодинамічних процесів.

Завдання, які витікають з поставленої мети, що були вирішені в дисертаційній роботі, полягають у наступному:

- розширено уявлення про геологічні та гідрогеологічні особливості Святогірської брахіантикліналі;

- оцінено вплив глибинного Петрівсько-Кремінського розлому на сучасне флюїдне тепломасоперенесення та формування хімічного складу підземних вод;

- проаналізовано характер та генетичні особливості тріщинуватості верхньокрейдових мергельно-крейдяних порід «крейдяної брили», а також колекторські властивості тріщин;

- визначено фізико-хімічну специфіку суфозійних та карстових процесів у карбонатних породах території дослідження;

- з’ясовано можливі джерела двооксиду вуглецю у підземних водах, який приймає участь у формуванні карсту;

- побудовано просторові і геолого-гідрогеологічні моделі геодинамічних процесів у карбонатній товщі «крейдяної брили»;

- визначено природні геологічні ризики для історично-архітектурних пам’яток Святогірського монастиря у зв’язку з геодинамічними процесами у верхньокрейдових мергельно-крейдяних породах.

Об’єктом дослідження є суфозія та карст карбонатних порід.

Предметом дослідження є гідрогеологічні особливості процесів суфозії та карсту карбонатних порід у зв’язку з охороною історично-архітектурних пам’яток Святогірського монастиря.

Методи дослідження. Методологічною та теоретичною основою дослідження є фундаментальні і прикладні роботи провідних українських та закордонних вчених з проблем гідрогеології, геотектоніки, геохімії та геодинаміки.

На основі загальногеологічного, системного, природно-історичного та синергетичного підходів було застосовано наступні методи дослідження:

- польових геологічних досліджень та теоретичних узагальнень – для розкриття сутності проблеми;

- порівняльно-історичний – для дослідження динаміки змін у системі «порода – вода»;

- картографічний – для просторового аналізу ситуації з геодинамічними процесами;

- системний – для класифікації факторів, що сприяють геодинамічним процесам;

- логічного моделювання і конструювання – для визначення просторових моделей суфозії та карсту карбонатних порід;

- аналіза і синтеза для уточнення сутності геодинамічних явищ і їхнього впливу на будівлі і споруди;

- діалектичний – для встановлення взаємозв'язків між процесами у системі.

Інші питання дисертаційного дослідження вивчалися з використанням традиційних для гідрогеологічної науки методів.

Методологією дисертаційного дослідження слугували основні положення гідрогеології, геотектоніки, геохімії, геодинаміки, що висвітлені у роботах українських (О. Бабинець, Б. Іванов, І. Дублянський, В. Шестопалов, А. Лущик, О. Климчук, В. Андрійчук, Г. Рудько, В. Суярко, М. Демчишин, Г. Стрижельчик), російських (Ф. Макаренко, Г. Максимович, В. Ломтадзе), американських (Т. Алі, Х. Фрідріх, Л. Кіралі, Д. Уайт), німецьких (С. Бірк, Н. Холдшелдер), англійських (Д. Форд, П. Вільямс), французьких (С. Дроку), італійських (І. Фінетті, Д. Кандотті, М. Талліні) та інших вчених з різних країн світу.

Інформаційною базою дисертації стали результати досліджень з гідрогеології, літології, мінералогії, тектоніки, геоморфології, геодинаміки, геохімії території досліджень, що отримані автором як в процесі польових робіт, так і у геологічних організаціях та установах України. Було також

використано велику кількість опублікованих вітчизняних та закордонних наукових праць з тематики дисертації.

Основні положення для захисту:

1. Встановлено, що різні генетичні групи тріщин у масиві карбонатних порід «крейдяної брили» виконують різну флюїдодинамічну роль.

2. Доведено, що у формуванні гіпокарсту приймали участь води глибокого формування та ендогенний двооксид вуглецю.

3. Побудовано просторову синергетичну геолого-гідрогеологічну модель розвитку суфозії та карсту у масиві карбонатних порід «крейдяної брили».

Наукова новизна одержаних результатів

Вперше:

- встановлено, що на території дослідження у карбонатних породах верхньої крейди існує три генетичних типи тріщин (екзогенні, літогенні та тектоногенні), які виконують різну флюїдодинамічну роль;

- доведено, що формування гіпокарсту у мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили» відбувалося за участі підземних вод глибоких горизонтів та ендогенного двооксиду вуглецю, на що вказує його ізотопний склад ($^{12}\delta C/^{13}\delta C$) і високі концентрації гіпогенних елементів (Ce, Li, La) у продуктах карстоутворення;

- побудовано просторові геолого-гідродинамічні моделі розвитку суфозії та карсту у масиві мергельно-крейдяних порід «крейдяної брили» з визначенням синергетики фізичного та хімічного руйнування карбонатних порід;

- розраховано потенційні ризики природної небезпеки (суфозія, карст, сейсмічна активність), для будівель та споруд Святогірського монастиря, що є історично-архітектурними пам’ятками України.

удосконалено методики:

- визначення джерел розвитку карбонатного карсту в зонах впливу глибинних розломів;

- дослідження генезису тріщин у карбонатних породах верхньої крейди та їхньої флюїдопровідної ролі;

одержало подальший розвиток:

- дослідження процесів суфозії та карсту карбонатних порід що є наслідком, відповідно, механічної та хімічної діяльності підземних вод;

- визначення природних геологічних ризиків для будівель та споруд, основою яких є карбонатні породи.

Практичне значення одержаних результатів. Наукові результати дисертаційного дослідження можуть бути основою як для визначення основних факторів механічної та хімічної діяльності підземних вод у карбонатних породах, так і для прийняття рішень стосовно контролю за станом історично-архітектурних пам’яток Святогірського монастиря та інших важливих об’єктів, збудованих на карбонатних породах. Окремі положення дисертації використовуються автором у навчальному процесі та включені до навчального посібника «Інженерна геологія (з основами геотехніки)».

Результати дисертаційного дослідження впроваджено в Українському науково-дослідному інституті інженерних досліджень (довідка № 3 від 20 квітня 2015 р.) з очікуваним економічним ефектом у 4,89 млн. грн.

Особистий внесок здобувача. Автором особисто розроблено та обґрунтовано методичні підходи до дисертаційних досліджень, виконано збір та обробку фактичного матеріалу. Узагальнено результати аналізів і побудовано гідрогеологічні, геологічні, гідрогеохімічні карти та розрізи, а також дві просторові геолого-гідродинамічні моделі суфозії та карсту у породах «крейдяної брили» – місця знаходження Святогірського монастиря.

На основі ізотопно-геохімічних досліджень автором обґрунтовано роль глибинного двооксиду вуглецю у процесах карбонатного карсту. Розраховано потенційні геологічні ризики для історично-архітектурного комплексу Святогірського монастиря.

Апробація результатів дисертації. Основні положення та результати дисертаційних досліджень доповідалися автором на наукових і науково-практичних конференціях різного рівня: ІІ-му Міжнародному симпозіумі «Освоєння родовищ мінеральних ресурсів та підземне будівництво у складних гідрогеологічних умовах», 1993 р., м. Бєлгород, Російська Федерація; на Міжнародній науково-практичній конференції «Найважливіші проблеми ліквідації підтоплення ґрунтовими водами території міст та селищ міського типу України», 1998 р., м. Харків; на IV-й Міжнародній науково-практичній конференції «Екологія, освіта, промисловість та здоров'я», 4-10 листопада 2011 р., м. Бєлгород (Російська федерація); на Міжнародній науково-практичній конференції «Регіон–2012: стратегія оптимального розвитку», 2012 р., м. Харків; на двох наукових конференціях «Актуальні проблеми гідрогеології» (2014-2015 рр., м. Харків), а також на вчених радах геолого-географічного факультету та засіданнях кафедри гідрогеології Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна.

Публікації. Основні результати дисертаційної роботи викладено в 11 наукових працях, з яких 7 статей у фахових виданнях МОН України, 3 – у наукометричних і 1 – у закордонному виданні (3 статті – одноосібні), а також 4 тези доповідей у збірниках матеріалів закордонних, міжнародних і вітчизняних науково-практичних конференцій. Загальний обсяг публікацій – 2,1 друк. арк., з яких автору належить 1,7 друк. арк.

Структура й обсяг дисертації. Дисертація складається із вступу, п'яти розділів, висновків, списку використаних джерел і додатків. Загальний обсяг дисертації складає 157 сторінок комп'ютерного тексту, у тому числі основний обсяг дисертації 128 сторінок. Дисертація містить 4 таблиці, 24 рисунки. Список використаних джерел складає 147 найменувань.

Дисертаційну роботу виконано під керівництвом доктора геолого-мінералогічних наук, професора В.Г. Суярка, якому автор вдячний за всебічну допомогу та підтримку.

Велику подяку автор висловлює також докторам геолого-мінералогічних наук, професорам А.Й. Лур’є та М.С. Огнянику та докторам географічних наук, професорам Л.М. Нємець та К.А. Нємець, кандидату геологічних наук Самойлову В.В. за конструктивні зауваження на завершальному етапі роботи, а також зав. лабораторії О.В. Чуєнку за дієву участь в оформленні матеріалів дисертації.

РОЗДІЛ 1
СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕНОСТІ ПРОБЛЕМИ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ

1.1 Сучасний стан вивченості проблеми

Дослідження гідрогеологічних особливостей суфозії та карсту карбонатних порід – комплексна проблема, що включає в себе дві складові: визначення ролі підземних вод у цих геодинамічних процесах та впливу останніх на будівлі і споруди.

Сучасні уявлення про суфозійні і карстові процеси у карбонатних породах і роль у них підземних вод пов'язані з роботами багатьох відомих геологів та гідрогеологів, серед яких українські – О. Бабінець (1970, 1972), Б. Іванов (1956, 1970), В. Дублянський (1969, 1974, 1980, 1993, 2004), В. Шестопалов (1970, 2009), А. Лущик (1981, 1988), О. Климчук (1985, 1988, 1990, 1992, 1999, 2006-2013), Б. Вахрушев (2002, 2009), В. Андрійчук (1984, 1985, 2007), В. Суярко (2006, 2009, 2015), В. Сухов (2008, 2009, 2010, 2012, 2014, 2015), Г. Рудько (1992-2014), російські – Ф. Макаренко (1947), Г. Максимович (1963, 1969, 1978, 1979), Д. Соколов (1962), Д. Тимофєєв (1991), Р. Цикін (1990), В. Биков (2002), американські – Т. Алі (1997, 2001, 2004), Х. Фридрих (1981, 1982), С. Гредс (2002), Л. Кіралі (1995), І. Уайт (1966, 1972), німецькі – С. Бірк (2002, 2003, 2007), Н. Холдшелдер (2000), англійські – Д.Форд (1989, 2007), П. Вільямс (1972, 1985, 2002, 2004, 2008), французькі – С. Дроку (1970, 1980), італійські – І. Фінетті, М. Піпан, Д. Кандотті (1995), М. Талліні, Д. Гасбарі, Д. Раналлі (2006) та багато інших дослідників з різних країн світу.

Основний об'єкт досліджень адміністративно знаходиться у м. Святогірськ Слов'янського району Донецької області (рис. 1.1).

Перші згадки про суфозійно-карстові явища в регіоні з'являються у роботах геологів ще у 30-х роках минулого століття.

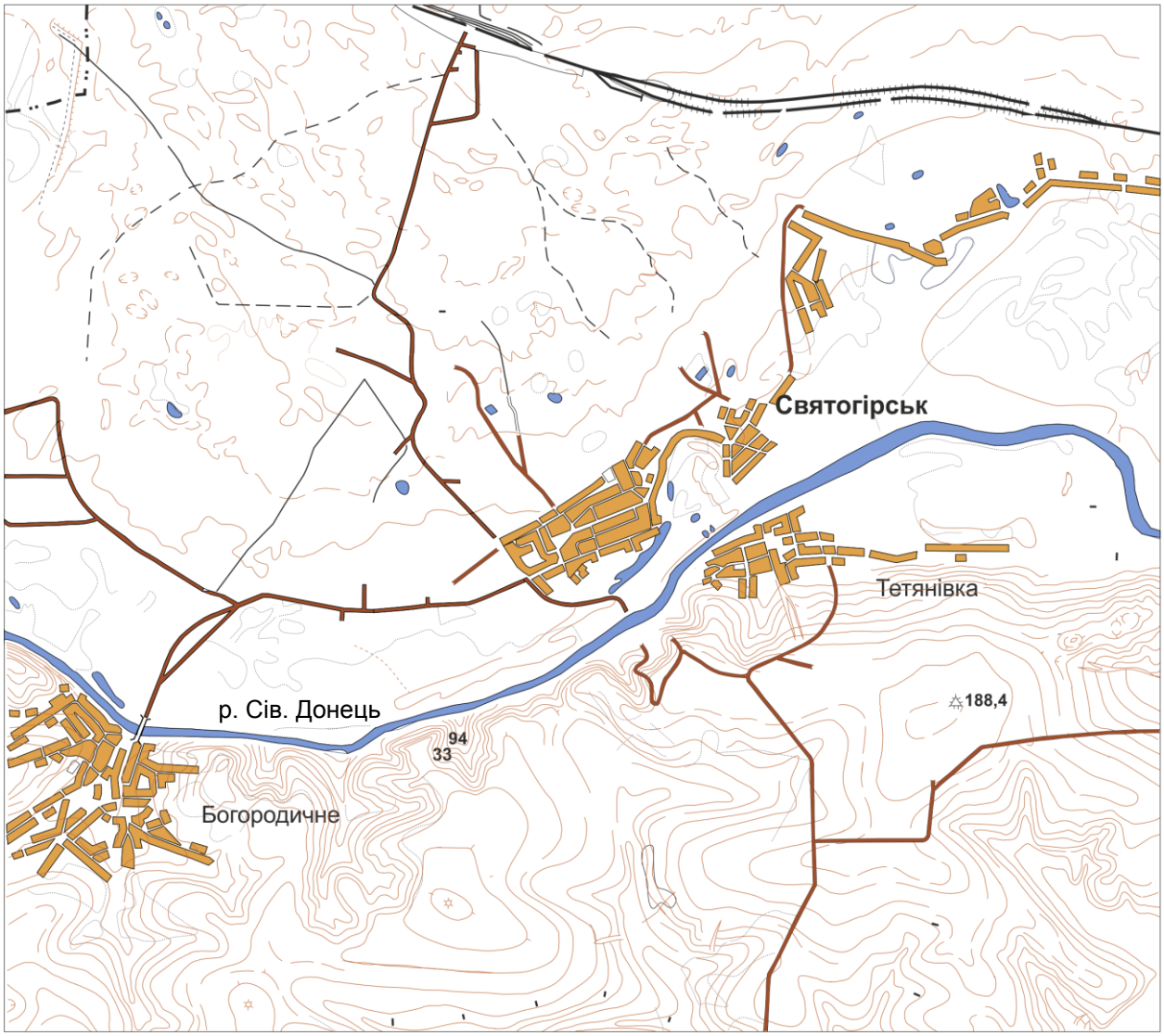


Рис. 1.1. Адміністративна карта території досліджень

(м-б 1 : 50 000)

Умовні позначення:

– Святогірськ – населені пункти;

– залізничні колії;

– ріка Сіверський Донець;

– автомобільні шляхи

1936 р. Л. Карякіним було опубліковано статтю, у якій описано прояви крейдяних суфозійно-карстових явищ у долині р. Сіверський Донець. Проте цілеспрямовані дослідження суфозійних та карстових процесів у долині Сіверського Донця розпочалися у 1970-х роках.

1973 р. Т. Овчаренко складено інженерно-геологічну карту території діяльності треста «Артемгеологія», на якій в районі Святогірського монастиря позначено прояви суфозії у верхньокрейдових породах.

1975 р. В. Космачовим описано карбонатний карст у породах верхньої крейди Ізюмського району, а у 1977 р. Г. Карповою і співавторами розглянуто утворення древнього карсту в Ізюмському районі.

1983 р. А. Соколов, характеризуючи тріщинуватість крейдяних порід долини р. Сіверський Донець вказав на зв'язок тектонічних та екзогенних тріщин з процесами фізико-хімічного руйнування порід мергельно-крейдяної товщі верхньої крейди внаслідок суфозії.

З 1978 по 2005 рр. в Артемівській комплексній геологорозвідувальній експедиції систематично виконувалися роботи з вивчення екзогенних геологічних явищ у Донецькій області, у яких описано і суфозійні процеси на території досліджень (О. Антюхов, В. Бауліна, 1980; О. Антюхов, В.Стажевський, 1982; О. Антюхов, В.Стажевський, 1986; М. Оробец, О. Антюхов, 1991; М. Сьомкін, 2001; М. Сьомкін, Л. Поповська, 2006).

Автором у наукових виданнях постійно публікувалися результати досліджень, що стосувалися як гідрогеологічних умов геодинамічних процесів, так і особливостей охорони пам’яток історії та архітектури в умовах їх розвитку.

1999 р. В. Суховим, В. Луговим та Ю. Осипенко опубліковано статтю про особливості розвитку суфозійних явищ на території з інтенсивним навантаженням, у якій розглянуто фактори та наслідки цього явища.

2003 р. В. Суховим, М. Яковчуком та О. Овчинніковим у науковій публікації подано характеристику геологічних особливостей мергельно-крейдової товщі порід верхньої крейди регіону як основи будівель та споруд.

2008 р. В. Суховим опубліковано статтю про геолого-гідрогеологічні принципи охорони пам’яток історії та архітектури.

2009 р. вийшла друком наукова стаття В. Сухова та В. Суярка про типізацію інженерно-геологічних умов та джерел геодинамічної небезпеки для історично-архітектурних пам’яток.

2010 р. В. Суховим у співавторстві з І. Решетовим, І. Тищенко, В. Терещенком, С. Каліниченком та В. Прибиловою складено звіт про гідрогеологічні та інженерно-геологічні дослідження з метою розробки заходів стабілізації небезпечних геодинамічних явищ (включно з суфозійно-карстовими процесами) у місцях знаходження пам’яток історії та архітектури.

2011 р. на основі результатів звіту, В. Суховим опубліковано статтю про сучасний стан вивченості проблеми геологічного збереження історично-архітектурних пам’яток України.

У 2012 р. В. Суховим у науковій статті схарактеризовано геодинамічні та гідрогеологічні фактори впливу на стабільність історично-архітектурних пам’яток.

2012 р. В. Суховим у доповіді і опублікованих тезах міжнародної конференції «Регіон – 2012» викладено результати експериментів з вивчення впливу процесів замерзання та розтавання капілярних і тріщинних вод на крейдяні породи.

У 2014 о. на І-й Науковій конференції «Проблеми гідрогеології на сучасному етапі» зроблено доповідь про геолого-генетичне обґрунтування інженерно-геологічного захисту об’єктів Святогірського історично-архітектурного заповідника.

Останні три роки автор присвятив теоретичному обґрунтуванню геодинамічних суфозійних та карстових процесів у мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили», на якій збудовано старовинну Миколаївську церкву та інші будівлі та споруди Святогірського монастиря. Зокрема, обґрунтовано можливість формування тут тектоногенного ендокарсту, для

чого й було досліджено ізотопний склад вуглецю та кисню, які у складі двооксиду вуглецю, як основного компонента хімічних перетворень карбонатних порід (за безпосередньої участі підземних тріщинних вод, збагачених глибинними флюїдами). У 2015 р. результати цих досліджень не лише дозволили автору визначити вплив підземних вод різного формування на розвиток карбонатного карсту в статті «Гідрогеологічні особливості карбонатного карсту» (співавтори В. Суярко та О. Сердюкова), а й запропонувати у співавторстві з В. Суярко концептуальну синергетичну геолого-гідрогеологічну модель розвитку суфозії та карсту у карбонатних породах на території Святогірського монастиря.

Висновки цих досліджень у 2015 р. було висвітлено автором у доповіді на ІІ-й Науковій конференції «Актуальні проблеми гідрогеології».

У 2015 р. у журналі «Yong Scientists USA» (США) В. Суховим було опубліковано розрахунки потенційних природних геологічних ризиків для історичних та архітектурних пам’яток Святогірського монастиря, пов’язаних з геодинамічними процесами (суфозією, карстом, сейсмоактивністю).

Слід зазначити, що до отримання автором результатів, які свідчать про процеси хімічної взаємодії карбонатних порід з ендогенним двоокисдом вуглецю, що мали місце у періоди тектонічної активізації Петрівсько-Кремінського розлому, існувала загальна думка про наявність у районі монастиря лише проявів суфозії. Результати ж дисертаційних досліджень дозволяють говорити про існування тут різних геодинамічних явищ – як суфозії, так і карсту. Більше того – приуроченість карстоутворення у часі і просторі до проявів неотектонічної активізації розлому, у зоні якого знаходиться комплекс монастирських будівель і споруд, дозволила визначити рівні природної небезпеки, а в подальшому розробити спеціальні заходи з охорони та збереження не лише історично-архітектурних пам’яток Святогірського монастиря, а й інших важливих об’єктів, збудованих на карбонатних породах, від проявів геодинамічної активності різних типів.

У дисертаційній роботі автор пропонує своє бачення розв’язання

багатьох задач, пов’язаних з гідрогеологічними особливостями суфозійних та карстових процесів у мергельно-крейдяних породах верхньої крейди в межах території досліджень.

1.2. Методика дослідження

Гідрогеологічні умови відіграють провідну роль у розвитку таких геодинамічних процесів як суфозія і карст. У першому з них відбувається фізичне (механічне) руйнування карбонатних гірських порід інфільтраційними потоками вод з формуванням поверхневого і підземного твердого стоку, а у другому – вилуговування та розчинення мінеральної речовини карбонатів підземними водами з постійним винесенням продуктів хімічної взаємодії в системі «порода – вода» у колоїдних та справжніх розчинах [5, 50]. Ці процеси зазвичай відбуваються паралельно.

Суфозійно-карстові процеси – природні геодинамічні явища, які можуть суттєво впливати на стан карбонатних основ будівель і споруд. Особливо це стосується пам’яток історії та архітектури, що часто будувалися без врахування дії зазначених явищ. Саме тому в процесі дисертаційних досліджень враховувалися інженерно-геологічні та геотехнічні характеристики будівель і споруд Святогірського монастиря. Такий підхід до вирішення поставлених у дисертації задач дозволив здійснити розрахунки потенційних природних ризиків для монастирських історично-архітектурних пам’яток.

Якщо суфозія – виключно екзогенний процес, то карст може мати як екзогенне, так и ендогенне походження. У зв’язку з цим прийнято виділяти два його різновиди – екзокарст та ендокарст, які, відповідно, можуть бути пов’язані з інфільтраційними або напірними водами [5]. Одним з найважливіших чинників карстоутворення є двооксид вуглецю, що присутній у воді як у вільному, так і у розчиненому вигляді [13,48,110]. Це стосується і мергельно-крейдяних порід верхньої крейди Святогірської антиклінальної

структури, що утворюють «крейдяну брилу», яка здіймається над правим берегом р. Сіверський Донець майже на 100-метрову висоту. Саме тут і знаходяться будівлі та споруди Святогірського монастиря, які є історично-архітектурними пам'ятками України XVI–XVIII століть (рис. 2.1), що потребують інженерно-геологічного захисту від природних геологічних процесів [87,94,104,105].

За результатами попередніх геолого-знімальних, гідрогеологічних, геохімічних та інженерно-геологічних досліджень, що проводилися з 1960-х до 1980-х років, було визначено основні напрямки дисертаційного дослідження, які дозволили виявити особливості розвитку геодинамічних процесів в межах «крейдяної брили». Зокрема, це дало змогу поділити єдиний (за твердженням попередніх дослідників) суфозійно-карстовий процес на окремі – суфозійну та карстову – складові. При цьому було виділено два генетичних типи карсту – екзокарст та ендокарст, а також розроблено нову концептуальну синергетичну геолого-гідрогеологічну модель розвитку суфозії та карсту у карбонатних породах на території Святогірського монастиря [119].

У відповідності до поставлених у дисертації задач зі з'ясування гідрогеологічних особливостей суфозії та карсту карбонатних порід у зв'язку з охороною історично-архітектурних пам'яток Святогірського монастиря, автором було здійснено:

1) збір фондових та літературних матеріалів; 2) польові геологічні та гідрогеологічні роботи; 3) аналіз проб; 4) експериментальні дослідження; 5) побудову графічних матеріалів; 6) формулювання наукових висновків та практичних рекомендацій.

В основу дисертації покладено як фактичний матеріал, отриманий автором у процесі виконання держбюджетних науково-дослідницьких тем у період 2007–2012 рр., так і результати дослідно-експериментальних робіт, що проводились з метою з'ясування перебігу окремих гідрогеологічних та фізико-хімічних процесів.

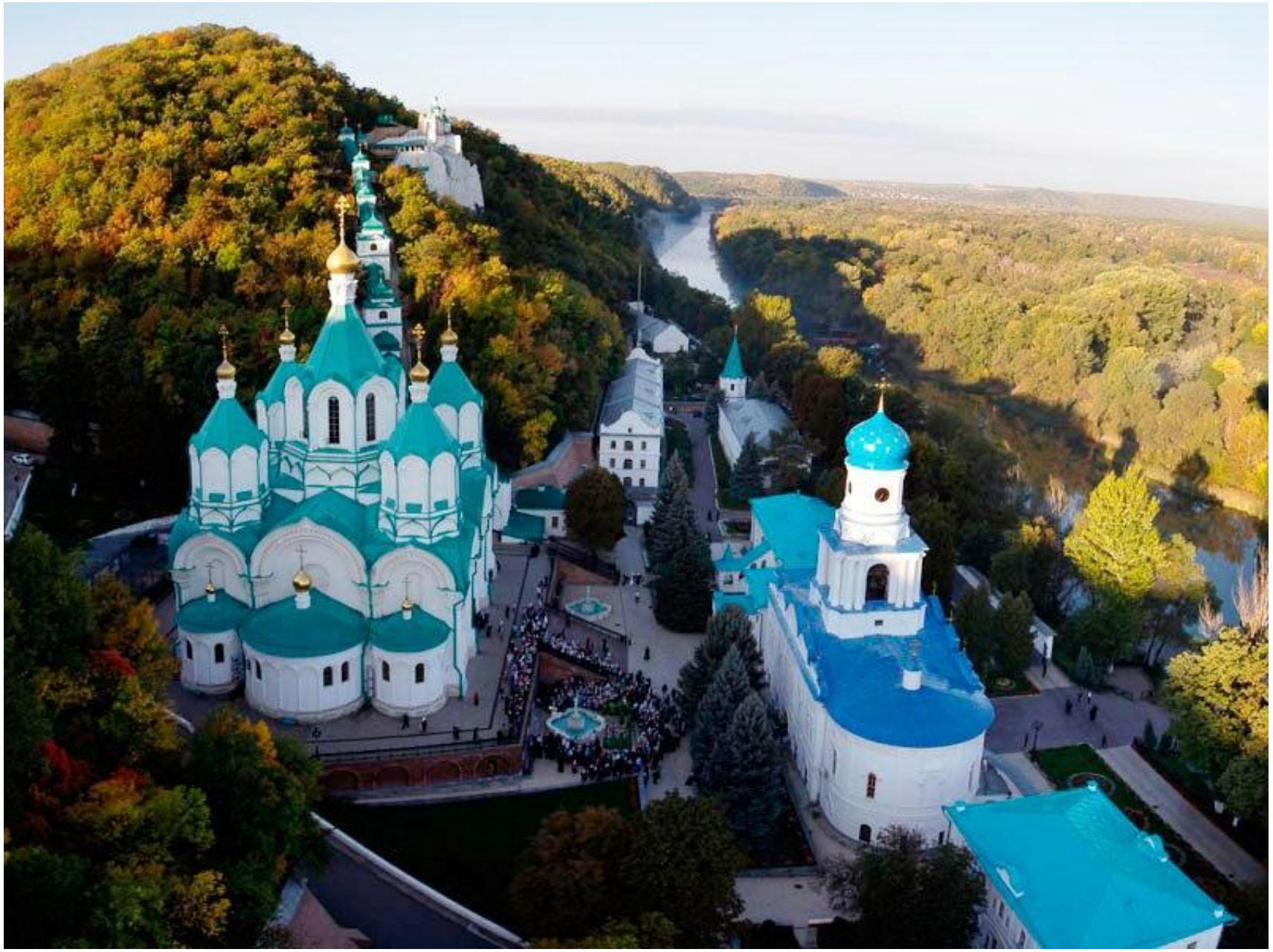


Рис. 1.2. Святогірський монастир

Збір первинного фактичного матеріалу, фотодокументування різних об’єктів дослідження, опробування ґрунтових і підземних вод, гірських крейдяних порід та мінеральної речовини, що заповнює тріщини, здійснювалося під час маршрутних обстежень «крейдяної брили». При цьому автор намагався з’ясувати причинно-наслідкові зв’язки між геологічними, геоморфологічними, тектонічними, літологічними, геохімічними процесами та гідрогеологічними особливостями геодинамічних процесів у породах верхньої крейди. Під час польових досліджень у вертикальних тектонічних тріщинах було встановлено скритокристалічний різновид кальциту –арагоніт. Присутність цього мінералу, утворення якого може бути пов’язано з термальними розчинами, вказує на обумовлене тектонічною активізацією Петрівсько-Кремінського розлому можливе висхідне розвантаження по тектонічних тріщинах глибинних флюїдів. Останнє й було причиною гіпогенного карстоутворення у масиві «крейдяної брили» [119].

Таким чином, польові дослідження дозволили автору не лише довести наявність процесів карстоутворення у мергельно-крейдяних породах верхньої крейди, а й визначити екзогенні та ендогенні передумови розвитку цього геодинамічного процесу.

Фондові матеріали вивчалися на державному підприємстві «Український державний науково-дослідний та виробничий інститут науково-технічних та екологічних вишукувань» (ДП УкрДНДВІНТЕВ) (м. Харків), казенному підприємстві «Харківське геологорозвідувальне підприємство» (м. Харків) та ДП «Донецьк – ДГРП» (м. Артемівськ). Було вивчено 12 геологічних звітів і проектів та проаналізовано 147 наукових публікацій, які стосуються різних аспектів дисертаційної тематики. Це дозволило скласти уявлення про геологічну будову, гідрогеологію, геоморфологію та інші особливості території досліджень.

Польові роботи включали геологічне та геоморфологічне рекогносціювання місцевості, морфологічно-генетичне дослідження тріщин, відбір проб гірських порід та підземних вод на різні види аналізів. Породи

мергельно-крейдяної товщі та четвертинного покрову вивчалися для визначення характеру літологічних контактів, мінерального складу карбонатних порід та впливу на них геодинамічних суфозійних і карстових процесів. Усього в дисертації було використано 185 результатів аналізів проб, серед яких: 149 – гідрогеологічних, 28 – літологічних і 8 – мінеральної речовини тектонічних тріщин.

Проби підземних вод у кількості 112 одиниць призначені для визначення їх геохімічних та фізичних характеристик, відбиралися із природних джерел, колодязів та поодиноких фонтануючих свердловин у пляшки темного скла об'ємом 0,75 дм^3 з резиновими пробками [74], а проби порід – згідно з методичними положеннями [75].

Для з'ясування генезису карстоутворюючих флюїдів (CO_2) 8 проб (6 – арагоніту та 2 – порошку крейди) було відібрано на аналіз ізотопного складу $\sigma^{13}C$ та $\sigma^{18}O$.

Окрім того, у роботі використовувалися дані гідрогеологічних, геологічних та спеціальних гідрогеохімічних зйомок, інженерно-геологічних спостережень та інших видів регіональних і локальних робіт (рис. 1.3).

Літогеохімічні та мінералогічні аналізи проб гірських порід було виконано у лабораторіях Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна та ДП «Донецьк – ДГРП». Для цього, відповідно, використовувалися атомно-адсорбційний мас-спектрометр AAS6000 і поляризаційний мікроскоп Optica B-150POL.

Аналізи гідрогеохімічних проб виконувалися хіміко-аналітичними та спектральними методами у хімічних лабораторіях хімічного факультету ХНУ імені В. Н. Каразіна та ДП «Донецьк – ДГРП». Для хімічних аналізів використовувалися колориметричні аналітичні методи та атомно-адсорбційний фотометр «Сатурн-М» з чутливістю визначень до $n \cdot 10^{-5}$ мг/дм^3.

Ізотопний аналіз 8 проб карбонатної речовини із тріщин мергельно-крейдяної товщі проводився у лабораторії Інституту геохімії, мінералогії та

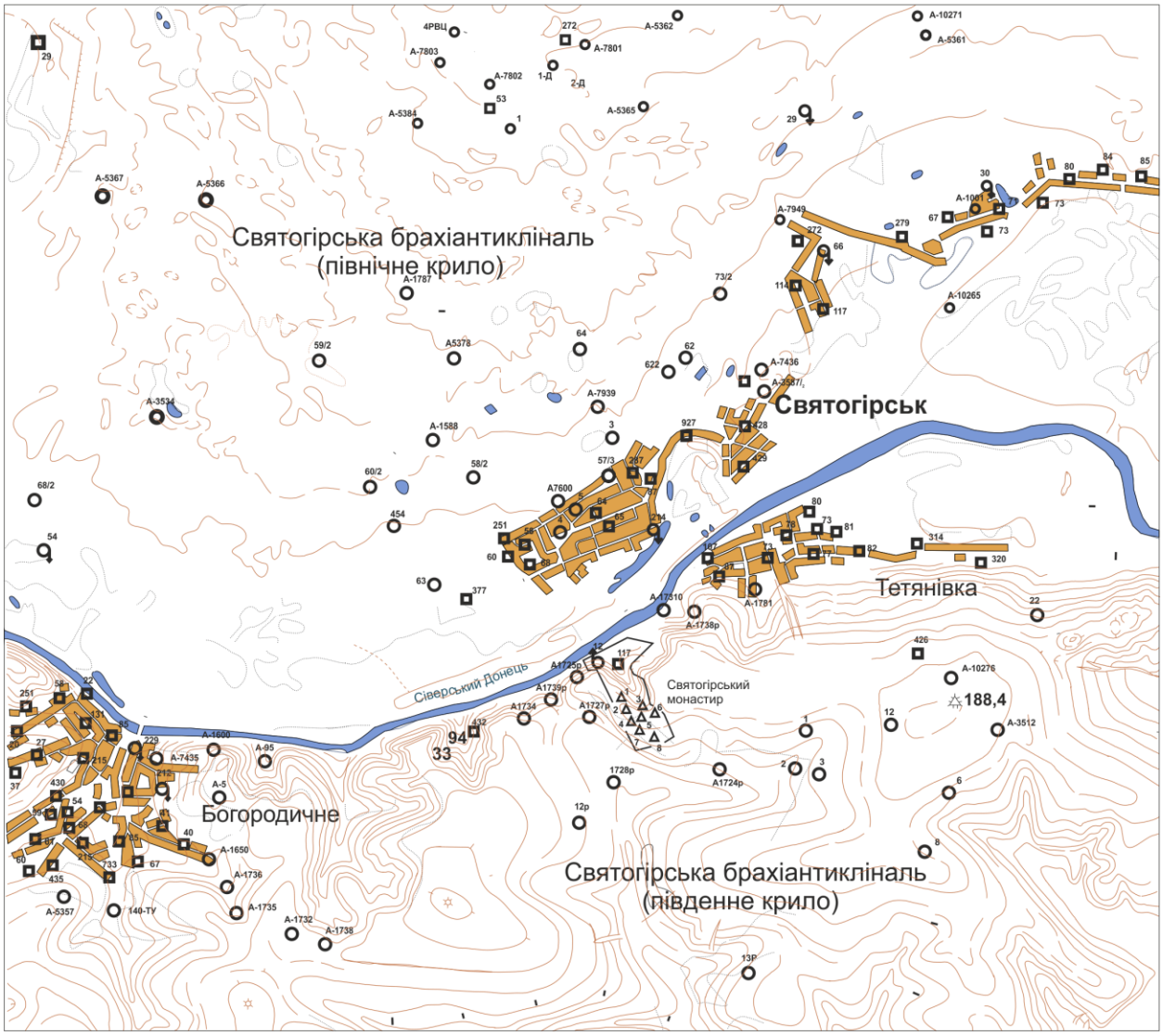


Рис. 1.3. Карта фактичного матеріалу

(м-б 1 : 25 000)

Умовні позначення:

A-5367 – свердловина, її номер;

214 – джерело, його номер;

80 – колодязь, його номер

рудоутворення НАН України імені М.П. Семененка на газовому мас-спектрометрі MI 1201.

Методику виконання аналізів викладено у різних виданнях [74,75 та ін.], а методику експериментальних досліджень впливу тріщинних вод на стійкість карбонатних порід розроблено автором самостійно [119].

Експериментальні дисертаційні дослідження стосувалися розв'язання двох основних задач:

а) наслідків впливу зміни фазових станів капілярно-тріщинної води на міцність карбонатної (крейдяної) породи;

б) визначення розчинності карбонату кальцію ($CaCO_3$) у різних за хімічним складом водяних розчинах.

У першому випадку експеримент проводився у природних умовах. Він описаний в підрозділі 3.2.3, а також в окремій публікації [109]. А у другому – у хімічній лабораторії і полягав у наступному: у 8 скляних лабораторних колб заповнених водою різного хімічного складу і показниками pH поміщали по 2 кубічних см крейди. Причому у 4 колби з однаковими параметрами хімічного складу і pH розчину додавався двооксид вуглецю у газовій формі. Результати експерименту описано у підрозділі 3.3.2 та графічно відображено на рис. 3.7. Аналіз вод на кількість в них іонів Ca^{2+} проводився спектральним методом у лабораторії хімічного факультету ХНУ імені В. Н. Каразіна.

Дисертаційне дослідження не лише дозволило зробити висновки про вплив інфільтраційних та підземних вод на геодинамічні процеси у мергельно-крейдяній товщі верхньої крейди, а й визначити геологічні ризики для історично-архітектурних пам'яток монастиря [63,94,104,119]. При цьому враховувалася як дія суфозійних та карстових процесів, так і можливий сейсмічний вплив на монастирські будівлі і споруди з урахуванням близькості осередків сучасних землетрусів [79] та заходження монастиря у зоні тектонічно активного Петрівсько-Кременського глибинного розлому [12,119].

За допомогою програм математичної статистики (Statistical) та спеціальної комп'ютерної програми (Excel) оброблено аналітичні дані результатів аналізів проб порід і підземних вод району робіт. А для побудови карт та просторових моделей, що ілюструють висновки дисертаційних досліджень, використовувалися такі програми, як Adobe Illustrator та Adobe Photoshop.

Науково-практичні висновки у дисертації зроблено на основі єдиного методичного підходу, що ґрунтується на принципах синергетичної інтерпретації процесів у системі «порода-вода».

Результати польових та лабораторних робіт, виконаних в процесі дисертаційного дослідження, вказують на те, що суфозія, карст та інші процеси, з якими пов'язане руйнування карбонатних порід за участі природних (і, в першу чергу, підземних) вод, обумовлюються не лише екзогенними, а й ендогенними факторами впливу. Це дозволило автору запропонувати новий методичний підхід до прогнозування геодинамічних ризиків у межах масивів карбонатних (мергельно-крейдяних) порід, що включає:

1. Характеристику тектонічної будови території досліджень, ступінь сучасної тектонічної активізації найближчих глибинних розломів, літологічні особливості карбонатних порід та фізико-географічну характеристику регіону.

2. Гідрогеологічну характеристику району (хімічний склад, мінералізація, *pH* та *Eh* вод, характер напору вод та ін.) по джерелах, зонах пластового розвантаження, свердловинах, колодязях.

3. Дослідження тріщинуватості карбонатних порід з розподілом тріщин за генетичними типами – тектоногенні (ендогенні), діагенетичні (літогенні) та вивітрювання (екзогенні).

4. Геоморфологічну характеристику району дослідження.

5. Дослідження поверхневих (постійних і тимчасових) природних та штучних водотоків.

6. Мінералогічні та ізотопні дослідження матеріалу заповнення тріщин.

7. Визначення характеристик аномалій геохімічних, геотермічних, тектонофізичних та інших природних геологічних полів.

8. Характеристику джерел та інтенсивності існуючого антропогенного забруднення, що впливають на стійкість карбонатних порід.

Проведення таких досліджень дозволяє виявити основні фактори впливу на масиви карбонатних порід, використовуючи нову методику.

Дисертаційне дослідження було виконано з використанням нових аналітичних методів та комп'ютерних технологій, що дозволило визначити не лише фізико-хімічну сутність суфозійних та карстових процесів, а й їх генетичну природу. Цю методику можна ефективно впроваджувати в усіх без винятку регіонах розвитку карбонатних порід.

РОЗДІЛ 2
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Багато історично-архітектурних пам’яток та інших важливих об’єктів у регіоні побудовано, як і Святогірський монастир, на крейдяних схилах р. Сіверський Донець. Вплив підземних та інфільтраційних вод на мергельно-крейдяні породи залежить від постійної та сезонної водопроникності, висоти капілярного підняття води, питомого водопоглинання вод піщано-глинистими ґрунтами та породами, товщини водоносних горизонтів, кутів нахилу і напрямку поверхневих і підземних потоків, характеру інфільтраційного живлення підземних вод. Він також обумовлюється новітньою та сучасною тектонічною активізацією регіональних глибинних розломів, поблизу яких знаходяться старі архітектурні форми [3]. В залежності від цих і багатьох інших параметрів у товщі приповерхневих геологічних відкладів створюються певні гідрогеологічні умови, що так або інакше впливають на розвиток геодинамічних процесів [5,17,35,50,53,110].

2.1. Фізико-географічні особливості

Територія досліджень характеризується помірно-континентальним кліматом. Рівнинна поверхня сприяє проникненню вологих «атлантичних» повітряних мас, холодного арктичного повітря та сухого повітря з південного сходу. Великий вплив на клімат території має Черноморсько-Азовський морський басейн [6,34].

Вітер у регіоні часто змінює швидкість та напрямки. Найбільші швидкості вітру – зимою, а найменші – влітку. Тут часто спостерігаються суховії, пилові бурі, засухи. Швидкість вітру іноді перевищує 10-20 м/сек. Середньорічна температура змінюється несуттєво і приблизно складає 7°С. Середньорічна багаторічна кількість опадів коливається від 400 до 800 мм,

що є підставою для віднесення регіону до вологої зони. Зливи бувають нечасто, але іноді за добу випадає до 120-150 мм опадів, що призводить до активізації суфозійних та карстових процесів. Покривний шар карбонатних порід представлений в основному лесоподібними суглинками і частково – гумусовими чорноземами. В окремих місцях (долини річок) спостерігаються великі за розмірами площі, що покриті супісями та суглинками. Для заплав річок та древніх ярів характерними є лукові та луково-болотяні ґрунти, що, головним чином, залежить від рівня ґрунтових вод [6,27,34,37,80].

Пухкий ґрунтовий поверхневий шар, товщина якого іноді сягає 10-20 м, легко насичується інфільтраційними водами і інтенсивно іродується. У місцях знаходження старих будівельних споруд це суттєво впливає на їхній стан.

Згідно з геоморфологічним районуванням, територія досліджень знаходиться у межах північних та західних околиць Донецького кряжу, південних схилів Середньоруської височини та Придніпровської низовини (рис. 2.1).

Ландшафтної неоднорідності регіону надають річки, серед яких Сіверський Донець є найбільшою. Річкова та яруго-балкова система мають круті схили, що свідчить про інтенсивні ерозійні процеси. На космічних знімках прояви ерозії дешифруються досить чітко і можуть бути вивчені у динаміці за умови моніторингу цих процесів. Висока швидкість ерозії, причиною якої можуть бути сучасні тектонічні рухи, безпосередньо впливає як на формування рельєфу, так і на стійкість різних будівельних споруд [27,80].

Характерним елементом рельєфу на території досліджень є яри. На схилах р. Сіверський Донець вони часто прорізають крейдові карбонатні породи. Найдревніші яри і балки характеризуються широкими, добре розвинутими заплавами та надзаплавними терасами. Найглибший вріз вони мають на вододільних підняттях та у межах древніх терас. Балки, як і річкові долини, характеризуються випрацюваним профілем рівноваги і у тектонічно

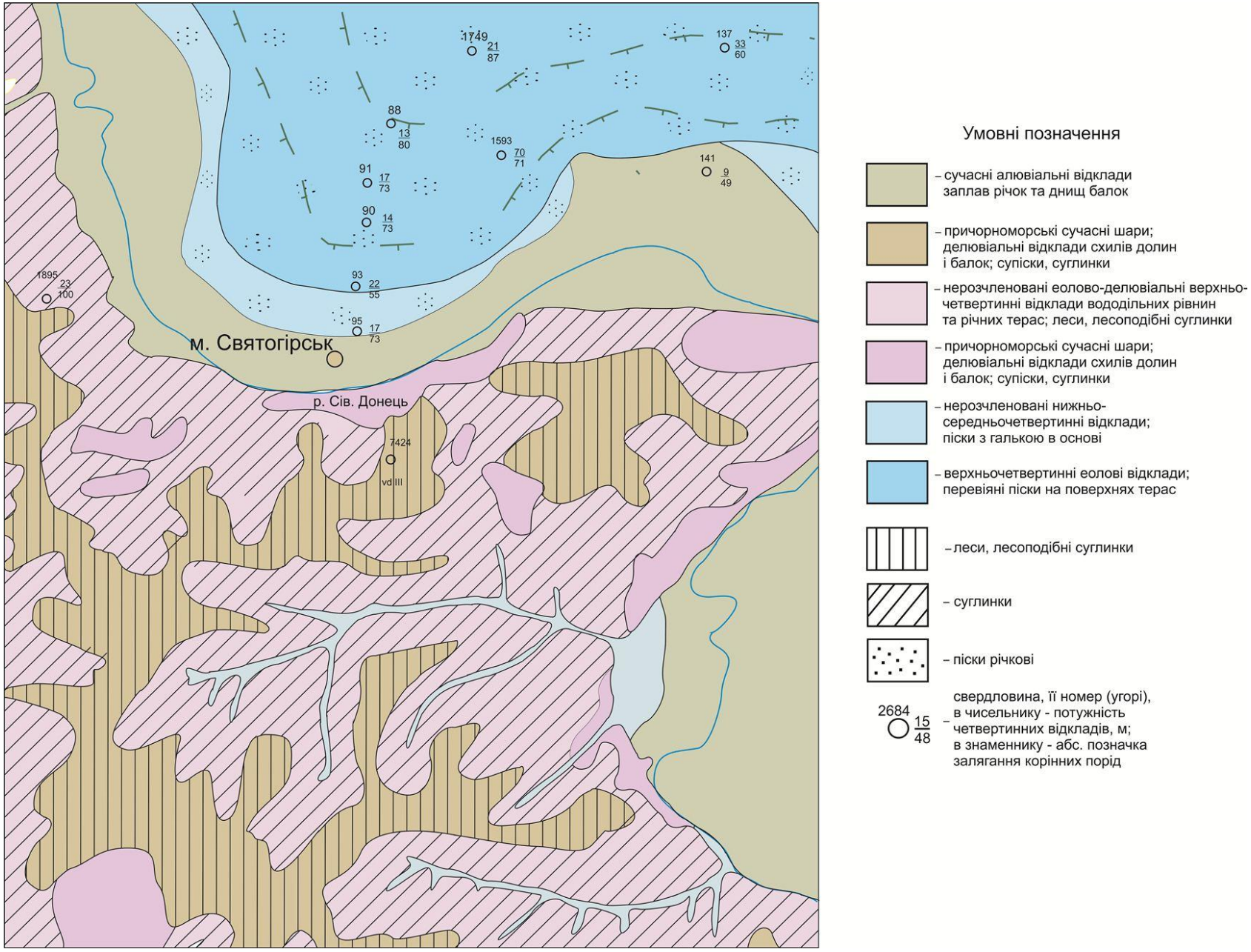


Рис. 2.1. Схематична геоморфологічна карта регіону

стабільних умовах їх розвиток припиняється [18,20,27].

Яри мають різні форми та розміри. Це найефективніша сучасна форма рельєфу. Причиною їх виникнення може бути зміна в активності переносу продуктів вивітрювання, відкладення продуктів розмиву (внаслідок зміни режиму поверхневого стоку), а також найновіші та сучасні тектонічні рухи. Розвитку ярів сприяє і залягання на поверхні лесоподібних суглинків, які легко піддаються процесу розмивання. Окрім древніх ярів, що різняться більш похилими, задернованими схилами, які часто переходять у балки, на території досліджень часто зустрічаються і молоді яри, що виникають завдяки антропогенним геодинамічним процесам [22,38].

Міжріччя (водоподільні простори) також мають дрібні внутрішні форми рельєфу. Внаслідок довготривалого площинного змиву і ерозійних процесів, вони покриті мережею слабко виражених на поверхні стічних поглиблень, які часто переходять у яри.

Максимальні середні гіпсометричні відмітки території досліджень – близько 235 м, а мінімальні (у річкових долинах) – 60-80 м при середніх – 150-200 м [6,27].

Характер геоморфологічного розчленування регіону в основному визначається неоген-четвертинним періодом її розвитку [18,80]. Структури, що знаходяться в межах перехідної зони між Дніпровсько-Донецькою западиною (ДДЗ) та Донецькою складчастою спорудою (ДСС) (Святогірська, Торсько-Дробишевська та ін.) зазнають у цей час висхідних тектонічних рухів [22,27,31]. На фоні загального здіймання, тектонічні рухи хоча й проявляються диференційовано, мають спадковий, ритмічний характер. Максимум сумарного підняття (до 300 м) припадає на структури ДСС, що розташовані у південному та південно-східному напрямках від території досліджень [6,91].

За даними точного нівелювання, здіймання антиклінальних структур регіону з амплітудами до 2-10 мм/рік відбувається і під сучасну пору [124].

Окрім тектонічних рухів, рельєфоутворюючим фактором у регіоні є також клімат, що характеризується значними амплітудами добової зміни температур, зливовим характером літніх опадів, частими зимовими опадами і пов'язаною з ними нестійкістю снігового покрову та зимовим поверхневим стоком, а також бурхливим розтаванням снігу весною при загальному дефіциті вологи. Все це є причиною розвитку інтенсивних процесів вивітрювання та ерозії карбонатних порід [20,92].

У регіоні за особливостями генезису, приуроченістю до певної структурно-літологічної основи виділяються різні морфологічні типи і підтипи рельєфу, що переважно відповідають крупній геоморфологічній області – Полтавській рівнині. За морфологічною класифікацією тут утворилися локальні денудаційні, акумулятивно-денудаційні та акумулятивні форми [6,22].

Серед них виокремлюються: а) похилохвиляста рівнина зі слабким долинно-яружним розчленуванням; б) хвиляста рівнина з гривастим розчленуванням та в) грядово-гриваста і грядово-куестова рівнини з різко вираженими структурними елементами та інтенсивним розчленуванням.

Кайнозойська (неоген-четвертинна) історія розвитку цих рівнин позначається різними геоморфологічними рівнями – терасами, що утворилися після регресії останнього «берекського-полтавського» моря [22,93]. Впродовж четвертинного періоду на протязі кожного кліматичного циклу відбувалося формування нового елювіального шару ґрунту, який зараз залягає на різних, включно з крейдовими, відкладах [6,27]. Тектонічні рухи у цей період обумовлювали коливання рівнів земної поверхні, у зв'язку з чим відбувалися процеси водної ерозії, гравітаційні, зсувні, суфозійні, приповерхневі екзокарстові та інші явища, що так або інакше пов'язані між собою. Усі вони є складовими загального геологічного явища – вивітрювання, яке найбільш притаманне районам з різко розчленованим рельєфом та оголеними схилами [38].

Водна ерозія, що формує суфозію, проявляється у вигляді площинної та лінійної форм. Перша є характерною для височин, крутих і слабко задернованих річкових долин та балок і повсюдно зустрічаються на крейдяних берегових схилах Сіверського Донця. Найінтенсивніше площиний змив відбувається у періоди весняного розтавання снігу та літніх злив. Лінійний поверхневий стік проявляється у вигляді як постійних, так і тимчасових водотоків [47].

Гравітаційні процеси спостерігаються у вигляді зсувів, осипів, обвалів уламкового та пухкого матеріалу продуктів вивітрювання. Це явище зазвичай обмежене ділянками крутих схилів [31].

Зсувні явища у регіоні найчастіше відбуваються на схилах ріки Сіверський Донець і розвиваються у місцях розчленованого рельєфу, де близько до поверхні залягають мезозойські та пліоценові глинисті породи [27,38,80].

Карстові явища, що обмежені в регіоні розповсюдженням товщі мергельно-крейдяних порід (які відслонюються або залягають поблизу денної поверхні) широко представлені на берегах Сіверського Донця (район міст Ізюм, Святогірськ, селища Червоний Донець, сіл Богородичне, Тетянівка та ін.). Виникненню їх часто сприяють геодинамічні напруги, які пов’язані з найновішою або сучасною тектонічною активізацією розломів. Вони супроводжуються інтенсивною циркуляцією по розкритих тріщинах інфільтраційних та підземних вод і газів, що хімічно руйнують карбонатні породи. Тут розповсюджені відкриті та заховані карстові воронки, причому останні найчастіше заповнені піщано-глинистим матеріалом і перекриті ґрунтовим покровам [32,46].

Величезну роль у формуванні рельєфу території досліджень відіграють річкові долини. Більшість з річок, включно з р. Сіверський Донець та його притоками належить до басейну ріки Дон. Основною водною артерією території досліджень є р. Сіверський Донець, у яку впадають річки Уди, Лопань, Балаклійка, Бахмутка, Казений Торець, Оскол, Жеребець та ін.

(рис. 2.1). Головним її орогідрографічними рисами є: пласкі міжріччя; розгалужена річкова та долинно-яружна мережа; асиметрія річкових долин, у яких переважають круті праві та терасовані ліві схили [27,37]. Саме ця особливість річкових долин обумовлює розташування будівель і споруд, які в основному приурочені до крутих, часто – скелястих правих берегів, як і у випадку із Святогірським монастирем.

2.2. Геологічні особливості

Геологічні особливості регіону – геологічна будова, тектоніка, літологія і стратиграфія є основним чинником формування гідрогеологічних умов розвитку геодинамічних процесів у карбонатних породах.

2.2.1. Тектоніка

Дніпровська-Донецька западина (ДДЗ), згідно з тектонічним районуванням – це частина Дніпровсько-Донецького палеорифта [9,23,98,129]. Регіон досліджень, що є східною частиною ДДЗ і структурно входить до Західно-Донецького грабена, на півночі та сході по Північно-Донецькому крайовому розлому межує з Вороніжським кристалічним масивом (антеклізою), а на півдні – з Донецькою складчастою спорудою. Границя між Західно-Донецьким грабеном (ЗДГ), до якого входять Бахмутська та Кальмус-Торецька улоговини, на сході проходить по Волновахсько-Чорнухінському, а на заході – по Криворізько-Павлівському глибинних розломах [23]. Геологічна структура ЗДГ, власне, є перехідною зоною між ДДЗ та ДСС, про що свідчить її тектонічна будова, (рис. 2.2). На відміну від ДСС, осадова товща ЗДГ є менш дислокованою тектонічними порушеннями. Тут розвинуті антиклінальні та купольні (солянокупольні) структури і досить повно представлені пермські та мезокайнозойські формації [9,98].

У осадовій товщі регіона можна виокремити розломи двох основних

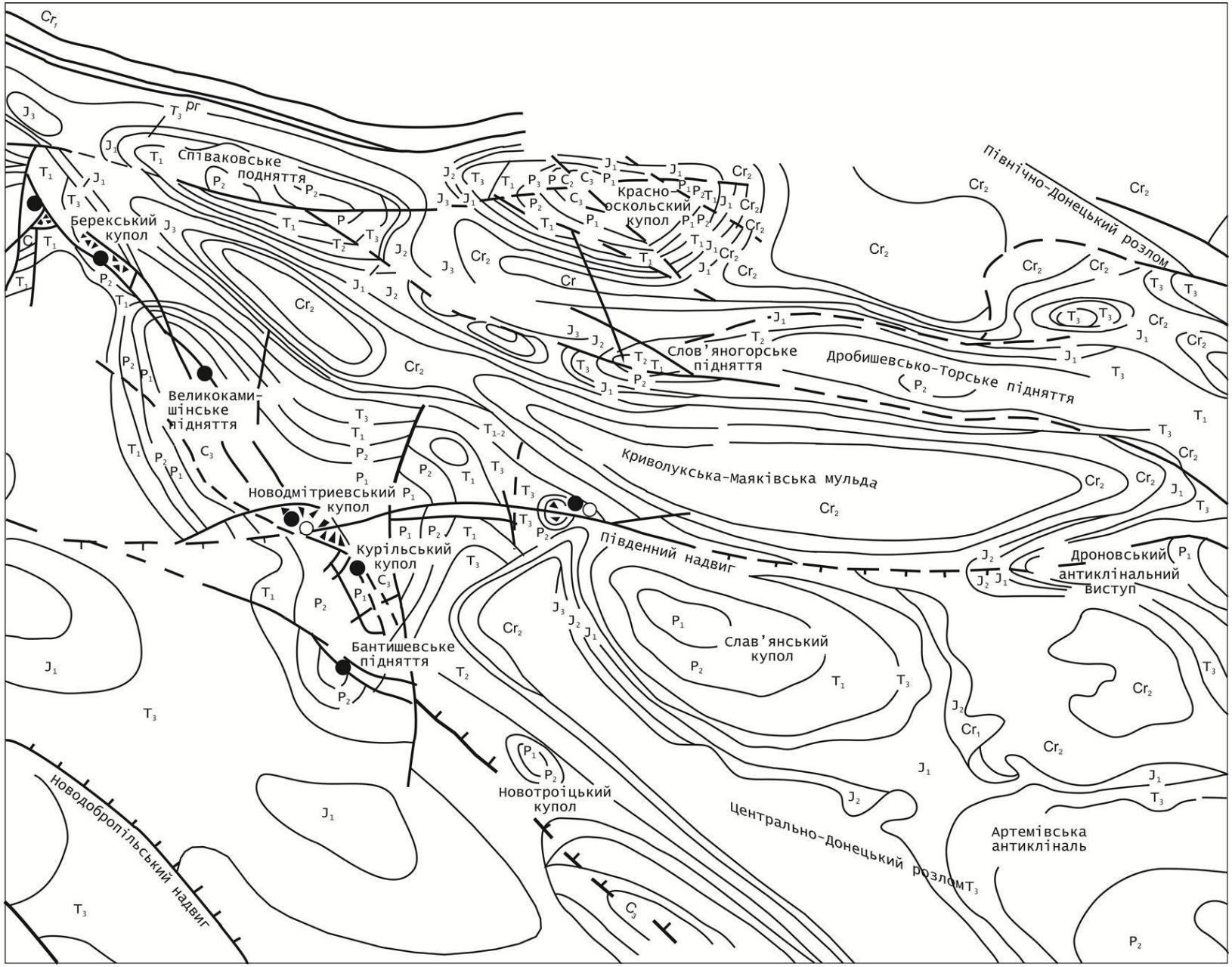


Рис. 2.2. Тектонічна схема регіону (за В.І. Скаржинським, 1973)

напрямків: північно-західного («донецького») та субмеридіонального, які, здебільшого, мають глибине (часто – мантійне) закладення, утворюючи характерну систему блоків земної кори. Поперечні субмеридіональні розломи є древнішими, про що свідчать їхні північні та південні продовження відповідно на Воронезькому та Українському щитах. Тектонічні форми тут широко представлені як диз'юнктивними, так і плікативними структурами, розподіл яких визначається особливостями їхнього геологічного розвитку [9,23,26,129].

Бахмутська улоговина на північному заході умовно обмежується двома рядами брахіантикліналей. Один з них – на продовженні Дружківсько-Костянтинівської (Корульська, Камишуватська, Волвенківська та ін.), а інший – у зоні Петрівсько-Кремінського розлому (Петрівська, Краснооскольська, Святогірська, Волвенківська та ін.). У купольних структурах Бахмутської улоговини палеозойські ядра виходять на поверхню. Усі ці складки, орієнтовані у північно-західному напрямі, є внутрішніми структурами Бахмутського синклінорія.

Між антиклінальними структурами знаходяться синкліналі, які характеризуються чіткими формами, що найкраще фіксуються молодою – кіммерійською та ларамійською тектонікою, яка успадковує палеозойські структурні плани. Проте не всі купольні структури улоговини конседиментаційно розвивалися на протязі палеозоя та мезозоя. Деякі з них були закладені і внаслідок молодих, альпійських тектонічних рухів, які також підновили і древніші антиклінальні форми включно з Святогірською та Слов'янською брахіантикліналями. Внаслідок цього їх мезо-кайнозойські структурні плани часто не співпадають з палеозойськими. Слід зазначити, що структури Бахмутської улоговини ускладнені соляною тектонікою (переважно діапірами девонської солі) [26,27,98].

Кальміус-Торецька улоговина, що знаходиться на захід і південний захід від Бахмутської, межує з останньою по вісі Головної та Дружківсько-Костянтинівської антикліналей, а також по купольних структурах,

розташованих далі на північний захід. Східне крило улоговини ускладнюється флексурами і розривними порушеннями, а південне – обмежується системою субширотних насувів (рис. 2.2). Для її внутрішньої зони характерними є насуви, що падають всередину структури. Улоговина характеризується наявністю синклінальних складок, найбільшою з яких є сформована у ларамійську фазу Вовчанська синкліналь [23,26]. Вона знаходиться на півдні Кальміус-Торецької улоговини і межує з Приазовським масивом УКЩ (рис. 2.2).

2.2.2. Літологія і стратиграфія

На сході ДДЗ і особливо в межах Бахмутської улоговини досить детально вивчено розрізи порід палеозоя, мезозоя та кайнозоя, які утворюють тут три однойменних структурних поверхи, стратиграфічні та літологічні особливості яких наведено у табл. 2.1.

Таблиця 2.1

Літолого-стратиграфічні характеристики осадової товщі регіону*

Система	Відділ	Свита (ярус)	Індекс	Літологічний склад	Товщина, м
1	2	3	4	5	6
Четвертинна		Сучасні відклади	Q_{IV}	Заховані та сучасні ґрунти	до 10
		Верхньочетвертинні			
		Середньочетвертинні	Q_{III-II}	Лесоподібні суглинки, глинисті піски, червоно-бурі піщані глини	до 20-30
		Нижньочетвертинні	Q_I		до 40
Неогенова	Пліоцен		N_{1-2}	Глини барвисті, ракушняки	до 15
	Міоцен	Новопетрівський	N_1np	Піски дрібнозернисті, кварцові, суглинки	до 60
Палеогенова	Олігоцен	Берекський	~~P_3~~br	Піски з прошарками пісковиків, глини	3-25
		Межигірський	~~P_3~~mz	Піски глауконітові, пісковики глини	2-30
	Еоцен	Обухівський	~~P_2~~ob	Піски глауконітові, пісковики глини	2-30
		Київський	~~P_2~~kv	Алевроліти, пісковики, глинисті мергелі	6-40
		Бучакський	~~P_2~~$bč$	Піски дрібнозернисті з лінзами пісковиків	3-25

Продовження табл. 2.1

		Канівський	P_2kn	Піски дрібно- та крупнозернисті, пісковики, алевроліти	7-30
Крейда	Верхній	Маастрихт-ський	K_2m	Мергель та крейда тріщинуваті	до 500
		Кампанський	K_2cp		
		Сантонський	K_2st		
		Коньякський	K_2cn		
		Туронський	K_2t		
		Сеноманський	K_2s	Піски глинисті, глини	до 50
	Нижній		K_1	Піски глинисті, глини	до 20
Юрська	Верхній	Кимеридж-волський	J_3km-v	Перешарування глин, пухких пісковиків, пісків	до 345
		Келовей-оксфордський	J_3cl-ox	Вапняки, пісковики вапнякові, доломіти	до 50
	Серед-ній	Батський	J_2bt	Глини темно-сірі, глинисті пісковики	80-100
		Байоський	J_2bj	Глини з прошарками пісковиків	до 70
		Ааленский	J_2a	Глини, що перешаровуються з пісковиками	до 30
	Нижній	Тоарський	J_1t	Глини	до 100
Тріасова	Верхній	Протопівський	T_3pr	Глини барвисті, пісковики різнозернисті, гравій	до 520
	Нижній	Серебрянська	$T_{1\text{-}2}sr$	Глини барвисті, пісковики різнозернисті	до 350
		Дронівська	T_1dr		
Пермська	Нижній	Краматорська	P_1km	Ангідрити, алевроліти, доломіти, кам'яна сіль, гіпси	до 1065
		Слов'янська	P_1sl		
		Микитівська	P_1n		
		Картамишська	P_1kr	Червонокольорові алевроліти, аргіліти, пісковики з прошарками вапняків	до 640

*Примітка: складено за матеріалами «Донецьк–ДГРП», 2013

Серед порід палеозойського поверху у регіоні досліджень лише пермські виходять на денну поверхню. Кам'яновугільні та девонські залягають на глибинах, де їх можна вивчати, здебільшого, лише геофізичними методами. Проте девонські породи, які залягають на глибинах

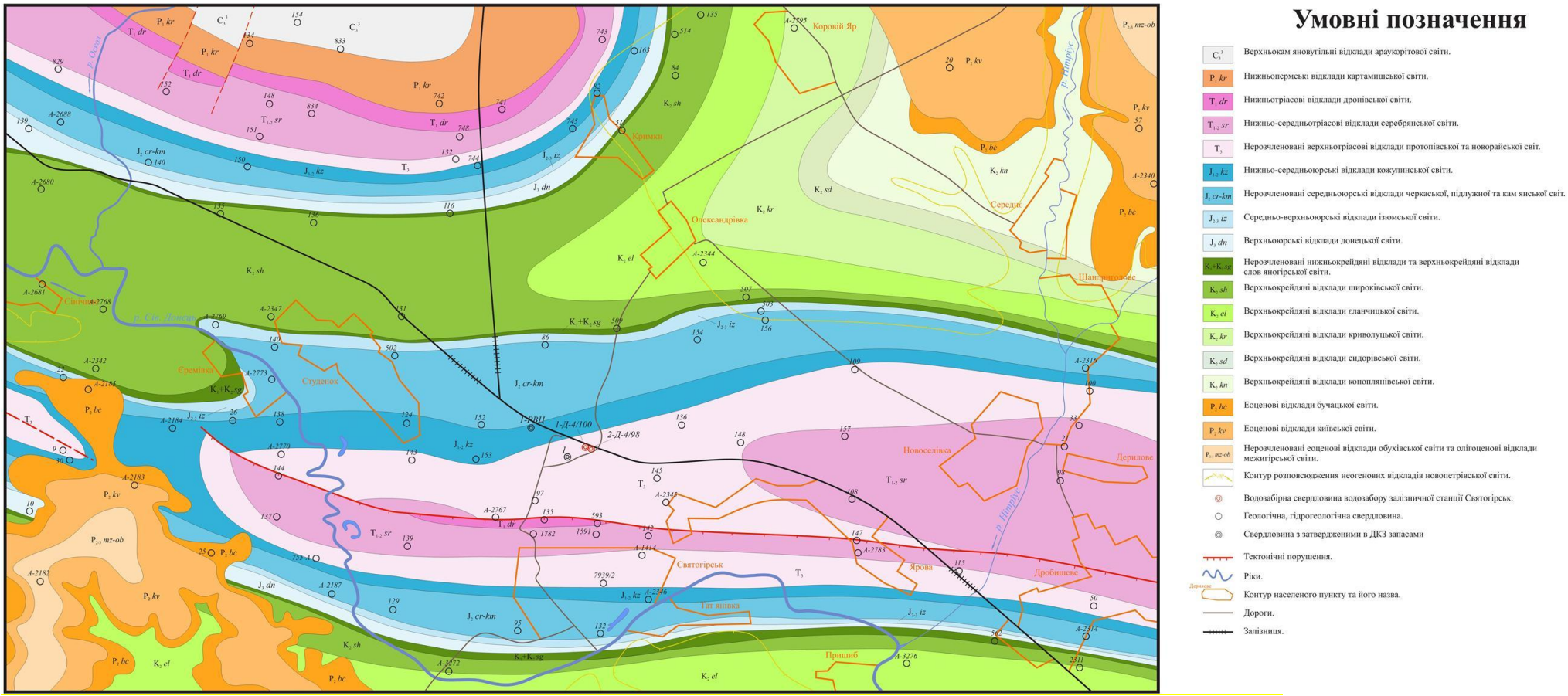


Рис. 2.3. Геологічна карта дочетвертинних відкладів регіону

(м-б 1 : 50 000)

більше 3 км, відслонюються у ядрах брахіантикліналей (солянокупольних структур) і часто бувають представлені туфами, туфобрекчіями, порфіритами, базальтами, конгломератами, пісковиками, вапняками та солями. Кам'яновугільні породи, що не мають у межах ЗДГ виходів на поверхню, характеризуються товщиною 4-8 км. Широко представлені в регіоні нижньо-пермські породи. Відклади мезозойського структурного поверху, що залягають на породах палеозоя розповсюджені на усій території досліджень. Кайнозойські товщі залягають на розмитій поверхні палеозойських та мезозойських порід (рис. 2.3).

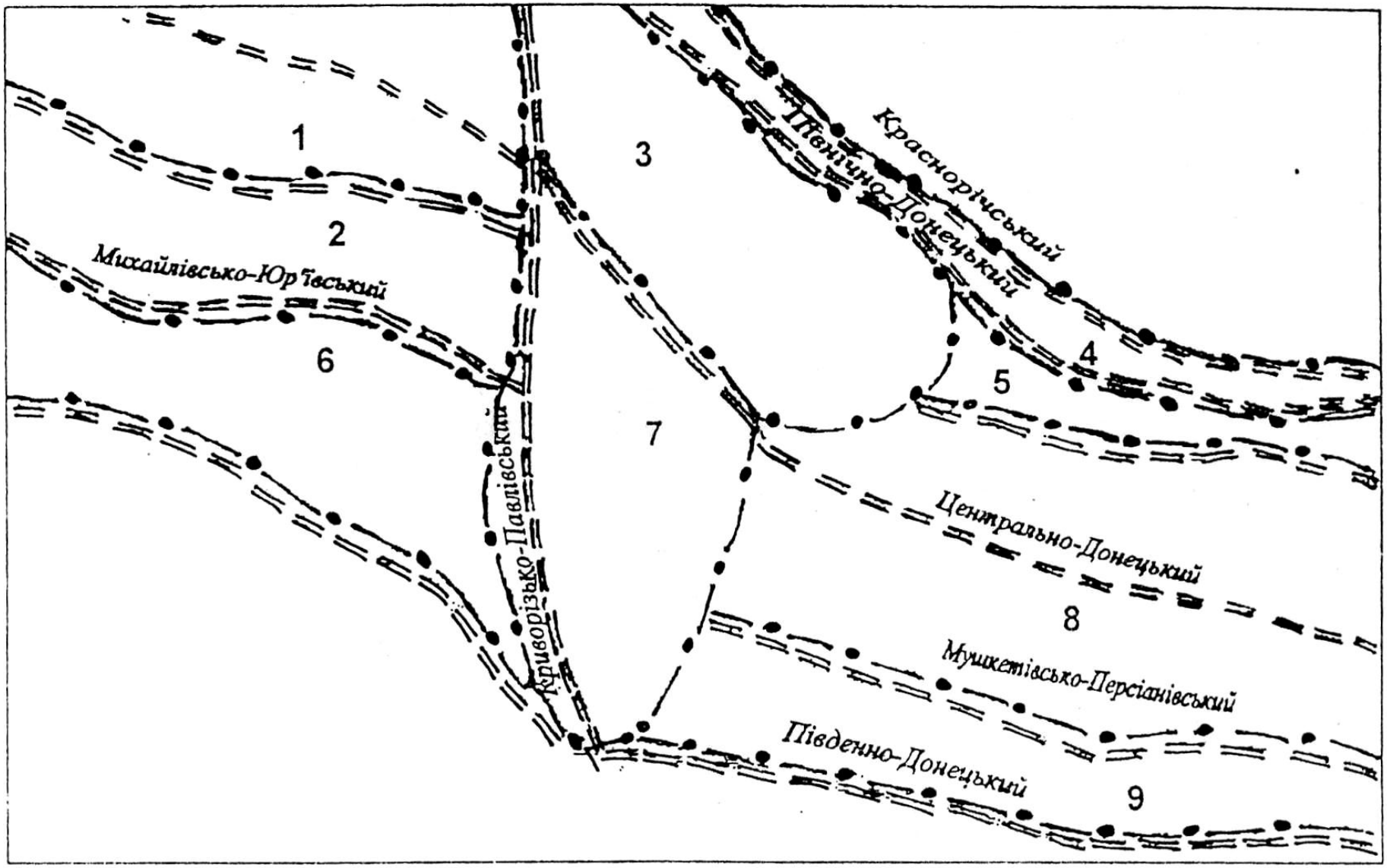
2.3. Гідрогеологічні особливості

У межах Дніпровсько-Донецького авлакогена, частиною якого є територія досліджень, сформувався однойменний басейн напірних підземних вод першого порядку де водоносними є піски, тріщинуваті мергельно-крейдяні породи, тріщинуваті пісковики та вапняки, а також тріщинуваті алевроліти. Водоупірні товщі представлені глинами, аргілітами, солями [7,27,118].

2.3.1. Гідрогеологічне районування території досліджень

Гідрогеологічне районування регіону здійснювалося різними дослідниками ще з 1928 року [27]. Аналіз особливостей живлення, розвантаження, динаміки, хімічного складу та зональності підземних вод, що був проведений в останні десятиліття, дозволив запропонувати нові принципи гідрогеологічного районування східної частини Дніпровсько-Донецького водонапірного басейну, частиною якого є і територія досліджень [116].

У Дніпровсько-Донецькому басейні утворилася складна система артезіанських басейнів, включно з Донецько-Донським, до якого й приурочена територія досліджень. Основа районування – округ – відбиває



Гідрогеологічне районування сходу Дніпровсько-Донецького водонапірного басейну. *Умовні позначення:*
1–9 – номери гідрогеологічних округів; — · — – межі цих округів; = – тектонічні розломи

Рис. 2.4. Схема гідрогеологічного районування території (за В. Г. Суярком та І. К. Решетовим, 2001)

регіональні особливості формування ресурсів підземних вод. Кожний з округів вирізняється специфікою поширення гідрогеологічних колекторів, особливостями умов формування ресурсів підземних вод та їх динамікою. При цьому в плані він є проекцією відповідного резервуару підземних вод на денну поверхню. В залежності від структурно-гідрогеологічних особливостей, кожному округу надаються цифрові позначення [89,116]. За цією схемою гідрогеологічного районування (рис. 3.4) територія досліджень належить до округу 3, що охоплює Бахмутську улоговину. На півночі і північному сході границею округу є зона Північно-Донецького розлому, а на заході – Криворізько-Павлівський розлом, по якому він межує з округом 1. На південному заході округ 3 обмежується західним продовженням Центрально-Донецького розлому, а на півдні – контуром поширення нижньопермських відкладів.

Особливістю цього округу є купольні структури з палеозойськими ядрами, які розмежовують мезозойські міжкупольні басейни [7,27]. Найчастіше для водопостачання використовується водоносний горизонт тріщинуватої зони верхньої крейди. Значні ресурси підземних вод зосереджені також в юрських та тріасових відкладах. Місцями розвантаження вод палеозою є антиклінальні та купольні структури, в межах яких на глибинах до 50-300 м часто присутні води хлоридного натрієвого складу з мінералізацією до 30 г/дм^3, що характеризує їх глибоке формування. Поряд з цими, іноді зустрічаються і гідрокарбонатні хлоридні води з низькою (до 2,0 г/дм^3) мінералізацією, які можуть формуватися у зонах розущільнення палеозойських порід [27,117,118].

2.3.2. Гідрогеологічні колектори, структури та зональність підземних вод

На території досліджень підземні води мезокайнозойських відкладів часто знаходяться у малих артезіанських басейнах пластових вод [15]. Ці басейни сформувалися у синкліналях і є гідрогеологічними структурами, які

мають власні області живлення, транзиту та розвантаження. Головним чином, це напівпроточні розкриті структури, які характерні для ЗДГ. Палеозойський структурний план під ними часто представлений породами непромитих частин западин і прогинів, що занурені нижче рівня моря [118].

Підземні води регіону знаходяться, головним чином, у карстових, жильних, порових та пластових колекторах. Причому карстові колектори зустрічаються в основному у галогенних та крейдових товщах, а жильні – приурочені до зон обводнених розломів і відкритих розривних порушень. Рух підземних вод здійснюється як знизу вгору – під дією гідростатичного напору, геодинамічних напруг та тиску глибинних флюїдів, так і згори вниз – під дією сил гравітації [118].

Тріщинні колектори, що мають як екзогенні, так і тектоногенне походження, знаходяться у водоносних горизонтах крейди, а також порід палеозою. Тріщини тектонічної природи розповсюджуються на глибини у сотні і тисячі метрів, а екзогенні – в межах десятків метрів. Останні часто створюють мережі порожнин, у яких накопичуються значні ресурси інфільтраційних підземних вод з вільною поверхнею [15].

Причиною утворення карстових колекторів часто є тектонічні дислокації, які супроводжуються механічним руйнуванням гірських порід і порушенням фізико-хімічних рівноваг у системі «порода-вода». Системи карстових колекторів у крейдяних і галогенних породах часто формують локальні басейни карстових і тріщино-карстових вод.

Порові колектори зазавичай носять вторинний характер і утворюються, головним чином, у кайнозойських та мезозойських відкладах. В них формуються значні ресурси інфільтраційних вод, хімічний склад яких пов'язаний зі складом вміщуючих порід.

Пластові колектори, що відрізняються великою товщиною порід, у яких вони розвинуті, мають регіональне розповсюдження. Саме вони відіграють основну роль у формуванні ресурсів підземних вод. Цей тип

колекторів у регіоні притаманний крейдяним, верхньоюрським та тріасовим покладам.

У чистому вигляді у природному геологічному середовищі усі ці види колекторів майже не зустрічаються. Звичайно ж утворюються «змішані» колектори: тріщино-пластові, пластово-порові, тріщинно-карстові та інші, формування яких обумовлюється взаємною залежністю різних процесів, що відбуваються як у земній корі, так і на її поверхні [27,74,118].

Підземні води регіону досліджень мають складну гідродинамічну зональність [7,27,118], що обумовлюється розвитком природних водонапірних систем трьох генетичних типів: інфільтраційних, елізійних та термогідродинамічних [54]. Інфільтраційні системи притаманні кайнозойським і мезозойським водоносним комплексам, а також зоні вільного водообміну (глибиною до 250-300 м) у палеозойських породах. Підземні води, що знаходяться у різних колекторах – порових, тріщинних та карстових, пересуваються в них під дією гідростатичного напору, який визначається різницею гіпсометричних відміток між областями живлення і розвантаження. Швидкість їх руху у добре промитих гідрогеологічних структурах змінюється у широких межах – від 0,001 до 120,0 м/доб [74,89,118].

У водоносних комплексах на глибинах 800-1000 м і більше розвинуті елізійні водонапірні системи. Рух підземних вод тут (у тріщинних та тріщино-пластових колекторах) відбувається з дуже малими швидкостями (іноді $<n \cdot 10^3$ м/рік). Ці швидкості відповідають швидкостям вікових коливальних рухів земної кори і змінам структурних планів водоносних комплексів [54].

Термогідродинамічні водонапірні системи розвинуті у найзанурeніших товщах палеозоя, що характеризуються високими ($>100^0$C) температурами. В них постійно відбуваються процеси термодегідратації мінералів і порід, внаслідок чого з останніх виділяються водні флюїди, переміщення яких

проходить ще з меншими швидкостями, ніж в елізійних системах. Ці швидкості визначаються змінами тектонічних напруг у земній корі [54,118].

У гідродинамічно відкритих зонах розривних порушень між усіма зазначеними системами встановлюється гідравлічний взаємозв'язок, що проявляється у вертикальному розвантаженні вод палеозойських комплексів, які звичайно характеризуються високою мінералізацією, аномальним хімічним складом і часто – підвищеною температурою [111,112,118].

Живлення верхньої частини водоносних комплексів інфільтраційних систем переважно відбувається за рахунок атмосферних опадів і підземних вод відкладів, що залягають вище по розрізу. Але зі збільшенням глибини все більшої ролі у цьому процесі набувають напірні води елізійних та термогідрогеодинамічних систем, висхідне розвантаження яких відбувається по зонах гідродинамічно активних розломів. Елізійні водоносні комплекси живляться за рахунок захоронених седиментаційних розчинів. а термогідрогеодинамічні комплекси також і за рахунок вод, що вивільнюються в процесі катагенетичних змін гірських порід, які супроводжуються дегідратацією мінералів. Велику роль у формуванні підземних вод на значних глибинах відіграють і метаморфогенні флюїди, які в процесі висхідного розвантаження утворюють гіпогенні гідрогеохімічні аномалії у верхніх водоносних горизонтах та комплексах [23,35].

2.3.3. Водоносні горизонти і комплекси

В осадовій товщі регіону підземні води утворюють водоносні горизонти і комплекси в усіх трьох структурних поверхах: кайнозойському, мезозойському та палеозойському. Основну увагу у роботі приділено першим двом з них, оскільки палеозойські породи безпосередньо у районі досліджень залягають на глибинах 800-1000 м.

У Дніпровсько-Донецькому водонапірному басейні у породах осадової товщи утворилося більш 500 водоносних горизонтів. Вони об'єднуються у такі комплекси: четвертинний, неоген-палеогеновий, верхньокрейдовий,

теригенної крейди та юри, тріасовий, нижньопермської галогенної формації, а також теригенних відкладів перми і теригенного карбона, карбонатної товщи нижнього карбона і девона – надсольовий та підсольовий (табл. 2.2).

Кайнозойські водоносні горизонти об'єднуються у два водоносних комплекси – четвертинний та неоген-палеогеновий. Витрати свердловин, що їх дренують зазвичай не перевищують 0,1-2,0 дм^3/сек за зниження рівня на 5-20 м, а дебіти джерел складають 0,1-6,0 дм^3/сек.

Серед водоносних горизонтів четвертинного комплекса найбільше значення у регіоні має алювіальний (розвинутий у долинах річок і балок) та еолово-делювіальний (розповсюджений повсюдно). Останній чітко виокремлюється в межах денудаційно-акумулятивних рівнин та їх схилів. Глибини залягання джерела підземних вод четвертинного комплекса – від 1-2 до 8-10 м, а абсолютні відмітки – від +50 до +250 м (рис. 2.5).

Формуються підземні і ґрунтові води четвертинних відкладів за рахунок поверхневого стоку та інфільтрації атмосферних опадів. Завдяки великій площі живлення у четвертинному комплексі накопичуються значні ресурси підземних вод, які є не лише джерелом живлення мезозойських комплексів, а й активно використовуються для місцевого водопостачання [12,27].

Водоносні горизонти неогенових і палеогенових відкладів також широко представлені у регіоні. Це стосується як сходу ДДЗ, так і Бахмутської та Кальміус-Торецької улоговин зокрема. У неогенових товщах виділяються водоносні горизонти верхньопліоценових алювіальних відкладів та новопетрівсько-берекського комплексу, а у палеогенових основними є горизонти межигірсько-обухівської та києво-бучакської товщ. За умовами формування ресурсів, динамікою і хімічним складом вони є подібними і тому об'єднуються у єдиний водоносний комплекс [74,118]. Живлення комплексу відбувається як за рахунок інфільтраційних вод четвертинних горизонтів, так і завдяки напірних вод мезозоя і палеозоя. Найвищі позначки рівнів вод

Таблиця 2.2

Гідродинамічна характеристика водоносних комплексів східної частини Дніпровсько-Донецького водонапірного басейна (за В. Суярком, 2006)

Водоносні комплекси (індекс)	Літологічний склад		Питомий дебіт, $дм^3$/сек	Коефіцієнт фільтрації, м/добу	Типи скупчень підземних вод	Характер напору
	основних водовміщуючих порід	водоупорних товщ				
1	2	3	4	5	6	7
Q	Ґрунти, піски, лесоподібні суглинки, гравій, галечники	Глинисті ґрунти, мули, суглинки, глини	0,05-6,0	0,001-40,0	Порові	Безнапірні, слабконапірні
N-~~Р~~	Піски, пухкі пісковики, кавернозні вапняки, гравій	Глини, мергелі	0,01-16,0	0,001-28,3	Порові, порово-тріщинні	Безнапірні, слабконапірні
K_2	Тріщинуваті крейда та мергель	Щільні мергельно-крейдяні породи		1,0 до 10,0-120,0	Тріщинні, тріщинно-жильні, тріщинно-карстові	Безнапірні, слабконапірні
$K_2cn - K_1 - J$	Піски, спонголіти, тріщинуваті вапняки і пісковики, галечники	Щільні мергельно-крейдяні породи, глини	0,15-18,0	0,5-30,0	Тріщинно-пластові, порово-пластові, тріщинні	Напірні
T	Піски, пісковики, конгломерати, галечники	Глини	0,06-4,0	від 1,0-2,0 до 20,0	Порово-пластові, порово-тріщинні,	Напірні
qP_1	Закарстовані гіпси, доломіти та вапняки, брекчія вилуження солей	Щільні солі і ангідрити	від 4,0-12,0 до 25,0-75,0	від 0,1-1,0 до 150,0	Тріщинно-карстові, тріщинні, карстові	Безнапірні, слабконапірні
P_{1kr}-C_1^2	Тріщинуваті пісковики, вапняки і алевроліти	Аргіліти, щільні вапняки і алевроліти	0,001-6,0	від 2,0 до 100,0	Пластово-тріщинні, тріщинні, пластово-порові, пластово-карстові	Напірні
C_1^1	Закарстовані та тріщинуваті вапняки і доломити	Щільні аргіліти та алевроліти	0,01-30,0	до 100,0	Тріщинно-карстові, тріщинні, карстові	Безнапірні, слабконапірні
D	Пісковики, вапняки, конгломерати, алевроліти, туфи, брекчії	Солі, глини, аргіліти	0,001-1,0	0,01-10,0	тріщинні, тріщино-пластові, тріщинно-жильні	Напірні

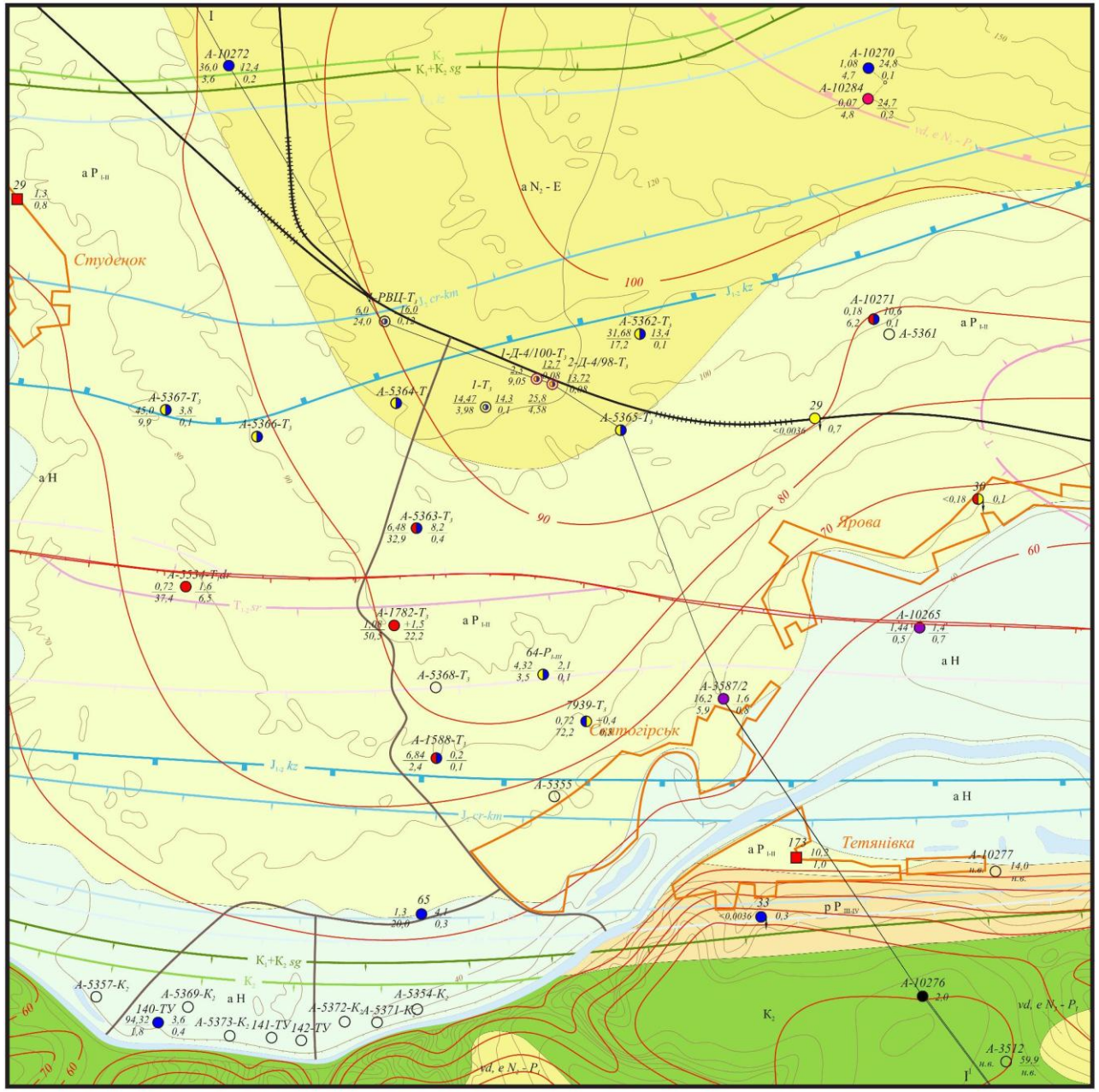
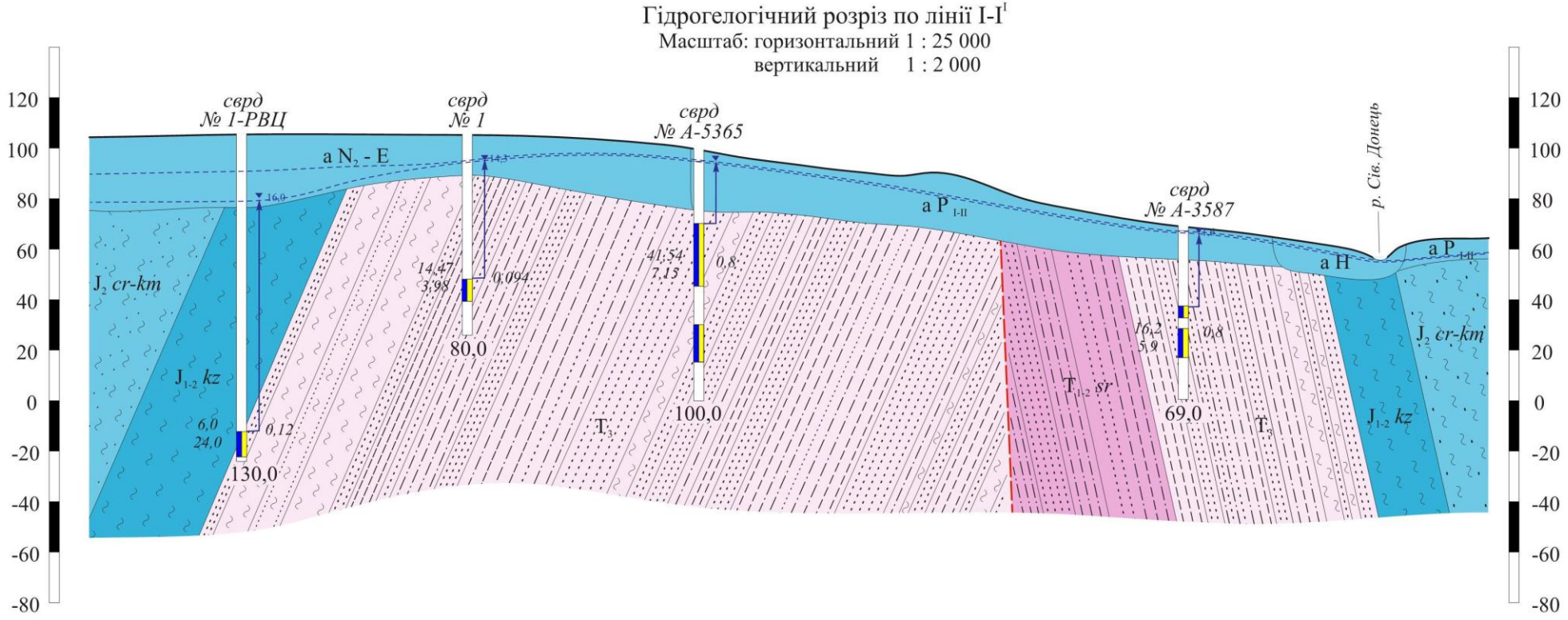
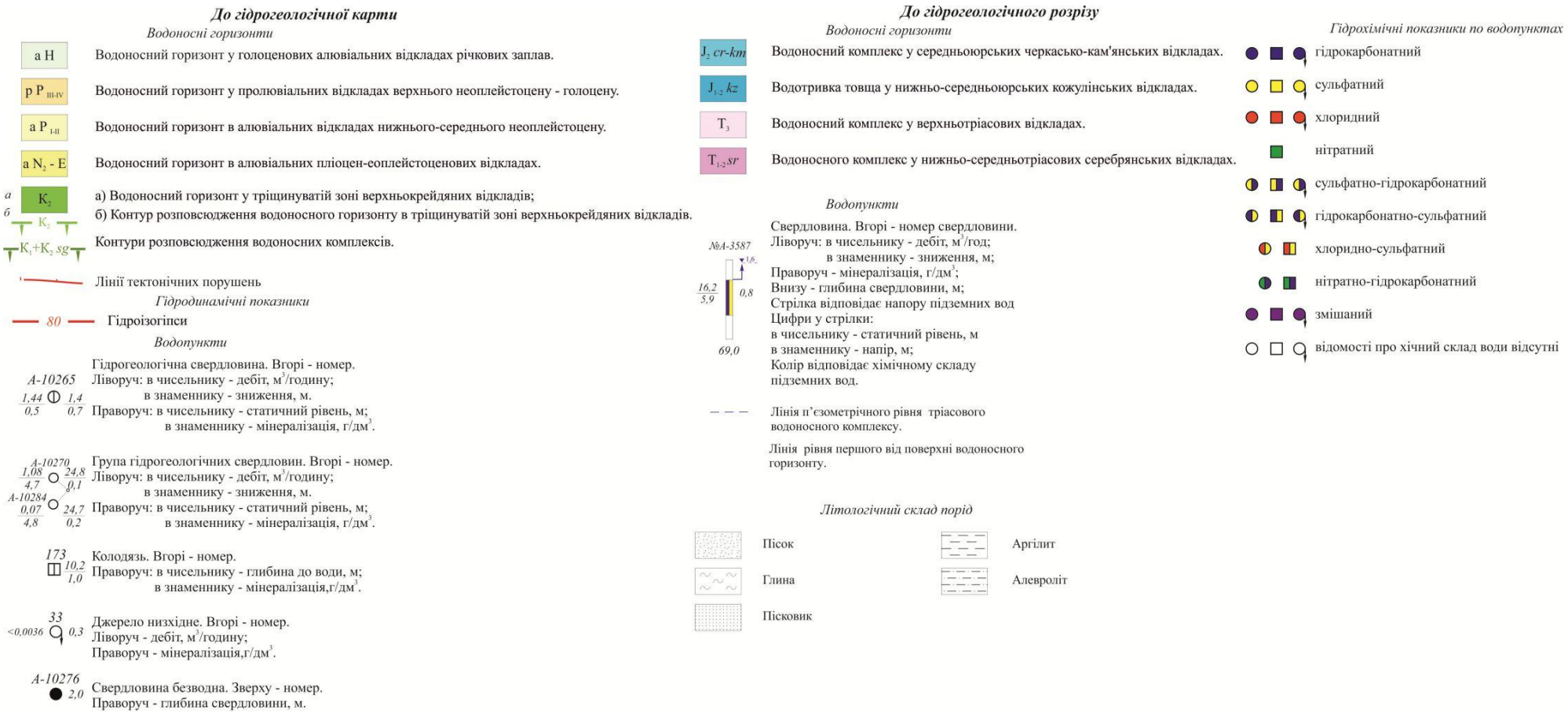


Рис. 2.5. Гідрогеологічна карта території досліджень (м-б 1:50 000 – 1:25 000) (за матеріалами ДГРП – «Донецьк-ДГРП»)



Гідрогеологічний розріз до гідрогеологічної карти території досліджень (рис. 2.5)



Умовні позначення до гідрогеологічної карти та гідрогеологічного розрізу території досліджень (рис. 2.5)

неоген-палеогенового комплексу змінюються від +200м на вододілах до +60м у долинах річок і балок. Напрямки потоків вод визначаються геологічною будовою та геоморфологічними особливостями гідрогеологічних структур. Глибини залягання підземних вод неоген-палеогенового комплексу коливаються в межах 10-20 м. Горизонти, що входять до його складу переважно є напірними. Виняток – безнапірний києво-бучакський комплекс. Води комплекса, а також новопетрівського яруса широко використовуються для водопостачання [27,74,118].

Підземні води мезозойських відкладів представлені не лише у синклінальних прогинах, а й на антикліналях, що складені породами крейди, юри та тріасу. Вони об'єднуються у три комплекси: мергельно-крейдяної товщі верхньої крейди, піщаних верхньокрейдових – нижньокрейдових – юрських відкладів та тріасовий (табл. 3.2). Це високонапірні водоносні комплекси зі значними ресурсами. Саме тому вони відіграють головну роль у централізованому водопостачанні [27].

Водоносний комплекс мергельно-крейдяної товщі верхньої крейди поширений у тріщинуватих вивітрілих породах туронського і кампанського ярусів. Товщина тріщинуватої зони, утворення якої може бути пов'язане з процесами розчинення підземними та інфільтраційними водами карбонатів, коливається від 5-20 м до 100 м і більше. Свого максимуму вона досягає в долині Сіверського Донця, а мінімуму – на вододілах [27].

Мергельно-крейдяна товща, коефіцієнти водопроводності якої сягають 100 $м^3$/добу, за фільтраційними особливостями досить різноманітні (табл. 2.2). Нижче зони тріщинуватості породи верхньої крейди щільні і практично є водотривкими. В межах вододілів комплекс зазвичай безнапірний, але поблизу і в долинах річок та балок підземні води набувають напори до 10-20 м. Дебіти свердловин за знижень вже у 5-6м дорівнюють 5-20 л/сек, а іноді сягають і 30-60 л/сек. Дебіти джерел в середньому складають 5-10 л/сек при максимальних – до 40-60 м [15].

Води мергельно-крейдяного комплексу експлуатуються багатьма водозаборами, один з яких – Святогірський – знаходиться в межах регіону досліджень.

До складу водоносного комплексу піщаних відкладів верхньої крейди, нижньої крейди та юри входить водоносний горизонт нерозчленованих сеноманських пісків, пісковиків та спонголітів, водоносний комплекс нерозчленованих кімеридж-волжських пісків і слабко зцементованих пісковиків, водоносний горизонт вапнякової товщі келовей-оксфордських порід, водоносний комплекс нижньокеловейських та верхньобатських різнозернистих пісків і пісковиків, а також водоносний комплекс верхньобайоських та нижньобатських пісків і пісковиків. Усі вони через подібні умови формування та розповсюдження, а також живлення і розвантаження можуть розглядатися як єдиний комплекс (табл. 2.2). Водоносні горизонти комплексу – напірні. На глибинах до 600-800м напори сягають величин 600м. При чому спостерігається тенденція їх збільшення із зануренням під молодші відклади [74,118].

Живлення об'єднаного гідрогеологічного комплексу у місцях неглибокого його залягання відбувається за рахунок вод четвертинних відкладів та атмосферних опадів. У зонах розломів воно здійснюється за рахунок вод тріаса і палеозою, які розвантажуються по тектонічних порушеннях. Про це свідчить поява на глибині 50-100 м і менше вод хлоридного натрієвого складу з мінералізацією до 20-35 г/дм^3 (Слов'янська, Святогірська, Торсько-Дробишевська брахіантикліналі та ін.), а також лужних (pH 7,8-9,0) гідрокарбонатних натрієвих вод з низькою мінералізацією 0,5-1,5 г/дм^3 (Святогірська, Червоноосківська та інші антиклінальні структури) [27,74,118].

Тріасовий водоносний комплекс, породами якого заповнені палеозойські синклінальні прогини, має широке розповсюдження в регіоні. Підземні води комплексу – напірні (табл. 2.2). Гідростатичні напори на глибинах до 1170 м сягають 1085 м [15]. Важливу роль у живленні підземних

вод тріасу належить напірним водам палеозою. Розвантаження вод тріасових горизонтів відбувається у річково-балочну мережу, а також по розривних тектонічних порушеннях. У Бахмутській улоговині середні дебіти свердловин, що розкрили води тріасового комплексу, коливаються в межах 3-7 л/с при зниженнях на 10-20 м [27,118].

Підземні води палеозою знаходяться у пермських, кам'яновугільних і девонських породах, які складають ядра багатьох антиклінальних структур регіону. У породах палеозою виділяються п'ять водоносних комплексів: зони вилуження галогенних відкладів нижньої перми, піщано-глинистих нижньопермсько-кам'яновугільних порід, карбонатної товщі нижнього карбону та девонські – надсольовий та підсольовий (табл. 2.2). Основну роль у формуванні підземних вод мезокайнозою регіону відіграють перші два комплекси. На формування ресурсів та хімічного складу вод палеозойських відкладів основний вплив мають розривні порушення. З ними пов'язане висхідне розвантаження вод глибоких горизонтів, ендогенних (матаморфогенних) флюїдів та формування басейнів підземних вод [118].

Нижньопермський водоносний комплекс зони вилуговування галогенних відкладів (микитівська, слов'янська, краматорська світи), сформувався у приповерхневій карстово-тріщинній зоні соленосних порід, у яких виникли карстові порожнини, що обумовили деформацію порід з утворенням багаточисельних тріщин різних напрямків і розмірів. Все це призвело до вільної інфільтрації атмосферних опадів і виникненню підземних потоків з великими швидкостями (до метрів за секунду). Товщина зони вилуговування – від 50-100 до 150-200 м. Підземні води тут безнапірні, але із зануренням під мезо-кайнозойські відклади вони набувають напірного характеру. Величини напорів сягають 140-180 м, а дебіти окремих свердловин – 25-75 л/с. Нижче зони вилуговування галогенні відклади нижньої перми є водоупорами [27,118].

Водоносні комплекси піщано-глинистих порід нижньої перми і карбону через тотожність літологічного складу об'єднуються у єдиний комплекс

(табл. 2.1). Більше 300 водоносних горизонтів, що його утворюють, складені переважно, тріщинуватими пісковиками і вапняками [27].

У зоні аерації живлення водоносного комплексу відбувається за рахунок атмосферних опадів, а зі збільшенням глибини залягання все більшої ролі у цьому набувають води глибоких горизонтів палеозою, висхідне розвантаження яких відбувається на гідродинамічно відкритих ділянках розломів. У межах виходів під докайнозойські відклади (на антиклінальних структурах) – породи комплексу тріщинуваті, через що вони утворюють обводнену зону з вільною поверхнею, яка гідравлічно пов'язана із залягаючими вище водоносними відкладами. Зі збільшенням глибини окремі піщано-глинисті породи (аргиліти, алевроліти) ущільнюються і стають водотривкими, а водоносні горизонти – напірними. Дебіти джерел тут сягають 3-5 л/с, свердловин – до 10 л/с, а коефіцієнти фільтрації – 50 м/добу [7,74].

Водоносний комплекс карбонатних відкладів нижнього карбону (вапняки і доломіти турнейського та візейського віку) не приймає участі у формуванні балансу і режиму підземних вод регіону. Проте, підземні води девону, представлені подсолевим та надсолевим комплексами, розвантажуються в межах склепінних частин деяких купольних структур (Курульської, Петрівської та ін.). Комплекси представлені тріщинуватими пісковиками, алевролітами, вапняками, конгломератами, що перешаровуються з водотривкими аргилітами та алевролітами, які відіграють роль місцевих водоупорів. На деяких структурах з девонськими соляними штоками величини напорів підземних вод змінюються в досить широкому діапазоні – від 40-60 до 250-300 м (табл. 2.2).

На території досліджень проби підземних вод на хімічний аналіз відбиралися в процесі різних досліджень: геологічних і гідрогеологічних зйомок (м-бу 1:200 000–1:50 000), гідрогеохімічної зйомки (м-бу 1:200 000), спеціальних досліджень з водопостачання та ін. Окрім того гідрогеохімічні проби відбиралися і автором під час дослідження геодинамічних процесів у карбонатних породах.

На території досліджень у верхній частині гідрогеологічного розрізу сформувалися різні за хімічним складом підземні води. Їх геохімічні особливості тісно пов’язані зі структурними, літологічними, геодинамічними, геоморфологічними та іншими геологічними параметрами. Вони впливають на перехід у природні водяні розчини різноманітних хімічних елементів і сполук, які і визначають не лише існування певних геохімічних типів підземних вод, а й формування різних за генезисом та складом гідро геохімічних аномалій. Серед них виділяються аномалії загального хімічного складу вод, аномалії окремих мікроелементів, величин pH (кислотності–лужності) та концентрацій двооксиду вуглецю (як у вільному, так і у водорозчинному стані).

Північне, занурене крило Святогірської брахіантикліналі в межах території досліджень характеризується широким розвитком гідрокарбонатних, гідрокарбонатно-сульфатних та сульфатних вод, переважно кальцієвого магнієвого складу (рис. 2.6) з невисокою (1,0–5,6 г/дм^3) мінералізацією та близьким до нейтральних значеннями pH (6,8–7,3). Усі вони знаходяться у кайнозойських водоносних горизонтах і комплексах четвертинних, міоценових та олігоценових відкладів. На окремих ділянках тут зустрічаються й води з хлоридною складовою. Вони виявлені по свердловинах, що розкрили мезозойські горизонти, або по криницях, які знаходяться на ділянках впливу північних апофіз Петрівсько-Кремінського розлому. Величини pH таких вод різко зростають до 7,8–8,0, а концентрації CO_2 в них іноді збільшуються до 67,8–86,0 мг/дм^3 (св. А-35872, А-1725р). У трьох випадках по свердловинах у водах з хлоридною складовою виявлено аномальні вмісти таких мікрокомпонентів, як (мг/дм^3): B – 3,72; As – 0,02; Zn– 0,06 (св. 454) та Hg – 0,002; As – 0,003 (св. А-1001) (рис. 2.7).

Гідрогеохімічно значно різноманітнішим є південне, здійняте крило структури, що відокремлюється від північного зоною Петрівсько-Кремінського розлому, який впливає на формування хімічного складу підземних вод турон-кампанської товщі верхньої крейди. Тут, на фоні

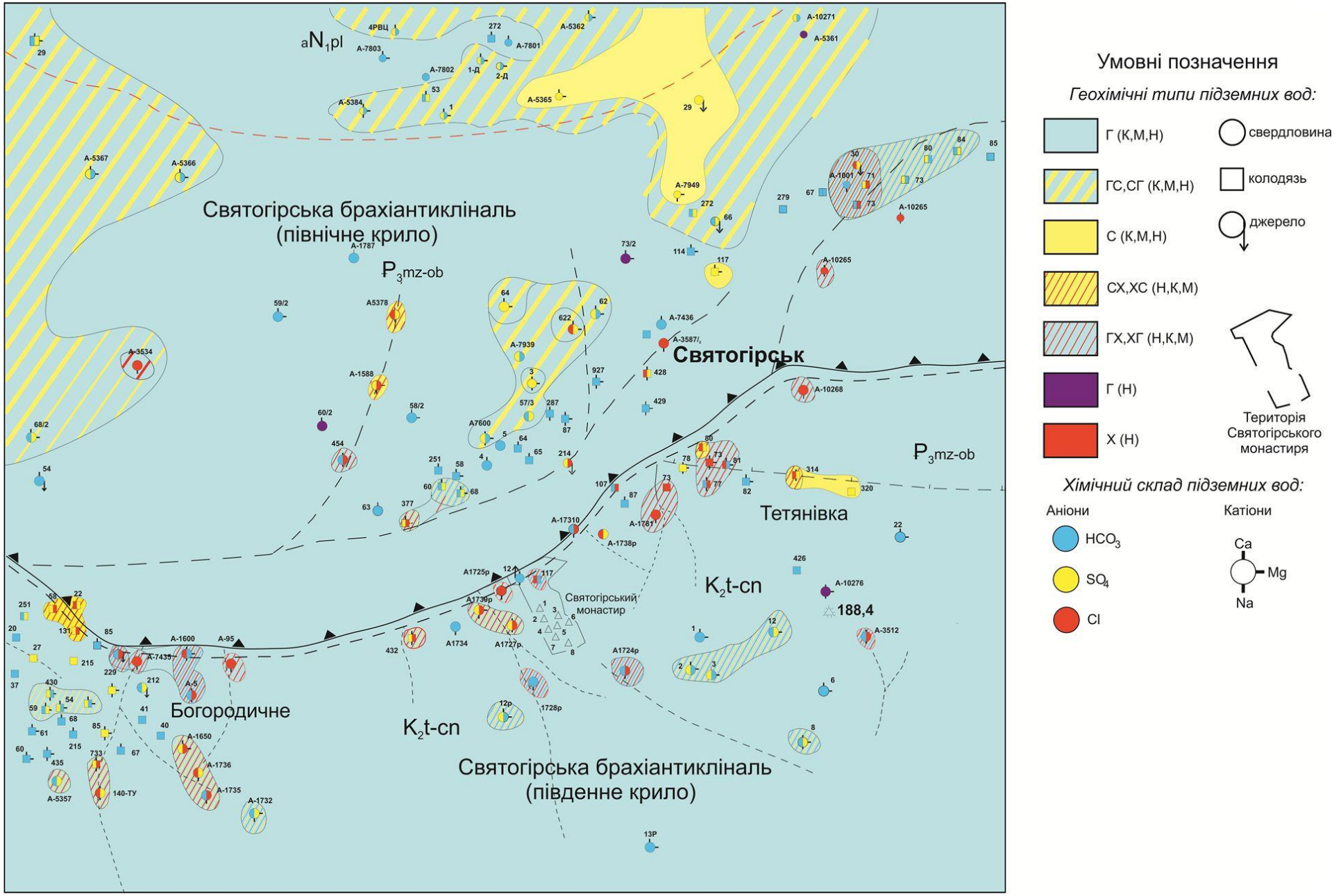


Рис. 2.6. Гідрогеохімічна карта території досліджень (м-б 1 : 50 000)

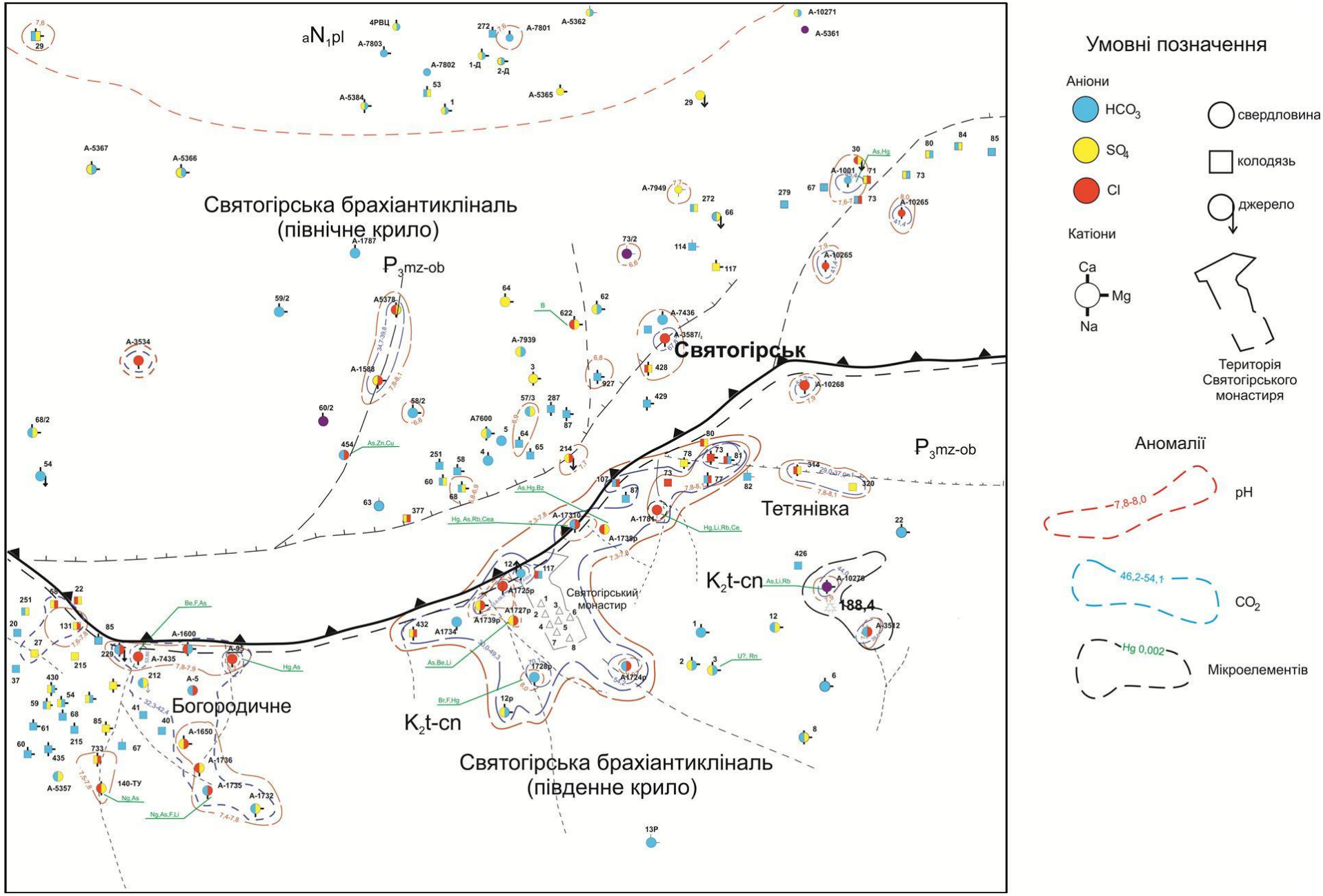


Рис. 2.7. Карта гідрогеохімічних аномалій у підземних водах (м-б 1 : 50 000)

гідрокарбонатних і інколи – гідрокарбонатно-сульфатних вод вздовж зони розлому сформувалися численні осередки розвантаження вод глибоких горизонтів палеозою з нехарактерним для крейдяних порід гідрокарбонатно-хлоридним, сульфатно-хлоридним та хлоридним натрієвим складом (рис. 2.6).

У аномальних за геохімічним типом водах встановлено високі вмісти CO_2 – до 50-67,5 мг/дм^3 (св. 1739, 1781, 1731 та ін.) і навіть 86,0 мг/дм^3 (дж. 12) та мікроелементів, які нехарактерні не лише для крейдових, а й юрських та тріасових порід. Зокрема, аномально високі концентрації (мг/дм^3) Hg (0,002-0,005), As (0,002-0,005), Li (0,001-0,003), Rb (0,002-0,003), Ce (0,001-0,002), U ($3{,}2\cdot10^{-7}$) встановлено у водах свердловин А-1728р, А-1731, А-10276, А-1781, А-1739р, А-1735 та інших. Окрім того, на глибинах до 300 м у підземних водах деяких свердловин зареєстровано аномально високі температури (до 19-27°С), що у 2 рази і більше перевищують фонові значення (рис. 2.7). Все це, на думку автора,може бути пов’язане із сучасною активізацією Петрівсько-Кремінського розлому.

2.4. Висновки до другого розділу

Аналіз фізико-географічних та геологічних факторів, що впливають на формування гідрогеологічних особливостей суфозійно-карстових процесів у карбонатних породах регіону, дозволив встановити наступне:

1. Фізико-географічні умови, серед яких клімат, характер ґрунтів, геоморфологічні та орографічні особливості, є важливими чинниками формування гідрогеологічного режиму кайнозойської та приповерхневої товщі карбонатних (крейдяних) порід верхньокрейдового віку.

2. Геологічна будова регіону, і, зокрема, Святогірської брахіантикліналі, обумовлюється як його структурним положенням в межах східної частини Дніпровсько-Донецького палеорифта, так і у зоні впливу Петрівсько-Кремінського глибинного розлому.

3. За гідрогеологічним районуванням територія досліджень входить до гідрогеологічного округу, який включає Бахмутську улоговину, особливістю якого є розвиток купольних структур з палеозойськими ядрами, що розмежовують мезозойські міжкупольні басейни напірних вод.

4. Формування різних геохімічних типів підземних вод та гідро геохімічних аномалій на території досліджень визначається трьома основними факторами: а) фізико-географічними умовами; б) літологічним складом водоносних горизонтів та комплексів; в) особливостями розвантаження підземних вод глибоких горизонтів та ендогенних газів по зоні Петрівсько-Кремінського розлому.

РОЗДІЛ 3
СУФОЗІЯ І КАРСТ – ЯК ГЕОДИНАМІЧНІ НАСЛІДКИ ДІЯЛЬНОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД НА ТЕРИТОРІЇ СВЯТОГІРСЬКОГО МОНАСТИРЯ

Підземні води – активний чинник геологічних процесів, наслідком чого, зокрема, є такі явища, як суфозія і карст карбонатних порід. Води, що приймають участь у цих процесах, є переважно інфільтраційними, хоча, за певних обставин, у зонах розривних тектонічних порушень, вони можуть мати глибоке формування і включати глибинні флюїди. Ці води бувають як безнапірними, так і напірними. Вони характеризуються аномальними параметрами хімічного складу, мінералізації, а також інших фізико-хімічних параметрів (pH, Eh та ін.).

Процеси суфозії та карсту, що несуть одні з найбільших загроз будівлям та спорудам, відбуваються, переважно, за рахунок вод вільного водообміну, горизонти і комплекси яких знаходяться у приповерхневій, порушеній процесами вивітрювання, частині літосфери. Ці води відрізняються високими швидкостями фільтрації і мають безпосередній зв'язок з денною поверхнею. Інфільтраційні води зони вільного водообміну включають «верховодку», ґрунтові води четвертинних відкладів, а також води, що циркулюють у найбільш вивітрілій верхній частині мергельно-крейдяної товщі верхньої крейди до глибин від 5-10 до 100-150 м, а іноді й більше [99,118]. Великою мірою на зазначені геодинамічні процеси впливають й інші природні фактори (тектонічні, літологічні геоморфологічні).

Підземні води характеризуються двома основними видами геологічної діяльності – фізичною (механічною) та хімічною (розчинною), що, відповідно, обумовлює розвиток у карбонатних породах таких геодинамічних процесів, як суфозія та карст.

Дуже часто і механічна, і хімічна діяльність підземних вод відбуваються одночасно. При цьому визначення ролі кожного з цих процесів потребує польових спостережень і теоретичних обґрунтувань.

3.1. Геологічні особливості території та природні фактори впливу на суфозійні і карстові процеси

Святогірська брахіантикліналь знаходиться на південному борту Бахмутської уголовини. Мергельно-крейдяні відклади північніше м. Святогірськ відслонюються на правому березі р. Сіверський Донець у вигляді «крейдяної брили», на якій розташований історично-архітектурний комплекс Святогірського монастиря. Основним об'єктом комплексу, що охороняється як пам'ятка історії та архітектури, є крейдяна Миколаївська церква, збудована у XVII столітті на вершині брили (рис. 3.1).

Миколаївську церкву частково вирублено у крейдяних породах, а частково складено з цегли. Східний купол являє собою крейдяний уступ, що висічений у вигляді башти, яка має шатрове бляхове покриття. На 6 м вище за рівень входу до церкви знаходиться зруйнований верхній павільйон паломників, який складено з крейдяних брил неправильної форми, що скріплені між собою цементом.

У товщі крейдяної брили є два яруси печерних споруд. Верхній ярус (колишня церква Іоанна Хрестителя) є системою коридорів та камер, які вирублено у мергельно-крейдяних породах. Нижній ярус печерних споруд (колишня церква Олексія Людини Божої) складається з головної зали та службових приміщень, що розгалужуються на два коридори, що закінчуються двома отворами-вікнами, які виходять у бік річки на північному та східному боках брили. Похилі коридори слугують для переходів на нижче- та вищезалягаючі рівні підземних споруд.

Слід відмітити, що коридори, які простягаються у субширотному

Рис. 3.1. «Крейдяна брила» з Миколаївською церквою Святогірського монастиря

напрямку, прорубано вздовж як окремих крупних тектонічних тріщин, так і цілих зон тектонічної тріщинуватості. Стелі у коридорах переважно викладені у вигляді цегляних склепінь.

З боку р. Сіверський Донець Миколаївська церква загороджена підпірними стінами. До входу у церкву та на обидва яруси печерних споруд свого часу вели сходці та переходи, які згодом були зруйновані, а зараз відновлюються. Передбачено і спорудження системи відводу поверхневих вод.

Від розташованого унизу Успенського собору вгору до церкви ведуть напівзруйновані сходці паломників з двома майже повністю зруйнованими павільйонами.

В процесі часткової реставрації монастирського комплексу ще у 70-х роках минулого століття було перекрито древню монастирську систему відводу поверхневих вод, що призвело до обвалу підпорних стінок та переходів внаслідок інтенсифікації суфозії.

Слід зазначити, що Святогірську брахіантикліналь, як геологічну структуру, на південному крилі якої знаходиться монастирський комплекс Святогірської монастиря, було виявлено за результатами геологічної зйомки, яка проводилася у регіоні ще у 1951-53 рр. із застосуванням структурно-картувального буріння глибиною до 1000 м [26]. На протязі наступних 8-9 років було проведено сейсмічні дослідження, результати яких засвідчили невідповідність структурних планів палеозою та мезозою у межах структури, а вже пізніше, в кінці 1970-х років, на основі геофізичних та геологічних робіт було отримано загальні уявлення про глибинну будову Святогірської антикліналі. Цьому сприяли і дослідження у зв’язку з її прогнозною газоносністю, що розпочалися 1982 р. Вони включали геофізичні роботи та буріння параметричних свердловин глибиною від 3908 до 4412 м. Це дозволило з’ясувати, що по відкладах карбону Святогірська брахіантикліналь є асиметричною, а з півдня, півночі і сходу обмежена розривними порушеннями різних напрямків та амплітуд. Найбільшу тектонічну

амплітуду (до 1000 м) зафіксовано в зоні Петрівсько-Кремінськго глибинного розлому [98]. В плані вона узгоджується з руслом р. Сіверський Донець і крейдяної брилою, на якій збудовано монастир. Розривні тектонічні порушення, що відокремлюють структуру з півночі та північного сходу характеризуються відносно невеликими амплітудами – до 20-25м (рис. 3.2) [26,27,132].

У геологічній будові південного, здійнятого крила Святогірської структури приймають участь мезозойські (юрсько-крейдові) породи, що мають південно-східне падіння під кутом 10-20° та четвертинні відклади.

Верхньоюрські породи представлені келовейським, оксфордським, кимериджським та волжським ярусами, які поділяються на два стратиграфічних підрозділи: а) вапнякова товща, що об'єднує породи келовейського та оксфордського ярусів (I_3*cl-ox*) та б) барвиста піщано-глиниста товща, яка відповідає кимериджському і волжському ярусам (I_3*km-v*). Остання складається з барвистих глин, алевролітів та різнозернистих пісковиків. У нижній частині вона виконана різнокольоровими глинами, що поступово переходять вгору по розрізу у алевроліти і тонкозернисті глинисті пісковики. Верхня частина розрізу – пухкі бурувато-жовті та жовто-сірі пісковики з прошарками барвистих глин.

Крейдові породи включають відклади нижньої та верхньої крейди. Нижньокрейдові відклади (K_1) представлено світлосірими каолінистими пухкими пісковиками товщиною до 30 м з прошарками сірих глин (до 20-50 см) і вуглистим детритом.

Верхньокрейдові породи (K_2), які відслонюються у вигляді «крейдяної брили» представлені мергельно-крейдяною товщею туронського (K_2*t*) і кон'якського (K_2*cn*) ярусів та глауконітовими пісками кампанського (K_2*cp*) ярусу в основі розрізу, що мають зеленкувато-сіре забарвлення і майже повсюдно вміщують фосфоритові включення. Вони утворюють кремнисто-фосфоритову плиту товщиною до 0,3 м. Над ними залягають карбонатні породи туронського та коньякського ярусів. Представлені вони писальною

крейдою з рідкими прошарками мергелів і чисельними включеннями темно-сірих та буровато-сірих кременів. Ці породи і складають саму «крейдяну брилу».

Четвертинні відклади представлені жовто-бурими суглинками з прошарками пісків та супісей з включеннями дресви і щебеню, писальної крейди, а також ґрунтовим шаром і штучно-насипними ґрунтами товщиною 0,3-1,5 м [26,27,132].

Натомість, на зануреному північному крилі складки, на лівому березі р. Сіверський Донець під четвертинними відкладами, представленими ґрунтами, алювіальними пісками, лесоподібними суглинками (aQ_{IV}–aQ_{III-IV}) залягають міоценові кварцові піски новопетрівського ярусу (N_1np) та верхньопалеогенові піски і глини берекського (P_3br) та межигірсько-обухівського (P_3mz-ob)ярусів.

Підземні води в межах території досліджень приурочені до водоносних горизонтів і комплексів четвертинних, нижньокрейдових та юрських відкладів.

Підземні (ґрунтові) води четвертинних відкладів знаходяться в еолово-делювіальних утвореннях, що покривають верхньокрейдову товщу на височинах та у алювії, який розвинутий у долині Сіверського Донця. Формування їх відбувається переважно за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. Глибина залягання дзеркала вод четвертинних осадів коливається тут від 20-30 см до 0,5-1,5 м. Вони знаходяться у порових колекторах і є безнапірними. Хімічний склад вод – гідрокарбонатний або гідрокарбонатно-сульфатний (кальцієвий, магнієвий) при невисокій (до 1,0-3,0 г/дм^3) мінералізації, нейтральній реакції і невеликому вмісті двооксиду вуглецю (до 10,0-30,0 мг/дм^3) [74].

Мергельно-крейдяна товща верхньої крейди, що відрізняється масивністю і щільністю, переважно є водотривкою. Водоносний горизонт сформувався у її верхній тріщинуватій, вивітрілій зоні, товщина якої в районі досліджень коливається від 2-5 до 10-15 м. Коефіцієнти фільтрації, що

визначені в межах території досліджень, знаходяться у діапазоні від 1,2-2,3 м/доб до 10,8-16,7 м/доб в залежності від ступеня вивітрілості карбонатних порід [74]. Води безнапірні або слабконапірні, переважно гідрокарбонатного кальцієвого (магнієвого) складу з мінералізацією до 3,0-5,4 г/дм^3. В зонах тектонічної тріщинуватості вони часто характеризуються зростанням вмісту йонів хлору, сульфатів, а також натрію. Це свідчить про участь у живленні водоносного горизонту верхньої крейди вод глибоких горизонтів, хоча основне живлення здійснюється за рахунок прямої інфільтрації атмосферних опадів та надходження їх із четвертинного горизонту.

Нижче залягає водоносний комплекс піщаних верхньокрейдових та юрських відкладів, який розкритий свердловинами, пробуреними на території та поблизу монастиря. Водоносними породами комплекса є піски та пісковики, а водоупорами – глини. Води тут мають напірний характер. Живлення їх відбувається як за участі залягаючих вище водоносних горизонтів, так, значною мірою, і за рахунок підземних вод тріасу та палеозою, що розвантажуються по розломно-тріщинних зонах. Останнє, ймовірно, є причинною того, що на фоні холодних, нейтральних гідрокарбонатно-сульфатних вод змішаного катіонного складу на окремих ділянках на глибині до 100-150м виявляються субтермальні (більше 15-20°С), лужні (pH > 7,8) хлоридні натрієві або сульфатно-хлоридні натрієві кальцієві (магнієві) води підвищенної (до 10,2 г/дм^3) мінералізації [118].

Геоморфологічно ділянка досліджень розташована на правому корінному схилі долини р. Сіверський Донець, який є дуже крутим, а місцями і обривчастим. Із екзогенних геологічних процесів для крейдяного схилу в районі Святогірського монастиря характерним є розвиток струминевої ерозії, невеликих обвалів, зсувів, осипів, які часто виникають у місцях штучної підрізки схилів та знищення рослинного покрову. Так, зсувні процеси іноді пов’язані з господарською діяльністю (підрізкою схилу, руйнуванням старої монастирської дренажної мережі, перекриттям зливостоків, руйнацією і некваліфікованою реставрацією підпорних стінок), а

також з природними процесами і явищами, серед яких, за нашими спостереженнями, можуть бути і неотектонічні посуви. Про це, зокрема, свідчать інтенсивні процеси механічного руйнування порід з утворенням чисельних суфозійних воронок. Вони значною мірою сприяють руйнуванню будівельних конструкцій через розтріскування, зміщення та завалювання окремих їх фрагментів. В процесі обстеження території автору вдалося виявити і наслідки карстових процесів, що також можуть мати суттєвий руйнівний вплив на монастирські будівлі та споруди.

3.2. Суфозія – як результат фізичної діяльності підземних вод

Історичний розвиток геологічних структур регіону постійно супроводжується фізичною діяльністю підземних вод, яка включає: 1) механічне руйнування гірських порід інтенсивними потоками вільних гравітаційних вод; 2) перенесення різних за розмірами (від 1-2 мм і більше до суспензій) часток інфільтраційними водами; 3) перевідкладення мінеральної речовини порід фільтраційними водними потоками. Ці процеси, що об’єднуються поняттям «твердий стік», можуть відбуватися одночасно і призводять до такого поширеного геодинамічного явища як суфозія.

Явище суфозії розглядається у роботах багатьох дослідників. Проте сутність цього процесу іноді висвітлюється з різних, часом протилежних, позицій [28,64,65,66,67,81 та ін.]. Так, існує думка, що суфозія – результат вилуження розчинної речовини гірських порід підземними водами. Але ж у такому випадку – це хімічний процес, що визначає карстоутворення. Через це й виникла необхідність у чіткому визначені автором поняття суфозії в дисертаційній роботі.

Суфозія – геодинамічний наслідок фізичної геологічної діяльності інфільтраційних вод, що супроводжується механічним руйнуванням гірських порід та мінералів з формуванням твердого стоку.

Таким чином, твердій стік формується у разі фізичного руйнування та перенесення мінеральних часток водами, що течуть. Хоча основним видимим агентом твердого стоку є поверхневі (особливо – річкові) води, підземні води відіграють величезну роль у вільному перенесенні різних за величиною часток гірських порід. Особливо це стосується карстових, тріщинних та ґрунтових вод. Процеси суфозії з формуванням підземного твердого стоку найчастіше відбуваються у зоні аерації – самій верхній частині гідродинамічного розрізу, що знаходиться між земною поверхнею і дзеркалом ґрунтових вод, які живляться за рахунок атмосферних опадів і поверхневих водотоків. У цій приповерхневій гідрогеологічній зоні – зоні вільного водообміну залягають і продукти вивітрювання гірських порід, які є основним матеріалом підземного твердого стоку.

На території досліджень твердий стік формується головним чином за рахунок вивітрілих карбонатних порід верхньої крейди та четвертинних ґрунтів, що їх перекривають. Значну роль у цьому відіграють і палеогенові та неогенові піщано-глинисті відклади. Тріщинуваті та пористі породи кори вивітрювання вміщують гігроскопічну, плівкову та капілярну вологу й повітря. Присутність гравітаційної води пов’язана тут з гідрометеорологічними особливостями регіону і корелюється з періодами розтавання снігу та дощів [7,21,27,133].

Явище твердого стоку неодноразово спостерігалося автором в умовах виходів крейдяних порід на правому березі р. Сіверський Донець. Це стосується і району Святогірського монастиря, де ґрунтові води та води тріщинуватої товщі верхньої крейди, розвантажуючись на береговому схилі, постійно приносять частки порід, серед яких – різні за розмірами шматочки крейди та кварцові піщинки.

Як відомо, водопровідність порід у річкових долинах значно збільшується у порівнянні з вододільними площами [131]. З величин, записаних у вигляді значень опорів, можна визначити відомий критерій

Бочевера (B_c): $B_c = \frac{T_g \cdot x_0}{T_0 \cdot x_g}$, який характеризує водонасиченість порід [127]. яка має пряме відношення до формування твердого стоку і може бути розрахована за відомими формулами [6]. У кожному конкретному випадку це дозволяє розробити ефективні заходи із запобігання руйнівного впливу суфозії на будівлі та споруди.

Найважливішим показником твердого стоку є його модуль, який розраховується на основі даних моніторингу[65]:

$$M_{тс} = \frac{Q_{тс}}{F}, \text{ де:}$$

$M_{тс}$ – модуль твердого стоку, *т/рік·км*^{2}; $Q_{тс}$ – річний твердий сток, *т*; F – площа водозбору, *км*. Слід зазначити, що модуль твердого стоку найпростіше розраховується для водоносних горизонтів, що розвантажуються у річкову мережу [32].

Показником фізичної (механічної) роботи підземних вод є просторово-часовий розподіл та динамка твердого стоку. Його вивчення дає змогу кількісно охарактеризувати інтенсивність такого важливого геологічного процесу, як механічна ерозія. Модуль твердого підземного стоку характеризується різними значеннями в залежності від клімата, геоморфологічних особливостей, геологічної будови та гідрогеології території досліджень [83].

Одним з основних природних факторів, що впливають на інтенсивність формування твердого стоку є геологічне вивітрювання гірських порід [81].

В межах східної частини ДДЗ процеси формування твердого стоку здійснюються завдяки як поверхневим, так і підземним водам [65,68]. У регіоні механічне підземне перенесення значної за обсягами кількості мінеральної речовини візуально спостерігається в алювіальних руслових відкладах на схилах ярів та балок, що є ділянками розвантаження підземних інфільтраційних вод четвертинних і неоген-палеогенових комплексів. Кайнозойські водоносні породи представлені пухкими відкладами (ґрунти, піски, супесі та ін.). Мінеральні частки в них є практично незв’язаними, а

характер циркуляції вод часто має турбулентний характер чому сприяють високі коефіцієнти пористості водоуміщуючих порід. Цим, зокрема визначається і можливість виносу з них великої кількості мінеральної речовини. За спостереженнями автора, об'єми твердого підземного стоку різко зростають у періоди дощів (осінь) та розтавання снігу (весна). Одним з основних факторів формування твердого підземного стоку є також геоморфологічний. Спостерігається пряма залежність між різкістю форм рельєфу та інтенсивністю проявів цього процесу [108].

Фізична діяльність підземних вод з утворенням твердого стоку в регіоні проявляється і на ділянках розвитку мезозойських відкладів, особливо тих, які приурочені до тектонічних розломів. Це явище є характерним для мергельно-крейдяної товщі нижньої крейди в руслі р. Сіверський Донець. Різні за розмірами фрагменти гірських порід, які не встигають розчинитися, виносяться турбулентними потоками підземних вод у тому числі і з осередків карстоутворення у вигляді механічних часток різних розмірів. Таким чином, на фоні карстоутворення спостерігається і явище суфозії.

Суфозія спричиняє просідання вищезалягаючої товщи порід. Це зазвичай призводить до утворення на поверхні замкнених низовин (мікрозападин, блюдець, воронок), які у породах нижньої крейди на території досліджень характеризується діаметром від 0,5-1,0 м до 10,0-15,0 м і глибиною від 5,0-10,0 см до 50-100 см [27]. Такі суфозійні (фільтраційні) форми нагадують карстові, але нічого спільного з карстом на мають [104].

Суфозійні явища великих масштабів і пов'язане з ними формування поверхневих депресій великого діаметру (до 100 м) відоме в регіоні на терасах обох берегів Сіверського Донця [19,27]. Утворення таких геоморфологічних форм може бути пов'язане, зокрема, з підвищеною інфільтрацією атмосферних опадів внаслідок недостатньої дренованості площі водозбору [66]. Суфозійний винос речовини можна розглядати виключно як один з видів фільтраційного руйнування порід та заповнення пор, тріщин і порожнин у щільних теригенних товщах пісковиків

(кальматація) [65]. Проте цей процес має значно ширше розповсюдження, проявляючись також і у пухких відкладах (піски, леси, суглинки та ін.), які у вигляді покривних товщ розвинуті практично на усій території східної частини ДДЗ [27].

Суфозія може відбуватися у глибині масиву гірських порід і без виносу їх часок на земну поверхню. Це так звана «підземна суфозія». Процес часто відбувається за умов, коли пухкі відклади, що зазнають суфозійного впливу (піски, суглинки, леси), підстилаються закарстованими породами [27]. Це явище на території досліджень спостерігається на тих схилах р. Сіверський Донець, де пухкі кайнозойські відклади, що представлені пісками, супесями, суглинками та лесоподібними осадами залягають на мергельно-крейдяній товщі нижньої крейди у якій відбуваються карстові процеси. Так, за спостереженням автора, великі карстово-суфозійні поховані воронки є як у районі Святогірського монастиря і с. Богородичне, що знаходиться у 800-1200 м вище за течією, так і на крейдяній горі Кремінець на південній околиці м. Ізюм. Тут четвертинні ґрунти, піски та суглинки у яких відбуваються процеси суфозії, також підстилаються закарстованими мергельно-крейдяними відкладами [57].

Наповнення похованих карстових порожнин продуктами суфозії може бути дуже інтенсивним. Внаслідок взаємодії двох генетично різних геодинамічних процесів, формуються депресивні екзогенні геологічні структури, що заповнені підземними водами. Сенс явища полягає у зміні форми, структури і складу порід під дією, головним чином, факторів геологічного вивітрювання з подальшим пристосуванням їх до нових термодинамічних умов під впливом інфільтраційних та підземних вод. При цьому подрібнення гірських порід (а разом з ними і речовини будівельних конструкцій) аж до пилуватих часток різко збільшує загальну поверхню дотику їх з водою, що у свою чергу може інтенсифікувати процеси хімічного вивітрювання.

Таким чином, на певному етапі розвитку суфозії спостерігається перехід кількісних змін, пов'язаних з подрібненням мінеральних часток у якісні – суфозійних процесів у карстові, що цілком відповідає одному з основних законів природи про перехід кількості у якість. В процесі зазначених перетворень у мергельно-крейдяній товщі нижньої крейди утворюються специфічні геоморфологічні форми, які можна віднести до суфозійно-карстових [38,81]. Останні мають широке розповсюдження в мергельно-крейдяних породах у районі Святогірського монастиря.

3.2.1. Гідрогеологічні фактори та сезонна динаміка розвитку суфозійних процесів у мергельно-крейдяній товщі «крейдяної брили»

Інфільтрація атмосферних опадів у четвертинні ґрунти та тріщинувату зону мергельно-крейдяної товщі верхньої крейди призводить на території досліджень до різких змін у масиві карбонатних порід. Це є основним фактором їх геологічного вивітрювання, яке зумовлює дезінтеграцію цієї товщі у верхній її частині, забезпечуючи формування тріщинного горизонту підземних вод.

Суфозія може бути інтенсивною лише за умови структурної неоднорідності водоносних відкладів. Ця неоднорідність оцінюється відповідним коефіцієнтом ($К_н$) [81]:

$$К_н=d_{60}/d_{10}, \text{ де}$$

$К_н$ – коефіцієнт неоднорідності порід;

d_{60} – діаметр часток у породі (ґрунті), кількість яких складає ~60%;

d_{10} – діаметр часток, сумарний вміст яких складає ~10%.

На території досліджень така неоднорідність відкладів обумовлюється наявністю як крейдяного елювія так і четвертинних піщано-глинистих ґрунтів, для яких $К_н>4$.

Утворюючи зону вільного водообміну товщиною до 3,0-10,0 м, ґрунти і вивітрилі карбонатні породи характеризуються високою вірогідністю розвитку тут інтенсивних процесів суфозії. Водні потоки, що циркулюють з

великими швидкостями (до 10,0-15,0 л/с) є головною енергетичною складовою суфозійних процесів. Вони і призвели до того, що за рахунок руйнування крейдових порід з наступним винесенням часток різних розмірів, відбулося своєрідне «розущільнення» основи будівлі Миколаївської церкви та східців, що ведуть до неї. Це не лише призвело до появи різних за масштабами деформацій як у самій «крейдяній брилі», а й обумовило можливість поступового руйнування крейдяної Миколаївської церкви.

Суфозійні процеси у мергельно-крейдяній товщі є не лише причиною її поверхневої денудації, а й основним сучасним фактором збільшення тріщинуватості і порожнинності порід [36]. Це, у свою чергу, спричинило збільшення в них водообміну і як наслідок – активнішу взаємодію між інфільтраційними водами та гірськими породами. При цьому як швидкості циркуляції, так і хімічний склад вод значно змінюються. Останнє вказує на факт реакцій хімічного обміну між інфільтраційними водами та карбонатними породами.

Все це свідчить про те, що найпотужнішою природною силою, яка здійснює всеосяжні хімічні і фізичні перетворення у приповерхневій частині літосфери є вода, що циркулює у різних колекторах.

В процесі дисертаційного дослідження автором проводився моніторинг з визначення динаміки розвитку суфозії в мергельно-крейдяній товщі в межах Святогірського монастиря. Зокрема, у різні періоди року, (весною, літом, восени та зимою) з урахуванням даних метеостанції м. Святогірська, з одного боку визначалася кількість атмосферних опадів та ступіть їхньої інфільтрації у тріщинуваті вивітрилі породи верхньої крейди, а з іншого – об’єм винесеної потоками інфільтраційних вод мінеральної речовини карбонатних порід. Визначення робилися у місцях їх розвантаження в межах північного відслонення «крейдяної брили» і мали приблизні значення через неможливість проведення постійних спостережень без дозволу священнослужителів. Проте, отримані результати досить об’єктивно

відображають залежність між інфільтраційним водообміном та інтенсивністю суфозійних процесів, сезонна динаміка яких відображена на рис. 3.2.

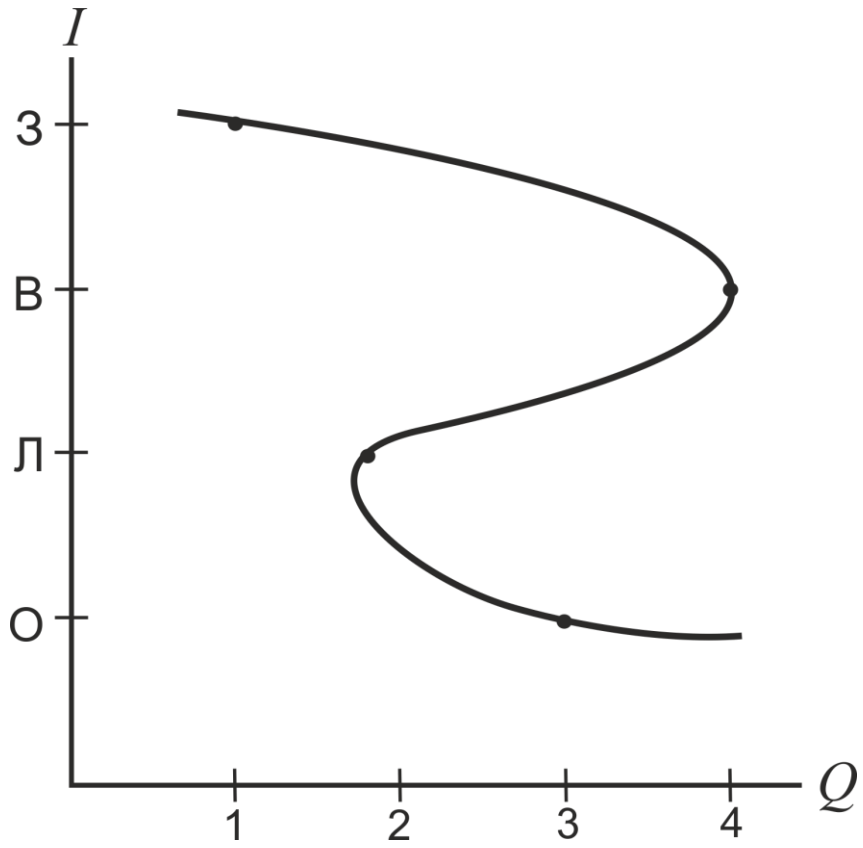


Рис. 3.2. Сезонна динаміка розвитку суфозійних процесів у карбонатних породах на території Святогірського монастиря

Умовні позначення:

I – сезонне інфільтраційне живлення ґрунтів та зони вивітрювання порід верхньої крейди у різні пори року (З – зима, В – весна, Л – літо, О – осінь);

Q – умовний об’єм сезонного твердого стоку.

3.2.2. Геоморфологічні особливості розвитку суфозійних процесів на території досліджень

Рельєф – один з основних природних факторів, що впливає на характер та спрямованість різних геодинамічних процесів, включно із суфозією. Геоморфологічними особливостями визначають швидкості фільтраційних водних потоків, що обумовлюють інтенсивність фізичного руйнування гірських порід у зоні вивітрювання.

Суфозійні процеси розвиваються на території «крейдяної брили» на фоні періодичної тектонічної активізації Петрівсько-Кремінського розлому. Це пов'язано не лише з дезінтеграцією порід у масиві але й зі здійманням Святогірської брахіантикліналі у сучасний період [12,78,124]. Висхідний розвиток рельєфу у геоморфології асоціюється із випуклими схилами, які переважають і у рельєфі «крейдяної брили». Це обумовлюється зростанням потенціалу денудаційних процесів і, відповідно, збільшенням впливу на земну поверхню, ґрунти та породи зони вивітрювання.

Про інтенсивні суфозійні процеси в межах Святогірського монастиря свідчать схили, що позбавлені рослинності та ґрунтового покрову, свіжі донні врізи поверхневих потоків та пов'язані з ними невеликі конуси винесення у місцях виположення біля руслової частини р. Сіверський Донець.

Розвитку процесів суфозії карбонатних порід мергельного-крейдяної товщі сприяє тонкий (до 0,3-0,5 м) шар четвертинних ґрунтів та піщано-глинистих відкладів на верхній (субгоризонтальній) частині брили. Тому суфозійна діяльність поверхневих, а у зоні вивітрювання – і підземних вод прослідковується повсюдно. Особливо це стосується яроподібних долин, одна з яких утворилася на схід від Миколаївської церкви (рис. 3.3). У процесах суфозії тут здебільшого перевищує не бокова (площева) ерозія, а глибинний розмив, якій забезпечується руйнуванням і переносом матеріалу карбонатних порід по окремих напрямках, які визначаються поглибленими формами рельєфу.

Серед форм рельєфу, що утворилися завдяки суфозії, на території досліджень виділяються дві основн: яри та вимоїни (воронки). Зовнішній їх вигляд та присутність або повна відсутність рослинності на схилах свідчать про те, що ці суфозійні утворення, характеризуючись різним ступенем активності, знаходяться на різних стадіях розвитку. Якщо яри є сучасними геодинамічними формами, то вимоїни – переважно старішими утвореннями [105].

Рис. 3.3. Суфозійний зсув на східному боці Миколаївської церкви

Формування суфозійних форм рельєфу відбувається поверхнево-підземними потоками води.

Дослідження автором цих потоків під час дощових злив та весняних повенів на денній поверхні «крейдяної брили» дозволило встановити, що максимальний розвиток струменева ерозія має саме на ділянці Миколаївської церкви. Потоки води, руйнуючи та розмиваючи карбонатні породи, виносять з них не лише суспензійні пилуваті глинисті частки діаметром менше 0,005 мм та крейдяну дресву розмірами від 1,0 до 10,0 мм, а й дрібну (до 25,0 мм), середню (до 50,0 мм) і крупну (до 100,0 мм) щебінку. Інколи з такими потоками переміщуються вниз по схилу і набагато більші за розмірами уламки породи. Усі ці продукти руйнування активно накопичуються у тектонічних тріщинах і різних поглибленнях, більша частина з яких є раніше утвореними суфозійними формами.

Інтенсивний розвиток підземної ерозії (суфозії) забезпечується в основному, екзогенними, і меншою мірою – літогенними тріщинами. Тектонічна тріщинуватість «крейдяної брили» за нашими спостереженнями майже не впливає на суфозійні явища. Як відкриті, так і заповнені уламковим матеріалом тріщини є головними каналами фільтрації підземних вод. Про сучасну активність процесу підземної ерозії свідчать суфозійні канали, які виявлено автором в процесі обстеження порід верхньокрейдової карбонатної товщі. На це вказують і сліди затікання насиченого гумусом матеріалу ґрунтів у тріщини, що можна спостерігати у багатьох субвертикальних суфозійних каналах крутого мергельно-крейдяного відслонення, на вершині якого знаходяться Миколаївська церква (рис. 3.4).

Геоморфологічним проявом сучасної суфозії на території досліджень є морфологічно молоді чашеподібні форми, у днищах яких інколи виявляються і водовідвідні канали.

Ерозійна енергія рельєфу залежить від глибини базису ерозії (яка сягає на території досліджень 100-120 м) та форми схилу. Крутіший схил забезпечує не лише інтенсивніший підземний стік, а й зростання його енерге-

Рис. 3.4. Наслідки суфозійних процесів у приповерхневій зоні екзогенної тріщинуватості «крейдяної брили»

тичної сили.

Південні та північні схили відрізняються за інтенсивністю суфозійних процесів – на південних вони бувають значно інтенсивнішими [137]. Тому північна експозиція як відслонення крейдяної брили, так будівель і споруд Святогірського монастиря сприяють зменшенню енергетики руйнівних суфозійних процесів.

3.2.3. Механічні наслідки змін фазового стану тріщинних вод у карбонатних породах

Підземні води у зоні інфільтрації можуть знаходитися у рідинній (вода), газоподібній (пара) і твердій (лід) фазах. Переходи з одного стану у інший обумовлені коливаннями температур, що у природних умовах спостерігаються при змінах пори року. Такі зміни супроводжуються геологічним вивітрюванням гірських порід, які, відповідно, подрібнюються на фрагментарні частки різних розмірів. Перебуваючи у рідинній формі, вода за рахунок інфільтрації переносить ці частки що, власне, і обумовлює розвиток суфозії.

Для вивчення впливу процесів замерзання та розтавання тріщинних вод на карбонатні крейдяні породи верхньої крейди автором на геологічному полігоні ХНУ імені Каразіна в період з листопада 2011 р. по вересень 2012 р. в районі с. Кам’янка (Ізюмський район Харківської області) було проведено дослідно-експериментальні спостереження. На ділянці відслонення верхньокрейдових мергельно-крейдяних відкладів площею 25,0 м^2, ідентичних породам «крейдяної брили» в районі Святогірського монастиря, вивчалися наслідки змін фазового стану води.

При цьому було використано вимірювальні прибори та прилади, включно з цифровим фотоапаратом та оптичним мікроскопом Optica B-150POL. У різні пори року (осінь, зима, весна, літо) замірялися розміри тріщин, вираховувалися фільтраційні характеристики верхньокрейдових ($К_2$) порід, фіксувалися видимі порушення їх цілісності [109].

Середньорічна амплітуда температур у районі досліджень сягає 80ºС за високих літніх (до +50ºС на сонці) та низьких зимових (до –30ºС) показників [6,34]. Вода, що заповнює порово-тріщиний простів у карбонатних породах внаслідок коливання температур змінює свій фазовий стан від пари і рідини до льоду. Це автоматично призводить до зміни її об'єму, проникності, хімічної активності та інших фізико-хімічних параметрів. У осіннє-зимовий період при охолодженні нижче 0ºС капілярні та тріщинні води мергельно-крейдяної товщі частково або повністю переходять у твердий кристалічний стан – лід, збільшуючи при цьому свій об'єм приблизно на 9% [64]. При цьому чим меншими є швидкості і, відповідно, об'єми фільтрації, тим інтенсивнішим є процес переходу води у лід [28]. Збільшення об'єма води при її переході у кристалічний стан тягне за собою розширення тріщинно-порового простору, який вона займає. Це також призводить і до збільшення об'єму водоуміщуючих тріщин.

Для мікроскопічного визначення параметрів тріщин автором попередньо здійснювалося їх фотографування з жорсткої площадки на відстані 20 см від кожного об'єкта вивчення. За результатами спостережень деякі тріщини, які до замерзання у них води мали ширину 1,0 мм, після утворення льоду розширялися в середньому на 0,05–0,07 мм, за рахунок чого загальний об'єм експериментального тріщинуватого блоку крейди розмірами 10×10×10 см збільшився на 0,5-1,0%. При цьому збільшення об'єму породи відбувалося у напрямку розвитку основної тріщинуватості [109].

Розширення водоуміщуючих порід (ґрунтів) при замерзанні води пояснюється не лише наявністю порово-тріщинних водних розчинів. За сприятливих умов на окремих ділянках льоду можуть утворюватися ін'єкції води, що згодом переходять у твердий кристалічний стан. Внаслідок промерзання близьких до поверхні інфільтрації горизонтів, в них виникає гідравлічний тиск (до декількох десятків атмосфер). В результаті гірські породи тріскаються, а вже існуючі тріщини збільшуються у розмірах [89,137]. Все це є одним із основних факторів суфозії.

Ранньою весною (березень-квітень) при підвищенні температури (до 7-10ºС на сонці) відбувається інтенсивне розтавання льоду. При цьому вода переходить у рідинний стан. Тиск на гірські породи у зоні екзогенної тріщинуватості (глибиною до 1,0 м) різко зменшується і їхній напружений стан змінюється станом відсутності гідравлічних навантажень до тих же 9%. Це явище супроводжується зміною розмірів тріщин. Під мікроскопом на цифрових фотознімках вдалося встановити, що ширина однієї з тріщин, яка восени попередньо вимірювалася, взимку (із замерзлою у ній водою у вигляді льоду) збільшилася на 0,1-0,15 мм. Це є експериментальним свідченням того, що у масиві верхньої тріщинуватої товщі карбонатних порід верхньої крейди відбуваються сезонні зміни параметрів екзогенних тріщин. Те ж саме, вірогідно, відбувається і з капілярами, які в окремих випадках розширюються, перетворюючись у мережу мікротріщин. Сезонні фазові зміни стану води, що знаходиться у масивах гірських порід призводить до фактичного руйнування останніх, що є одним з важливих чинників суфозії. Такі ж руйнівні процеси негативно впливають як на основи, так і на фундаменти будівель та споруд не лише Святогірського монастиря, а й інших об’єктів, збудованих на карбонатних породах.

Такі дослідно-методичні дослідження дозволили зробити низку висновків, що мають науково-практичне значення. Серед них [109]:

1. Інтенсивність змін фазового стану води при замерзанні (переходу у кристалічну форму-лід) є зворотньо пропорційною швидкості та об’єму фільтрації ґрунтових та підземних вод у порово-тріщинному просторі гірських порід.

2. Замерзання води у порово-тріщинному просторі мергельно-крейдяних відкладів сприяє збільшенню річного сумарного об’єму порожнин на 0,5-1,0%, яке відбувається у напрямку, перпендикулярному розвитку основної тріщинуватості у масиві гірських порід.

3. При розтаванні льоду, що знаходиться у тріщинах карбонатних порід, параметри тріщин практично не змінюються і лише в окремих випадках спостерігається їх звуження у межах від $n\times10^{-3}$ до $n\times10^{-2}$ %.

4. Сезонні зміни фазового стану капілярних і тріщинних вод, що пов’язані з коливаннями температури, призводять як до інтенсивного геологічного вивітрювання карбонатних порід, що негативно впливає і на стійкість будівель та споруд.

3.3. Карст – як результат хімічної діяльності підземних вод

Хімічна діяльність підземних вод у природному геологічному середовищі відбувається завдяки хімічним реакціям у системі «порода-вода-газ», серед яких провідну роль відіграють процеси вилуговування та розчинення. Такі процеси найкраще можуть бути описані законами хімічної термодинаміки, котрі дозволяють обґрунтувати як існування взаємозв’язку між самими реакціями, так і визначити кількість енергії, що витрачається на них. Це дає можливість встановити не лише спрямованість фізико-хімічних перетворень, а й визначити їхні результати у певних геологічних, гідрогеологічних та геохімічних умовах [130]. Серед результатів хімічної діяльності підземних вод – фізико-хімічне руйнування існуючих та утворення нових мінералів і порід, формування хімічного складу підземних вод, міграція та концентрація хімічних елементів та їхніх сполук.

В процесі фільтрації підземні води постійно взаємодіють з мінеральною речовиною гірських порід (а у разі наявності – і з різними будівельними матеріалами). Причому у такому випадку формується фізико-хімічна система, що складається з трьох фаз – твердої, рідинної та газовою. Тверда фаза переважно представлена мінеральною речовиною гірських порід, рідинна – підземними водами, а газова – бульбашками вільних повітряних газів (O_2, CO_2, NO_2, H_2S та ін.), що присутні у водяному розчині [21]. Ця система, взаємини якої з оточуючим геологічним середовищем

носять відкритий характер, є урівноваженою і визначається такими параметрами як температура, тиск, хімічний склад, концентрації компонентів та багатьма іншими. Відкритість системи означає, що швидкості прямої і зворотної реакцій між її хімічними компонентами є практично однаковими: А+В=С+Д [139]. У цьому випадку градієнти концентрацій речовин у системі практичного відсутні, а сама вона знаходиться у метастабільному стані. Зі зміною фізико-хімічних параметрів середовища або концентрацій реагуючих компонентів процеси взаємодії між компонентами стають незворотніми. При цьому сама система втрачає рівновагу, а, відповідно і стабільність [130]. Це призводить до зміни фізико-хімічних параметрів підземних вод і гірських порід і породжує явище масоперенесення, внаслідок якого хімічні елементи можуть переходити з однієї фази системи у іншу, намагаючись привести усю її до рівноваги з геологічним середовищем [69].

Оскільки і підземні води, і гірські породи знаходяться у однакових температурно-барометричних умовах при побудові теоретичних моделей процесів масоперенесення у конкретних гідролітних системах можуть враховуватися лише градієнти концентрацій (хімічного потенціалу) окремих хімічних компонентів, що знаходиться у них [44]. Виходячи з цього, у різнофазовій (гетерогенній) системі, яка аналізується у дисертації, невимушений міжфазовий перехід певного хімічного компонента може відбуватися лише із фази з більшим – до фази з меншим хімічним потенціалом. Такий перехід супроводжується зменшенням концентрації (хімічного потенціалу) речовини у першій фазі і його збільшенням у другій. Це відбувається доти, доки різниця між потенціалами не зменшиться до нуля. З досягненням цього значення наступає міжфазова хімічна рівновага, а потенціали компонентів у системі вцілому вирівнюється [45]. За умови, що різниця концентрацій між різними компонентами (потенціалами концентрацій) є більшою за нульове значення, у досліджуваній системі «вода – порода» процеси масоперенесення відбуваються практично безперервно, що впливає на усі її складові [2,139].

У карбонатно-водяних системах важливу роль відіграють і такі процеси як сорбція та йонний обмін. Сорбція, що є процесом вибіркового поглинання рідинних і газоподібних речовин твердою фазою, сприяє проникненню різних за хімічним складом водяних розчинів у породи. При цьому розрізняють адсорбцію – процес поглинання речовини лише поверхнею твердого тіла та абсорбцію – поглинання речовини усім його об'ємом. У процесі сорбції концентрації речовин у зоні контакта двох суміжних фаз стають більшими за концентрації всередині їх. Основною причиною сорбції є фізико-хімічні процеси, що протікають на межі двох фаз. Їх інтенсивність є прямо пропорційною площі взаємодії різнофазових компонентів з утворенням на границі розділу нової речовини [2]. Такий процес носить назву іонного обміну і є вільним обміном речовиною між твердою фазою і водяним розчином. Швидкість іонообмінних процесів знаходиться у прямій залежності від швидкості фільтрації підземних вод. Таким чином, у природних геологічних умовах хімічна взаємодія підземних вод з мінеральною речовиною, яка призводить до процесу карстоутворення, визначається їх фізико-хімічними властивостями [2].

Карст – геодинамічний наслідок геологічної діяльності підземних вод, що проявляється у розчиненні та вилуговуванні гірських порід з формуванням рідинного стоку. Для розвитку карсту необхідні такі фізичні умови: а) значна товщина порід, що карстуються та б) низькій рівень підземних вод [5,136].

В залежності від глибини карстових порожнин карст за часом утворення поділяється на *молодий* та *древній*. За розвитком покривних відкладів на породах, що карстуються, розрізняють карст *відкритий* (без ґрунтово-рослинного покрову) та *закритий* (перекритий молодшими за віком утвореннями). Формування та розвиток закритого карсту відбувається майже виключно завдяки дії підземних вод, що вміщуються у водоносному горизонті в породах якого спостерігається карстоутворення [70]. Натомість відкритий карст утворюється за участі як підземних, так і інфільтраційних вод [145].

Хоча найхарактернішими для розвитку карстових процесів є низинні форми рельєфу, карст може утворюватися і на височинах. Прикладом останнього є і «крейдяна брила», на якій знаходиться Святогірський монастир. Розрізняють *ерозійний* та *змішаний* карст. За морфологічними ознаками виділяються такі його форми: а) приповерхневий – *епікарст* (карри, понори, воронки, улоговини, а також долини – сухі, сліпі, мішкоподібні) та б) глибокий – *гіпокарст* (шахти, колодязі, галереї, печери та ін.). Завдяки від'ємним тектонічним рухам карстові порожнини інколи занурюються на глибини у сотні метрів, як наприклад, ущелина Жан-Бернар (Франція), що сягає глибини 1410 м [5,141,145].

Карстові форми, що перекриті молодими породами, наповнюючись водою та осадами, перетворюються у *закритий* або *древній* карст.

На основі багаторічних періодичних замірів (моніторингу) величини мінералізації сульфатно-гідрокарбонатних кальцієвих вод в одному з джерел, що розвантажуються у підніжжі «крейдяної скелі» у р. Сіверський Донець, нами було встановлено сезонні зміни мінералізації підземних вод. Весною і восени мінералізація вод знижувалася до 1,0-1,5 г/дм^3, а у водах переважав йон гідроксилу (HCO_3^-). В той же час влітку при зменшенні дебіту джерела з 1,5-2,0 л/с до 0,5-0,75 л/с у воді суттєво збільшувався вміст йону Ca^{2+} та підвищувалася її мінералізація (до 2,0-5,0 г/дм^3). Це, вірогідно, є наслідком процесу хімічної денудації порід мергельно-крейдяної товщі з утворенням сучасного карсту.

Приповерхнева зона формування епікарсту характеризується специфічними гідрогеологічними особливостями завдяки пористості та тріщинуватості і, відповідно, проникненості порід, що карстуються. Зона епікарсту, у якій містяться певні динамічні запаси підземних вод, виконує роль живлячої (гідрогеологічно), реакційної (геохімічно) та рельєфоутворюючої (геоморфологічно) приповерхневої зони літосфери [50].

У верхній частині епікарстової зони інфільтраційні водяні потоки є агресивними до карбонатних порід за рахунок присутності атмосферного

CO_2. Внаслідок цього тут спостерігаються процеси розчинення мінеральної (карбонатної) речовини, що обумовлює збільшення пористості та проникності порід. Саме тому близько 70% карстової денудації відбувається у 10-метровому інтервалі глибин епікарстової зони [136]. Внаслідок цього в ній спостерігається і найбільша водонасиченість вивітрилих порід. Під зоною вивітрювання залягають породи «вадозної зони», пористість і проникність яких є набагато нижчою.

В межах виходів нижньокрейдяних порід на правому березі р. Сіверський Донець як в районі монастиря, так і вище за течією – у с. Богородичне, границя грунтово-рослинного покрову і епікарстової зони є нерівномірною. Ґрунтовий матеріал лише фрагментарно покриває крейдяні породи і часто проникає у відкриті порожнини та тріщини масиву, що карстуються. Така картина типова для багатьох областей розвитку карбонатного епікарсту [35,50,71,138].

Товщина та конфігурація епікарстової зони у карбонатних породах залежить від різних геологічних, гідрогеологічних, геохімічних та геоморфологічних факторів. Пористість гірських порід у її межах часто складає від 2 до 30% [50].

Підземні води відіграють виняткову роль у хімічному перетворенні карбонатних порід. Геохімічна робота підземних вод складається з вилуговування і розчинення та виносу з них мінеральної речовини. Схематично карстоутворення можна розбити на три послідовних стадії: 1) надходження розчинника (води) до поверхні породи; 2) вилуговування і розчинення твердої речовини (фазового переходу) та 3) видалення фільтраційними потоками підземних вод продуктів реакцій від поверхні денудації. У природних умовах параметри системи «порода-вода», в межах якої відбуваються процеси карстоутворення, мають квазістабільний характер, а розчинення мінеральної речовини у підземних водах визначається, головним чином, величиною градієнта концентрації між рідинною фазою (водою) та шаром насиченого розчину, що утворюється на її контакті з

карбонатною речовиною порід. Головним каталізатором процесу карстоутворення у карбонатних породах є двооксид вуглецю (CO_2), що присутній у воді як у вільній, так і в розчинній формах. Процес хімічної взаємодії води з карбонатною породою у присутності CO_2 відбувається за відомою реакцією:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2^{\uparrow} = \underset{\downarrow}{CaHCO_3} + HCO_3$$

Як надходження в систему «порода-вода» розчинника (підземних вод), так і відведення розчинної речовини обумовлюється, головним чином, конвективою дифузією, яка за короткий час здатна перерозподілити значні маси речовини. У випадку розчинення або вилуговування поверхні карбонатної гірської породи кількість речовини (Q), що переходить у розчин, визначається рівнянням [69]:

$$Q = alC_k\sqrt{\frac{4D_vV}{\pi l}}, \text{ де:}$$

a та l – відповідно ширина і довжина пласта порід, що карстуються;

$C_к$ – градієнт концентрації;

D_v - коефіцієнт конвективної дифузії;

V – швидкість руху підземних вод.

Швидкість розчинення гірської породи є пропорційною квадратному кореню швидкості руху підземних вод. З цього витікає, що інтенсивність розвитку карсту цілком залежить від швидкості фільтрації підземних вод [81].

Карст найінтенсивніше розвивається на ділянках надходження у систему «порода-вода» агресивних (по відношенню до карбонатних порід) вод та газів, що співпадають з осередками висхідного розвантаження глибинних флюїдів (лужні води, двооксид вуглецю та ін.). Такі ділянки, як правило, приурочені до тектонічно активних розривних порушень з якими пов’язані зони розущільнення (тріщинуватості) у гірських породах [3,16,118].

Формування підземних вод у карстових колекторах верхньокрейдових карбонатних порід Святогірської структури супроводжується і інтенсивним поглинанням інфільтраційних та поверхневих вод. Це пов'язано тут з підвищеною проникністю гірських порід у зоні аерації. У карстових масивах поверхневі води дуже швидко просмоктуються по капілярах та тріщинах у водоносні горизонти, перетворюючись у підземні, що призводить до частого порушення хімічних рівноваг у системі «порода-вода», і як наслідок – інтенсивного руйнування порід–колекторів [12].

За хімічним складом підземні води зони інфільтрації території досліджень є переважно гідрокарбонатними змішаного катіонного складу. Найактивніший реагент з карбонатними породами – двооксид вуглецю – здебільшого знаходиться в них у концентраціях до 10,0-30,0 мг/дм^3. Але в місцях де породи розбиті тектонічними тріщинами вміст CO_2 у воді дуже часто набагато перевищує ці значення, досягаючи 100,0 мг/дм^3 і більше, що може пояснюватися лише підтоком двооксиду вуглецю з глибоких горизонтів палеозою [118,119]. Слід зазначити, що саме з такими ділянками і пов'язані процеси інтенсивного розвитку карсту в межах «крейдяної брили».

У районах відкритого карсту існує специфічна гідродинамічна зональність (рис. 3.5). Згори донизу виділяються: а) зона живлення (ґрунтовий покрив та епікарст), де відбуваються акумуляція інфільтраційних вод; б) вадозна зона, живлення якої здійснюється за рахунок інфільтраційних вод та в) фреатична зона, у якій тріщино-порожнинне середовище повністю заповнено підземними водами, що рухаються у напрямку зменшення градієнта тиску [50,136]. Зона живлення (до глибини 5,0-10,0 м) зазвичай включає ґрунтовий покрив та епікарстову підзону. Вадозна зона, що може мати товщину від декількох до тисячі метрів, характеризується вільним гравітаційним рухом підземних вод від зони розвитку епікарсту до фреатичної зони. Окрім того, у регіонах з континентальним кліматом може бути виділена й підзона сезонних коливань рівнів підземних вод, живлення якої відбувається за рахунок вод зони аерації і дуже залежить від

періодичності та кількості інфільтрації атмосферних опадів. Під час весняного розтавання снігу та дощового періоду восени, водоносні колектори, як правило, повністю заповнюються водою. Натомість спекотним літом і холодною зимою вони, переважно, бувають заповнені атмосферним повітрям. Фреатична зона (зона повного насичення) є водоносним комплексом безнапірних вод з вільною поверхнею. Локальні напори тут іноді виникають у карстових каналах та порово-тріщинних колекторах завдяки різким змінам умов живлення [5]. Приблизно така ж картина спостерігається у приповерхневій частині «крейдяної брили» (перші десятки метрів). Нижче, завдяки напірному характеру підземних вод і висхідному розвантаженню глибинного флюїдного потоку.

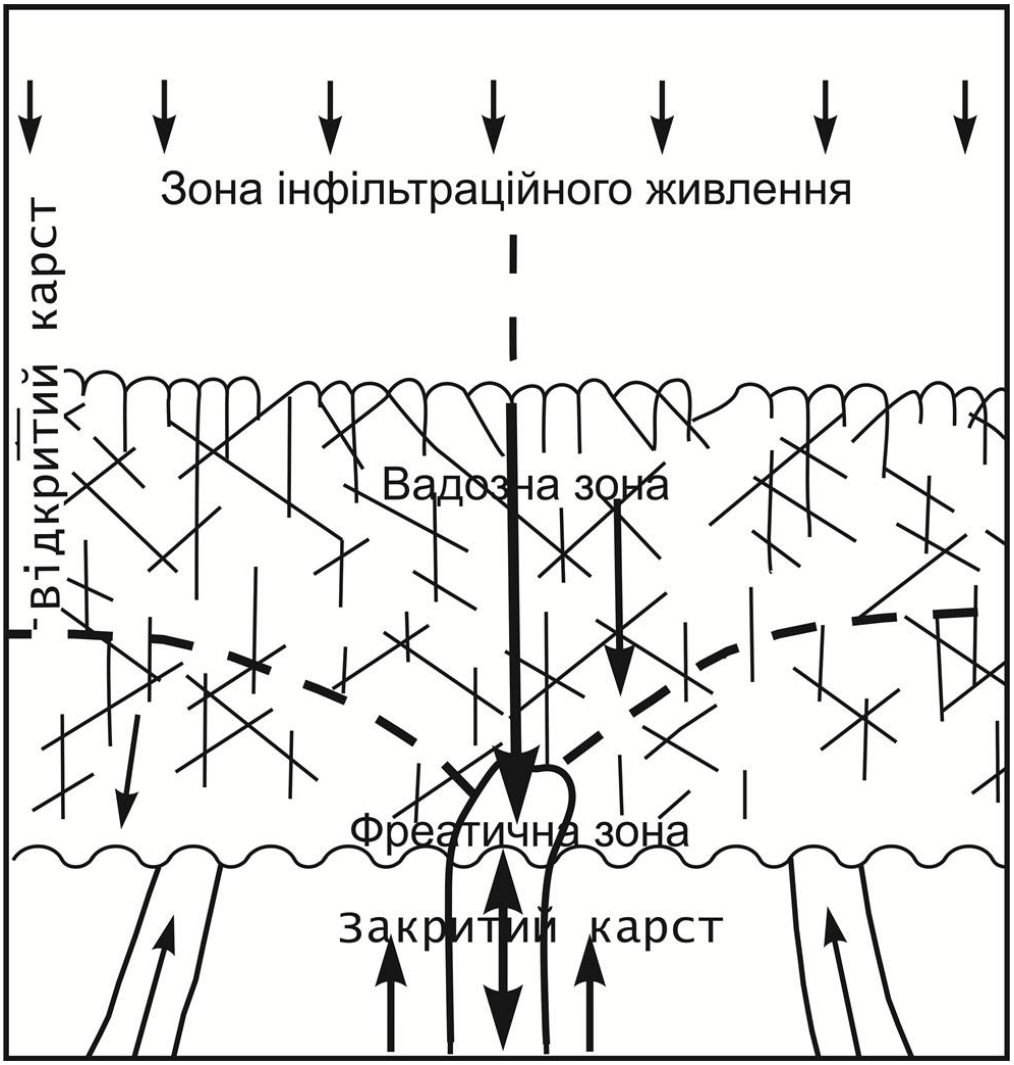


Рис. 3.5. Схема гідродинамічної зональності у відкритому карстовому масиві (за О. Климчіуком, 2009, з додатками автора, 2015)

Карстоутворення суттєво впливає на усі елементи природного ландшафту, а разом з тим і на будівельні об’єкти, споруджені на породах, охоплених карстом, що проявляється у хімічному руйнуванні основ будівель і споруд. Цей процес є важливим фактором стійкості і таких історично-архітектурних пам’яток, як комплекс Святогірського монастиря. Причому, чим древнішими є карстові процеси, тим більшого ризику зазнають будівельні конструкції. З іншого боку – чим старшими за часом забудови є будівельні конструкції у зоні ризику, тим більшою є вірогідність їх деформації та руйнування унаслідок процесів карстоутворення.

Інфільтраційні та підземні води, що вміщуються у карстових колекторах, постійно розчинюють та переносять речовину карбонатних порід. Це призводить до постійного збільшення розмірів карстових порожнин, що, у свою чергу, є суттєвим фактором збільшення інтенсивності гідродинамічних процесів у підземній гідросфері.

Слід зазначити, що інтенсивність карстової денудації на ділянках, що розташовані вище місцевих базисів дренування (як у випадку зі Святогорським монастирем) може бути на порядок вищою, ніж для порід такого ж складу але залягаючих на нижчих гіпсометричних відмітках [39]. Це є свідченням того, що карстовий процес не лише пов'язаний з хімічною діяльністю підземних вод, а й є прямим наслідком особливостей їхньої динаміки.

Серед негеологічних чинників впливу на взаємодію підземних вод з мінеральною речовиною гірських порід особливо слід виділити природну живу речовину (біоту) – рослинність, мікроорганізми, тваринний світ та антропогенні (техногенні) процеси. Усі вони є характерними для зони вільного водообміну, яка вцілому співпадає з зонами гіпергенезу і геологічного вивітрювання.

Жива органічна речовина присутня як у гірських породах, так і у підземних водах. Коріння дерев і трав’яного покрову активно руйнують ґрунти і приповерхневу частину порід, а продукти їх життєдіяльності

впливають на фізико-хімічні параметри підземних вод (pH, Eh, газовий склад та мікроелементний склад). Мікроорганізми приймають участь у окислювально-відновлювальних реакціях: біогеохімічні процеси за участю живих організмів різних форм організації призводять до змін геохімічних особливостей підземних вод, тим самим часто посилюючи їх агресивний вплив на гірські породи. Все це спричиняє мобілізацію хімічних елементів та сполук із твердої фази у рідинну з одночасною активізацією їх міграції у водяних розчинах [123]. Вплив цього фактора на розвиток карбонатного карста практично не досліджувався. Тому у своїх подальших роботах автор планує приділити цій проблемі особливу увагу.

У міських та індустріальних умовах важливу роль у геохімічних процесах в системі «порода-вода» відіграють антропогенні (техногенні) фактори. Вони можуть проявлятися як через фізико-хімічне руйнування масивів гірських порід, на яких збудовано будівлі та споруди, так і через штучне забруднення підземних вод аж до зміни їх геохімічного типу. Такі води цілком правомірно називати «антропогенними». Поява їх пов’язана з процесами інтенсивного забруднення підземної гідросфери, яке може носити як локальний, так і регіональний характер [115]. На території досліджень забруднення ґрунтових та підземних вод продуктами людської життєдіяльності та сільськогосподарськими препаратами є незначним, оскільки територія досліджень знаходиться в межах Святогірського природного заповідника, де будь-яка промислова діяльність є забороненою. Тому негеологічні, а, передусім, антропогенні (техногенні) чинники мають тут обмежений вплив на геодинамічні процеси, що пов’язані з діяльністю підземних вод.

3.3.1. Гідрогеологічні особливості розвитку карсту у мергельно-крейдяній товщі «крейдяної брили»

Карстоутворення, що відбувається завдяки розчинній дії води, є одним з головних ландшафтоутворюючих явищ [5,72,81,100]. Але в межах «крейдяної брили» цей процес є далеко не основним чинником формування

рельєфу, хоча і відіграє важливу роль у розвитку тріщинуватості і порожнинності мергельно-крейдяної товщі. З карстом пов’язане утворення поверхневих депресій, гротів та інших геоморфологічних форм, що виникли у цьому карбонатному верхньокрейдовому масиві завдяки хімічним реакціям у системі «порода-вода» [67].

Слід зазначити, що питання про існування в межах «крейдяної брили» карбонатного карсту до останнього часу було відкритим, оскільки попередніми дослідженнями тут було виявлено лише активний твердий (поверхневий і підземний) стік, що пов'язаний з суфозійними явищами (Сторчова А.М., Молодан В.О., 1982 та ін.). Автором в процесі польових досліджень було встановлено факти, які вказують на розвиток у мергельно-крейдяній товщі верхньої крейди «крейдяної брили» карбонатного карста, обумовлено хімічною взаємодією у системі «порода-вода». Це дозволило визначити ще один важливий природний фактор негативної дії на крейдяну Миколаївську церкву та інші монастирські споруди.

Найважливішими факторами розвитку карсту є динаміка і температура підземних вод, їхній хімічній та газовий склад, що забезпечують інтенсивність хімічних реакцій з розчиненням карбонатних порід [5,100,146].

За нашими спостереженнями, водообмінні системи, які утворилися у верхньокрейдових відкладах, призвели до формування тут двох різновидів карста – гіпергенного (епікарста) та гіпогенного (ендокарста) [110,119]. Якщо розвиток карсту першого типу пов'язаний в основному з інфільтраційними водами, то карст другого типу обумовлюється розвантаженням вод глибоких горизонтів та глибинних флюїдів і, зокрема, двооксиду вуглецю [53,141].

Особливістю розвитку карсту є постійне пришвидчення інтенсивності цього процесу у часі та збільшення обсягів закарстованих порід у просторі. Така тенденція, в основному, забезпечується постійним розширенням каналів фільтрації підземних вод (за рахунок розчинення порід) і, відповідно пришвидченням їх руху у тріщинно-порожнинному просторі [50,52].

Взаємодія інфільтраційних та напірних вод різного хімічного складу з карбонатними відкладами призводить до появи в них різних за розмірами та формою порожнин, параметри яких залежать від характеру проникності порід, їх тріщинуватості, швидкості фільтрації та агресивності вод і газів, а також часу існування системи «підземні води – карбонатні породи». Паралельно з цим, як це має місце в межах «крейдяної брили», можуть спостерігатися і процеси метасоматозу, які проявляються у перекристалізації карбонатних порід – хемолітогенезі з утворенням аморфного, а іноді і кристалічного карбонату [119].

Серед карстових форм рельєфу, пов'язаних з епікарстом найрозповсюдженішими є лійки глибиною від декількох см до 0,5-1,0 м, що часто зустрічаються на терасах (крейдяних уступах) та відносно похилих схилах. Встановлено тут і карри – тріщини, заповнені «крейдяним порошком». Подібні форми, але з кірками аморфного, а іноді й скритокристалічного кальцита (арагоніта) приурочені до тектонічних тріщин, що прорізають відслонення «крейдяної брили». Останні, за результатами дисертаційних досліджень, є проявами ендо- або гіпокарсту. До наслідків древнього епікарсту, зокрема, належать гроти, що пов'язані як із сучасним, так і з древнім рівнем води у р. Сіверський Донець (рис. 3.6).

У мергельно-крейдяній товщі верхньої крейди в межах Святогірського монастиря підземні води приурочені до її верхньої тріщинуватої зони, покрівля якої є досить нерівною [27]. На ділянках приповерхневого залягання зони сучасний рельєф повторює її обриси. Утворення тріщинуватої зони у породах верхньої крейди пов'язане як з древніми, так і з сучасними процесами геологічного вивітрювання, важливу роль у яких відігравали інфільтраційні води. Товщина вивітрилої тріщинуватої зони до 5-10 м, а також перекриття її четвертинними піщано-глинистими відкладами та ґрунтами створило передумови для формування в ній у межах крейдяного виступу водоносного горизонту. Коефіцієнти фільтрації підземних вод в його межах змінюються у ньому від 0,01-15,0 м/добу, а дебіти свердловин – від

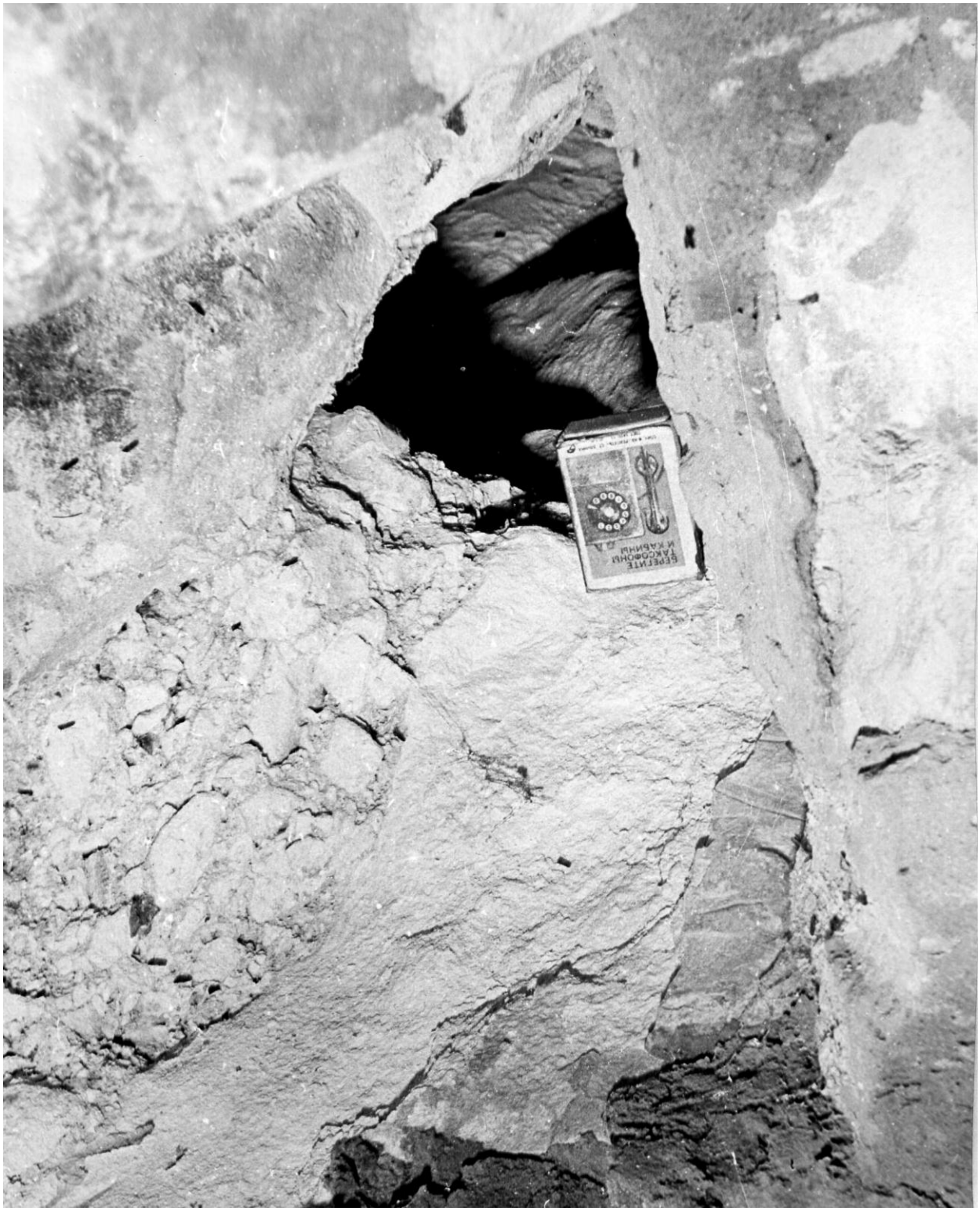


Рис. 3.6. Карстова порожнина в межах вертикальної тектоногенної тріщини, що розтинає «крейдяну брилу»

5,0-10,0 до 30,0-40,0 л/с.

У зонах тектонічної тріщинуватості (інколи шириною у десятки сантиметрів) по свердловинах часто спостерігається вертикальне розвантаження підземних вод палеозоя. Слід зазначити, що води крейдових відкладів характеризуються нейтральною або близькою до неї реакцією (*pH*6,8-7,2), мінералізацією в межах 3-5 г/дм^3 та гідрокарбонатним натрієвимскладом. Натомість підземні води палеозоя мають більш лужну реакцію (*pH* 7,6-8,0), вищу (до 10 г/дм^3) мінералізацію та інший хімічний склад – від сульфатно-хлоридних змішаного катіонного складу до гідрокарбонатно-хлоридних натрієвих, а у деяких випадках навіть хлоридних натрієвих. Важливого геохімічною особливістю таких вод є аномальні кількості в них як вільного, так і розчинного двооксиду вуглецю [118]. Все це створює сприятливі умови для розвитку суфозійних та карстових процесів в межах «крейдяної брили», на якій знаходяться древні монастирські споруди.

Водоносний горизонт мергельно-крейдяної товщі в межах регіону розповсюджений як у Бахмутській, так і в Кальміус-Торецькій улоговинах. Найбільша його товщина і водомісткість спостерігається у синклінальних (міжкупольних) прогинах, а гідравлічний взаємозв’язок горизонта фіксується не лише з алювіальними та ґрунтовими водами, а й водами Сіверського Донця у його долині. Дебіти підземних вод тут сягають 69-83,3 дм^3/с при зниженнях до 2-5 м [27].

На вододілах верхньокрейдова мергельно-крейдяна товща буває практично безводною. Деякі дослідники пов’язують це з відсутністю зони тріщинуватості [27]. Проте це, вірогідно, навпаки обумовлюється підвищеною тріщинуватістю порід верхньої крейди і збільшенням на цих ділянках товщини зони вільного водообміну, а, отже і зміною режиму підземних вод з напірного на безнапірний. При цьому безнапірні або слабко напірні (з напором до 10-20 м) води просто не можуть досягти вододільних структур, що іноді знаходяться на значно вищих (до 100-150 м) гіпсометричних відмітках.

Дослідження хімічного складу підземних вод регіону різного генезису, відібраних як з верхньокрейдового горизонту, так і з тріщинних зон дозволили визначити їх усереднений склад та характеристики. В основному, це гідрокарбонатні кальцієві (магнієві) води з низькою (0,7-1,2 г/дм^3) мінералізацією та нейтральною реакцією (*pH* 6,8-7,2). Вміст CO_2 в них в середньому коливається в межах 17-30 мг/дм^3, а концентрації мікроелементів не перевищують фонових значень [118]. Узагальнена формула Курлова для вод мергельно-крейдової товщі за розрахунками автора може мати такий вигляд:

$$M_{1,0}\ \frac{HCO_3 60 SO_4 25 Cl 15}{Ca 55 Mg 30 Na 15}\quad \text{pH 7,0; } CO_2 \text{ 17-30 мг/дм}^3$$

Проте, на фоні гідрокарбонатних та гідрокарбонатно-сульфатних кальцієвих, магнієвих вод з низькою мінералізацією, нейтральною pH та незначним вмістом мікроелементів і газів, часто зустрічаються і води з іншими геохімічними характеристиками. Так, у зоні Петрівсько-Кремінського розлому спостерігається потужна гідрогеохімічна інверсія, пов’язана з висхідним розвантаженням вод хлоридного та хлоридно-сульфатного складу. Це вказує на те, що у живленні таких вод приймають участь води глибоких горизонтів, що розвантажуються в межах Святогірської структури [112,120].

3.3.2. Фізико-хімічні умови розчинення мергельно-крейдяних порід

Різноманітність фізико-хімічних параметрів підземних вод, що розвантажуються у зонах глибоких розривних порушень, дає усі підстави вважати, що окрім механічної, такі агресивні щодо карбонатів води здійснюють на породи мергельно-крейдяної товщі і хімічну дію. А саме з останньою і пов’язані процеси карстоутворення [53,100].

Про карст у верхньокрейдовій карбонатній товщі в межах «крейдяної брили» свідчить карстовий грот, що утворився нижче Миколаївської церкви – майже на рівні водної поверхні р. Сіверський Донець. Із цього грота по

вертикальній тектонічній тріщині у річку розвантажується висхідне джерело №12 (рис. 1.3) з дебітом до 4,5 дм^3/с. Як засвідчив хімічний аналіз проби води, відібраний з цього джерела і виконаний у хімічній лабораторії хімічного факультету ХНУ імені В.Н.Каразіна, вона має гідрокарбонатний кальцієво-натрієвий склад, досить високу мінералізацію – 8,6 г/дм^3 та слабко лужну реакцію (pH) – 7,8. Серед мікроелементів у аномальних концентраціях присутні бром, бор, цинк, ртуть, літій, рубідій, а серед газів звертає на себе увагу високі концентрації двооксиду вуглецю (86,0 мг/дм^3) та гелію (0,001 мг/дм^3). Геохімічні особливості складу підземних вод, що розвантажуються з тріщини у мергельно–крейдяних породах вказують на дві їхні особливості: а) живлення за рахунок вод глибоких горизонтів за участі ендогенних флюїдів та б) активне розчинення ними карбонату кальцію в процесі його хімічної взаємодії з джерельною водою. Суттєву роль у цих реакціях відіграє CO_2, який у десятки разів прискорює перехід йонів Ca^{2+} та CO^{2-}_3 у розчин [100,136,139].

Гідрогеологічні особливості верхньокрейдових порід мергельно-крейдяної товщі Святогірської брахіантикліналі та прилеглих геологічних структур дозволили з’ясувати закономірності інтенсивності процесів розчинення крейди ($CaCO_3$) у різних фізико-хімічних умовах системи «крейда-вода». Вплив основних показників води на перехід йонів Ca^{2+}(ум.од.) у розчин аналізувався в залежності від хімічного складу (геохімічного типу), присутності вільного двооксиду вуглецю (CO_2, мг/дм^3), мінералізації (г/дм^3) та величина pH підземних вод (рис. 3.7 а,б,в,г).

Експериментально було встановлено, що максимальна розчинність карбонату кальцію спостерігається у гідрокарбонатних натрієвих (ГН) водах. Трохи нижчою вона є у водах гідрокарбонатного кальцієвого, магнієвого (ГК) та хлоридного натрієвого (ХН) складу. А найнижчою розчинність кальциту спостерігається у сульфатних (С) водах різного катіонного складу (рис. 3.7, а). Це може бути пов’язане як з хімічним складом, так і з мінералізацією та pH розчинів, які є характерними для кожного із зазначених

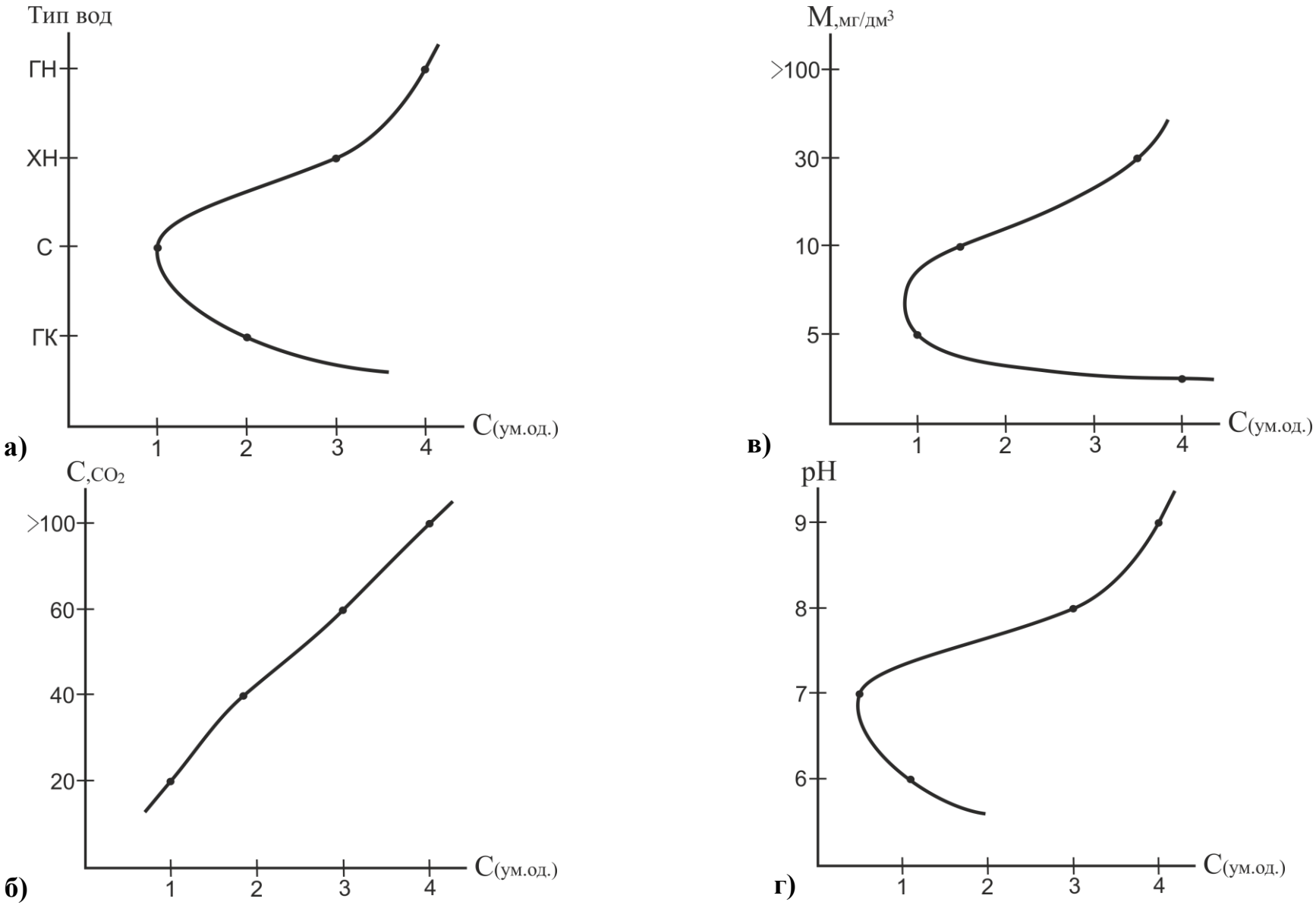


Рис. 3.7. Розчинність карбонату кальцію у воді в залежності від її фізико-хімічних параметрів:
а) хімічного складу; б) концентрації CO_2; в) мінералізації; г) величини pH. Геохімічні типи вод:
Г – гідрокарбонатно-кальцієвий (магнієвий); С – сульфатний; ГН – гідрокарбонатно-натрієвий; ХН – хлоридно-натрієвий

їх типів. Так, присутність солей NaCl та йонів SO_4^{2-} у розчині, значно зменшує розчинність у воді CO_2, що у свою чергу гальмує розчинні процеси у системі «кальцій-вода» [125,143].

Як свідчать результати лабораторних експериментів саме розчинений у воді двооксид вуглецю значною мірою регулює перехід іонів Ca^{2+} з твердого карбоната кальція у розчин. Дослідження, проведені на основі геологічних фактичних матеріалів довели існування прямої залежності між концентраціями у воді розчинного CO_2 та вмістом йонів Ca^{2+} у пробах, відібраних з верхньокрейдової карбонатної товщи (рис. 3.7, б). Таким чином, дисертаційні експерименти на основі фактичного матеріалу польових робіт підтверджують висновки інших дослідників [125].

За даними автора розчинність кальциту різко підвищується при переході від низькомінералізованих (0,1-10,0 г/дм^3) вод до слабких розсолів (М>30,0 г/дм^3). Подальше збільшення мінералізації значно менше впливає на інтенсивність переходу йонів Ca^{2+} у розчин (рис. 3.7, в), що підтверджується експериментальними лабораторними дослідженнями [135].

В нейтральних умовах (pH 6,8-7,2) вона мінімальна, у слабко кислих (pH< 6,8) – незначно підвищується, а у лужних (pH>8,0) – різко збільшується (рис. 3.7, г). Це можна пояснити тим, що з підвищенням лужності у розчині зростає концентрація йонів водню (H^+), які активно заміщують йони Ca^{2+} у карбонатних породах [140].

3.3. Висновки до третього розділу

1. Підземні води характеризуються двома основними видами геологічної діяльності – фізичною (механічною) та хімічною (розчинною), геодинамічними наслідками якої у карбонатних породах є, відповідно суфозія та карст. На території Святогірського монастиря розвиток цих процесів у мергельно-крейдяних породах верхньої крейди ($К_2$)

обумовлюється геолого-гідрогеологічними, геоморфологічними та кліматичними особливостями.

2. Суфозія є геодинамічним наслідком геологічної діяльності інфільтраційних вод, що супроводжується механічним руйнуванням гірських порід їх фільтраційними потоками з формуванням дрібнодисперсного твердого стоку. Суфозійний процес складається з трьох взаємопов'язаних синхронних етапів: 1) механічного руйнування твердої речовини гірських порід, 2) перенесення мінеральних часток водними потоками та 3) перевідкладення твердої мінеральної речовини фільтраційними водними потоками.

3. Динаміка розвитку суфозійних процесів у карбонатних породах регіону обумовлюється сезонними інфільтраційним живленням зони вивітрювання мергельно-крейдяної товщі верхньої крейди (K_2ср-t). Найбільша інтенсивність суфозії спостерігається весною та восени, у той час як влітку і, особливо, взимку вона є найменшою.

4. Рельєф є одним з основних природних факторів, що впливає на інтенсивність суфозії. Геоморфологічними особливостями визначаються швидкості фільтраційних водних потоків, що обумовлюють інтенсивність фізичного руйнування гірських порід у зоні гіпергенезу (вивітрювання). Ерозійна енергія рельєфу залежить від глибини базису ерозії та форми схилів. Крутіші схили забезпечують не лише інтенсивніший підземний стік, а й зростання його енергетичної сили.

5. Проведені дослідно-методичні дослідження дозволили встановити динаміку розвитку екзогенної тріщинуватості у карбонатних породах пов'язану зі зміною фазового стану тріщинно-капілярної води. Замерзання води у мергельно-крейдяних породах сприяє збільшенню річного сумарного об'єму порожнин на 0,5-1,0 % у напрямку, перпендикулярному розвитку основної тріщинуватості.

6. Карст – геодинамічний наслідок геологічної діяльності підземних вод, що проявляється у розчиненні та вилуговуванні гірських порід з

формуванням рідинного стоку. Для розвитку карсту необхідні такі основні умови: а) фізичні – значна товщина карбонатних порід та низький рівень підземних вод; б) хімічні – лужність підземних вод гідрокарбонатно-натрієвого складу і присутність у них розчинного та вільного двооксиду вуглецю.

7. За ознаками карст поділяється на: молодий та древній, відкритий і закритий, ерозійний та змішаний, приповерхневий (епікарст) та глибокий (гіпокарст). У районах відкритого карсту існує гідродинамічна зональність, що проявляється у існуванні згори до низу зон: а) живлення; б) вадозної та в) фреатичної.

8. Гідрогеологічні особливості розвитку карсту на території досліджень ґрунтуються на ролі тріщинно-порожнинного простору у фільтрації підземних вод різного формування та висхідному розвантаженні агресивних до карбонатів вод глибоких горизонтів та двооксиду вуглецю, а також несприятливих фізико-хімічних умовах розчинення мергельно-крейдяних порід.

РОЗДІЛ 4
ПОБУДОВА ГЕОЛОГО-ГІДРОДИНАМІЧНОЇ МОДЕЛІ СУФОЗІЇ ТА КАРСТУ У ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ МЕРГЕЛЬНО-КРЕЙДЯНИХ ПОРОДАХ НА ТЕРИТОРІЇ СВЯТОГІРСЬКОГО МОНАСТИРЯ

4.1 Тріщинуватість мергельно-крейдяних порід «крейдяної брили» – як важливий фактор суфозійних і карстових геодинамічних процесів

Породи верхньої крейди, що представлені мергельно-крейдяною товщею туронського і коньякського ярусів (K_2t-cn) і складають «крейдяну брилу», розбиті тріщинами, що є каналами циркуляції підземних вод і газів – основних чинників суфозійних і карстових процесів у карбонатних породах. Тріщини у породах верхньокрейдового комплексу поділяються за генезисом, напрямками та глибиною [99].

За результатами польових спостережень у мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили» виділено три генетичні види тріщин: екзогенні, літогенні та тектоногенні (рис. 4.1а,б,в).

Екзогенні тріщини у мергельно-крейдяній товщі пов'язані з процесами геологічного вивітрювання. Вони мають хаотичний характер і часто – похиле (до субгоризонтального) падіння, а глибина їх рідко перевищує перші десять метрів (рис. 4.1, а).

Літогенні тріщини, що, ймовірно, утворилися на стадіях діагенезу, розповсюджуються на перші десятки метрів від денної поверхні, характеризуються кутами падіння до 30-45°, а їхній напрямок визначається азимутом падіння верхньокрейдових порід (рис. 4.1, б).

Тектоногенні (ендогенні) тріщини утворилися внаслідок геодинамічних напруг в періоди тектонічної активізації Петрівсько-Кремінського розлому. Просторова орієнтировка тріщин є перпендикулярною векторам цих напруг. Кути падіння тріщин у крейдовому масиві порід – круті (аж до 90°), а глибини їх розвитку перевищують сотні метрів. Це, зокрема, добре прослід-

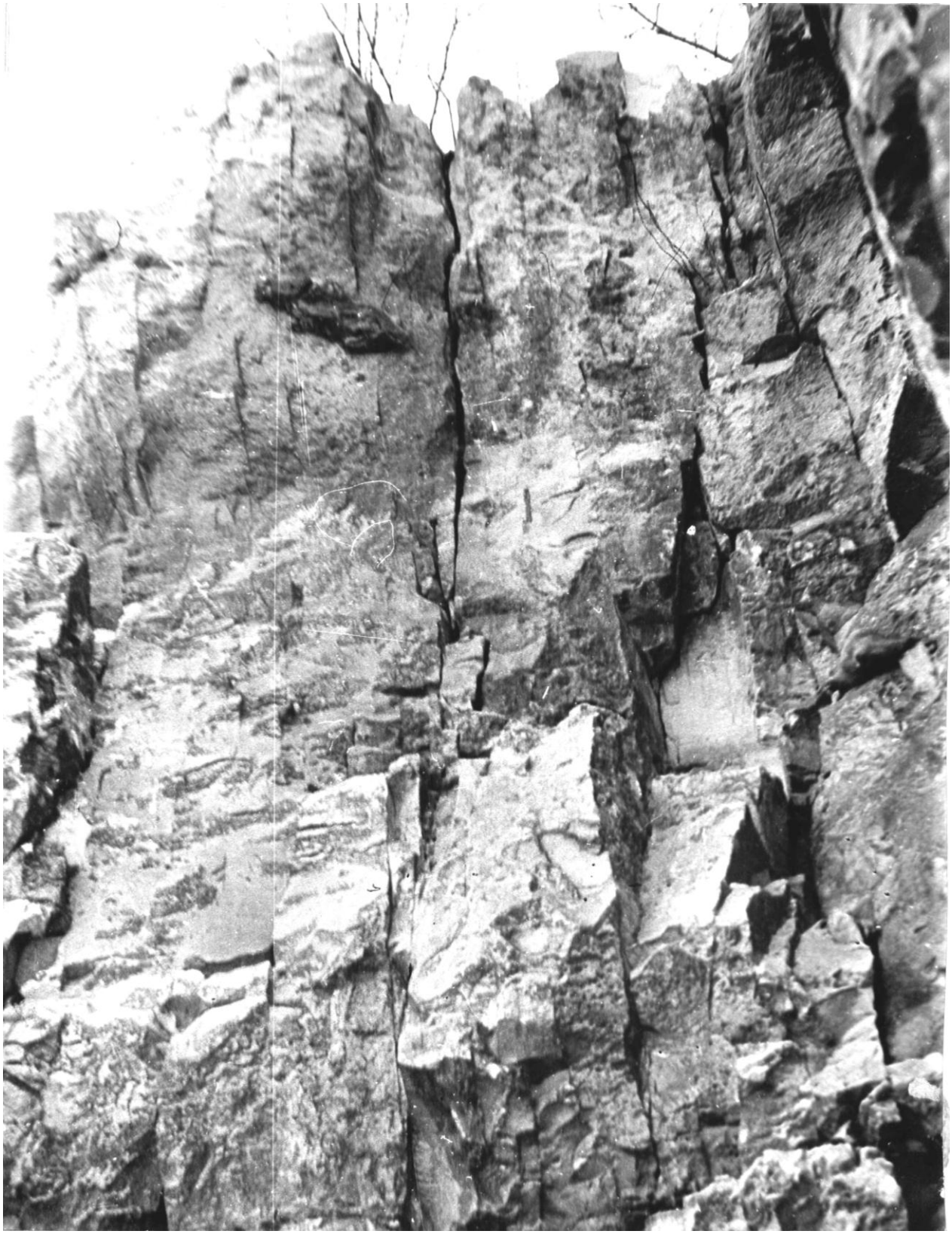


Рис. 4.1а. Генетичні типи тріщин у мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили»: екзогенна тріщинуватість

Рис. 4.1б. Генетичні типи тріщин у мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили»: літогенні (діагенетичні) тріщини, заповнені суспензійним карбонатним матеріалом

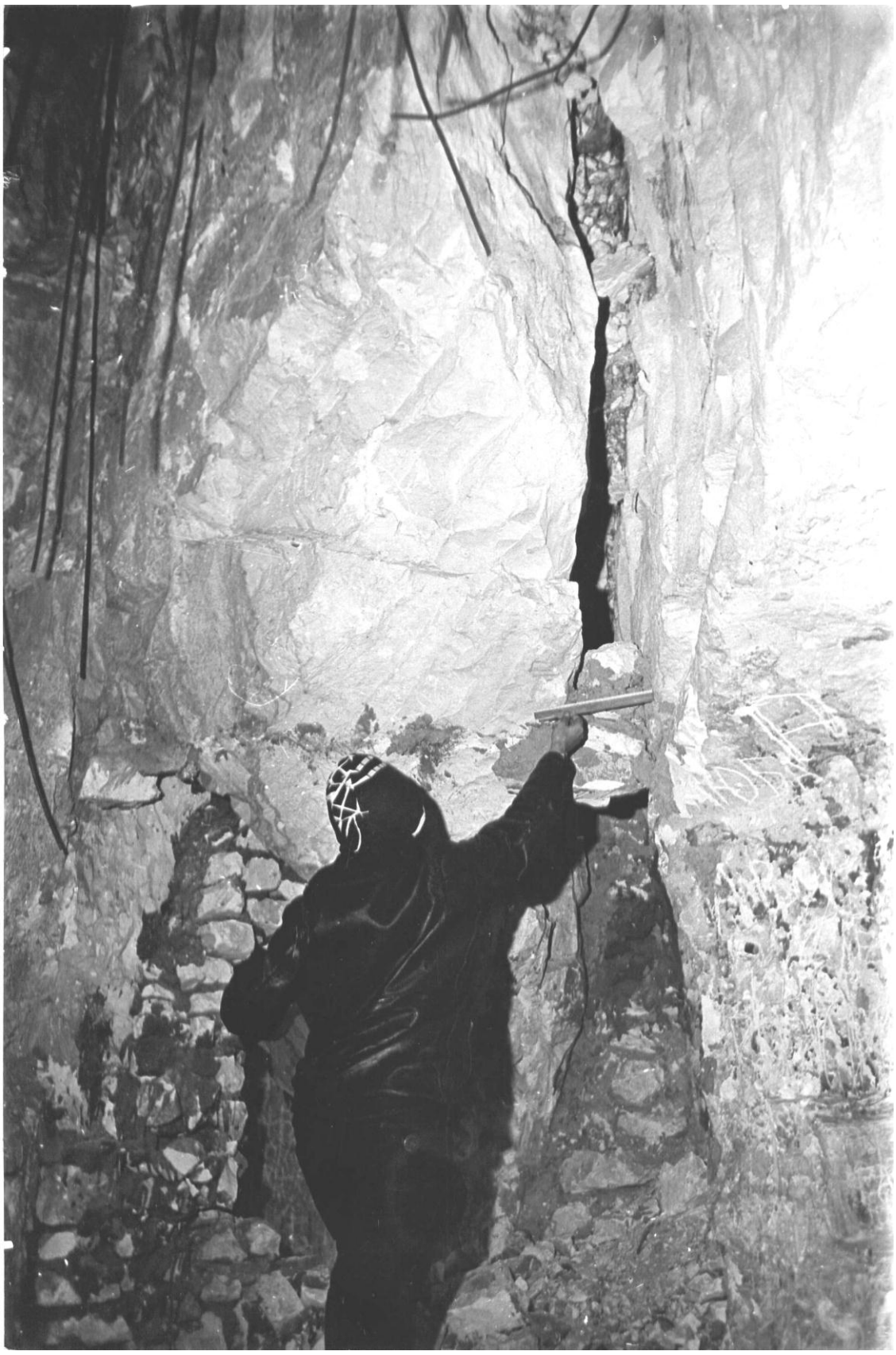


Рис. 4.1в. Генетичні типи тріщин у мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили»: тектоногенна тріщина з карстовою порожниною, що заповнена уламковим матеріалом різного діаметру

ковується по керну свердловин (А-1724р, А-1725р, А-1727р, А-1734р, А-1739р). Тектоногенна тріщинуватість представлена як окремими крупними вертикальними тріщинами, так і тріщинними зонами субширотного простягнення, що узгоджуються з напрямком Петрівсько-Кремінського розлому (рис. 4.1, в).

Згідно з результатами дисертаційних досліджень, суфозійні процеси в межах «крейдяної брили» пов'язані, головним чином, з екзогенною тріщинуватістю зони вивітрювання, в межах якої відбувається інтенсивне руйнування карбонатних порід. З цією тріщинною зоною співпадає і зона вільного водообміну, яка характеризується найвищими коефіцієнтами фільтрації і часто – турбулентним рухом інфільтраційних вод.

З літогенними тріщинами суфозійні процеси пов'язані лише у верхній частині їх розвитку, де ці тріщини характеризуються більшою розкритістю. Перенесення дрібних шматочків мінеральної речовини порід (діаметром 1,0-0,1 мм) по діагенетичних тріщинах здійснюється переважно у вигляді суспензій. За нашими спостереженнями останні приймають активну участь у процесах формування приповерхневого карсту (епікарсту).

Слід зазначити, що тектоногенні тріщини на території досліджень за розмірами співпадають з параметрами «крейдяної брили». Вони становлять небезпеку для цілісності усього масиву мергельно-крейдяних порід. По крупних тріщинах та зонах тріщинуватості цієї системи пройдено основні коридори підземних ярусів Миколаївської церкви. З ними пов'язана і циркуляція не лише інфільтраційних, а й лужних гідрокарбонатно-натрієвих вод глибокого формування і глибинних флюїдів, зокрема CO_2, які є хімічно агресивними до карбонатів. Тому на ділянках висхідного розвантаження вод глибоких горизонтів тут спостерігаються як древній, так і сучасний карст.

Задля кількісної оцінки тріщинної пустотності у дисертації використовувалася плоска модель системи тріщин, для котрої:

а) приймається, що розкриття тріщин-щілин є постійним по всій їх довжині;

б) не враховується наявність локальних контактів протилежних стінок тріщин;

в) приймаються як постійні параметри орієнтації (кут та азимут падіння) тріщин та відстань між ними.

Кількісна оцінка процесів водообміну у масиві мергельно-крейдяних порід з тектонічною тріщинуватістю для ділянки досліджень визначалася як співвідношення сумарного об'єму порожнин тріщин до загального об'єму масиву [32]:

$$П = \sum_{i=0}^{n} \frac{b_i}{a_i + b_i} * 100\%, \text{ де}$$

П – тріщина порожнинність,%; a_i – відстань між тріщинами, м; b_i – ширина тріщин, м; n – кількість систем тріщин.

Підставляючи у формулу середні значення ширини тріщин та відстані між ними, автор визначив порожнинність різних генетичних типів тріщин у масиві мергельно-крейдяних порід крейдяної брили. Отримані значення порожнинності для тектонічної тріщинуватості складають 3,0-3,4%, для літогенної – 0,1-0,15%, а для екзогенної – 0,5-5,4%. Це вказує на те, що найбільшу роль у водообміні в карбонатних породах території досліджень відіграють тектоногенні та екзогенні тріщини. При цьому, якщо екзогенні тріщини є найбільш сприятливими для циркуляції інфільтраційних вод, то тектоногенні є єдиним шляхом висхідного розвантаження підземних вод водоносних горизонтів і комплексів юри, тріасу та палеозою.

В процесі досліджень було з'ясовано, що тектоногенні тріщини часто бувають заповненими різною мінеральною масою. Матеріалом їх заповнення, головним чином, є щебінка та дресва крейдяних порід, а також дрібнодисперсний «крейдяний порошок» (табл. 4.1). По цим тріщинам повсюдно зустрічаються кірки новоутвореного карбонатного мінерала (арагоніта), що, безумовно, пов'язане з хімічними реакціями між речовиною мергельно-крейдяних порід і двооксидом вуглецю, який мігрує разом з іншими флюїдами із зон глибокого катагенезу та метаморфізму (рис. 4.2).

Таблиця 4.1

Характеристика тектонічних тріщин у верхньокрейдових (K_2t-ср) мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили»

№ н\н	Параметри тріщин (зон)					Характер стінок	Матеріал заповнення	Мінеральні новоутворення
	Місце-знаходження	Ширина, м	Кути падіння, град.	Азимути, град.				
				простя-гання	падіння			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.	1[а] від краю брили	0,01-0,2	84-90	225-250	340-345	Нерівні шорохуваті	Крейдяний порошок	Скритокристаліч-ний кальцит (арагоніт)
2.	2[а] від краю брили	до 0,2	80-90	245-260	335-350	Нерівні, бугристі	Крейдяні щебінка та порошок	Скритокристаліч-ний кальцит (арагоніт)
3.	3[я] від краю брили	0,03-0,05	82-88	240-255	340-345	Нерівні, східчасті	Крейдяний порошок	Скритокристаліч-ний кальцит (арагоніт)
4.	4[а] від краю брили	0,03-0,2	84-88	240-250	330-340	Нерівні, шорохуваті	Дресва, крейдяний порошок	Скритокристаліч-ний кальцит (арагоніт)
5.	5[а] від краю брили	0,03-0,05	75-88	240-250	330-340	нерівні	Дресва, крейдяний порошок	Скритокристаліч-ний кальцит (арагоніт)
6.	6[а] від краю брили	1,5-2,0	60-88	240-280	310-320	вихлясті	Крейдяний порошок	Скритокристаліч-ний кальцит (арагоніт)
7.	7[а] від краю брили	0,6-0,8	75-78	275-300	335-350	нерівні	Щебінка та дресва крейди, крейдяний порошок	Не виявлено

Рис. 4.2. Тектоногенна тріщина з карстовою порожниною, що заповнена продуктами суфозії (суспензійний «крейдяний порошок») та карсту (новоутворений мінерал арагоніт – на стінках)

Аналіз характеру стінок тектоногенних тріщин, матеріалу їх заповнення та мінеральних новоутворень в них вказує на те, що у верхньокрейдових відкладах на ділянці, на якій побудовано Миколаївську церкву, мають місце як широко розвинуті процеси суфозії, так і карсту. Щебінка, дресва та суспензійний «крейдяний порошок» свідчать про механічне (фізичне) руйнування карбонатних порід, що вказує на процеси суфозії. Знахідки на стінках тріщин скритокристалічного новоутвореного карбонатного мінералу арагоніту вказують на хімічну взаємодію підземних вод з мінеральною речовиною порід, а отже – на процеси карбонатного карсту. Вони відбувалися у різні періоди новітньої (кайнозойської) геологічної історії.

4.2. Про тектонічну активізацію Петрівсько-Кремінського розлому у зв'язку з сучасними геодинамічними процесами

В. Г. Білоконь (1984), розглядаючи басейн Сіверського Донця як геодинамічну систему, що відбиває процеси великих глибин, пов'язував її з глибинними розломами, які формують русло ріки. На території досліджень аномалії геодинамічної енергії пояснюються ним дегазацією мантії, внаслідок якої отримали розвиток два процеси, що розвиваються паралельно: а) генерація пружної енергії коливальних та складчастих рухів літосферної поверхні та б) виокремлення з мантії флюїдів, які разом з водами глибинного генезису стали джерелом насичення осадових порід ендогенними хімічними елементами та сполуками [11,12]. Серед цих сполук, як засвідчили результати ізотопних досліджень, чільне місце посідає двооксид вуглецю (табл. 4.2).

Глибинні розломи регіону є каналами руху потоків тепломасоперенесення (включно з водами глибокого формування та ендогенними флюїдами) до верхніх шарів літосфери [68]. Результати повторного нівелювання свідчать про те, що сучасні тектонічні рухи у регіоні

відбуваються періодично, переважно успадковуючи мезозойський тектонічний план [8]. При цьому слід враховувати той факт, що складчасті зони кристалічного докембрійського фундаменту разом з розломами є тими довгоживучими структурами земної кори, які протягом довгої історії геологічного розвитку регіону перерозподіляли тектонічну енергію у осадовій товщі [55]. Висхідне розвантаження вод глибокого формування та ендогенних флюїдів, що мають місце у зоні Петрівсько-Кремінського та інших розломів, є відображенням сучасних міграційних процесів, що відбуваються внаслідок рухів літосферних блоків Донецької складчастої споруди та її платформної облямівки [12], якою є територія досліджень.

Оскільки напрямок русла Сіверського Донця в межах території України у плані чітко корелюється із зонами глибинних розломів (Петрівсько-Кремінського, Північнодонецького та ін.), а також із довгоживучими структурами кристалічного фундаменту (зокрема, Білгородської та Старооскільської серій докембрійської залізорудної формації), саме його русло може бути потужною флюїдодинамічною системою. Ендогенне темпломасоперенесення у цій системі, що знаходиться у хиткому квазіурівноваженому стані, відбувається постійно, інтенсифікуючись навіть за найменших проявів тектонічної активізації [12,118].

Про сучасний напружений динамічний стан системи свідчать різні факти. Так, ерозійний рівень річки Сіверський Донець, що відрізняється контрастністю, вірогідно підтримується сучасними рухами земної поверхні [12]. Згідно з даними повторного нівелювання по всьому руслу річки відбувається постійне здіймання поверхні Землі з максимальними швидкостями від 8,0-10,0 мм/рік (на склепінні Воронезької антикліналі) до 3,4-5,6 мм/рік (на склепіннях Головної та Північної антикліналей Донбасу) [8]. В межах Святогірської брахіантикліналі, яка просторово співпадає з її середньою течією, річкові береги здіймаються з різною швидкістю: висяче крило брахіантикліналі (правий берег) – зі швидкістю 1,3-2,5 мм/рік, а лежаче (лівий берег) – зі швидкістю 0,6-1,0 мм/рік [8,124]. Ця різниця у

інтенсивності неотектонічних рухів відображена і у рельєфі. Правий берег річки є крутим, уривчастим. У районі Святогірського монастиря він на 80–90 м перевищує рівнинний лівий берег.

Згідно із сейсмічним районуванням, територія досліджень відповідає (у балах шкали MSK–64) ізосейті землетрусів у 4 бали, що вказує на відносно спокійний сейсмічний режим. Проте, у безпосередній близькості від Святогірської брахіантикліналі (50-70 км) у недавньому історичному минулому зареєстровано два землетруси потужністю до 4 балів (рис. 4.3). У 1913 р. один з них відбувся в межах Краснооскольського купола, а інший у 1937 р. – на Артемівській антикліналі. Відлуння їх так або інакше відчувалося і у Святогірському монастирі, про що свідчать архівні дані.

Землетруси характеризувалися невеликою (~10 км) глибиною вогнища, що співпадає з глибиною залягання тут кристалічного фундаменту (рис. 4.3). На думку автора, обидва вони пов’язані з постійною генерацією геодинамічних напруг у архей-протерозойському комплексі фундаменту, періодична релаксація яких відбувається по древньому, геологічно закритому субмеридіональному розлому, що перетинається в районі Святогірської брахіантикліналі з Петрівсько-Кремінським розломом. Останнє прямо вказує на велику вірогідність нового землетрусу з осередком в межах Святогірської брахіантикліналі. Тому цей факт слід розглядати як існування реальної сейсмічної небезпеки для історично-архітектурного комплексу Святогірського монастиря і, особливо, для стародавньої Миколаївської крейдяної церкви.

Підтвердженням новітньої і сучасної тектонічної активізації зони Петрівсько-Кремінського розлому є формування на Святогірській структурі гіпогенних гідрогеохімічних аномалій, що супроводжуються і гідрогеохімічною інверсією [112]. Так, по свердловинах, пробурених у крейдяній товщі брахіантикліналі, температура напірних підземних вод хлоридного натрієвого та сульфатно-хлоридного натрієвого складу з мінералізацією 10–20 г/дм^3 або гідрокарбонатного натрієвого складу з міне-

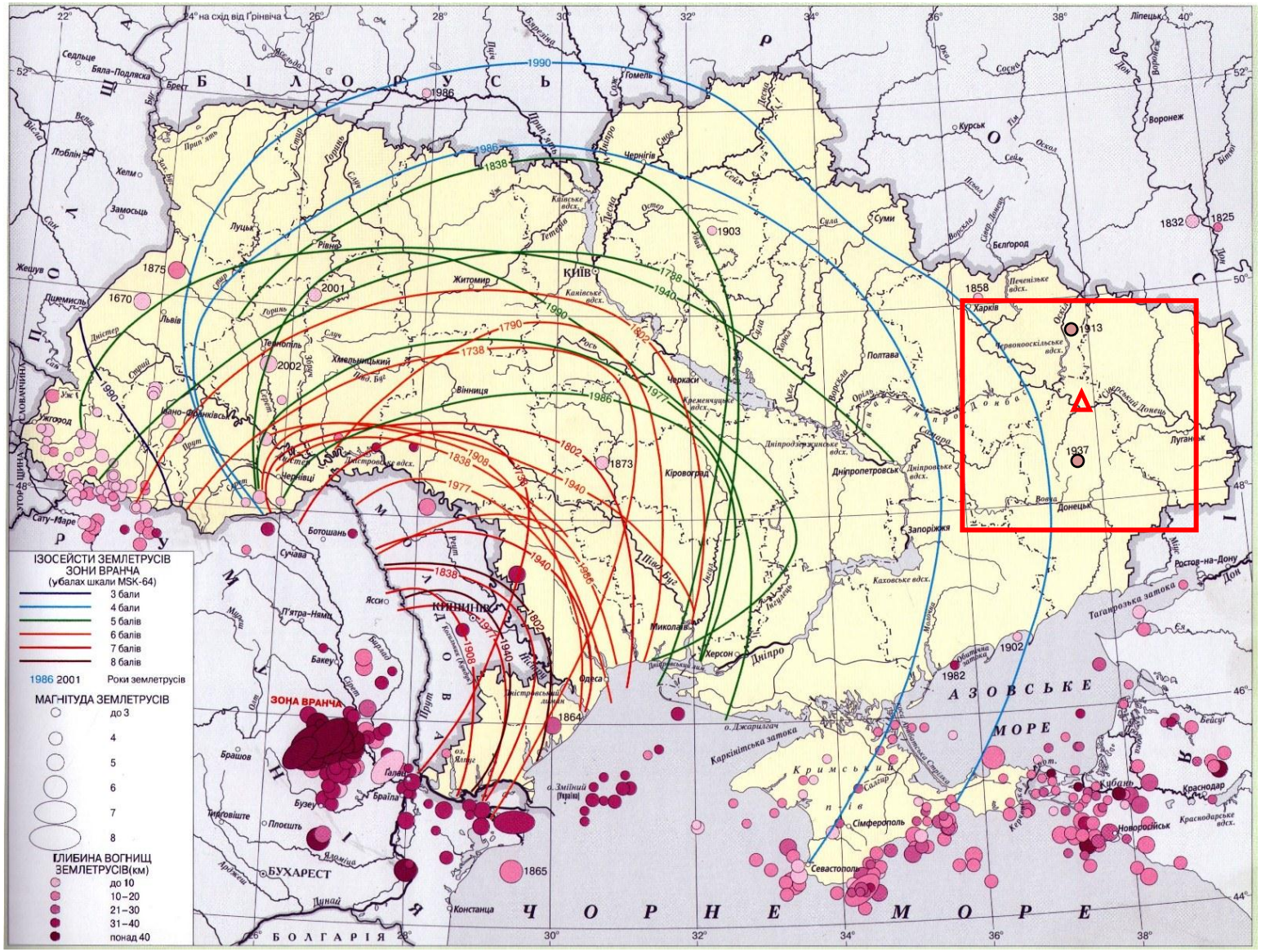


Рис. 4.3. Сейсмічне районування регіону з найближчими осередками землетрусів (м-б 1 : 5 000 000)

Умовні позначення: ○**1913** – осередки недавніх землетрусів з магнітудою 3 у регіоні та глибиною вогнищ до 10 км; △ – місце знаходження Святогірського монастиря; ⌒ – ізосейти землетрусів зони Вранча

ралізацією до 1–2 г/дм^3 в інтервалі глибин 0–300 м за нашими даними становила 19-21ºС (св. А-10268, 1725р, 1728р), а за даними інших авторів досягала 27ºС при фоновому значенні 10–12^{0}С [111,118]. Показник лужності таких вод (pH) часто перевищує значення 7,8-8,2. Серед мікроелементів, що мають глибинний генезис [111,118], які у аномально-підвищених концентраціях в напірних підземних водах південного крила Святогірської структури зустрічаються (до, мг/дм^3): літій (0,035), рубідій (0,008), цезій (0,016), ртуть (0,003), бор (1,0–3,0), арсен (0,03), а також бром (10,0), бор (6,0), йод (4,0), цинк (9,5), нікель (0,01), а серед газів тут високим вмістом характеризуються CO_2 (до 86,0), Rn (до 15,5) та He (до 0,001).

Важливим показником глибинності процесів тепломасоперенесення є присутність у флюїдах таких газів як гелій, аргон, радон та звичайно ж і двооксид вуглецю. Останній активно надходить у води глибинних розломів Дніпровсько-Донецького палеорифту [10].

В породах Святогірської брахіантикліналі спостерігається просторове співпадання різних природних аномалій – неотектонічних, гідрогеотерміч-них, гідрогеохімічних. Це може свідчити про корово-мантійної конвекції, яка посилюючись з тектонічною активізацією і затухаючи у періоди відносної геодинамічної стабілізації, продовжується у регіоні безперервно [10]. Вона обумовлює виникнення та функціонування тут метастабільних осередків тепломасоперенесення, у зонах яких відбувається формування карбонатного ендокарсту.

4.3. Глибинний двооксид вуглецю у підземних водах – як основний фактор розвитку карбонатного гіпокарсту у товщі «крейдяної брили

Присутність двооксиду вуглецю (CO_2) у підземних водах Святогірської брахіантикліналі сприяє значному збільшенню їх агресивності до основного карбонату кальцію ($CaCO_3$). Хімічна взаємодія між водою та кальцитом, внаслідок якої карбонатні мінерали вилуджуються та розчиняються, супроводжується переходом іонів Ca^{2+} у розчин за схемою:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2^{\uparrow} \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

В умовах хімічної рівноваги в системі «порода – вода» необхідним фактором існування у підземних водах іонів HCO_3^- є присутність двооксиду вуглецю, що урівноважує систему [24,43,73]. При цьому карбонатні мінерали і породи є практично нерозчинними. У випадку надлишку вільного CO_2 у водному розчині існуюча рівновага порушується, а його взаємодія з твердою фазою карбонату кальцію призводить до розчинення останнього. Зазначена вище реакція буде проходити зліва направо і продовжуючись до повної хімічної рівноваги у системі. Якщо ж концентрація CO_2 у воді буде меншою, ніж потрібно для рівноваги, то, навпаки, карбонат кальцію буде випадати з водного розчину в осад. Таким чином, та ж сама реакція проходитиме у зворотньому напрямку, триваючи до настання рівноваги у системі. З наведеної схеми видно, що саме та частина двооксиду вуглецю, яка перевищує її рівноважні концентрації, витрачається на хімічну реакцію з карбонатом кальцію, що й забезпечує переведення його у розчин [24,100].

Дослідження процесів взаємодії інфільтраційних і підземних тріщинних вод з верхньокрейдяними породами мергельно-крейдяної товщі у зоні розташування споруд Святогірського монастиря довели, що тут спостерігається не лише механічне руйнування карбонатних порід (суфозія), а й їх хімічне розчинення (карст). Головним чином це епікарст, що розвинутий у поверхневій 10–20-метровій товщі карбонатних порід. Разом з тим, прояви хімічної взаємодії $CaCO_3$ та водяних розчинів спостерігаються і у підземних ходах, що є складовими будівельного монастирського комплексу і знаходяться на глибинах до 50–70 м. У керні геологічних і гідрогеологічних свердловин також видно наслідки вилуджування та розчинення мергельно-крейдових порід підземними водами на глибинах 50–100 м і більше (свердл. 1724, 1759, 1481 та ін.). Найчастіше це явище приурочене до субвертикальних зон тріщинуватості та окремих тріщин, які мають тектонічний генезис і візуально проявляється у вигляді кавернозності карбонатних порід з характерними для гіпокарсту новоутвореннями

аморфного мінералу – арагоніту ($CaCO_3$). Жовтувато-рожеві «напливи» його по стінках тріщин зустрічаються як самостійно, так і в асоціації з крейдяним порошком, що свідчить про вторинні по відношенню до карстових, процеси суфозії у тектонічних тріщинах. Арагоніт, що зазвичай відкладається у гарячих кальцієвих джерелах [62], у даному випадку вірогідно міг утворюватися на контакті карбонатних порід мергельно-крейдяної товщі з водами глибоких горизонтів, що насичені ендогенним двооксидом вуглецю. При цьому для забезпечення не лише хімічного розчинення кальциту, а й утворення арагоніту обсяги CO_2 повинні бути значними.

Середній вміст вільного CO_2 у підземних водах верхньокрейдяної товщі Святогірської брахіантикліналі коливається в межах 20–25 мг/дм^3, хоча у багатьох випадках він сягає 40–60 мг/дм^3 і більше. В окремих висхідних джерелах та гідрогеологічних свердловинах, що дренують підземні води нижньої крейди на території та поблизу монастиря, вміст CO_2 сягає 77,2–91,5 мг/дм^3.

Такі, досить високі концентрації двооксиду вуглецю обумовлюють розвиток як гіпогенних, так і гіпергенних (епікарст) процесів карстоутворення внаслідок вуглекислотного розчинення карбонатних порід.

Концентрації CO_2 у підземних водах регіону закономірно збільшуються згори донизу. Це вказує на його не лише атмосферне, а й глибинне походження [50,147]. Двооксид вуглецю є основним компонентом у складі газової фази глибинних флюїдів різного генезису – від вулканічних до гідротермальних та метаморфогенних [48,77]. Надходження CO_2 по зоні глибинного Петрівсько-Кремінського розлому і його апофізах не лише порушує рівновагу у системі «вода – порода», а й створює передумови для підтримки хімічної агресивності вод стосовно мергельно-крейдяних порід і, відповідно, подальшого карстоутворення.

Ендогенний CO_2 може утворюватися як при термометаморфізмі мінералів, так і у процесі дегазації мантії [118]. Слід зазначити, що у мантійному двооксиді вуглецю вміст важкого ізотопу $\delta^{13}C$ знаходиться в

межах 6–8‰ за середнього значення 7‰. Близький ізотопний склад має і вуглець метану (CH_4), який утворюється внаслідок синтезу C та H_2O [56].

Розподіл ізотопів вуглеця у природних геологічних умовах забезпечується ізотопним обміном, який призводить до переважного накопичування важкого ізотпа $\delta^{13}C$ у карбонатах, та біологічними процесами, внаслідок яких легким ізотопом $\delta^{12}C$ збагачується органічна речовина рослинного та тваринного походження.

Вуглець $\delta^{13}C$ у гідротермальних мінералах та газово-рідинних включеннях з них характеризується значеннями у межах від -0,5 до -0,7‰.

Що стосується розподілу ізотопів кисню $\delta^{18}O/\delta^{16}O$, то дисперсія їх складає 4-5%. Варіації співвідношень $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ обумовлюються ізотопно-обмінними реакціями в процесі фракційної кристалізації мінералів із розплавів та розчинів. Осадові породи характеризуються максимальним вмістом $\delta^{18}O$, а найменшим – виверженні, тоді як матаморфогенні займають проміжне положення. Слід зазначити, що за співвідношенням $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ у карбонатах можна встановити палеотемпературі мінералоутворення арагоніта, яка коливається в межах 30-70ºС.

Двооксид вуглецю, що генерується у глибоких горизонтах земної кори і мантії надходить у вільному та водорозчинному стані по зонах розломів, що контролюють рудні поля Донецької складчастої структури [41]. На ділянках висхідного розвантаження напірних глибинних вод спостерігаються аномальні концентрації CO_2 (як у вільній, так і у розчиненій формах) із вмістом важкого ізотопу $\delta^{13}C$ – від -0,5 до -1,51‰. На південний схід від території досліджень, в районі Ровенецького підняття, Довжанської та Шахтинської улоговин у гірничі виробітки вугільних шахт також надходить CO_2 з величиною ущільнення важкого ізотопу вуглецю $\delta^{13}C$, що дорівнює від -0,87 до -1,22%, що є характерною ознакою для областей активного вулканізму та газів мантійного генезису [10,12,76,141].

Теоретично утворення арагоніту, що є кінцевим продуктом карбонатного карсту у природних умовах, цілком можливе за рахунок як екзогенного CO_2, що надходить з інфільтраційними водами, так і внаслідок висхідного розвантаження глибинних флюїдів, що вмішують метаморфогенний або й мантійний двооксид вуглецю [50,52]. З метою з'ясування генезису CO_2, який приймав участь у цих процесах, з тектоногенних тріщин у мергельно-крейдяній товщі нижньої крейди було відібрано 6 проб арагоніту і 2 – «крейдяного порошку» для визначення ізотопного складу вуглецю та кисню (табл. 4.2).

Таблиця 4.2

Ізотопний склад вуглецю та кисню у арагоніті та порошку крейди із тектоногенних тріщин «крейдяної брили»

№ проби	Порода	^{13}C, PDB, ‰	^{18}O, SMOW, ‰
1.	Арагоніт	-0,46	27,38
2.	Арагоніт	-0,79	26,19
3.	Арагоніт	-0,23	26,94
4.	Арагоніт	-0,34	26,75
5.	Арагоніт	-0,62	26,58
6.	Арагоніт	-0,84	27,07
7.	Порошок крейди	+1,41	27,64
8.	Порошок крейди	+1,15	27,42

Результати аналізів, що наведені відносно стандартів PDB та SMOW вказують на те, що лише дві проби (№№ 7 і 8) вказують на відсутність аномалій важкого ізотопу $\delta^{13}C$, що відповідає суто екзогенним умовам утворення і переносу крейдяного порошку в процесі суфозії. Всі інші суттєво відрізняються від них як за підвищеним вмістом легкого ізотопу як вуглецю. Особливо це стосується проб № 2 та № 6. Причиною цього, на нашу думку, може бути перевідкладення карбонату кальцію у вигляді арагоніту в інших

термодинамічних та геохімічних умовах (наприклад, при висхідному розвантаженні термальних ендогенних флюїдів).

При цьому значення $\delta^{13}C$ від -0,23 до -0,84 ‰ цілком відповідають проявам низькотемпературного гідротермально-осадового процесу, зважаючи на те, що для середньо- та високотемпературних гідротермалітів це значення знаходиться у межах -7 ‰ [14].

Збільшення частки важкого ізотопу вуглецю ($\delta^{13}C$) у пробах арагоніту є свідченням того, що CO_2, як основний фактор розвитку тут карбонатного гіпокарсту, мав глибинне походження. Що ж стосується ізотопного складу кисню, то фон кисневого розподілу у даному випадку визначається ізотопним складом інфільтраційної води (H_2O), яка була у геохімічній рівновазі із водами глибинного формування, висхідне розвантаження яких відбувалося по зоні розлому.

Слід зазначити, що переважна кількість ендогенного вуглецю, що надходить до земної поверхні у вигляді CO_2, так або інакше пов'язана з ендогенними джерелами [13,30,137].

Збільшення частки важкого ізотопу вуглецю ($\delta^{13}C$) синхронізується зі збільшенням важких ізотопів кисню ($\delta^{18}O$) у більшості проб арагоніту «крейдяної брили» (табл. 4.2) і свідченням того, що CO_2, як основний фактор розвитку тут карбонатного карсту, мав ендогенний характер.

Розвантаження його з великих глибин земної кори або навіть і з мантії могло відбуватися в періоди тектонічної активізації глибинного Петрівсько-Кремінського розлому, у зоні якого знаходиться і територія дослідження.

4.4. Геолого-гідродинамічні моделі розвитку суфозії та карсту у карбонатних породах «крейдяної брили»

Аналіз фактичного матеріалу з літології, мінералогії, гідрогеології, геохімії, гідрогеотермії території досліджень дозволив автору створити як загальну концептуальну так конкретизовану синергетичну просторові

геолого-гідродинамічні моделі розвитку суфозії та карсту у масиві верхньокрейдових мергельно-крейдяних порід «крейдяної брили».

Сутність загальної моделі полягає у наступному. Серед карбонатної товщі можна виділити дві принципово різні просторові зони розвитку карсту – А і Б. Вказані зони розрізняються за джерелом насичення підземних вод двооксидом вуглецю і, відповідно, режимом процесу карстування (рис. 4.4).

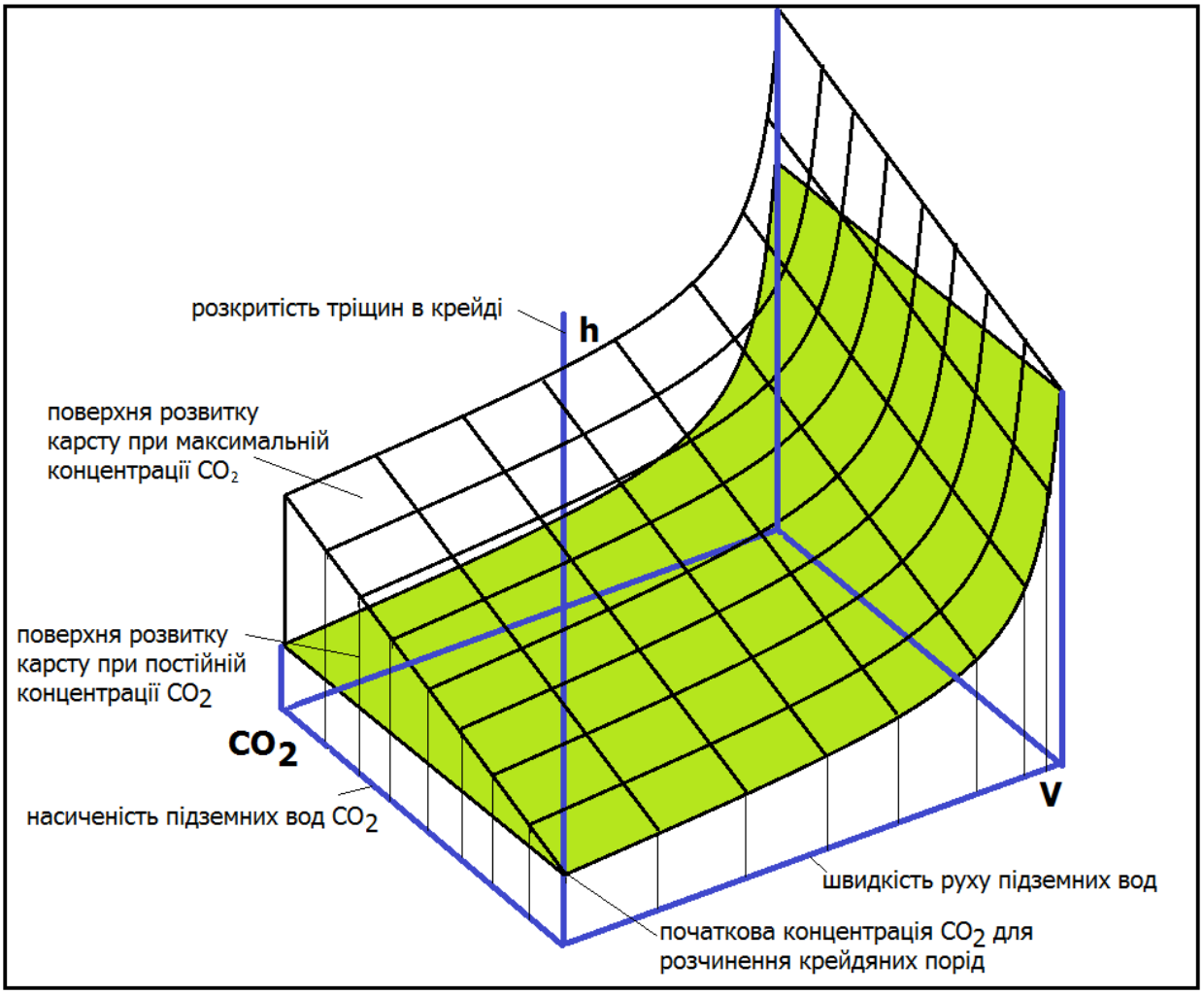


Рис. 4.4. Концептуальна модель розвитку карсту у карбонатних породах (у фазовому просторі CO_2 – V) (за К.А. Нємцем, 2015)

Перша від поверхні зона А відображає дію екзогенних факторів і характеризується розвитком тріщин вивітрювання (з хаотичним розміщенням у просторі) та тріщин епігенезу (з більш-менш витриманими у просторі та сталою орієнтацією). Інфільтрація атмосферних опадів та поверхневих вод,

насичених двооксидом вуглецю атмосферного походження, спричиняє розвиток карсту в цій зоні, але з періодичним режимом. Так, протягом теплого сезону, коли зона аерації знаходиться у талому стані, відбувається інфільтрація талих вод, атмосферні опадів, конденсація водяного пару тощо. При цьому в підземні води надходить атмосферний двооксид вуглецю у кількості, достатній для розчинення карбонатних мінералів, внаслідок чого процес карстування крейдяних порід активізується. Натомість, у холодну пору року, коли зона аерації промерзає, інфільтраційне живлення підземних вод, а з ним і потрапляння двооксиду вуглецю скорочуються, підземні води частково втрачають агресивність до карбонатних мінералів і за законом фазової рівноваги Гіббса динамічна рівновага «розчинення – кристалізації» карбонатів зміщується у бік кристалізації. Внаслідок цього процес карстування тріщинуватого масиву крейдяних порід сповільнюється аж до повного припинення зростання розкриття тріщин. Таким чином для зони А характерним є періодичний режим розвитку карсту за участю атмосферного двооксиду вуглецю [80].

Зона Б відображає вплив вод глибоких горизонтів та ендогенних газів включно з CO_2 на розвиток карбонатного карсту. Вона пов’язана з поширенням тектоногенних тріщин із сталими витриманістю і орієнтацією у просторі. У зоні Петрівсько-Кремінського глибинного розлому ці тріщини утворюють кілька спряжених систем, кожна з яких має стабільні елементи залягання. У сукупності ці системи тектоногенних тріщин створюють розгалужену мережу, яка визначає відносно високу водопроникність карбонатного масиву і є основними каналом розвантаження глибоких водоносних горизонтів Дніпровсько-Донецької западини у долину Сіверського Донця. За результатами ізотопного аналізу їх газового складу у районі досліджень двооксид вуглецю має глибинне походження. Отже, це перша принципова відмінність зони Б від зони А. З іншого боку, розвантаження глибоких підземних вод не залежить від термодинамічних умов на поверхні землі і в зоні аерації і тому в історичному часі має

постійний характер, що є другою принциповою відмінністю вказаних зон [80].

Оскільки тектоногенні тріщини пронизують всю товщу «крейдяної брили», очевидно, що по найбільш розкритим з них двооксид вуглецю глибинного походження може мігрувати навіть в зону А, як показано на рисунку (тріщинуватість і рух підземних вод). У цьому випадку можна припустити існування перехідної зони в розрізі карстового масиву, де активним чинником розчинення карбонатних порід є двооксид вуглецю як атмосферного, так і глибинного походження [68].

Виходячи із зазначеного вище, а також із аналізу чинників розвитку карсту в районі дослідження, можна зробити висновок, що тектонічний (розвиток тектоногенних тріщин) та літологічний (наявність у геологічному розрізі карбонатних порід, що піддаються розчиненню) чинники в історичному часі є константними і створюють сприятливі передумови для розвитку карсту. Основна ж роль у цьому процесі належить таким динамічним в історичному часі чинникам, як гідродинамічний (дійсна швидкість фільтрації підземних вод у тріщинах), гідрогеотермічний (температура підземних вод) і гідрогеохімічний (агресивність підземних вод стосовно карбонатних мінералів і порід, що зумовлена наявністю в них вільного двооксиду вуглецю) [79]. Переходячи до формалізації процесу карстування, можна зазначити, що розкриття карстових тріщин (h) є інтегральним показником карстового масиву, що формується у фазовому просторі з координатами «дійсна швидкість фільтрації» (V), і «концентрація CO_2» (CO_2) (рис. 4.4).

Дійсна швидкість фільтрації узагальнено відображає дію таких простих чинників, як градієнт гравітаційного потенціалу (напірний градієнт), водопроникність тріщинуватого масиву та його гідродинамічна (активна) пористість. Слід зазначити, що процес розвитку карсту за цією координатою фазового простору є нелінійним. По-перше, збільшення розкриття тріщин внаслідок розчинення їх стінок підвищує проникність тріщин і призводить до

прогресуючого зростання дійсної швидкості фільтрації і витрат потоку. По-друге, при досягненні певної критичної проникності тріщин (які поступово перетворюються на карстові пустоти) створюються умови для формування турбулентного потоку, який описується нелінійним законом фільтрації. Синергетика вказаних ефектів має складний нелінійний характер і в кінцевому результаті призводить до зростання інтенсивності розвитку карсту. Основна причина цього – зростання витрати потоку, який доставляє в зону реакції розчинення карбонатів за одиницю часу все більшу кількість CO_2 [144].

Координата «концентрація CO_2» відображає лінійну залежність агресивності підземних вод від концентрації CO_2. З урахуванням викладеного запропоновано концептуальну модель розвитку карсту у фазовому просторі (рис. 4.4).

На основі фактичного матеріалу автором було створено і конкретизовану просторову модель розвитку суфозії та карсту у карбонатних породах «крейдяної брили» (рис. 4.5).

«Крейдяна брила» знаходиться безпосередньо у зоні глибинного субширотного Петрівсько-Кремінського розлому, тектонічна активність якого на протязі новітньої геологічної історії відбувалася багаторазово [8,9,26,98]. Саме це і було закладено в основу побудови просторової синергетичної геолого-гідрогеологічної моделі розвитку суфозії та карсту у цьому масиві мергельно-крейдяних порід.

Розміри, форма, напрямок та просторовий розподіл тріщин різної природи є важливими факторами формування їх фільтраційних та ємнісних властивостей [49,50]. Для розвитку процесів суфозії та епікарсту основне значення має інфільтрація атмосферних опадів у вигляді дощових та снігових вод. Швидкості руху інфільтраційних потоків у зоні вивітрювання на вершині «крейдяної брили» досягають 3–5 м за секунду. Однак, нижче, на глибинах більше 3–5 м, згідно з проведеними спостереженнями, вони різко зменшуються і, зазвичай, не перевищують один-декілька сантиметрів за се-

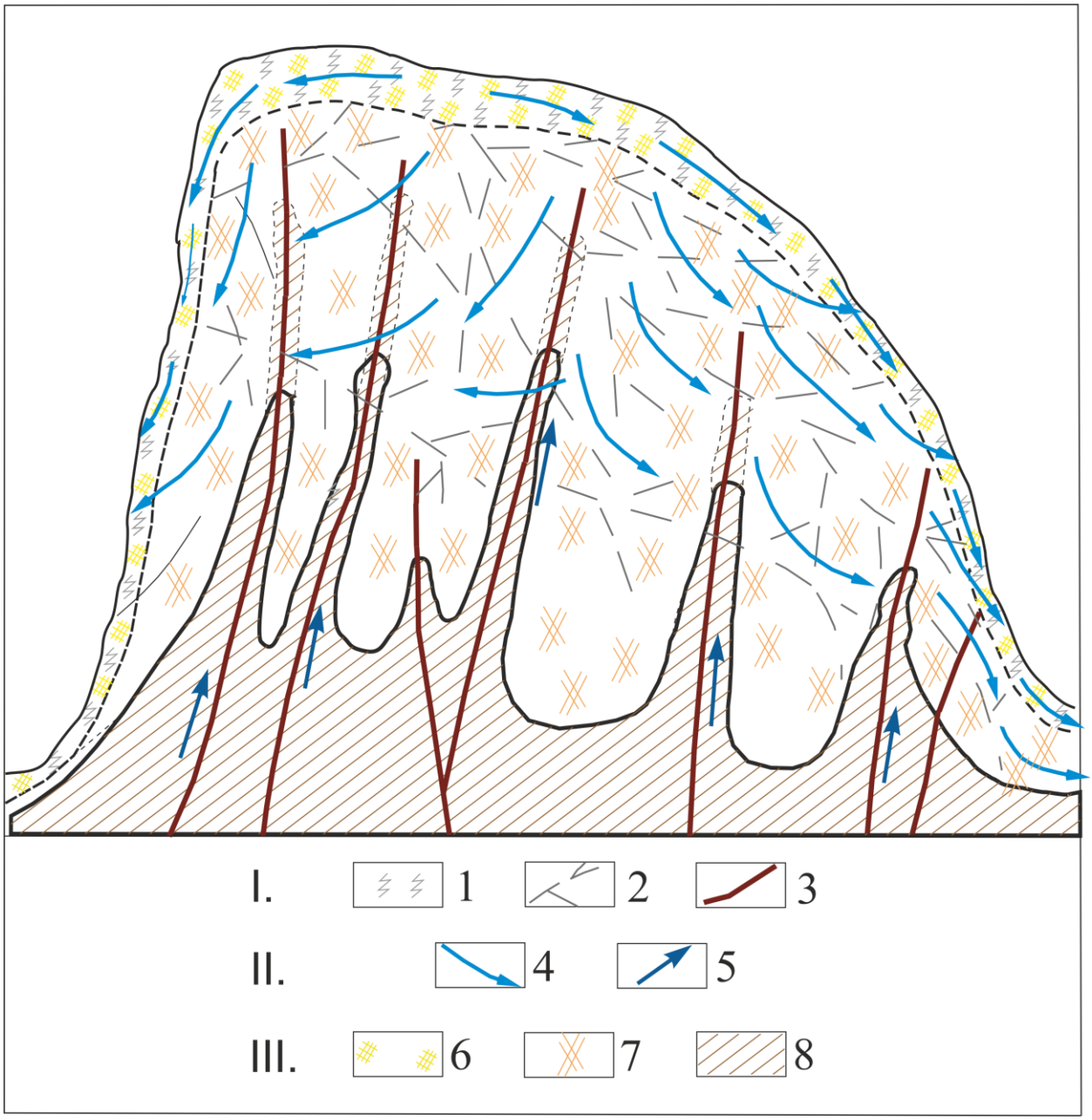


Рис. 4.5. Просторова синергетична геолого-гідродинамічна модель розвитку суфозії та карсту у масиві мергельно-крейдяних порід («крейдяна брила») на Святогірській брахіантикліналі

Умовні позначення:

I. Тріщини: 1 – вивітрювання (екзогенні); 2 – літогенні (діагенетичні); 3 – тектоногенні (ендогенні). II. Напрямки руху підземних вод: 4 – низхідний (інфільтраційних, безнапірних, з атмосферним; 5 – висхідний (глибинних, напірних, з ендогенним CO_2). III. Зони розвитку геодинамічних процесів: 6 – суфозії; 7 – епікарсту; 8 – гіпокарсту.

кунду. На цих глибинах максимальні швидкості інфільтраційних потоків приурочені до перехрестя тріщин різного походження – здебільшого це тріщини вивітрювання та діагенетичні і лише інколи – тектонічні тріщини. Внаслідок перетину різних за генезисом тріщин, у карбонатному масиві формуються кавернозні канали, що відрізняються відносно великими розмірами. Саме канали такого типу з видимими процесами карстоутворення у вигляді «крейдяного порошку» є найбільш розповсюдженими в інтервалі 3–10 м нижче Миколаївської крейдяної церкви.

Порожнинність та проникність тріщин залежить не лише від механізмів формування, а й від процесів розвитку, що серед іншого обумовлюється їх розширенням при механічному руйнуванні, вилуджуванні та розчиненні бокових карбонатних порід [50]. У цьому можуть бути задіяні як інфільтраційні (зони суфозії та епікарсту), так и глибинні (зона гіпокарсту) води, що мають не лише різні лужність, мінералізацію, хімічний та газовий склад, а й протилежні напрямки руху. При розкритті тріщин більше за 5-15 мм в процесі фільтрації починають виникати нелінійні ефекти, пов’язані з турбулентним рухом води і водяно-газових флюїдів [88]. Експериментально доведено, що зміна гідродинамічних режимів з ламінарного на турбулентний відповідає двом важливим граничним ефектам: механічній руйнації карбонатних порід з подальшим перенесенням різних часток у вигляді «твердого стоку», а у режимі повільної ламінарної кінетики – розчинення карбонатних порід і перенесення речовин у справжніх водних розчинах. У режимі швидкої турбулентної кінетики відбувається механічна руйнація порід і водне транспортування мінеральної речовини у вигляді часток розміром від 1,0 мм до суспензійних [146]. У першому випадку відбувається розвиток карсту, а у другому – суфозії карбонатних порід.

Тріщинне середовище у масиві мергельно-крейдяних порід «крейдяної брили» характеризується гетерогенністю та анізотропністю проникності і має певну ієрархічність. У верхній частині брили вона представлена переважно неглибокими різноспрямованими тріщинами, які утворюють найширші

канали фільтрації, рух підземних вод у яких є найінтенсивнішим і часто носить турбулентний характер. З глибиною кількість тріщин (за рахунок зникнення тріщин вивітрювання) різко зменшується, хоча діагенетичні тріщини, які також ущільнюються, все ще мають широке розповсюдження. Фільтрація вод в них є переважно ламінарною, хоча на деяких ділянках вона має і турбулентний характер. Такі ділянки, зокрема, приурочені до місць перетину літогенної та тектоногенної тріщинуватості. Але тенденція до зменшення в цілому швидкостей фільтрації з глибиною чітко витримується.

Що стосується тектоногенних тріщин, утворення яких у мергельно-крейдяній товщі пов'язано з альпійською (ларамійською) тектонічною активізацією Петрівсько-Кремінського розлому, то рух підземних вод в них може здійснюватися у двох діаметрально протилежних напрямках: інфільтраційні води фільтруються згори–донизу, а напірні води глибоких горизонтів вертикально розвантажуються знизу–вгору (рис. 4.5).

Просторова геолого-гідродинамічна синергетична модель розвитку суфозійних та карстових процесів у масиві мергельно-крейдяних порід нижньої крейди («крейдяна брила») може бути описана наступним чином: після дуже активного прояву на рубежі крейди та палеогену ларамійської фази альпійського тектогенезу, південний блок активізованого підновленого Петрівсько-Кремінського розлому в межах Святогірської брахіантикліналі був здійнятий разом з її південним крилом [97]. Геоморфологічно цей блок під сучасну пору представлений у вигляді «крейдяної брили», на різних гіпсометричних рівнях якого і розташовані будівлі та споруди Святогірського монастиря. В процесі своєї геологічної історії як Святогірська брахіантикліналь, так, зокрема, і «крейдяна брила» зазнали впливу різних екзогенних та ендогенних процесів, які й обумовили розвиток таких геодинамічних явищ, як суфозія та карст. Гідрогеологічними чинниками їх є як інфільтраційні води так і підземні води глибокого формування, з двооксидом вуглецю, відповідно, атмосферного та глибинного походження, про що свідчать результати ізотопного аналізу (табл. 4.2).

Інфільтраційне живлення масиву мергельно-крейдяних порід відбувається за рахунок атмосферних опадів та поверхневих вод, які спочатку фільтруються у сильно тріщинуваті породи верхньої частини розрізу. Пересуваючись згори донизу вони розподіляються по тріщинних каналах фільтрації різного походження. Рухаючись турбулентно, ці води (особливо у верхній частині «крейдяної брили») спричиняють механічне руйнування карбонатних порід з наступним перенесенням мінеральних часток різного розміру, що породжує суфозію. Серед часток основною формою перенесення є суспензійна, яка як найменша за розмірами, має найдовші шляхи міграції [51]. Суспензії, що випали з водних потоків у вигляді крейдяного порошку присутні не лише у екзогенних та літогенних, а й у тектоногенних тріщинах. Суфозійні процеси найбільше охоплюють зону вільного водообміну. яка сформувалася у верхній частині «крейдяної брили» (рис. 4.5).

Зі зменшенням швидкостей потоків інфільтраційних вод і розподілом їх у тріщинно-поровому просторі карбонатних порід, за участю аніону HCO_3^- та атмосферного CO_2 нижче зони вивітрювання відбуваються процеси хімічної взаємодії інфільтраційних вод з кальцитом нижньокрейдяної товщі. Це сприяє розширенню простору деяких з діагенетичних тріщин та утворенню карстових порожнин, які є типовими для епікарсту.

Періодична тектонічна активізація Святогірської структури призвела до формування у потужній карбонатній мергельно-крейдяній товщі систем субвертикальних тектоногенних тріщин, які забезпечували висхідне живлення не лише тектонічних, а й найбільш глибоких діагенетичних тріщинних каналів напірними водами глибоких горизонтів. Останні забезпечували висхідну міграцію ендогенних флюїдів, включно з CO_2. Напірні, лужні (pH до 8,2), агресивні води глибоких горизонтів, взаємодіючи з речовиною карбонатних порід, постійно збільшували простір каналів фільтрації, що врешті-решт обумовило формування у масиві мергельно-крейдяних порід проникних гідродинамічних зон. Періодичне розвантаження

по них хімічно активних вод, насичених агресивними до карбонатів двооксидом вуглецю і призвело у подальшому до утворення зон ендокарсту у масиві мергельно-крейдяних порід «крейдяної брили» (рис. 4.5).

З іншого боку, інфільтраційні води, що також вміщують CO_2 атмосферного походження, постійно проникають у карбонатну товщу як по екзогенних тріщинах вивітрювання, зона розвитку яких переважно досягає глибини 1,5–3,0 м, так і по діагенетичних похилих різноспрямованих тріщинах, що утворилися в процесі літогенезу карбонатних осадів. Ці тріщини в межах «крейдяної брили» розповсюджуються на глибини до 30,0–40,0 м, часто взаємодіючи у геологічному просторі з тектоногенними (рис. 4.5).

Аналіз результатів польових досліджень зон тріщинуватості різного генезису дозволив виявити певні закономірності у морфології тріщин. Вони є важливими для обґрунтування геодинамічних процесів, що відбуваються на альпійському тектонічному етапі розвитку усієї Святогірської брахіантикліналі, включно з «крейдяною брилою».

Так, тектоногенні субвертикальні тріщини частково приймають участь у сучасній інфільтрації атмосферних опадів, тому в них також зустрічається суспензійний матеріал суфозійних процесів. Проте їхня основна гідро-геодинамічна роль полягає в іншому. Утворені в періоди різних за силою прояву фаз тектонічної активізації Петрівсько-Кремінського розлому – від потужної ларамійської (на межі крейди та палеогену) та значно слабшої савської (на межі палеогену і неогену) до слабких найновіших і сучасних, ці тріщини, які є дрібними складовими єдиної зони глибинного розлому, виконують важливу роль у локальному тепломасоперенесенні. Як і по усій зоні розлому, тут відбуваються процеси обміну між різними флюїдодинамічними та гідрогеодинамічними системами, що обумовлює вертикальне розвантаження вод глибокого формування та ендогенних флюїдів з утворенням поблизу земної поверхні різних аномалій [118]. Серед компонентів глибинного походження найважливішим для реакцій

розчинення карбонатів підземними водами є двооксид вуглецю (можливо, матаморфогенного походження), який сприяв розвитку гіпокарсту у масиві «крейдяної брили». Як свідчать результати ізотопного аналізу вуглецю у арагоніті, CO_2, що відігравав основну роль у реакціях хімічної взаємодії карбонатів і води, був ендогенним. Це дає підстави для виділення у нижній частині «крейдяної брили» зони гіпокарсту (рис. 4.5).

Сучасна тектонічна активність регіону проявляється не лише у загальному зростанні Святогірської брахіантикліналі, а й у землетрусах, які на протязі 24 років (у 1913 та 1937 рр.) відбулися приблизно за 50 км північніше та південніше території досліджень. За свідченнями місцевих жителів, ці поштовхи викликали коливання рівня води у колодязях та зміну її сольового складу (з прісних на солоні), що вказує на існування тут і певних сейсмічних ризиків.

Таким чином, автором експериментально встановлено вплив фізико-хімічних параметрів інфільтраційних, пластових та тріщинних вод на розчинність карбонатних порід, що дозволило науково обґрунтувати наявність карсту у мергельно-крейдяній товщі верхньої крейди в межах «крейдяної брили», на якій знаходяться будівлі та споруди Святогірського монастиря.

4.5. Висновки до четвертого розділу

1. Тріщинуватість порід є важливим фактором розвитку суфозійних і карстових геодинамічних процесів. У мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили» виділено три генетичні види тріщинуватості: екзогенну (вивітрювання), літогенну (діагенетичну) та тектоногенну (ендогенну).

2. Експериментально доведено, що на розвиток суфозійних процесів у карбонатних породах території досліджень основний вплив здійснюють:

а) інфільтраційний водообмін;

б) геоморфологічні особливості «крейдяної брили»;

в) зміни фазового стану тріщин них вод у карбонатних породах, що призводять до їх механічного руйнування.

3. Встановлено, що важливими природними факторами розвитку карбонатного карсту у мергельно-крейдяній товщі є геохімічні особливості інфільтраційних та напірних підземних вод, а також присутність в них двооксиду вуглецю (CO_2).

4 Тектонічна активізація Петрівсько-Кремінського розлому у різні і, передусім, новітній і сучасний періоди альпійського тектогенезу разом з екзогенними процесами вивітрювання є основними рушійними силами різних геодинамічних процесів, включно з сейсмічною активністю.

5. Визначено, що двооксид вуглецю як атмосферного, так і глибинного генезису, що присутній у підземних водах різних типів, є основним фактором розвитку карбонатного карсту на Святогірській брахіантикліналі. В результаті ізотопного аналізу $\delta^{13}C$ та $\delta^{18}O$ арагоніта і порошка крейди було встановлено, що перекристалізація крейди в арагоніт відбувалася за участі вод глибокого формування з матаморфогенним або мантійним CO_2.

6. Побудовано просторову геолого-гідродинамічну модель суфозії і карсту у масиві верхньокрейдових мергельно-крейдяних порід «крейдяної брили». Це дозволило не лише наочно продемонструвати гідрогеологічні особливості геодинамічних процесів, а й визначити місце і роль суттєвих факторів їх розвитку як на території Святогірського монастиря, так і в межах інших об’єктів, збудованих на карбонатних породах.

РОЗДІЛ 5
ПРОГНОЗУВАННЯ ПОТЕНЦІЙНОЇ ПРИРОДНОЇ НЕБЕЗПЕКИ ДЛЯ ІСТОРИЧНО-АРХІТЕКТУРНИХ ПАМ'ЯТОК СВЯТОГІРСЬКОГО МОНАСТИРЯ

У світовій практиці ризик є виміром небезпеки для існування і неушкодженості будь-яких об'єктів, серед яких важливе місце займають пам'ятки історії та архітектури. Ризик (фр. – *risqué*) визначається як існуюча небезпека або її можливість для чогось. Це та міра невизначеності, яку можна розрахувати за допомогою вірогідності. У науково-технічному аспекті серед різних тлумачень *сутність ризику здебільшого визначається ймовірністю реалізації загрози у вигляді природного або техногенного явища, прояви якого призводять, зокрема, до руйнування будівель та споруд* [1,29]. Саме такого визначення природного ризику і дотримується автор у своїй дисертаційній роботі.

Ризики природної небезпеки, що пов'язані з геологічними і, зокрема, гідрогеологічними процесами та явищами у більшості випадків є мало передбачуваними. Через це вони мають найнебезпечніший характер. Особливо це стосується геодинамічних процесів, пов'язаних із докорінною зміною параметрів геологічних систем (вулканізм, землетруси, обвали, зсуви, карст, суфозія, підтоплення та ін.). Більшість з них є неможливими без участі природних вод, як одного з двох основних компонентів гідролітної системи земної кори.

Для запобігання негативному впливу природних геодинамічних процесів на різні, у тому числі і культурні та господарські об'єкти, необхідно вчасно оцінити небезпеку, пов'язану з різними геологічними факторами. Для вирішення цієї проблеми існує комплексний підхід, що складається з чотирьох етапів [63]:

1. Системний аналіз та встановлення основних факторів природної небезпеки.

2. Визначення можливого та реального впливу як окремих, так і комплексних геодинамічних процесів на об’єкти та споруди.

3. Розрахунок ступеня небезпеки при виникненні надзвичайних ситуацій, пов’язаних зі зміною параметрів геологічних систем.

4. Розробка заходів, спрямованих на мінімізацію негативної дії геологічних (геодинамічних) процесів.

Оскільки оцінка геологічного природного ризику у кожному конкретному випадку не завжди забезпечується достатньою кількістю фактичного матеріалу, деякі з висновків та рекомендацій мають приблизний або ймовірнісний характер. Найефективнішою така оцінка може бути при при одночасному аналізі результатів моніторингу деформацій масивів гірських порід та будівельних споруд [85].

5.1. Закономірності поширення геодинамічних процесів на території досліджень та вплив на них людської діяльності

Геодинамічні процеси, що відбуваються на території Святогірського монастиря, можна поділити на 1) *регіональні* та 2) *локальні*.

Серед регіональних процесів на території досліджень природні геологічні ризики можуть бути пов’язані також із землетрусами невеликої магнітуди (3-4). Оскільки будівництво монастиря велося без врахування можливої сейсмічної загрози, це геодинамічне явище у разі його прояву поблизу монастиря може бути руйнівним для будівель і споруд монастирського комплексу. Особливо це стосується древньої Миколаївської церкви, розташованої на вершині «крейдяної брили».

Серед локальних, одним з основних енергетичних факторів яких є інфільтраційні та підземні води, найбільш руйнівними для мергельно-крейдяної товщі є суфозія та карст. До них належать також і зсуви, які, великою мірою, пов’язані з діяльністю підземних вод. Останні виникають як наслідок інфільтраційного твердого стоку (підземної суфозії), який і

обумовлює зсувний процес – переміщення різних за розмірами масивів гірських порід на схилах по «поверхні ковзання» під дією сили тяжіння та за безпосередньої участі підземних вод [31,96,102].

Ділянки інтенсивного розвитку суфозії на території досліджень визначаються місцями зливного поверхневого стоку та ефективного підземного стоку інфільтраційних вод, які є переважно турбулентним рухом вод по розкритих тріщинах, що відбувається як у режимі насичення (в періоди високого обводнення) так і у ненасиченому режимі вільної фільтрації [50]. Інколи спостерігається каналовий рух вод по субвертикальних тріщинах з розкриттям більше 10 см. У таких випадках переміщення інфільтраційних вод відбувається у вигляді вільного гравітаційного падіння, що обумовлює найбільше підземне механічне руйнування карбонатних порід [119].

У масиві «крейдяної брили» автором виділяється два основних види суфозії – поверхнева та підземна. Якщо перша безпосередньо пов’язана з атмосферними опадами, то друга – з водами, що вже інфільтрувалися у тріщинно-поровий простір мергельно-крейдяної товщі і фактично є підземними.

Окрім ширини та глибини екзогенних тріщин, важливим фактором суфозійної діяльності підземних вод у карбонатній товщі регіону є четвертинні алювіально-делювіальні відклади (ґрунти). Інфільтраційні потоки, що зустрічають їх на своєму шляху пересування, майже повністю асимілюються пухкими четвертинними відкладами, представленими на території досліджень жовто-бурими суглинками, пісками, супісями, щебінкою крейди та гумусом. Ці «покривні» відклади, досягаючи водонасиченості у 70–80%, гальмують рух інфільтраційних потоків, переводячи їх з поверхневих у ґрунтові.

Певний вплив на розвиток геодинамічних процесів на території Святогірського монастиря має і господарська діяльність. Серед них – струменева ерозія, зсуви, невеликі обвали та осипи.

У періоди злив та розтавання снігу протоптані людьми доріжки часто слугують шляхами тимчасових поверхневих потоків, що інтенсивно руйнують схили. Так, руйнівні наслідки струменевої ерозії, що є найактивнішим різновидом суфозії, чітко простежуються поблизу Миколаївської крейдяної церкви на східному боці «крейдяної брили» (рис. 3.3).

Зсувні процеси, що часто є наслідком господарчої діяльності, не мають загрозливих масштабів на території монастиря. Проте вони можуть у будь-який момент стати причиною катастрофічних руйнувань. Як вже зазначалося, геологічна природа зсувів прямо пов’язана з механічним підземним стоком – підземною суфозією. Тому саме її розвиток за рахунок збільшення антропогенного навантаження на геологічне середовище може мати небезпечні наслідки [97].

Серед причин, пов’язаних з людською діяльністю, що впливають на формування зсувів: підрізка схилів, руйнування старої монастирської дренажної системи, перекриття зливних стічних споруд, протікання існуючих водонесучих систем (водопровід, каналізація та ін.), руйнування та некваліфікована реставрація підпірних стін. Слід зазначити, що до зсувного процесу зазвичай залучаються водонасичені алювіально-делювіальні відклади. Як правило, ложем більшості зсувів на території досліджень слугують крейдяні породи (K_2t – cn) та юрські (I_2km – vl) глини.

В районі досліджень також спостерігаються осипи та обвали, які відбуваються внаслідок розвитку процесів тріщинуватості, суфозії, та дії гравітаційних сил на фоні інтенсивної циркуляції підземних інфільтраційних вод. А на контакті «крейдяної брили» з річкою Сіверський Донець широко розвинуті процеси абразії – механічного руйнування карбонатних порід з формуванням абразивних уступів та інших специфічних форм рельєфу.

У тилових частинах старих монастирських стін спостерігаються суфозійні вирви, які утворилися внаслідок інтенсивної циркуляції ґрунтових вод у системі міжшарового простору «ґрунти – крейдяні породи», де через

присутність грубоуламкових продуктів вивітрювання швидкість їх фільтрації є найвищою. Самі ж монастирські стіни внаслідок руйнування старої дренажної мережі також постійно руйнуються. У свою чергу продукти цього процесу засипають зливостоки, що у десятки разів збільшує інтенсивність суфозійних процесів і, відповідно – розтріскування, випирання та обвали стін старих будівельних споруд [104,108].

Закономірності поширення локальних геодинамічних процесів і, передусім, суфозії та карсту на території Святогірського монастиря, не лише тісно пов’язані з напрямками руху інфільтраційних і підземних вод у масиві мергельно-крейдяних порід, а й визначаються динамікою останніх. Все це з урахуванням як геологічних, так і антропогенних факторів впливу дозволило на території досліджень визначити основні ділянки, на яких локальні геодинамічні процеси є найнебезпечнішими для розташованих тут історично-архітектурних пам’яток. Серед таких ділянок в межах «крейдяної брили»:

- вершина, на якій розташована Миколаївська церква (суфозія, епікарст, гіпокарст);

- її східна частина з максимальним проявом геодинамічних процесів (суфозія, епікарст);

- прибережна зона, де процеси у карбонатних породах обумовлюються також річковими водами (суфозія, абразія, епікарст, гіпокарст, обвали).

5.2. Розрахунок основних геологічних ризиків для будівель та споруд Святогірського монастиря

Серед геологічних ризиків, що можуть загрожувати монастирським будівлям та спорудам, доцільно виділити постійні, що пов’язані з суфозією і карстом та періодичні, що обумовлюються сучасною сейсмічною активністю. В їх основі безперервне перетворення речовини гідролітосфери у твердій, рідинній та газоподібній формах, що призводить не лише до фізико-хімічних змін у системі «порода – вода», а й до взаємодії геофізичних та геохімічних

полів різної природи та інтенсивності. В їх основі явища процеси глобальної геодинаміки Землі та розвитку ендогенних та екзогенних, геологічних процесів, які мають суттєвий вплив на інженерно-геологічні особливості окремих ділянок земної поверхні.

Розрахунок природних ризиків включає культурні, історичні, соціальні, матеріальні та економічні втрати. Прогнозування таких втрат, з одного боку, дає змогу передбачити наслідки негативних геодинамічних процесів, а з іншого – розробити раціональні заходи з мінімізації їхніх впливів на основі існуючих будівельних норм [33] та наукових розробок [61].

5.2.1. Визначення ризиків небезпеки від суфозійно-карстових геодинамічних процесів

Суфозія та карст – геодинамічні процеси, що обумовлюються, відповідно, механічним та хімічним руйнуванням карбонатних порід, що є основою фундаментів, а у деяких випадках і стін (Миколаївська церква та підземні монастирські споруди у «крейдяній брилі»).

Суфозійно-карстову небезпеку, що пов’язана з деформаціями карбонатних порід, у світовій практиці прийнято визначати як середню багаторічну інтенсивність провалоутворення [94]. У більшості випадків регіональна оцінка суфозійно-карстової небезпеки носить якісний характер. Вона ґрунтується на аналізі основних чинників розвитку суфозії та карсту і спеціальному районуванні території за ступенем враженості та інтенсивності розвитку цих процесів [63,125].

Існують різні методи розрахунку суфозійно-карстового ризику [1,63,103]. І всі вони мають відносний, ймовірнісний характер. Тому природну потенційну небезпеку на території досліджень доцільно визначати з урахуванням сумарної дії найпоширеніших процесів за формулою [94]:

$$P = \frac{\left(S_{ck} - S_g\right)}{S}, \qquad (5.1)$$

де P – показник потенціалу суфозійно-карстової небезпеки (ризику); S_{ck} – площа розвитку суфозійно-карстових процесів, здатних бути причиною деформацій земної поверхні, км^2; S_g – площа існуючих суфозійно-карстових деформацій, км^2; S – площа території дослідження, км^2.

При цьому значення показника можливої небезпеки ($P_p(c)$) може змінюватись від 0 до 1.

Для території досліджень середні значення складових цієї формули (за даними УкрДНІНТВ) дорівнюють: S_u – 0,6 км^2; S_c – 0,61 км^2; S – 1 км^2, звідки:

$$P_P(c)=\frac{(0{,}6-0{,}1)}{1}=0{,}5. \qquad (5.2)$$

Це означає, що показник потенціалу суфозійно-карстової небезпеки для історично-архітектурних пам’яток Святогірського монастиря є досить високим і складає 0,5. У сучасній теорії ризику цей показник є математичним сподіванням питомого фізичного ризику ураження території суфозійно-карстовими деформаціями [125]. Він не лише математично визначає рівень природної небезпеки, а й створює підстави для оцінки соціально-економічних збитків для споруд монастирського комплексу.

5.2.2. Визначення ризиків небезпеки від землетрусів

Землетруси – це підземні поштовхи та коливання земної поверхні, що обумовлюються раптовим вивільненням потенційної енергії земних надр. Пружні коливання, які поширюються у літосфері від осередків землетрусів, мають назву сейсмічних хвиль. Глибини осередків землетрусів за причиною поділяються на тектонічні, вулканічні, обвальні та моретруси і знаходяться в межах глибин від перших до 700 км. У платформній частині України, до якої належить територія досліджень, існують сейсмоактивні зони, одна з яких охоплює Західно-Донецький грабен. Тут магнітуда сейсмічної активності сягає 3,5-4,0 і класифікується як слабка. Осередки таких землетрусів за даними сейсмологічних досліджень [78] знаходяться на невеликій глибині –

до 10 км і, можливо, пов’язані з тектонічними рухами по геологічно закритих древніх поперечних розломах, що перетинають Дніпровсько-Донецький палеорифт.

Такі землетруси, що були зафіксовані у XX столітті на відстані 40-60 км на північ і на схід від Святогірського монастиря, не викликають великих руйнувань, але цілком можуть бути причиною серйозних пошкоджень будівель та споруд, що знаходяться на його території (рис. 4.3). Особливо це стосується крейдяної Миколаївської церкви та підземних культових споруд, оскільки будь-які, навіть незначні за силою землетруси, можуть викликати зсуви та обвали [96].

Існують різні способи оцінювання ризиків землетрусів – від побудови трьохвимірних моделей сейсмічного впливу до математичних розрахунків різної складності. Для оцінки сейсмічних ризиків на території досліджень автор скористався найпростішим з них. Сейсмічний вплив на будівлі та споруди Святогірського монастиря визначається емпіричною залежністю, яка відома як формула макросейсмічного поля або інтенсивності сейсмічного впливу, що використовувалася у спрощеному – без урахування регіональних коефіцієнтів – вигляді [63]:

$$I = M - \lg\sqrt{A^2 + h^2}\,, \qquad (5.3)$$

де I – інтенсивність сейсмічного впливу землетрусу; M – магнітуда землетрусу; A – відстань епіцентру від об’єкта досліджень; h – глибина осередку землетрусу.

Якщо на території досліджень магнітуда землетрусу (M) дорівнює 4, глибина осередку знаходиться на глибині близько 10 км, а середня відстань осередків від Святогірського монастиря – 40 км, то інтенсивність сейсмічного впливу, за якою визначаються можливі руйнування, складатиме:

$$I = 4 - \lg\sqrt{40^2 + 10^2} = 2{,}38\,. \qquad (5.4)$$

5.3. Висновки до п’ятого розділу

1. Для запобігання негативному впливу природних геодинамічних процесів на будівлі та споруди, необхідно вчасно оцінити небезпеку, ґрунтуючись на комплексному підході, що включає чотири етапи: встановлення основних факторів природної небезпеки; визначення можливого та реального впливу на них геодинамічних процесів; розрахунок ступеня небезпеки при виникненні надзвичайних ситуацій; розробка заходів з мінімізації негативної дії геодинамічних процесів.

2. Геодинамічні процеси, що поділяються на локальні та регіональні, характеризуються певними закономірностями поширення, що обумовлені геологічними, гідрогеологічними та геоморфологічними особливостями території дослідження. Вплив антропогенних факторів на розвиток цих процесів на території Святогірського монастиря через відсутність інтенсивної господарської діяльності є мінімальним.

3. Серед геологічних геодинамічних ризиків, що можуть загрожувати монастирським будівлям та спорудам, доцільно виділити постійні (пов’язані з суфозією і карстом) та періодичні, що обумовлюються сучасною сейсмічною активністю. У їх основі лежать явища глобальної геодинаміки Землі та розвитку ендогенних і екзогенних процесів, що мають суттєвий вплив на інженерно-геологічні особливості окремих ділянок земної поверхні.

4. Визначено ризики небезпеки для будівель та споруд Святогірського монастиря від геодинамічних процесів, що пов’язані з руйнуванням та деформаціями карбонатних порід території досліджень. Встановлено, що показник потенціалу суфозійно-карстової небезпеки, що дорівнює 0,5, є для них досить високим. В той же час, можлива інтенсивність сейсмічного впливу на монастирський комплекс складає 2,38 і є невисокою.

ВИСНОВКИ

Основні результати дисертаційного дослідження полягають у наступному:

1. На прикладі Святогірського монастиря визначено гідрогеологічні особливості суфозії та карсту карбонатних порід. Ці геодинамічні процеси розвиваються паралельно внаслідок, відповідно, фізичної та хімічної діяльності підземних вод.

Процеси суфозії обумовлюються механічним руйнуванням гірських порід фільтраційними водними потоками у зоні вивітрювання з подальшим перенесенням часток різного розміру і формуванням «твердого стоку».

Карст є наслідком хімічних процесів вилуговування і розчинення карбонатних порід підземними водами з формуванням «рідинного стоку».

Процеси суфозії відбуваються переважно у самій верхній частині гідродинамічного розрізу – у зоні вільного водообміну. Ця зона просторово співпадає з зоною геологічного вивітрювання гірських порід, які є основним матеріалом підземного «твердого стоку».

У карбонатно-водних та карбонатно-водно-газових системах важливу роль при цьому відіграють процеси сорбції та іонного обміну – реакції між твердою фазою і водяним розчином, які обумовлюються законами термодинаміки та фізичної хімії.

2. Уперше за результатами польових спостережень у мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили» виділено три генетичні типи тріщин: екзогенні, літогенні та тектоногенні, які характеризуються певними напрямками та глибиною.

Екзогенні (вивітрювання) тріщини, що пов’язані з процесами геологічного вивітрювання мергельно-крейдяних порід, мають хаотичні просторові напрямки і часто – похиле (до субгоризонтального) падіння. Глибина їх рідко перевищує перші метри.

Літогенні (діагенетичні) тріщини, що пов’язані з діагенезом осадів верхньої крейди, розповсюджуються на перші десятки метрів від денної поверхні, характеризуючись кутами падіння до 30-45º, а їхній напрямок визначається азимутом падіння верхньокрейдових порід.

Тектоногенні (ендогенні) тріщини утворилися внаслідок геодинамічних напруг в періоди тектонічної активізації Петровсько-Кремінського розлому. Просторова орієнтировка тріщин є перпендикулярною векторам цих напруг. Кути падіння тріщин – круті (до 90º), а фіксовані глибини їх розвитку перевищують сотні метрів. Тектоногенна тріщинуватість представлена як окремими крупними вертикальними тріщинами, так і тріщинними зонами субширотного простягання.

Тріщини різного генезису відіграють основну роль у інфільтрації атмосферних опадів та фільтрації підземних вод, а відповідно й у формуванні геодинамічних процесів у породах верхньої крейди. Важливою їх діагностичною ознакою є, зокрема, характер заповнення тріщин. Уламково-суспензійний матеріал свідчить про механічне (фізичне) руйнування карбонатних порід і процеси суфозії, а знахідки арагоніту – про хімічну взаємодію підземних вод з мінеральною речовиною порід, а отже – на процеси карбонатного карсту.

3. Обґрунтовано зв’язок сучасних геодинамічних процесів у регіоні з тектонічною активізацією Петрівсько-Кремінського розлому.

Глибинні розломи регіону є каналами руху потоків тепломасо-перенесення (включно з водами глибокого формування та ендогенними флюїдами) до верхніх шарів літосфери. І саме розломи, серед яких і Петрівсько-Кремінський, є тими довгоживучими структурами земної кори, які протягом довгої історії геологічного розвитку регіону перерозподіляють тектонічну енергію у осадовій товщі.

Про сучасний напружений динамічний стан зони розлому свідчать і інші факти, серед яких:

а) сучасні тектонічні рухи в межах Святогірської брахіантикліналі. Береги р. Сів. Донець здіймаються з різною швидкістю – висяче крило (правий берег) здіймається зі швидкістю 1,3–2,5 мм/рік, а лежаче (лівий берег) – зі швидкістю 0,6–1,0 мм/рік. Ця різниця у швидкості рухів відображається і у рельєфі;

б) підвищена напруженість геотермічного поля, про що свідчать гідрогеотермічні аномалії у зоні розлому. Так у гідрогеологічних свердловинах в інтервалі глибин 50-300 м зафіксовані температури підземних вод на порядок перевищують фонові, досягаючи 15-21ºС (св. 1781, 1738р, А-7435 та ін.);

в) високі напори та аномальний хімічний і газовий склад підземних вод, про що свідчать гідродинамічна та гідрогеохімічна інверсії у зоні впливу розлому. Висхідне розвантаження лужних (pH 7,8-8,2) вод глибоких горизонтів палеозою хлоридного натрієвого, гідрокарбонатного натрієвого та хлоридно-сульфатного (натрієвого, кальцієвого) складу з аномальними концентраціями ендогенних мікроелементів (Li, Rb, Cs, Ce, Hg, As та ін.) і газів (CO_2, Th, пара Hg), що спостерігаються у зоні розлому.

4. Уперше за результатами ізотопного аналізу вуглецю та кисню встановлено, що двооксид вуглецю з арагоніту, який утворився на стінках тектоногенних тріщин, мав, вірогідно, ендогенне (матаморфогенне або мантійне) походження. Про це свідчать показники $\sigma^{13}C$, які знаходяться за шкалою РДВ у межах від -0,23 до -0,84. Вміст частки важкого ізотопу вуглецю ($\sigma^{13}C$) синхронізується із вмістом важкого ізотопу кисню ($\sigma^{18}O$), що є свідченням глибинної природи CO_2, який приймав участь в утворенні карбонатного карсту у мергельно-крейдяних породах «крейдяної брили».

5. Уперше для «крейдяної брили» побудовано просторову геолого-гідродинамічну модель розвитку суфозії та карсту у масиві мергельно-крейдяних порід.

Визначено роль тріщин різного генезису у циркуляції інфільтраційних, гравітаційних та напірних підземних вод і їхній вплив на геодинамічні

процеси суфозії та карсту у карбонатних породах. Доведено надходження у зони контакту вод та порід верхньої крейди двооксиду вуглецю як атмосферного, так і ендогенного походження.

Підраховано, що швидкість фільтрації відображає дію таких чинників як градієнт гравітаційного потенціалу (напірний градієнт) та водопроникність тріщинуватого масиву порід. При цьому збільшення розкриття тріщин внаслідок фізичного (механічного) та хімічного (розчинення) руйнування їх стінок збільшує їхню проникність, призводячи до прогресуючого зростання як дійсної швидкості фільтрації, так і витрат потоку. За досягнення певної критичної проникності тріщин, створюються умови для переходу ламінарного потоку у турбулентний, який описується нелінійним законом фільтрації. Синергетика таких ефектів має складний нелінійний характер і у кінцевому результаті призводить до зростання інтенсивності геодинамічних процесів. Якщо важливою умовою розвитку суфозії є швидкість та об'єм фільтраційного потоку, то карсту – присутність високих концентрацій двооксиду вуглецю.

В процесі дисертаційних досліджень було встановлено, що у карбонатній мергельно-крейдяній товщі порід «крейдяної брили» згори-донизу сформувалися три зони розвитку геолого-геодинамічних процесів, пов'язаних із дією різних за генезисом вод і газів: суфозії, епікарсту та гіпокарсту.

6. Уперше для будівель та споруд Святогірського монастиря, які є історично-архітектурних пам'ятками України визначено потенційні ризики природної небезпеки, що пов'язані як з постійними (суфозія, карст) так і з періодичними (сейсмічна активність) геодинамічними процесами та явищами.

Розраховані показники потенціалів природної небезпеки для комплексу Святогірського монастиря (суфозійно-карстових – 0,5 та сейсмічних – 2,38) вказують на досить високий рівень потенційної загрози від локальних геодинамічних процесів та незначний – від регіональних.

Якщо більшість монастирських будівель і споруд потребують інженерно-геологічного захисту через утворення негативних форм рельєфу, руйнування основ і фундаментів будівельних споруд і т. ін. вже зараз, то потенційну загрозу слабкі землетруси можуть нести лише для «крейдяної» Миколаївської церкви, що знаходиться на вершні «крейдяної брили».

7. На прикладі «крейдяної брили» запропоновано нову методику встановлення ролі підземних вод у формуванні геодинамічних процесів суфозії та карсту, яка може бути ефективною в процесі дослідження стійкості різних об’єктів, збудованих на карбонатних породах.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Акимов В. А. Определение относительной опасности территорий / В. А. Акимов. Н. Н. Радаев, М. В. Сахаров // Проблемы безопасности при чрезвычайных ситуациях. – 2000. – № 6. – С. 129–140.
2. Аксельруд Г. А. Массообмен в системе «твердое тело – жидкость» / Г. А. Аксельруд. – Львов, Изд-во ЛГУ, 1970. – 187 с.
3. Андрейчук В. Н. Роль тектонического фактора в развитии карста Мамалыжского карстового района / В. Н. Андрейчук, М. Н. Куница // Физическая география и геоморфология. – 1985. – Вып. 32. – С. 50-57.
4. Андрейчук В. Н. Определение антропогенного карста / В. Н. Андрейчук. – Кунгур: Горный институт УрАН СССР, 1991. – 88 с.
5. Андрейчук В. Н. Карст как геоэкологический фактор / В. Н. Андрейчук. – Сосновец–Симферополь. – Изд-во Высш. шк. Экологии в Сосновице и Укр ИСК НАН и МОН Украины, 2007. – 137 с.
6. Атлас Харківської області. – К.: ГУГК і К, 1993. – 46 с.
7. Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы / А. Е. Бабинец. – Киев: Изд-во АН УССР, 1961. – 378 с.
8. Белоконь В. Г. Неотектонические движения в Донбассе и их связь со структурными элементами / В. Г. Белоконь. – В кн. Материалы по геологии Донецкого бассейна. – М. : Наука, 1968. – С. 11–15.
9. Белоконь В. Г. Глубинное строение Донбасса / В. Г. Белоконь // Геол. журнал, 1974. – Т. 34. – Вып. 5. – С. 88-96.
10. Белоконь В. Г. Углекислый газ в продуктивных отложениях карбона северо-западной части Донбасса / В. Г. Белоконь, Л. В. Гнапп // Геологический журнал. – 1974. – Т. 34, вып. 3. – С. 89–95.
11. Белоконь В. Г. О глубинном источнике энергии углеобразования формации Донецкого бассейна / В. Г. Белоконь // Геологический журнал. – 1981. – Т. 41, № 6. – С. 88–99.
12. Белоконь В. Г. Бассейн р. Северский Донец как геодинамическая система,

отражающая процессы больших глубин / В. Г. Белоконь // Геологический журнал. – 1984. – Т. 34. – Вып. 5. – С. 11–27.

13. Бескровный Н. С. Изотопный состав углерода природных газов Камчатки / Н. С. Бескровный, Е. И. Кудрявцева, В. А. Лобков // Геохимия. – 1975. – № 11. – С. 1660–1667.
14. Бондаренко Г. Н. Формирование изотопного состава карбонатной системы природных вод / Г. Н. Бондаренко. – К. : Наукова думка, 1983. – 152 с.
15. Бут Ю. С. Малые артезианские бассейны Северо-Западного Донбасса / Ю. С. Бут, И. К. Решетов, Н. И. Дробноход и др. – К. : Наукова думка, 1987. – 200 с.
16. Быков В. Н. Нефтегазовое карстоведение / В. Н. Быков. – Пермь: Изд-во Пермского университета, 2002. – 351 с.
17. Вахрушев Б. А. Основні проблеми карстового геоморфогенезу // Український географічний журнал. – 2002. – № 7. – С. 20-25.
18. Веклич М. Ф. Палеогеографічні етапи рельєфо- і осадоутворення району Харкова / М. Ф. Веклич, В. К. Смоляга, В. І. Сидоренко // Матеріали 3-го з'їзду геогр. т-ва УРСР. – К. : Наук. думка, 1975. – С. 44-50.
19. Веригин Н. Н. Диффузия и массообмен при фильтрации жидкостей в пористых средах / Н. Н. Веригин, Б. С. Шержуков / В кн. : Развитие исследований по теории фильтрации в СССР (1917-1967). – М. : Наука, 1969. – С. 237-313.
20. Виленкин В. Л. Основные черты геоморфологических процессов на территории Левобережной Украины / В. Л. Виленкин, П. В. Ковалев, И. Н. Ремизов / Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. – Т. 10. – М.: Недра, 1971. – С. 3-12.
21. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Методы изучения водообмена / В. М. Шестопалов, А. Б. Ситников, В. И. Лялько и др. Отв. ред. В. М. Шестопалов. – Изд. ИГН АН УССР. – Киев : Наук. думка, 1988. – 272 с.

22. Волков Н. Г. Локальные морфоструктуры Днепровско-Донецкой впадины / Н. Г. Волков. – К.: Наук. думка, 1977. – 154 с.

23. Гавриш В. К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения на примере Доно-Днепровского прогиба / В. К. Гавриш. – К.: Наукова думка, 1969. – 269 с.

24. Гаррелс Р. М. Растворы, минералы, равновесия / Р. М. Гаррелс, Ч. Л. Крайст. – М. : Мир, 1968. – 368 с.

25. Гаррелс Р. М. Эволюция осадочных пород / Р. М. Гаррелс, Ф. Маккензи. – М. : Мир, 1974. – 271 с.

26. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. – М. : Госгеолтехиздат, 1963. – Т. 1. – 1210 с.

27. Гидрогеология СССР. – Т. VI, Донбасс. – М. : Недра, 1971. – 480 с.

28. Гірничий енциклопедичний словник. Т. 2 / За редакцією В. С. Білецького. – Донецьк : Східний видавничий дім, 2002. – 632 с.

29. Гошовський С.В. Екологічна безпека техноприродних геосистем у зв'язку з катастрофічним розвитком геологічних процесів / С. В. Гошовський, Г. І. Рудько, Б. М. Преснер. – К. : ЗАТ «Нічлава», 2002. – 624 с.

30. Дегенс Э. Т. Биогеохимия устойчивых изотопов углерода / Э. Т. Дегенс. – В кн. : Органическая геохимия. – Л., 1974. – С. 207–226.

31. Демчишин М. Г. Современная динамика склонов территории Украины (инженерно-геологические аспекты) / М. Г. Демчишин. – К. : Наук. думка, 1992. – 256 с.

32. Демчишин М. Г. Інженерно-геологічні умови в долинах рівнинних рік / М. Г. Демчишин, О. М. Анацький / У зб. «Будівельні конструкції». – К.: НДІБК, 2008. – Кн. 1, вип. 71. – С. 156-164.

33. Державні будівельні норми України. Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування. ДБН В.1.1–24:2009. – К. : Міністерство регіонального розвитку та будівництва України, 2010. – 69 с.

34. Дубинский Г. П. Климат Харьковской области: Харьковская область. Природа и хазяйство / Г. П. Дубинский и др. // Материалы Харьков. отдел

географ. об-ва Украины. – Вып. 8, 1971. – С. 42-50.

35. Дублянский В. Н. Карстолого-геофизические исследования карстовых полостей Приднестровской Подолии и Покутья / В. Н. Дублянский, Б. М. Смольников. – Киев : Наук. думка, 1969. – 151 с.
36. Дублянский В. Н. Генетическая классификация подземных полостей / В. Н. Дублянский, В. Н. Андрейчук // Геоморфология. – 1993. – № 1. – С. 31-37.
37. Екологічний атлас Харківської області / С. Л. Макаровський та ін. – Х. : УкрНДІЕП, 2001. – 80 с.
38. Емельянова Е. Г. Основные закономерности оползневых процессов / Е. Г. Емельянова. – М. : Недра, 1972. – 310 с.
39. Зверев В. П. О механизме массопереноса растворенного вещества в верхних частях земной коры / В. П. Зверев // Докл. АН СССР, 1972. – Т. 206. – № 6. – С. 1449-1452.
40. Иванов Б. Н. О типологии карстового рельефа на примере Подольско-Буковинской карстовой области / Б. Н. Иванов // Вопросы карста на юге Европейской части СССР. – Симферополь : АН УССР, 1956. – С. 131-157.
41. Изотопно-геохимические методы оценки степени взаимосвязи подземных и поверхностных вод / Э. В. Соботович, Г. Н. Бондаренко, В. Е. Ветштейн. – К. : Наук. думка, 1977. – 154 с.
42. Інженерна геологія. Механіка ґрунтів, основи та фундаменти / М. Л. Зоценко, В. І. Коваленко, А. В. Яковлєв та ін. – Полтава : ПНТУ, 2004. – 568 с.
43. Калюжный В. А. Современное состояние проблемы «Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по включениям в минералах) / В. А. Калюжный // В сб. «Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по данным изучения флюидных включений в минералах»)». – К. : Наукова думка, 1978. – С. 3–16.
44. Карапетьянц М. Х. Методы сравнительного расчета физико-химических

свойств / М. Х. Карапетьянц. – М. : Наука, 1965. – 403 с.

45. Карапетьянц М. Х. Химическая термодинамика. – М.: Химия, 1975. – 430 с.
46. Карпова Г. В. О палеогеографических условиях образования древнего карста в Изюмском районе Харьковской области / Г. В. Карпова, В. Г. Космачев, И. Н. Ремизов // Региональная палеогеография : Тез. докл. Всес. конференции «Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов». – Киев. – 1977. – С. 94-96.
47. Карякин Л. И. Геологический и геоморфологический очерк речных долин бассейна Северского Донца от верховья до с. Старый Салтов / Л. И. Карякин. Геологический очерк бассейна Донца. – Харьков–Киев : ГНТИУ, 1936. – С. 85-92.
48. Киссин И. Г. К геохимии углекислоты в глубоких зонах подземной гидросферы / И. Г. Киссин, С. И. Пахомов // Геохимия. – 1969. – № 4. – С. 460–471.
49. Климчук А. Б. Карстообразование в артезианских условиях: концепция поперечного спелеогенеза / А. Б. Климчук // Геологический журнал. – 2006. – № 2-3. – С. 181-190.
50. Климчук А. Б. Эпикарст : гидрогеология, морфогенез и эволюция / А. Б. Климчук. – Симферополь : Сонат, 2009. – 112 с.
51. Климчук А. Б. Самоорганизация структуры водообмена как системообразующее свойство карста / А. Б. Климчук // Геологический журнал. – 2011. – № 1. – С. 85-110.
52. Климчук А. Б. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его роль в геоморфогенезе региона / А. Б. Климчук, Е. И. Тимохина, Г. Н. Амеличев, Ю. В. Дублянский – Симферополь: ДИАЙПИ. – 2012. – 180 с.
53. Климчук А. Б. Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста / А. Б. Климчук. – Симферополь : ДИАЙПИ, 2013. – 180 с.
54. Колодий В. В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в

миграции и аккумуляции нефти (на примере Юга СССР) / В. В. Колодий. – К. : Наук. думка, 1983. – 248 с.

55. Конашов В. Г. Мезозойский этап тектогенеза в Донецком бассейне / В. Г. Конашов // Геологический журнал. – 1983. – № 3. – С. 96–102.
56. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) / В. И. Кононов. – М. : Наука, 1983. – 216 с.
57. Космачев В. Г. Древний карст в Изюмском районе / Путеводитель экскурсий III съезда Географического общества УССР. – Х. : Облполиграфиздат, 1975. – С. 55-58.
58. Котлов В. Ф. Изменения геологической среды под влиянием деятельности человека. – М. : Недра, 1978. – 263 с.
59. Крайнов С. Р. Основы геохимии подземных вод / С. Р. Крайнов, В. М. Швец. – М. : Недра, 1980. – 285 с.
60. Кузьменко Е. Д. Довгостроковий часовий прогноз розвитку карсту на Передкарпатті / Е. Д. Кузьменко, І. В. Чепурний, П. І. Козак // Geoinformatika. – 2008. – № 3. – С. 78–85.
61. Кухар Г. В. Конструктивні заходи захисту споруд на карстонебезпечних територіях: автореферат... канд. техн. наук, спец.: 05.23.01 - будівельні конструкції, будівельні споруди / Г. В. Кухар. – Макіївка : Донбаська нац. акад. будівництва та архітектури, 2011. – 19 с.
62. Лазаренко Е. К. Минералогия Донецкого бассейна / Е. К. Лазаренко, Б. С. Панов, В. И. Павлишин. – К. : Наукова думка, 1975. – Ч. II. – 502 с.
63. Лисиченко Г. В. Природний, техногенний та екологічний ризики : аналіз, оцінка, управління / Г. В. Лисиченко, Ю. Л. Забулонов. Г. А. Хміль. – К. : Наукова думка, 2008. – 543 с.
64. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Специальная инженерная геология / В. Д. Ломтадзе. – Л. : Недра, 1978. – 496 с.
65. Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов / Г. В. Лопатин // Природа, 1950. – №7. – С. 19-28.

66. Луговой В. П. Особенности развития суффозионных явлений на территории с интенсивной техногенной нагрузкой / В. П. Луговой, Ю. С. Остапенко, С. М. Журин, В. В. Сухов // Вісник ХНУ імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія–Географія–Екологія». – 1999. – № 455. – С. 65-72.

67. Лущик А. В. Подземные воды карстовых платформенных областей юга Украины / А. В. Лущик, В. И. Морозов, В. П. Милешин. – К. : Наук. думка. – 1981. – 200 с.

68. Лущик А. В. Формирование режима подземных вод в районах развития активных геодинамических процессов / А. В. Лущик, Г. В. Лисиченко, Е. О. Яковлев. – К. : Наукова думка. – 1988. – 164 с.

69. Лялько В. И. Тепломассоперенос в литосфере / В. И. Лялько. – К. : Наук. думка, 1985. – 259 с.

70. Макаренко Ф. А. О подземной химической денудации на территории СССР / Ф. А. Макаренко, В. П. Зверев // Докл. АН СССР, 1970. – Т. 192, № 2. – С. 424-427.

71. Максимович Г. А. Основы карстоведения. В 2-х томах. Т. 2: Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст/ Г. А. Максимович. – Пермь : Пермское книжное изд-во, 1969. – 529 с.

72. Максимович Г. А. Карстосфера и типы карста / Г. А. Максимович // Карст и гидрогеология Предуралья. – Свердловск, 1979. – С. 16-21.

73. Мейсон Б. Основы геохимии / Б. Мейсон. – М. : Недра, 1971. – 312 с.

74. Методические рекомендации по применению гидрогеохимического метода поисков скрытого оруденения в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине / В. Г. Суярко. – Симферополь : Изд-во ИМР МГ УССР, 1985. – 92 с.

75. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000 / Е. Е. Белякова, А. И. Бурдэ, Н. Н. Васильева и др. – Т. 2. – Л. : Недра, МГ СССР, ВСЕГЕИ. – 1974. – 256 с.

76. Моисеенко А. Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование

Тихоокеанского пояса / В. Г. Моисеенко. – М. : Наука, 1982. – 192 с.

77. Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активизации / С. И. Набоко. – М. : Наука, 1980. – 199 с.
78. Національний атлас України. – К. : ДНВЦ «Картографія», 2009. – 440 с.
79. Немец К. А. Зависимость водообильности верхнемелового водоносного горизонта от глубины залегания водовмещающих пород // Вестник Харьковского университета. Геология и география. – Вып. 7, 1976. – С. 46-52.
80. Немец К. А. Методические аспекты построения статистической модели водообильности мергельно-мелового водоносного горизонта // Вестник Харьковского университета. Геология и география. – Вып. 8, 1977. – С. 51-54.
81. Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах / Е. В. Пиннекер, Б. И. Писарский, С. Л. Шварцев и др. – Новосибирск : Наука, 1982. – 239 с.
82. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика / И. К. Гавич, В. С. Ковалевский, Л. С. Язвин и др. – Новосибирск : Наука, 1983. – 241 с.
83. Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле / А. Н. Павлов. – М. : Мысль, 1974. – 448 с.
84. Панов Б. С. Условия образования и особенности выветривания скрытого флюоритового оруденения Покрово-Киреевского месторождения в Южном Донбассе / Б. С. Панов, В. Г. Суярко // Известия вузов. Геология и разведка, 1990. – С. 24-33.
85. Пашкин Е. М. Мониторинг деформаций при эксплуатации зданий и сооружений / Е. М. Пашкин, А. Л. Багмет, В. И. Осик и др. // Инженерная геология, 2008. – №3. – С. 40-50.
86. Пашковский И. С. Методы определения инфильтрационного питания по расчетам влагопереноса в зоне аэрации / И. С. Пашковский. – М. : Изд. МГУ, 1973. – 119 с.

87. Петраков О. О. Дослідження заходів щодо захисту будівель та споруд від карстопроявлення / О. О. Петраков, Г. В. Кухар // Сучасне промислове та цивільне будівництво. – 2010. – Т. 6, № 2. – С. 61-68.

88. Пиннекер Е. В. Особенности взаимодействия подземных вод глубоких горизонтов артезианских бассейнов / Е. В. Пиннекер, В. И. Писарский // II-я Междунар. конф. по мерзлотоведению. – Якутск, 1973. – С. 106–110.

89. Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии (закономерности распространения и формирования подземных вод) / Е. В. Пиннекер. – М. : Недра, 1977. – 196 с.

90. Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. – М. : Недра, 1972. – 196 с.

91. Проходський С. І. До геоморфологічної характеристики міста Харкова / С. І. Проходський, І. А. Гольдфальд, Г. Г. Стрижельчик, Л. С. Бабенко // Зб. «Географічні дослідження на Україні». – Вип. 4. – К. : Наук. думка, 1975. – С. 63-67.

92. Ремизов И. Н. Полтавская серия – миоценовая кварцево-песчаная аллювиально-морская формация юга Русской платформы / И. Н. Ремизов / Тр. сов. по формациям Б. Донбасса. – Х. : ХГУ, 1964. – С. 338-347.

93. Ремизов И. Н. О природе речных долин и террас платформенной части Украины / И. Н. Ремизов // Вестн. Харьков. ун-та, № 136. – Харьков, 1976. – С. 55-57.

94. Рогозин А. Л. Региональная оценка карстовой опасности и риска / А. Л. Рогозин, В. А. Елкин // Проблемы безопасности и чрезвычайных ситуаций. – 2003. – № 4. – С. 33–52.

95. Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования при гражданском и промышленном строительстве в карстовых районах / Н. В. Родионов // Сб. Методика изучения карста. – В. 7. – Пермь, 1963. – С. 37-66.

96. Рудько Г. І. Ризик виникнення та розвитку небезпечних геологічних процесів у Карпатському регіону України / Г. І. Рудько, Н. П. Павлів // Вісник Львівського ун-ту. Серія : Геологія. – 2001. – Вип. 15. – С. 49-53.

97. Рудько Г. І. Техногенно-екологічна безпека геологічного середовища : монографія / Г. І. Рудько. – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2001. – 359 с.

98. Скаржинский В. И. Эндогенная металлогения Донбасса / В. И. Скаржинский. – К. : Наукова думка, 1973. – 203 с.

99. Соколов А. Д. Закономірності тріщинуватості крейдяних порід долини р. Сіверського Донця / А. Д. Соколов //Доповіді АН УССР, №7. – К., 1963. – С. 937-940.

100. Соколов Д. С. Основные условия развития карста / Д. С. Соколов. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 321 с.

101. Стрижельчик Г. Г. Проблемы инженерной геологии городов и возможные пути их решения / Г. Г. Стрижельчик // Инженерная геология. – № 2, 1987. – С. 3-12.

102. Стрижельчик Г. Г. Оползни Харьковской области / Г. Г. Стрижельчик, О. А. Крамаренко, Ю. П. Соколов и др. / Под. ред. И. Г. Черванева. – Харьков, 2001. – 300 с.

103. Стрижельчик Г.Г. Методические аспекты оценки риска при изысканиях для градостроительства / Г. Г. Стрижельчик, И. А. Закопайло, О. А. Крамаренко, М. А. Суворов // Вісник ХНУ імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія – Географія – Екологія». – 2009. – № 882. – С. 50-57.

104. Сухов В. В. Типизация сложных инженерно-геологических условий и источников геологической опасности для памятников истории и архитектуры / В. В. Сухов // Вісник ХНУ імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія – Географія – Екологія». – 2009. – №864. – С. 89-93.

105. Сухов В. В. Инженерно-геологические изыскания в связи с охраной архитектурных памятников в особо сложных природно-техногенных условиях Украины / В. В. Сухов, В. Г. Суярко // Вісник ХНУ імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія – Географія – Екологія». – 2009. – № 882. – С. 58-64.

106. Сухов В. В. Сучасний стан вивченості проблеми збереження історико-

архітектурних пам’ятників України / В. В. Сухов // Вісник ХНУ імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія – Географія – Екологія». – 2011. – № 986. – С. 81-86.

107. Сухов В. В. Создание геоинформационной модели подземных водных ресурсов Харьковской агломерации / В. В. Сухов, О. В. Гаврилюк, И. И. Тищенко // IV Международная научно-практическая конференция «Экология: образование наука, промышленность и здоровье». – Белгород, 15-18 ноября 2011 г.

108. Сухов В. В. Инженерно-геологические и гидрогеологические факторы влияния на стабильность историко-архитектурных памятников / В. В. Сухов // Вісник ХНУ імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія – Географія – Екологія». – 2012. – № 997. – С. 73-76.

109. Сухов В. В. О результатах экспериментов по изучению влияния процессов замерзания и таяния капиллярных и трещинных вод на горные породы / В. В. Сухов // Матеріали наук.-практ. конф. «Регіон – 2012. Стратегія оптимального розвитку». – Харків, 2012. – С. 309-312.

110. Сухов В. В. Гідрогеологічні особливості карбонатного карсту / В. В. Сухов, В. Г. Суярко, О. О. Сердюкова // Science Rise. – 2015. – № 7/1(12). – С. 23-27.

111. Суярко А. В. Роль зон разгрузки глубинных вод в выяснении природы геотермических аномалий и рудной минерализации в Западном Донбассе / А. В. Суярко // II геол. конференция «Степановские чтения». – Артемовск, 1968. – С. 161–163.

112. Суярко В. Г. Особенности формирования вертикальной гидрогеохимической зональности в мезозойских структурах Донецкого прогиба / В. Г. Суярко // Геологический журнал. – 1984. – Т. 44, № 1. – С. 127–130.

113. Суярко В. Г. Геохимические особенности подземных вод Донбасса / В. Г. Суярко // Геохимия. – 1988. – № 5. – С. 738-747.

114. Суярко В. Г. Еколого-гідрогеохімічне районування території як оцінка

ступеня їхнього екологічного ризику / В. Г. Суярко // Зб. «Оцінка екологічного ризику територій». – К., 1996. – С. 98-99.

115. Суярко В. Г. Экология подземной гидросферы Донбасса / В. Г. Суярко. – К. : Знание, 1997. – 69 с.

116. Суярко В. Г. Нові принципи гідрогеологічного районування східної частини Дніпровсько-Донецького авлакогену / В. Г. Суярко, І. К. Решетов // Вісн. Харк. ун-ту, 2001. – № 521. – С. 117-120.

117. Суярко В. Г. До питання про можливі причини формування гідрокарбонатно-нартієвих вод у глибоких горизонтах палеозою / В. Г. Суярко, О. М. Істомін // ДАН України, 2005. – № 2. – С. 114-116.

118. Суярко В. Г. Геохимия подземных вод восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена / В. Г. Суярко. – Харьков : ХНУ имени В. Н. Каразина, 2006. – 225 с.

119. Суярко В. Г. Концептуальна синергетична геолого-гідрогеологічна модель розвитку суфозії та карсту у карбонатних породах на території Святогірського монастиря / В. Г. Суярко, В. В. Сухов // Вісник ХНУ імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія». – 2015. – № 1157. – С. 63-68.

120. Суярко О. В. Про зв’язок зон розвантажування вод глибоких горизонтів палеозою з глибинною тектонікою Донбасу / О. В. Суярко // ДАН УРСР. – 1970. – Сер. Б, № 5. – С. 403–405.

121. Терещенко В. А. Гидрогеологические условия газонакопления в Днепровско-Донецкой впадине / В. А. Терещенко. – Харьков : Изд-во ХНУ имени В. Н. Каразина, 2015. – 244 с.

122. Толмачев В. В. Инженерное карстоведение / В. В. Толмачев, Ф. Ройтер. – М. : Недра, 1990. – 151 с.

123. Толстихин О. Н. Геологические последствия воздействия человека на подземную гидросферу / О. Н. Толстихин, Е. В. Пиннекер / В кн. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах. – Новосибирск : Наука, 1982. – С. 111-119.

124. Филькин В. А. Опыт составления карты современных движений земной коры по территории Донбасса / В. А. Филькин // Современные движения земной коры. – К. : Наукова думка, 1986. – С. 216–221.

125. Хміль Г. А. Оцінка потенційної техногенної та природної безпеки територій України на основі системного аналізу / Г. А. Хміль // Екологія і ресурси : зб. наук. праць. Інституту проблем національної безпеки. – К. : ІПНБ. – 2007. – Вип. 17. – С. 54–65.

126. Холланд Г. Д. Жильные минералы в гидротермальныхъ месторожденіях / Г. Д. Холланд // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М. : Мир, 1970. – С. 286–324.

127. Чабан М. О. Критерии натурального подобия в гидрогеологии / М. О. Чабан // Водные ресурсы. – 1981. – №1. – С. 64-76.

128. Черванев И. Г. О саморазвитии рельефа / И. Г. Черванев // Вестн. Харьков. гос. ун-та. – № 173. – Харьков, 1978. – С. 68-70.

129. Чирвинская М. В. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным / М. В. Чирвинская, В. Б. Сологуб. – К. : Наук. думка, 1980. – 178 с.

130. Шваров Ю. В. Расчет равновесного состава в многокомпонентной гетерогенной системе / Ю. В. Шваров // ДАН СССР, 1976. – Т. 229, №5. – С. 1224-1226.

131. Шестопалов В. М. Оценка уязвимости подземных вод районов открытого карста (на примере массива Ай-Петри, Крым)/ В. М. Шестопалов, А. Б. Климчук, С. В. Токарев, Г. Н. Амеличев // Спелеология и карстология. – 2009. – №2. – С. 11-29.

132. Шумлянский В. А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины / В. А. Шумлянский. – К. : Наукова думка, 1983. – 220 с.

133. Энгельгарт В. Поровые водные растворы и катагенез пород / В кн. Диагенез и катагенез осадочных образований / В. Энгельгарт. – М. : Мир, 1968. – С. 443-458.

134. Birk S. Characterisation of karst systems by simulating aquifer genesis and spring responses: Model development and application to gypsum karst / S. Birk // Tubinger Geowissenschaftliche Arbeiten C60.-2002.-122p.

135. Ellis I. W. Piling for underpinning / I. W. Ellis // Symposium on Building Appraisal, Maintenance and Preservation. – Bath : University of Bath, 1985. – P. 88-96.

136. Ford D. C. Karst Hydrogeology and Geomorphology / D. C. Ford, P. W. Williams. – Wiley, Chichester, 2007. – 562 p.

137. Fournier F. Climatel erosion / F. Fournier. – Press Universitaries de France. – Paris, 1960. – 120 p.

138. Gouisser Y. Le karst superficiel: gene'se, hydrodynamigue et caracte'ristsgue hydraulegues / Y. Gouisser. – Univ. des sciences et technigues du Langnedos. – Montpellier, France, 1981. – 218 p.

139. Helgeson H. C. Thermodinamics of hydrothermal systems at elevated temperature and pressures / H. C. Helgeson // Amer. I. Sci., 1969. – V. 267. – P. 729-804.

140. Hemley J. J. Chemical abreact of hydrothermal alteration urith empharis on hydrogen metasomatism / J. J. Hemley, W. R. Gones // Ecom. Geol., 59, 1964. – P. 538–569.

141. Klimchouk A. Speleogenesis : Evolution of Karst Aquifere / A. Klimchouk, D. Ford, A. Palmer, W. Dreybrodt (eds.). – Huntsville; Nalt, Speleol. Soc., 2000. – 495 p.

142. Kreuse H. R. C^{13}/C^{12} abundances in components of carbonaceous chondrites and terrestrial, samples / H. R. Krouse, V. E. Modzelsky // Geochim. at cosmochim. acta, 1970, 34. – № 4. – P. 459-474.

143. Prullon C. F. The solubility of carbon dioxide in calcium chloride water / C. F. Prullon, R. L. Savage // Chem. Soc., 67, 1945. – P. 1150–1554.

144. Sukhov Valeriy. Forecast of potential natural risks for the historical and architectural sights of the Holy Mountains Lavra (Sviatohirsk Monastery) / Valeriy Sukhov // Young Scientist USA. – Vol. 4. – Lulu, USA. – 2015. – P.

126-130.

145. White W. B. Geomorphology and hydrology of karst terrains / W. B. White. – Oxford University Press. – New York, 1988. – 464 p.

146. White W. B. Karst hydrology : recent developments and open questions / W. B. White // Eng. Geol. – 2002. – 65. – P. 85–105.

147. Wiebe R. The solubility of carbon dioxide in water at various temperature from 12 to 40^{o} and at pressures to 500 atmospheres / R. Wiebe, V. L. Gaddy // Critical phenomena, J. Am. Ckem. Soc., 62, 1940. – P. 815–817.