

Міністерство освіти і науки України  
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна  
Факультет геології, географії, рекреації і туризму  
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

*До захисту перед ЕК допущено*  
*В.о. зав. кафедри \_\_\_\_\_ доц. Сухов В.В.*  
*« \_\_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2024 року*

**«Геологічна будова та гідрогеологічні умови  
Голубінського родовища мінеральних вуглекислих вод  
(Закарпатська область)»**

**КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА**

Виконала:  
студентка 4 курсу, група ПІ-41,  
спеціальність 103 Науки про Землю,  
освітньо-професійна програма  
«прикладна гідрогеологія»  
**Конєва Катерина Ігорівна**  
Керівник:  
к. тех. н., доцент  
**Петік Вячеслав Олексійович**

*Кваліфікаційна робота захищена  
з оцінкою « \_\_\_\_\_ »*

\_\_\_\_\_  
*Голова ЕК Безрук К.О.*  
\_\_\_\_\_  
*Секретар ЕК Тищенко І.І.*  
*« \_\_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2024 року*

## ЗМІСТ

	стор.
Вступ	3
Розділ 1. Загальні відомості про район дослідження та Голубинське родовище мінеральних вод	4
1.1. Географічне розташування та адміністративний статус території	4
1.2. Клімат, рельєф та гідрографія району	8
1.3. Орогідрографія	11
Розділ 2. Історія дослідження району	13
Розділ 3. Геологічна будова району дослідження	22
3.1 Стратиграфія.	22
3.2 Тектоніка району	33
3.3 Геоморфологія	44
3.4 Корисні копалини	48
Розділ 4. Гідрогеологічні умови району дослідження	52
4.1 Загальні умови формування родовищ вуглекислих содових вод	52
Розділ 5. Геологічна будова і гідрогеологічні умови Голубинського родовища	59
5.1. Геологічна будова Голубинського родовища	61
5.2. Основні тектонічні елементи будови Голубинського родовища	71
5.3. Загальні риси гідрогеологічних умов Голубинського родовища	72
Висновки	73
Використана література	74

## ВСТУП

Метою гідрогеологічних досліджень є дослідження експлуатаційних запасів мінеральної води гідрокарбонатного натрієвого складу свердловини 7-ГП на Голубинському родовищі Закарпатської області. Необхідність постановки робіт зумовлена непідтвердженням експлуатаційних запасів мінеральної води за мінералізацією і вмістом ортоборної кислоти (за кондиціями ДСТУ-878-93 1970 р. мінералізація повинна складати 6,7 - 7,0 г/дм<sup>3</sup>, а вміст ортоборної кислоти - 57-70 мг/дм<sup>3</sup>), оцінених в 1971 році в об'ємі 80 м<sup>3</sup>/добу. Станом на кінець 2000 р. мінералізація води св. 7-ГП складала 4,8-5,6 г/дм<sup>3</sup> при середньомісячних водовідборах 45 - 65 м<sup>3</sup>/добу.

Орієнтуючись на об'єм затверджених в 1971 році запасів, підприємство забезпечило в цеху можливість технологічного розливу мінеральної води в об'ємі 80 м<sup>3</sup>/добу. Але вже при відборах 60-65 м<sup>3</sup>/добу мінералізація води почала знижуватись нижче кондицій ДСТУ-878-93. В 1999 р пояснення цього факту шукали в невідповідності розвідувальної св. 7-Р умовам експлуатації і замість неї пробурили її технічний дублер - св. 7-ГП. Це не дало очікуваного результату і в кінці 2000 року мінералізація води знизилась до 4,8 г/дм<sup>3</sup>.

В дипломній роботі висвітлені результати гідрогеологічних досліджень, проведених на Голубинському родовищі в 2001-2003 для переоцінки експлуатаційних запасів мінеральних вуглекислих вод по водозабірній ділянці, де розташована св. 7-ГП, гідрогеологічних режимних спостережень за експлуатацією родовища в 2003 - 2006 роках, а також проведений аналіз даних геолого-розвідувальних робіт 1961-1969 рр. та експлуатації родовища в 1987-2001 роках.

## Розділ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РАЙОН РОБІТ ТА ГОЛУБИНСЬКЕ РОДОВИЩЕ МІНЕРАЛЬНИХ ВОД

### *1.1. Географічне розташування та адміністративний статус території.*

Голубинське родовище вуглекислих мінеральних вод розташоване в долині середньої течії р. Пінія (ліва притока р. Латориці), між селами Соломин і Голубине Свалявського району, в 6 км на північ від м. Свалява і в 68 км на схід від обласного центру - м. Ужгорода (рис. 1.1.)

Свалявський район знаходиться в північній частині Закарпатської області. Район утворений в 1945 р і займає площу в 0,7 тис. км<sup>2</sup>. Населення складає 56.7 тис. чоловік, у тому числі міського - 22,4 тис. У Свалявському районі знаходяться 27 сільських населених пунктів, смт Поляна та м. Свалява (райцентр).

Місто Свалява вперше згадується в документах 12 століття. Статус міста отримала в 1957 р. Місто лежить у межах свалявської улоговини, оточеної низькими терасами і схилами Вулканічного і Полонинського хребтів. В місті проживає 18,4 тис жителів. В Сваляві працюють лісовий, лісохімічний та меблевий комбінати, фабрика "Патериця", головний завод виробничого об'єднання "Закарпатський комплекс "Електрон", заводи "Буддеталь", "Торгмаш", продтоварів, мінеральних вод і склотарний. В місті працює політехнічний технікум і професійно-технічне училище. Поблизу Сваляви на базі численних мінеральних джерел працюють санаторії "Сонячне Закарпаття", "Квітка Полонини", "Поляна" і "Човен".

Свалявський район розташований у Карпатському агрокліматичному районі вертикальної кліматичної зональності. В районі переважають бурі гірсько-лісові (до 45 % площі району) та дерново-буроземні і дерново-підзолисті алювіальна ґрунти. 52 % території району заняті лісами. Основні породи - дуб черешчатий, дуб скелястий, бук, граб, ясен, клен, тис, вільхи та інш. Спеціалізація сільського господарства - скотарство м'ясо-молочного

напрямку, вівчарство; у рослинництві переважає вирощування картоплі, кормових буряків, кукурудзи на силос. Тераси і виположені частини схилів розорані під зернові, овочі і сади. Площа сільськогосподарських угідь становить (тис. га) 14,4, у т. ч. орної землі -1,8, сіножаті і пасовища -12,5.

Гірські райони входять до Карпатського гірського зоогеографічного округу, заселеного представниками тайгової та гірської фауни: карпатський олень, кіт лісовий, карпатська білка, снігова полівка, альпійська бурозубка, карпатський глухар, середньоєвропейський рябчик, трипалій дятел, альпійська горіхівка, альпійський і карпатський тритон і саламандра, лісовий полоз, гадюка. В річках водяться струмкова форель, харіус, товстолобик і білий амур, тощо.

В районі знаходяться і видобуваються корисні копалини: будівельні матеріали, андезити, кіновар, пісковики, мінеральні і прісні води.

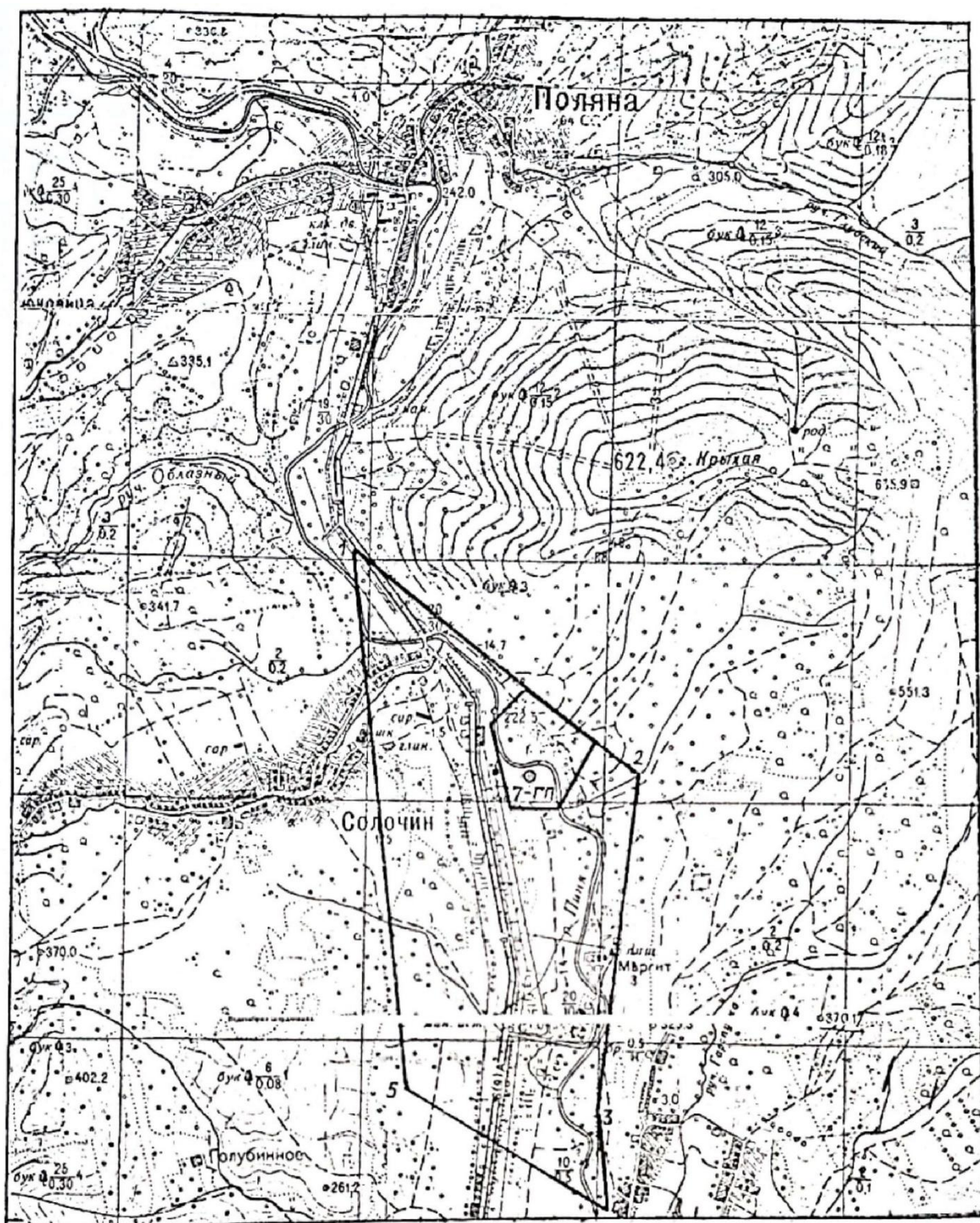
Територією району проходять траси нафтопроводу "Дружба", газопроводу "Братерство", лінії передач енергосистеми "Мир".

Через західну околицю Голубинського родовища проходить асфальтове шосе сполученням Свалява - Уклин - Нижні Ворота - Львів і Свалява - Перечни - Ужгород. Найближча залізнична станція знаходиться в районному центрі м. Свалява, через яку проходить залізнична колія Львів - Ужгород - Чоп. Найближчими населеними пунктами є с. Солочин. на східній околиці якого розташовано родовище, с. Голубине, яке знаходиться в 0,5 км на південь і с. Поляна - в 2,0 км на північ.

Територія Голубинського родовища мінеральних вод займає умовний п'ятикутник розміром орієнтовно 2,0x1,0 км (периметр - 6,7 км), загальною площею 2,06 км<sup>2</sup> (205,5 га). що витягнутий в субмеридіональному напрямку вздовж долини р. Пінії (рис. 1.2).

Родовище розроблялось під час проведення робіт із переоцінки експлуатаційних запасів такими надрокористувачами: санаторіями "Квітка Полонини" (св. 4-Е), "Кришталеве джерело" (св. 3-Р, 12-Р), заводами розливу "Лупі" (ВАТ "Свалявські мінеральні води") (св. 3-РЗ) та "Маргіт" (св. 7-ГП).





- 1 ————— 2 *Контур Голубинського родовища мінеральних вод з кутовими точками*  
 ————— *Контур водозабірної ділянки свердловини 7-ГП*  
 ⊙ 7-ГП *Водозабірна свердловина*

Рис. 1.2. – Ситуаційний план Голубинського родовища з контуром водозабірної ділянки свердловини 7-ГП. Масштаб 1:25 000

Крім того, були включені в дослід спостережні свердловини 2-Р, 6-Р, 8, 9,10-Р, 11р та св. 7-Р, 4-Р, 4-РЗ, 21-К та 12-К.

Водозабірна ділянка свердловини 7-ГП, яка експлуатується ТзОВ "Маргіт" відповідно до ліцензії Мінекології № 2651 від 01.03.02 р., розташована на північній околиці Голубинського родовища. В межі ділянки крім основної експлуатаційної свердловини входять спостережні свердловини: 7-К, 9-Р, 11-Р, розташовані від свердловини 7-ГП на відстані 5 м, 240 м на північний схід і 275 м на північ відповідно. Площа ділянки складає 14,3 га, в т.ч. 10,7 га це землі Солочинської сільської ради, з них 0,12 га, надані в оренду Солочинською сільською радою ТзОВ "Маргіт" відповідно до угод від 03.10.00 р. та 24.01.04 р., 3,6 га це землі Свалявського Держлісфонду. Водозабірна свердловина 7-ГП та спостережні свердловини 7-К і 11-Р знаходяться в межах земель Солочинської сільської ради, а спостережна свердловина 9-Р на землях Свалявського держлісфонду.

Свердловини 7-ГП і 7-К розташовані в межах I зони санітарної охорони водозабірної свердловини 7-ГП, яка має форму неправильного п'ятикутника зі сторонами 6,0 - 23,0 - 130,5 - 35,5 - 52 м загальною площею 0,12 га, огорожена металевою сіткою. Територія I ЗСО надана в оренду ТзОВ "Маргіт".

Географічні координати водозабірної свердловини 7-ГП: 48°35'58" ПнШ і 22°58'32" СхД.

### *1.2. Клімат, рельєф та гідрографія району.*

Голубинське родовище розташована на південному схилі Карпат. Клімат території формується під впливом Атлантичного океану і континенту Євразії. На нього суттєво впливають відроги азорського і сибірського антициклонів, південні і південно-західні циклони, що надходять з Атлантики та Середземного моря, а також полярні і ультраполярні вторгнення арктичного повітря у Східну Європу.

Характеристика кліматичних умов району наводиться за даними гідрометеопосту с. Поляна та спостережень ГГРЕС "Закарпаткурорту" (табл. 1.1.).

Характерною особливістю річної середньої температури повітря району родовища є відносно невеликі її зміни від місяця до місяця влітку і взимку та значно більші зміни навесні і восени. Найхолоднішим місяцем є січень, середня температура повітря змінюється від  $1,0^{\circ}\text{C}$  до  $-4,9^{\circ}\text{C}$ , найтеплішим є липень, середня температура якого коливається від  $18,2^{\circ}\text{C}$  до  $20,6^{\circ}\text{C}$ .

У високогірних пунктах найнижчі значення середньої температури повітря відзначаються в лютому, найвищі - в серпні. Швидке потепління спостерігається від березня до квітня, зниження температури відбувається в листопаді.

Стійкі від'ємні температури повітря спостерігаються, як правило, після 10 грудня та тривають до середини лютого (70 днів). Взимку досить часто спостерігаються відлиги, їх розподіл є вкрай нерівномірним і залежить від особливостей рельєфу. Абсолютні мінімальні температури повітря сягають від  $-17^{\circ}\text{C}$  до  $-25^{\circ}\text{C}$ , абсолютні максимальні температури - від  $+27^{\circ}$  до  $+30^{\circ}\text{C}$ . Середньорічні температури повітря коливаються від  $+7,4$  до  $+9,6^{\circ}\text{C}$ .

Район робіт відноситься до районів з високими значеннями відносної вологості повітря, яка становить 80-87%. В холодне півріччя середньомісячні значення коливаються від 80 до 86% і при зниженні температури наближаються до максимуму. В результаті такої високої відносної вологості в цей період часто спостерігаються тумани. Середнє число днів з туманами коливається від 30 до 40. Тривалість безморозного періоду коливається від 155 до 220 діб.

Таблиця 1.1

Рік/місяць	Кількість опадів, мм												Всього за рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
2000	163,	98,2	115,0	49,5	27,5	35,	162,8	3,5	127,3	1,0	50,5	182,	1008,
2001	100,9	53,1	320,5	16,2	18,0	106,1	242,3	36,9	137,8	34,8	166,4	122,	1355,
200	98,7	147,	40,0	17,7	44,1	110,9	76,	77,6	108,3	147,	70,2	83,0	1021,
200	95,	29,8	31,3	41,9	66,5	71,8	69,	9,0	63,8	153,	65,1	64,1	760,5
200	119,	96,2	56,7	26,5	105,	65,4	80,	112,	82,0	89,2	114,	77,7	1025,6
200	70, 1	75,8	39,	62, 1	122,7	53,5	61,	110,	27,	31,4	60,0	109,	823,4

Кількість опадів на площі Голубинського родовища на період 2000 - 2005 рр (дані ГГРЕС "Закарпаткурорту").

Найнижчі значення вологості становлять 2,5-7.0 мб і відмічаються в січні, а максимально високі (14.0-17,0 мб) - в липні та серпні.

Середньорічна кількість опадів в районі родовища становить 800 - 1042 мм. Середня кількість опадів в зимовий період змінюється від 50 до 200 мм.

Максимум опадів (60-80%) припадає на літо, що зумовлено проходженням фронтів з північного заходу і заходу, а також атмосферних південно-західних циклонів. Найбільша кількість опадів влітку випадає в липні (242,3 мм 2001 р.) (рис. 1.3). Найменші значення середнього добового максимуму опадів спостерігаються в зимовий період (14,1-15,3 мм), найбільші - в літній (до 62 мм). В деяких випадках опади за добу можуть перевищувати місячну норму в кілька разів. Прикладом таких опадів є зливи в червні 1969 р., травні 1970 р., липні 1980 р., липні 1999 р., що викликали паводки на карпатських річках.

Власне, під час проведення дослідних робіт в 2001 р. відмічались значні зливи протягом липня місяця, коли за місяць випало 242,3 мм опадів (при максимальній кількості опадів, що випала за добу - 61 мм), що призвело до повені на р. Пінії. Рівень води в ріці сягав відмітки 2,3 м (від 20.07 до 16.08.01 р.). Крім того, повені на р. Пінії з дещо нижчими підняттями рівня води (до 1,5-1,75 м) відмічались протягом листопада- грудня (з 09.11 по 05.12.01 р.) при місячній кількості опадів 166-122 мм відповідно (максимальна кількість опадів за добу становила від 63,0 до 62,6 мм), протягом січня-березня 2002 р. (від 22.01-20.03.02) при місячній кількості опадів протягом січня- лютого (переважно, у вигляді снігу') 108,5-130,8 мм та в березні - під час танення снігів. Рекордну добову суму опадів було зафіксовано в 1969 р. - 397 мм. Проте, на початку осені можуть спостерігатися тривалі бездощові періоди.

Вітровий режим в районі дослідження досить складний. Протягом року переважають північні та північно-західні вітри, вітри інших напрямків мають

незначний відсоток повторюваності. Оскільки район дослідження знаходиться в напівзахищеному місці, тут переважають вітри із швидкістю 2-3 м/с і спостерігається велика кількість штилів (50%). Сильні вітри із швидкістю 15 м/с пов'язані з атмосферними фронтами і досить рідко спостерігаються в районі робіт.

Найбільше розповсюдження мають місцеві періодичні гірсько-долинні вітри, що віють вдень поблизу підніжжя з долини вздовж схилу, а на верхівці - в зворотному напрямку, вночі напрямок вітру змінюється на протилежний. Причина виникнення гірсько-долинної циркуляції полягає у різниці прогрівання повітря в долині, на схилах і на верхів'ях.

Сніговий покрив в межах району дослідження залежить від особливостей рельєфу та його захищеності. Звичайно сніговий покрив з'являється в першій декаді грудня. Стійкий сніговий покрив утворюється в середині грудня. В горах залягання стійкого снігового покриву залежить від експозиції схилів: на південно-західних схилах він утворюється на 4-6 днів пізніше, ніж на північно-західних, з деяким зменшенням різниці з висотою.

Руйнування стійкого снігового покриву в районі сіл Голубине, Солочин в середньому відбувається наприкінці лютого-початку березня. Сніговий покрив зберігається тут не більше 50 діб, в окремі роки - до 80-85 діб. Середньодекадна висота снігового покриву в долині сягає 25-30 см, а в горах - до 70-90 см.

### *1.3. Орогідрогафія*

В орогідрографічному відношенні територія району робіт розташована в межах південних відрогів Полонинських гір Східних Карпат в межах Пінійської міжгірної долини.

Перехід від гірської частини району до розрізнених просторів долини є поступовим. Схили гірських масивів та окремих висот при зниженні розчленовуються на окремі хребти-відроги, які спускаються до річкових терас плавно або невеликим уступом. Ці відроги часто являють собою місцеві вододіли чисельних струмків та річок, що беруть початок в гірських частинах

району. Абсолютні відмітки висот в районі дослідження коливаються в межах 200-400 м. Найвищою точкою в районі є г. Широкий Верх (502,1 м), за межами району на північ - г. Великий Вижень (1052,2 м). Найнижча точка - 184,1 м, знаходиться в місці впадіння р. Пінія в р. Латорицю. Річкові долини покриті кущами, гірські схили і вододільні простори майже повністю покриті листяно-хвойними лісами.

Річкова сітка району відноситься до басейну р. Тиси. Найкрупніша водна артерія в районі робіт це р. Латориця, яка є правою притокою р. Тиси. Безпосередньо в районі робіт протікає р. Пінія, яка є притокою р. Латориці. Всі ріки відносяться до річок гірського типу з крутим профілем, швидкою течією, бурхливими паводками та повенями. В верхів'ях вони мають вигляд гірських потоків з вузькими долинами та каменистими руслами. На рівнинних ділянках течія річок спокійна, русла звивисті. Рівень рік підвищується навесні і на початку літа, мінімум стоку припадає на зимовий період.

Річка Пінія впадає в р. Латорицю в межах Свалявської котловини. Річка Пінія утворюється за рахунок злиття двох річок - Малої і Великої Пінії, яке відбувається в районі с. Поляна. Заплава річки нижче с. Поляна досягає ширини до 600 м і переважно лучна, тільки на окремих ділянках чагарникова. Складена супісками, галькою, валунами. Русло ріки звивисте. Долина річки асиметрична: лівий схил крутий, а правий пологий. Ширина ріки 10-20 м, середня глибина 0,4- 0,6 м, в найбільш глибоких місцях до 1,5 м. Швидкість течії до 1,4 м/с, нахил русла становить 0,005. Середньомісячні витрати коливаються від 0,36-15,2 м<sup>3</sup>/с, до 109,3 м<sup>3</sup>/с в повінь; середньодобові коливаються від 0,5 до 176 м<sup>3</sup>/с. Коливання рівня води в річці Пінія досягає 1,0-1,5 м, а під час повеней - 1,8-2,3 м. Мінералізація води в річках складає 0,2 г/дм<sup>3</sup>, склад води гідрокарбонатний кальцієвий. Температура від нульової в зимовий період до 20 - 30°C влітку.

## Розділ 2. ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ РАЙОНУ

Район, на території якого знаходяться родовища вуглекислих мінеральних вод Полянської групи, досліджений геологозйомочними роботами та спеціальними дослідженнями з метою перспектив нафтогазоносності та пошуків і розвідки мінеральних вуглекислих вол. а також буровими свердловинами на воду.

Джерела мінеральних вуглекислих вод відомі тут споконвіку і завжди використовувалися населенням для пиття, лікувального пиття, а пізніше, починаючи з XIX століття, і для розливу в пляшки.

Перші геологічні дослідження гірських районів Закарпаття почалися в 40-х роках XIX століття. Повне зведення матеріалів цих досліджень зроблено В. Улігом в 1903 році. На Віденському геологічному конгресі в 1903 році на базі цих робіт була доказана теорія покривної (шар'яжної) будови Східних Карпат, за аналогією з геологічною будовою Альп.

В XX столітті район вивчався до війни чеськими, а після війни - радянськими геологами. Серед перших відмітимо роботу Ф. Візнера з вивчення і систематизації мінеральних вод Закарпаття, а також роботи Ф. Ріхтгофена, Е. Тітце, Ф. Уліга, А. Митейко, А. Зеленко, О. Гіньо, Д. Андрусова, які вивчали безпосередньо райони флішових Карпат, зокрема басейнів Ужа і Латориці.

В повоєнний період слід відмітити дослідження В.І. Славіна і М.В. Муратова (1946 - 49 рр.). регіональні гідрогеологічні дослідження під керівництвом А.С. Бабинця і спеціальні гідрогеологічні дослідження П. Я. Пантелеева.

Геологозйомочні роботи на території басейнів Латориці та Ужа проводились починаючи з 1958 року Закарпатською геологорозвідувальною експедицією та трестом "Львівнафтогазрозвідка"; останні проводили кондиційну геологічну зйомку М 1:25 000. хоча метою її вважалась оцінка перспектив нафтогазоносності району. Ці роботи проводились в 1958-69 рр., і

один з авторів цього звіту - Б. Полонський приймав в них участь. Саме ці зйомочні роботи, які проводили 1. Мочалін, 3. Жигунова, С. Кантолінський, Н. Жураковський, а пізніше С. Гриценко і М. Мизніков при участі П. Лозиняка (УкрНДІ). та розроблені на основі результатів цих робіт регіональні побудови О.С. Вялова. Я.О. Кульчицького і покладені в основу сучасних уявлень про будову цього дуже складного в геолого-структурному відношенні регіону. Їх суттєво доповнили зйомочно-ревізійні роботи 1996-2001 рр. В.В. Кузовенка. Саме використовуючи дані цих зйомочних робіт та власні геологічні (1961-69 рр.), а пізніше 1976 – 2006) гідрогеологічні дослідження, ми склали карти-схеми геолого-структурної (та гідрогеологічної) будови району басейнів рік Ужа і Латориці, і більш детальні карти будови окремих родовищ Полянської групи - Полянського, Плосківського, Свалявського та Голубинського. Використані при цьому джерела:[9-11, 18-30].

Район робіт досліджений не тільки натурними геологічними методами, але і бурінням численних картувальних і гідрогеологічних свердловин, а також геофізичними дослідженнями - площинними і в свердловинах. Бурові роботи на Полянській групі родовищ розпочаті в післявоєнний період. Різними організаціями, переважно ГП "Укргеокаптажмінвод" та Закарпатською ГГРЕС, пробурені численні гідрогеологічні свердловини при розвідці та організації експлуатації Полянського, Свалявського, Плосківського, Голубинського родовищ.

Враховуючи результати буріння свердловин на заводі розливу та чисельні виходи мінеральних вод по долині р. Пінії в районі сіл Солочин і Голубине, наявність джерела "Вовчий квас" на правому березі Пінії па стику II і III терас, тобто далеко від схилів та виходів корінних порід, можливість забудови на рівній поверхні II тераси на правому березі, Управління курортів профспілок України запропонувало побудувати на базі лікувальних вуглекислих вод санаторій і доручило ГП "Укргеокаптажмінвод" в 1961 році провести геологорозвідувальні роботи з метою забезпечення його мінеральною водою.

Санаторій "Квітка Полонини" був побудований і зданий в експлуатацію в 1969 році. Розвідка Голубинського родовища проводилась протягом 1961-1969 років. Геологорозвідувальні роботи на мінеральні води на Голубинському родовищі були виконані за наступним порядком:

В результаті проведених робіт по Голубинському родовищу були затверджені запаси мінеральних вуглекислих содових лікувально-столових вод по окремих свердловинах, з яких виводить воду певної мінералізації, в т.ч. для ванн та лікувального пиття води з мінералізацією 3,6-7,4 г/дм<sup>3</sup> із св. 3-Р, 4-Р і 7-Р в об'ємі 280 м<sup>3</sup>/добу за категорією "В", для лікувального пиття з мінералізацією 7,9-8,5 г/дм<sup>3</sup> в об'ємі 6 м<sup>3</sup>/добу за категорією "В" і 56 м<sup>3</sup>/добу за категорією С по свердловинам 8-Р, 9-Р і 12-Р. разом 286 м<sup>3</sup>/добу за категорією "В" і 56 м<sup>3</sup>/добу за категорією Сі (Сj - без права проектування), (протокол ДКЗ СРСР № 6234 від 28.04.71).

Відмітимо, що з різних причин в підрахунок запасів мінеральних вод Голубинського родовища не були включені запаси по ділянці заводу розливу "Луги". В п. 4 Протоколу 6234 відмічається, що в разі, якщо експлуатація розвіданих запасів по св. 3-Р, 4-Р і 7-Р призведе до зменшення об'єму або погіршення якості мінеральних вод на ділянці Луганського заводу, необхідно задовольняти повну потребу заводу за рахунок цих свердловин. В звіті про розвідку [17] є посилання на те, що з 1967 року мінеральна вода заводських свердловин не відповідає кондиціям "Лужанської", тому ці свердловини не включені в підрахунок запасів. Але жодних даних по цих свердловинах не приведено. Існує більш вірогідне пояснення - бюджетні гроші були виділені курортами профспілок України на розвиток гідромінеральної бази саме курорту, а не заводу' розливу.

З 1969 року Голубинське родовище експлуатується санаторієм "Квітка Полонини" і заводом розливу "Луги". Санаторієм експлуатувалась свердловина 4-Р, заводом розливу - св. 4-РЗ і 3-РЗ, пробурені замість свердловин 1-РЗ і 2-РЗ. Об'єм видобутку на заводі складав ~ 25.0 м<sup>3</sup>/добу, в санаторії - 45 м<sup>3</sup>/добу, разом ~70 м<sup>3</sup>/добу [38].

Протягом всього періоду експлуатації родовища гідрогеологічні режимні спостереження на Голубинському родовищі проводила Закарпатська ГГРЕС (начальник П.Ф. Копейка, з 1980 р. - Б.М. Фекейшгазі). Спостереження за видобутком води, статичним і динамічним рівнем, температурою води, її якісним складом, мінералізацією, вмістом основних і специфічних компонентів проводяться регулярно.

Особливо цінними є систематичні польові і лабораторні дослідження хімізму води, які проводяться на дуже високому професійному рівні. Єдине, що спостереження за рівнями, внаслідок обмеженості ресурсів фінансування робіт, а звідси і фізичних ресурсів, проводяться один-два рази на добу і не співпадають з добовими включеннями-відключеннями водопідйомних експлуатаційних насосів, які датують водокористувачі, тому ці заміри носять випадковий характер і малоінформативні для оцінки гідродинаміки об'єктів.

В 1972 році поруч із св. 7-Р пробурена експлуатаційна свердловина 7-К глибиною 100 м. В інтервалі 38-100 м свердловина закріплена фільтром дірчастим з нержавіючої сталі діаметром 108 мм. Свердловина вивела на поверхню вуглекислу содову воду з мінералізацією 7,4 г/дм<sup>3</sup> та вмістом вуглекислоти розчинної 1,9 г/дм<sup>3</sup>. Рекомендований дебіт 5 м<sup>3</sup>/год. Але при цьому не було враховано, що існуючи тоді водопідйомні глибинні насоси "ЕЦВ" не входять в трубу 108 мм, а установка їх вище границі поділу, тобто 50-70 м, викликає проблеми в експлуатації внаслідок загазованості насосів та втрати їх продуктивності. Відмітимо, що і пізніше, вже в 90-ті - роки, коли з'явилися в експлуатації насоси діаметрами 70 мм і меншими, але спроба їх встановлення в фільтр 108 мм завершилась невдачею, скоріше всього, внаслідок деформації "голови" фільтра. Весь час свого існування і до тепер свердловина 7-К використовується як спостережна і резервна - тільки па час проведення профілактичних і ремонтних робіт на св. 7-Р (тепер 7-ГП).

В 1980 році потреби у воді для розливу на заводі "Лути" збільшились до 80 м<sup>3</sup>/добу. Але в "пікові" періоди відбір складав до 120 м<sup>3</sup>/добу. Мінералізація води в св. 3-РЗ і 4-РЗ різко знизилась. В той період випускалось

два види "Лужанської" води - Лужанська-1 і Лужанська-2, поріг мінералізації в останній був понижений до 2 г/дм<sup>3</sup>. Пробурена в той період свердловина З-РЗ (1972 рік. Закарпатська ГРЕ) глибиною 240 м мала значний (до 8 мг/дм<sup>3</sup>) вміст заліза у воді (св. З-РЗ була пробурена на території заводу під тим самим номером, що і існуюча свердловина З-РЗ глибиною 101 м, вода якої при відборах більше як 40-50 м<sup>3</sup>/добу давала некондиційну, майже прісну, воду). Тому, в 1982 році ГП "Укргеокаптажмінвод" був проведений тампонаж св. З-РЗ (нової) в інтервалі 240-140 м. В результаті отримана мінеральна вуглекисла вода, склад і мінералізація якої цілком відповідали ГОСТу-78. Відмітимо, що ця свердловина і досі є єдиною водозабірною свердловиною заводу розливу "Лути" і у відношенні до зменшення мінералізації при збільшенні дебіт}’ найменш "чутливою" на родовищі, тобто найкращою з діючих водозабірних свердловин.

В 1950-57 роках експлуатація родовища здійснювалась також заводом і санаторієм "Квітка Полонини". Новий санаторій "Кришталеве джерело", побудований в 1987 році використовував тільки воду св. 12-Р, в об'ємі пульсуючого на газліфті самовпливу. Крім того, воду для відпуску}’ ваші санаторій брав у санаторію "Квітка

Полонини з свердловин 4 або 7-Р. Загальний об'єм видобутку води за цей період коливався в середньорічному об'ємі від 100 до 140 м<sup>3</sup>/добу, в піковий період завод видобував до 90-120 м<sup>3</sup>/добу, санаторій до 80-100 м<sup>3</sup>/добу.

З 1982 року була задіяна в експлуатацію св. 21-К на заводі розливу. Св. 21 -К пробурена ГП "Укргеокаптажмінвод" в 1981 році глибиною 150 м. Її розташування безпосередньо на березі річки було не зовсім вдалим. При експлуатації з дебітом 20-25 м<sup>3</sup>/добу мінералізація води почала з року в рік зменшуватись від 3,4 г/дм<sup>3</sup> до 2-2,7 г/дм<sup>3</sup> скоріш за все, внаслідок залучення у водозабір підруслових приповерхневих прісних вод. В 1985 році вона була виведена з експлуатації, а в 1988 році - законсервована.

В 1988-89 роках ГП "Укргеокаптажмінвод" розроблена нова технологічна схема експлуатації Голубинського родовища мінеральних вод

[38]. Це було викликано зменшенням потреб основних водокористувачів - санаторію "Квітка Полонини" і заводу "Луґи", появою нової санаторію "Кришталеве джерело", а також зниженням мінералізації по основних водозабірних свердловинах 4-Р і 3-РЗ до нижніх границь кондицій (нижче 4 та 3 г/дм<sup>3</sup> відповідно). Крім того, з 1987 року санаторій на протязі двох років використовував св. 7-Р як основну експлуатаційну з водовідборами (середньорічні дані) 32-36 м<sup>3</sup>/добу.

В процесі підготовки матеріалів теххеми, ГП "Укргеокаптажмінвод" сумісно з ГГРЕС Закарпаткурорту провели спеціальний дослід - дослідні і дослідно- експлуатаційна відкачка на протязі 2,5-6 місяців по трьох основних водозабірних свердловинах.

В результаті виконаних робіт визначена неповна відповідність об'ємів затверджених запасів отриманим результатам. При спробах відбору затверджених запасів мінералізація води різко знижувалась. На основі проведених робіт дебіти вказані вище, рекомендовані як граничні відбори по конкретних свердловинах, причому в строго безперервному режимі відкачки. Останнє особливо стосується свердловини 3-РЗ – при перевищенні миттєвого дебіту 4 м<sup>3</sup>/год мінералізація води через 10-12 годин відбору її знижувалась до порога кондицій "Лужанської" води (3 г/дм<sup>3</sup>).

За рекомендаціями "Теххеми..." в 1989 році був поруч із розвідувальною свердловиною 4-Р пробурений її технічний дублер - св. 4-Е, яка і досі знаходиться в експлуатації.

В 90-х роках минулого століття в зв'язку з кризовими явищами в державі потреба в воді як для санаторного лікування так і для розливу різко знизилась. Гідрогеологічні режимні спостереження проводились регулярно тільки по основній санаторській свердловині 4-Е, в зв'язку з відсутністю коштів такі спостереження заводом в 1994-95 роках взагалі не замовлялись. Відбори в цілому по родовищу складали в 1990-96 рр. 27-64,1 м<sup>3</sup>/добу, проти 137-180 м<sup>3</sup>/добу в 1982-88 роках. Відповідно, мінералізація води в свердловинах піднялась і сягала середніх і, навіть, верхніх значень за

кондиціями 1970 року.

В 1998 році ДКЗ України розглянуло стан використання гідромінеральних ресурсів на Полянському і Голубинському родовищах Закарпатської області. За Протоколом № 462 від 13.04.98 дана рекомендація по використанню мінеральних вод родовища суб'єктами водокористування.

З 1997 року' по теперішній час створене в 1997 році ТзОВ "Маргіт" експлуатує ділянку св. 7-Р, пробуривши в 1997 році її експлуатаційний дублер - св. 7-ГП (Закарпатська ГРЕ). В процесі експлуатації св. 7-Р і 7-ГП до 2001 року рівень мінералізації води вийшов за нижню границю кондицій 1970 року.

Крім того, свердловина 3-Р була передана санаторію "Кришталеве джерело" (1999 рік) для організації бальнеопроцедур (ванни) на базі власного водозабору. Тобто, свердловина 3-Р була фактично введена в експлуатацію.

Таким чином на родовищі різко змінилась структура водокористування, не підтвердились об'єми оцінених запасів, завод розливу "Лупі" працював на незатверджених, правда рекомендованих ДКЗ України - в об'ємі 70 м<sup>3</sup>/добу до використання (Протокол № 462) запасів мінеральної води.

Всі ці фактори і послужили обґрунтуванням необхідності перерахунку експлуатаційних запасів Голубинського родовища, в т.ч. ділянки св. 7-ГП ("Маргіт").

Таким чином, на початок робіт із переоцінки експлуатаційних запасів вуглекислих мінеральних вод по Голубинському родовищу (2000 р.) в межах родовища знаходились свердловини: експлуатаційні: 3-Р, 4-Е, 7-ГП, 3-РЗ, 12-Р, 12-К; спостережні: 4-Р (за 4-Е), 7-К (за 7-ГП), 4-К, 21-К (за 3-РЗ); законсервовані: 2-Р, 6-Р, 8-Р, 9-Р, 10-Р, 11-Р; ліквідовані: 1-Р, 5-Р, 7-Р, 13-Р.

### Розділ 3. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ

В геоструктурному відношенні район дослідження є частиною флішової міogeосинкліналі Карпат, складеної відкладами крейдового і палеогенового періоду. В загальній структурі флішових Карпат, що має покривно-лускату будову, виділяються ряд структурно-фаціальних зон, в сучасному розумінні - покривних лінійних структур, які насунуті одна на одну в загально-карпатському напрямку за азимутом  $30^\circ$ . Структурний поділ флішових Карпат прийнятий нами за загальною схемою, що викладена в узагальнюючій праці "Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат" [3], з деякими уточненнями і деталізацією, внесеними останніми роботами В. Кузовенка [26] та власними розробками Б. Полопського, який разом з З. Жигуновою та Ю. Мочаліним брав участь в проведенні геологічних зйомок в басейнах річок Ужа та Латориці (1964-68 рр.); за результатами цих зйо.мочних робіт проведений досить детальний поділ тектонічної будови території, межиріччя Ужа і Латориці [6, 10- 12,19-27, 29, 30].

Територія Свалявського родовища мінеральних вод розташована в структурі Бачавського тектонічного покриву флішового чохла Карпат. В літературі Бачавська структура (покрив, скиба, підзона) віднесена до більш широкої Дуклянської структурно-фаціальної зони флішових Карпат [3]. Критичний перегляд всього матеріалу' по систематизації структурної будови Карпат, а також матеріали тематичних робіт В. Кузовенка [25] показують, що Бачавська структурна одиниця має більший масштаб і є самостійним покривом (структурно-фаціальною зоною), насунутим на Дуклянський.

За геологічну основу будови території прийнята геологічна карта, складена С.Д. Грищенко та П.Ю. Лозиняком [19]. Трактовка геологічної будови території, що подана на цій карті, базується на матеріалах кондиційної геологічної зйомки М 1:50 000.

### 3.1. Стратиграфія

В геологічній будові району дослідження виділяється дофлішовий фундамент і флішовий чохол.

#### Дофлішовий фундамент

*Дофлішовий фундамент* міogeосинклінального прогину не розкритий буровими свердловинами. Тому про його стратифікацію і речовинний склад можна робити висновок лише виходячи з непрямих даних.

*Триасові і юрські* утворення в Ленінській зоні Карпат є рештками - олістолітами свгеосинклінальної Кордильєри, вм'ятими в крейдові породи. Віднесення Ленінської зони до міogeосинкліналі Карпат є досить спірним питанням. Скоріше не частина свгеосинклінальної зони, яка консолідована в сучасній структурі разом із структурами флішових Карпат.

*Триасові відклади(T)* складені білими нукровидними пісковиками, зеленуватими та шоколадними алевролітами.

*Юрські відклади(T)* представлені переважно карбонатними породами, в різному ступені метаморфізованими вапняками, рідко - теригенними карбонатними породами.

У власне флішових Карпатах корінні відклади юри невідомі. Але в різних їх частинах, як на південному так і на північному схилах, відомі вапнякові породи різного ступеня метаморфізації, які залягають як брили в конгломератах, тектонічні олістоліти в більш молодих відкладах.

Вапняки, у багатьох місцях охарактеризовані титонською фауною, відслонюються в басейнах Черемошу, Ріки, Прута, Дністра, тобто в Мармарошській, Поркулецькій, Скибовій зонах і навіть у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину.

На Східноєвропейській платформі і в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину відклади середньої і верхньої юри стратифіковані і представлені переважно вапняками різного ступеня метаморфізації та підпорядкованими теригенними породами - аргілітами, алевролітами.

Таким чином, в евгеосинклінальній частині геосинкліналі Карпат і на

платформі розвинені корінні відклади юри переважно у вапняковій фації. Фрагментарні брили юрських відкладів у флішових відкладах різного віку також складені вапняками. Все це непрямо вказує на присутність юрських вапняків у фундаменті міogeосинклінального прогину.

Зіставляючи палеотектонічну історію Карпат з загальною схемою розвитку альпійських геосинкліналей за Ж. Обуеном [8], можна припустити, що власне формування міogeосинклінального прогину відбулося у ранній крейді на субстраті Східно-Європейської платформи, на її консолідованих юрських переважно вапнякових відкладах. В сучасній історії Карпат вапнякові відклади фундаменту Карпат слугують джерелом регенерації вуглекислоти.

### **Флішовий чохол**

Флішовий чохол в районі дослідження складений породами крейдяного, палеогенового і четвертинного періодів.

#### **Крейдяна система (К)**

Крейдяна система представлена нижнім і верхнім відділом.

##### *Нижній відділ (Ki)*

В нижній крейді (в антському віці) на всій території міogeосинклінального басейну умови осадконакоплення були більш-менш подібні.

До складу нижнього відділу входять спаська, шипотська і білотиснська світи.

*Спаська світа (K/sp)* розвинена в Скибовій зоні Карпат. Світа представлена пелітовими породами. Це чорні глини, дрібно- та тонкозернисті піски, які при літогенезі утворили чорні сланці, аргіліти, алевроліти, кременисті тонкозернисті пісковики.

*Шипотська світа (Kj.sh)* розвинена в Дуклянській, Бачавській, Чорногірській і Сілезькій зонах. В Дуклянській та Бачавській зонах розвинені чорні тонко- і дрібнозернисті пісковики, які перешаровуються з чорними аргілітами. В розрізах у басейні Ужа світа має потужність до 300 м. В розрізах бачавського покриву світа відслонюється фрагментарно в середній течії р.

Люти (басейн р. Ужа) та її притоків.

Вік світи альбський. Це підтверджується на класичних розрізах мікрофауною форамініфер альбського віку (*Thalmaninella ticinensis* (Gond.), *Helbergella planispira* (Tuppan), *Hincracretacia* (Alaess) та ін.). Умовно світа поділяється на нижню, де переважають аргіліти і верхню, з переважанням пісковиків. У розрізах в басейні р. Латориці зустрічається фрагментарно; можливо частково заміщується флішовими відкладами яловецького віку, яка її перекриває.

*Білотиснська світа* (*Kibt*) розвинена в крайовій внутрішній частині (Сухівська зона) міogeосинкліналі Карпат. Світа представлена субфлішем з прошарками конгломератів.

#### *Верхній відділ (Km)*

В районі дослідження верхній відділ представлений яловецькою і головнинською світами, відкладами сенон-маастрихтського віку і бачавською світою.

*Яловецька світа* (*K? jl*) в Бачавській зоні представлена темно-сірим тонко- та середньоритмічним флішем, переважно глинистим з прошарками пісковиків та темно- сірих мергелів.

*Головнинська світа* (*K<sub>2</sub> hl*) розвинута в Скидовій зоні Карпат. Відклади починаються з товщі тонкоритмічного флішу з пачкою аргілітів у підшві. Характерною ознакою цього флішу є більша або менша присутність карбонатних порід (мергелів, рідше - вапняків).

Вік цих порід датується як сенонші-туронський на основі мікрофауни форамініфер *Uvigerinata jankoi* (Majz.), *Barccrina loezyi* (Majz.), *Trochamina globegcriniformis* (P.etj.) та ін.

*Відклади верхньої крейди сенон-маастрихтського віку* у флішових Карпатах представлені двома фаціальними різностями. У більш внутрішніх зонах (Бачавська, Буркутська) вони представлені масивними і товсто шаруватими пісковиками; у зовнішніх (Дуклянська, Сілезька. Скибова) - ритмічним флішем, у речовинному складі якого переважають аргіліти. Власне,

фаціальний склад порід верхньокрейдової епохи визначається положенням тієї чи іншої зони відносно джерела зносу осадового матеріалу. Таким джерелом слугувала власне „Кордильєра” (специфічна назва для області зносу осадового матеріалу, простягнута вздовж південної частини флішового басейн})- Ця область постійно і інтенсивно підіймалась, поставляючи грубий уламковий матеріал у флішовий трог.

*Бачавська світа (K<sub>2</sub>b<sub>с</sub>)* розвинена в Бачавській структурній зоні. Світа складена потужною (700-1000 м) товщею масивних і товстошаруватих пісковиків різнозернистих сірих, при вивітрюванні іржаво-жовтуватих, кварц - польовошпатового складу. У складі світи спостерігаються окремі пакети ритмічного флішу темно-сірих аргілітів та алевролітів, в нижній частині - лінзи і прошарки конгломератів.

Фауністично світа охарактеризована досить слабо. У пісковиках зустрінуті відбитки амонітів (*Euphyloceros Spj* та уламки іноцерамів (*Inoceramus Sp.*). В нижній частині в аргілітах знайдена мікрофауна, характерна для сеноману, що свідчить про діахронність границі і заміщення аргілітів бачавськими пісковиками і товсторитмічним аргілітовим флішем яловецького віку - *Hormosina ovolum Grz.*, *Reophax minutus Tapp*, та ін. У верхній частині зафіксовано мікрофауну, властиву для відкладів сенону (*Bogdanovicia gerochi (Mjate)*, *Hormosina ovolum gigantea Geroch*).

Враховуючи поступовий перехід цих пісковиків до пісковиків лютського віку палеоцену і часткове заміщення в більш південних розрізах аргілітів яловецької світи пісковиками бачавської світи, вік останньої датується як коньяк - маастрихтський.

У пісковиках бачавської світи з півдня на північ зменшується грубість зерна та збільшується кількість і об'єм флішових і аргілітових пакетів. Крім того, потужність і грубість зерна збільшуються в тілі світи на схід від Сваляви - в розрізах Латориці, Вічі, Боржави питома вага пісків у розрізі світи сягає 90-95%, тоді як в розрізах Пінії - 75-80%. Отже, область зносу Еластичного матеріалу була активною не лише на півдні, а й особливо - на південному

сході. І навпаки, в більш північних і західних розрізах, не лише в підшві, а і в покрівлі світи зустрічаються пакети тонкоритмічного флішу. Таким чином, границі піщаної товщі бачавської світи є діахронними.

В низах бачавської світи в розрізах по р. Пінії та її притоках в районі сс. Плоске, Павлове, Поляна, Голубине розвинена товща потужністю 300-400 м, сформована глинистим флішем з шарами і пакетами бачавських пісковиків і тонкоритмічного флішу, які віднесені до сснман-туронського віку.

### **Палеогенова система (P)**

Палеогенова система в районі дослідження представлені палеоценом, еоценом і олігоценом.

*Палеоцен (Pi)* починається з потужної товщі лютського віку.

*Лютська світа (Pilt)*. Відклади представлені пісковиками сірими кварцовими масивними і товстошаруватими, слюдистими, кварцового складу (на відміну від бачавських, в яких присутні у кількості від 30 до 60% польові шпати). Часто зустрічаються гравеліти та дрібногалечні конгломерати, уламковий матеріал яких представлений галькою метаморфічних сланців, кварцитів та вапняків. В прошарках зустрічаються сірі та зеленувато-сірі аргіліти, сірі алевроліти. У відкладах зустрічаються форамініфери, характерні для верхньої крейди - палеоцену: *Glomospira charoidea (P. et L)*, *Trochammodites irregularis* та ін.

*Еоцен (P2)* в Бачавській зоні еоцен представлений „сольським” типом розрізу.

*Сольська світа (PTSI)*. В розрізі біля с. Соль в долині Ужа ці відклади представлені тонкоритмічним строкато-зеленим глинистим флішем з прошарками червоних і яскраво-зелених аргілітів, окремих поодиноких пакетів пісковиків.

В цілому еоценові відклади в районі представлені сірим, зеленуватим, строкатим червоно-зеленим тонкоритмічним флішем з окремими пакетами пісковиків, груборитмічного флішу та мергелистих аргілітів. Товщина еоценових відкладів оцінюється в 600-1 000 м.

*Олігоцен (P<sub>3</sub>)* в районі має особливий розвиток. Якщо на більшій частині площі флішових Карпат від Дуклянської до Скибової зони олігоцен представлений менілітовою світою, то в Бачавській зоні розвинені дусинська і маловиженська світи.

*Уснійітова світи (P-nth)* представляється чорними сланцями і кременями і підшві Товщина відкладів опінюється в 300-600 м

*Луєинська світа (Puk).* Відклали лусинського піку розвинені в районі м. Сваляви на її південних околицях (південніше від родовита мінеральних вод). Це автономна фація чорних мергелів з окремими провсрстками шаруватих аргілітів Світа розділяється на дві підсвіти.

*Нижня підсвіти* сформована мергелями і мергелистими аргілітами з прошарками алевритів та кременів товщиною близько 300 м та нижнім роговиковим (кременистим) горизонтом у підшві. Нижня підсвіта має нижньоолігоценовий вік. У цій підсвіті відомий комплекс дрібних глобігерин, характерних для нижнього олігоцену (*Globigerina officinalis (Subb.)*).

*Верхня підсвіта* сформована чорними і темно-сірими аргілітами з прошарками мергелів, алевролітів і кременів товщиною 200-250 м. Верхня підсвіта має середньоолігоценовий вік.

Нижня і верхня товщі розділені горизонтом смугастих вапняків - маркуючим горизонтом в усіх Карпатах, який залягає на границі нижнього та середнього олігоцену.

*Маловиженська світа (P<sup>mv</sup>).* Розріз олігоцену Бачавської підзони вінчає потужна товща слюдистих товстошаруватих пісковиків з пакетами сірого флішу. Світа розвинена на південь від м. Сваляви на вершинах гір (гора Малий Вижень та ін.). Її вік датується як пізньоолігоценовий за умовами згідного залягання на чорних мергелях дусинського віку.

### **Четвертинна система (Q)**

До четвертинної системи відносяться *антропогенні відклади (Q<sub>4</sub>)*. Вони утворюють суцільний покрив піщано-галечникових відкладів у долинах р.Латориці і її притоків Пінії, Віче, Свалявка і Боржава. В гірській частині

залягають переважно малопотужні елювіально-делювіальні утворення і алювіальні відклади терас.

### 3.2. *Тектоніка району дослідження*

Район дослідження розташований у флішовій геосинкліналі Карпат, яка в тектонічному поділі території відповідає структурі міogeосинклінального прогину. Територія флішових Карпат характеризується лусково-покривною структурою флішового чохла міogeосинкліналі. Тут розвинені окремі покриви, які складені флішовими відкладами. Кожний з покривів характеризується певними фаціальними відмінностями конкретних горизонтів верхньої крейди і палеогену. Тому самі покриви можуть також розглядатися як окремі структурно-фаціальні зони.

Ці покриви (зони) насунуті одна на одну в напрямку від внутрішніх до зовнішніх меж геосинкліналі, в напрямку вигину Карпатської гірської дуги, з півдня-південного заходу на північ-північний схід.

В описі тектонічної будови території розглядаються два моменти. Перший - тектонічний розвиток міogeосинкліналі, що дасть уяву про закономірності тріщинних систем (структур), які є регіональними колекторами мінеральних вод в цій зоні. Другий - закономірності сучасної структурної будови території, що дозволить пояснити просторове розміщення родовищ мінеральних вод і характеризувати умови залягання промислових покладів мінеральних вуглекислих вод.

#### 3.2.1. Палеотектонічний нарис.

Розвиток геосинклінальної провінції Карпат в часі і її палеобудова добре вкладається в загальну схему розвитку альпійських геосинкліналей [13].

На стадії уособлення і становлення геосинкліналі, в ранньому тріасі в консолідованих каледонських і герцинських структурах Панонського масиву західноєвропейської субплатформи (границю яких тепер трасує Закарпатський глибинний розлом), власне на їх палеографиці утворились (або відновились) лінійні регіональні розломи. Ці розломи утворені

пізньогерцинськими рухами розтягання земної кори. Крайні з них позначили крупний лінійний грот - геосинклінальний прогин майбутніх Карпат. Прогин мав асиметричну будову і своєю більш прогнутою частиною прилягав до консолідованої брили Панонського середшнього масиву. Асиметрія будови прогину була викликана направленим полярним розвитком тектогенезу, в напрямку від серединних масивів до Західноєвропейської платформи. Геосинклінальний прогин формувався з поступовим заглибленням в цьому напрямку, як в часі так і в просторі. Для нас важливими в цьому процесі є дві речі. Перша - поділ асиметричного трогоу на

«внутрішню» і «зовнішню» частини (відповідно до полярної направленості процесів орогенезу від «внутрішніх» до «зовнішніх» частин лінійного прогину), тобто на евгеосинклінальний і міогеосинклінальний завершальній стадії геосинклінального періоду, розірвавши флішовий чохол, започаткували регіональні насуви покривів в тектогенну стадію розвитку.

В кінці власне геосинклінальної стадії розвитку басейну, на границі олігоцену і голоцену (тобто в основну фазу альпійської складчастості), процеси тектогенезу призвели до консолідації теригенних порід флішового чохла, утворенню на місці прогину Карпатської складчастої системи. Саме в цей момент характер рухів в геосинкліналі кардинально змінюється. Відбуваються потужні, дискретні за природою горизонтальні рухи стискання, направлені полярно від внутрішніх до зовнішніх частин геосинкліналі. Потужні рухи стискання призвели до скорочення площі фундаменту, сколювання і провалів його окремих сегментів, зриву флішового чохла з фундаменту геосинклінального трогоу.

Для генезису вуглекислих вод в цьому процесі важливим є той факт, що відклади пісковиків і доломітів юри і тріасу консолідувалися разом з фундаментом, з якого «зірвані» контури чохла складені тільки крейдово-палеогеновим флішем.

Рухи стискання і редукція простору в прогині призвели до утворення поверхневих покривних структур у флішових відкладах, формуванню

покривно- шаруватої структури флішових Карпат. Покриви мають лінійний характер, відповідно структурному характеру морфології геосинклінального трогу та окремих його частин (зон). Товщина таких покривів досягає до 5-15 км, протяжність - десятки кілометрів. При цьому формування основних крупних структур флішового чохла контролюється структурою ложа геосинклінального трогу - який був розбитий на вузькі лінійні зони, яким і відповідають основні покрови чохла.

Певну роль відігравали і поперечні розломи в фундаменті трогу. Повздовжні первинні розломи, які розкололи лінійні структури фундаменту трогу, зумовили поперечну зональність в окремих структурно-фаціальних зонах флішового чохла Карпат. Потужні поперечні розломи регіонального значення розривають декілька лінійних структур (Латорицький розлом), а найбільш потужні з них та сингенетичні лінійним розломам - обмежують розвиток лінійних структур фундаменту і чохла та зумовлюють виклинювання за простяганням структурно-фаціальних зон. Так, структурні зони (покриви) Західної (перетин Ужа) і Східної (перетин Тиси) частин Українських Карпат на південному їх схилі не продовжують одна одну за простяганням, а кулісоподібно виклинюються. Один таких «Стрийський» розлом - карпатським геофізичними методами і простягається через всі Карпати. Саме його північна частина. Латорицький розлом - картується в розрізах Пінії і Латориці, роз'єднуючи структури правого і лівого борту р. Пінії в районі Сваляви – Поляни. Саме він має довгу геологічну історію. Утворений в фундаменті і представлений у флішовому чохлі, він супроводжується, принаймні в сучасній структурі піщаних відкладів, зоною відкритої тріщинуватості, яка є шляхом транспорту вуглекислоти з фундаменту в чохол і, одночасно - ємнісним колектором вуглекислих вод в районі.

В наступний, пізньогосинклінальний період, на протязі міоцену, продовжуються тектогенний процес, але тут вертикальні і горизонтальні рухи мають більш збалансований характер. По краях геосинкліналі, завдяки відновленню рухів розтягання по розломах фундаменту, утворюються лінійні

прогини, які заповнюються міоценовою моласою - Закарпатський і Передкарпатський прогини. Цей процес продовжується і в пліоцені, одночасно, горизонтальні рухи земної кори призводять до регіонального насуву краю глибового покрову флішових Карпат – Берегової і Орівської скиб на моласові відклади Передкарпатського прогину.

В цей час, тобто в пліоцені остаточно формується лускато-насувна структура флішових Карпат, як результат полярних рухів стискання земної кори. Кінець цього періоду, завдяки відновленню рухів розтягання, характеризується також інтенсивними проявами магматизму' на границі міо- і евгеосинкліналі (на місці останньої утворився Закарпатський прогин), з утвореннями андезито-базальтових покривів на границі прогину і флішових Карпат, таким чином, в пізньогосинклінальний період мають місце як рухи стискання (горизонтальні) так і рухи розтягання (вертикальні). Саме їх спільна дія формує сучасну структуру Карпатського регіону.

В останній - постгеосинклінальний період, який триває з кінця пліоцену по четвертинний період, завдяки синхронним (не полярним!) рухам розтягання, формується сучасна гірська система Карпат з її гірськими хребтами і долинами, які в певному розумінні можуть розглядатись як горсти і грабени. При цьому вертикальні рухи відбуваються як правило по «давніх» розломах чохла і відбивають колишні розломи фундаменту' трогоу, які пізніше залишали свій слід в структурі.

Такі підняття і занурення по субвертикальних розломах з відносно невеликою амплітудою, утворення структур великого радіусу кривизни, які «накладені» на сформовані геологічні структури, а також їх незначні деформації, і читаються при картуванні скоріше «геоморфологічно» ніж геологічно. Ж. Обуєн [9] вважає цей процес формою відновлення ізостатичної рівноваги окремих блоків земної кори і саме його називає орогенезом, тобто процесом утворення гірської системи, як системи морфологічної (па відміну від тскгогенсзису - формуванню внутрішньої структури регіону).

Саме такі поперечні розломи, які сягають фундаменту флішового чохла,

після їх активізації рухами розтягання в постгеосинклінальний період, утворили зони відкритої тріщинуватості, яка глибоко проникає в фундамент. Останні дотепер служать каналами поступлення на поверхню, через весь теригенний флішовий чохол, струменів вуглекислоти, яка формується в триасово-юрських вапнякових породах фундаменту на великих глибинах в процесі їх метаморфізму. Таким чином тектонічні розломи глибокого залягання тривалої геологічної історії є джерелом формування, транспорту і локалізації вуглекислих вод в Карпатському регіоні.

### *3.2.2. Сучасна тектонічна будова території.*

Загальні схеми тектонічної будови флішових Карпат, розроблені різними авторами, в загальних рисах співпадають. Розбіжності стосуються співвідношення різних тектонічних сегментів південного схилу - структурно-фаціальних зон або покривів, які типово розвинені та досліджені в західних (басейн р. Ужа) або східних (басейн р. Тиси) перетинах, а їх взаєморозташування в центральних перетинах (долини річок Латориці - Боржави) не піддаються однозначній інтерпретації. Відмітимо, що останні тематичні дослідження В. Кузовенко [26], з переінтерпретацією матеріалів геологічних зйомок території зів 1: 25 000, 1: 50 000, поступово ліквідовують такі прогалини.

Необхідність розуміння основних структурних принципів формування родовищ мінеральних вуглекислих вод в регіоні зумовлює необхідність розробки як конкретних концепцій структурної будови окремих родовищ, так і осмислення основних принципів структурної будови території. Існуючі схеми їх структурного районування та тектонічної будови занадто загальні, детальних описів та розробок не існує. Синятком є останні розробки В. Кузовенка [26], проте і вони не пояснюють всіх деталей структурної будови і особливостей формування родовищ мінеральних вод в регіоні.

Амплітуди насувів основних покривів сягають перших десятків кілометрів. Так, в долині р. Люти (басейн р. Ужа) картуються останці покривів (гора Полонина Руна), які «відірвані» від його лобових частин більше ніж на 5

км. Покриви мають лінійний характер, відповідно до лінійної конфігурації структур фундаменту флішового трогу, їх насуви за простяганням сягають десятків кілометрів. Потужність покривних пластин коливається від перших сотень метрів до 3 – 4 км.

В свою чергу кожен покрив складається з лусок та крупних складок флішових структур, які утворилися вже в процесі насування покриву. Луски мають лінійний характер, відповідно лінійному характеру складок. При утворенні лусок і первинних складок елемент випадковості грає вже певну роль, розрив складки і утворення луски при горизонтальних рухах маси порід може пройти незакономірно. Але і тут є певна тенденція, пов'язана з різною реакцією на зім'яття і розрив твердих піщаних порід і м'яких пластичних глинистих. При розривах складок потужні товщі бачавських (верхня крейда) і лютьських (палеоцен) пісковиків, дусинських твердих мергелів (олігоцен) ведуть себе як консолідовані масивні «брили»; товщі глинистого флішу - яловецької світи (верхня крейда) та еоцену - як кластичний матеріал. При розривах і подальшому насуванні зірваних частин складок, піщані товщі як правило зберігаються як потужні «брили», а глинисті породи викопують роль «мастила»; при цьому «мастило» редукується, зминається, зберігається фрагментарно. Крім того, розрив суцільності порід як правило відбувається по слабких глинистих породах. На контактах глинистих і піщаних порід при тектогенезі і процесах складкоутворення, як правило, утворюються додаткові зриви.

При тектогенезі, в основному постгеосипклінальні рухи стискання зірвали флішовий чохол з фундаменту, розбили його на послідовний ряд покривів, зім'яли флішові породи в складки. При подальшому русі покривів лінійні складки утворили луски першого порядку, які найвірогідніше виникли при стисканні антикліналей, підвертанні північних їх брил і насуванні південних крил на підвернуті північні.

Тому, переважно, в лобових партіях пасувів лусок залягають найстарші відклади, які моноклінально падають на південь і перекриті все більш

молодшими. Так, в Полянському родовищі виділяються три таких луски, які в лобових частинах насувів лусок складені глинистим флішем яловецької світи, на якій відносно згідно залягають бачавські пісковики, що складають основне тіло луски. В Свалявському блоці таких лусок п'ять.

Тектонічна будова району дослідження базується на "Оглядовій схемі структурної будови тектонічного районування західної частини південного схилу флішових Українських Карпат" масштабу 1 : 200 000. Оглядова схема..." розроблена на основі інтерпретації виданої "Геологической карты Карпат и прилегающих прогибов" (Мингео. УкрНИГРИ, 1976. масштаб 1 : 200 000), геологічні карти листа "Свалява" (Закарпатська ГЕ), 1971, масштаб 1 : 50 000), гідрогеологічних карт родовищ Поляна, Плоске (ГП Укргеокаптажмінвод 1978, 1985 рр.) та тематичних розробок [10]. "Оглядова схема..." пройшла апробацію при захисті звіту' по оцінці запасів мінеральних вод на Свалявському родовищу [30].

За шею схемою Полянська група родовит мінеральних вуглекислих вод розташована в межах Бачавської структурно-фаціальній зони (покриву). Сам покрив розбитий поперечними розломами на ряд блоків, які із заходу на схід можна умовно назвати Чорноголовським. 1 ур'яполянським, Полянецьким та Голубинським. Полянська група родовищ приурочена до Латорицького розлому, який розділяє Полянський і Голубинський блоки. Лінійні луски Полянського і Голубинського блоку замикаються на Латорицькому розломі і далі не продовжуються.

В цілому територія флішових Карпат характеризується покривно-лускатою підшоною, яка взагалі характерна для структур флішового чохла геосинкліналі.

«Первинні», основні структурні одиниці - покриви, або структурні зони, утворилися при зриві консолідованих порід флішового чохла з консолідованого фундаменту. При якому, як ми показали вище, утворення крупних покривів саме тих, що показані як структурні зони на рис. 3.1. носить не випадковий характер. Вони детерміновані розвитком геологічної історії

кожної зони в окремій структурі флішового трюгу. В постгеосинклінальну історію розриви фундаменту проявились у чохлах і при горизонтальних рухах започаткували зрізи. Простягання насувів не залежить від конфігурації і простягання його внутрішніх структур - складок порід, що утворились при тектогенезі.

Насуви лусок мають меншу амплітуду ніж насуви покривів (перші сотні метрів до 1 км). Напрямок і конфігурація їх простягання залежить від конфігурації первинної ґратки, з якої луска утворилася. В свою чергу, флішові відклади окремих лусок можуть утворювати складки і "лусочки" менших порядків. Всі насуви лусок мають полярний напрямок від внутрішніх до зовнішніх частин міогеосинкліналі, в даному випадку з півдня південного заходу на північ - північний схід.

Крім того, при полярних горизонтальних рухах покривів, в багатьох з них відбувся процес більш масштабний ніж утворення окремих лусок - процес розшарування єдиних покривів на окремі субпокриви, який має спеціальний термін - "дивертикуляція" [13], яким визначається як процес утворення субпокриву, так і сам покрив. При утворенні внутрішньої структури Бачавського покриву його "дивертикуляція" відбулася на початковій стадії його полярного руху. Розрив утворився по породах еоцену, складений глинистим флішем. Верхня "дивертикуляція" (тут маються на увазі тіла субпокриву) складена твердою потужною товщею дусинських мергелів і маловиженських пісковиків, а також редукованим глинистим флішем еоцену в основі покриву, який зіграв роль «мастила». Верхня дивертикуляція (палеогенова) в русі перекрила нижню, складену відкладами крейди-палеоцену (ялівецька світа в підшві, бачавська + лютська як основне тіло покриву).

Внутрішні структури верхньої і нижньої дивертикуляцій не співпадають, в кожній з утворились самостійні луски, складки різних порядків. Сам процес дивертикуляції покриву відбувся на початковій стадії насувного процесу – сама палеогенова дивертикуляція носить характер самостійної

структури, насунутої на крейдову з амплітудою в перші кілометри. Більш того, в нижній дивертикуляції лусок, тильні частини були б складені палеогеновими породами, рідше - еоцен- олігоценовими, бо лютські пісковики (світа) палеоцену консолідована в структури з бачавськими крейдовими пісковиками). Еоцен-олігоценові відклади перекривають крейдові і палеоценові тільки тектонічно. На "Схемі тектонічного районування...", поданій на рис. 3.1. графічно зображений Нанайський покрив, який простягається від кордону зі Словаччиною в долині Ужа до, принаймні долини Боржави. Покрив простежений за простяганням більше як на 100 км. Простягання покриву загальнокарпатське  $\sim 210 - 220^\circ$ .

З півдня в басейнах Ужа і Латориці на Бачавський покрив насунутий Гурицький, в басейні Боржави - можливо Сухівський. Сам Бачавський покрив насунутий на Сольську (скибу) Дуклянського покриву. Амплітуда насуну оцінюється нами від перших до десяти кілометрів. Сам Бачавський покрив побудований дуже складно і має як поздовжню так і поперечну зональність. Перша проявляється в утворенні двох субпокровів - дивертикуляцій основного покриву: верхньої та нижньої. Розрив суцільності покриву пройшов по глинистих породах еоцену і, скоріше всього, на початковій стадії його формування кожна з дивертикуляцій сформувала автономні луски та складки.

Нижня дивертикуляція складена відкладами крейди і палеоцену - шипотською, ялівецькою. бачавською і якутською світами. Верхня - відкладами еоцену і олігоцену. Верхня дивертикуляція насунута на нижню з амплітудою від перших до 10 км.

Поперечна тектонічна зональність пов'язана з розривом лінійної структури бачавського покриву на чотири блоки, в кожному з яких розвинені автономні лінійні луски, які не простежуються за простяганням в сусідні, а також спостерігаються різні відношення між верхньою і нижньою дивертикуляціями покриву. Схематично тектонічна будова Бачавського покриву зображена на рис. 3.2. З заходу на схід в тілі єдиного покриву можна виділити Чорноголовський, Тур'яполянський, Полянський і Голубинський

блоки, розділеними поперечними розломами, які умовно названі [29] Турицьким, Радниківським (Оленівським за П. Лозиняком [19] і Латорицьким. Ці розломи в насувно-лускатій структурі Бачавського покриву картуються як зсуви.

В Чорноголовському блоці розвинена тільки нижня (крейдова) дивертикуляція бачавського покриву, в якій тут можна виділити три луски. В чоловій частині лусок розвинені породи шипотського та яловецького віку, основне тіло лусок складено потужними товщами бачавських і ЯКУТСЬКИХ пісковиків.

В Тур яполянському блоці розвинеш тільки структури верхньої (еоцен-олігоценової) дивертикуляції. Вони утворюють тут широкі лінійні структури другого порядку. Загалом структура може розглядатись як одна широка луска першого порядку в передній частині якої розвинені еоценові відклади, в тилій - потужні тверді мертелі бачавського віку олігоцену.

Нижня дивертикуляція тут повністю перекрита верхньою, залягання першої під верхньою передбачається на глибинах в 0,5-1,5 км. Структура двох наступних блоків крім рисунку 3.2. більш детально подана на "Схемі тектонічної будови ділянки "Свалява". Масштабу 1: 50 000. Ця схема "знята" з кондиційної геологічної карти листа "Свалява [19] один до одного. На якій виділені ореоли тріщинуватості, які супроводжують певні розломи.

В Полянському блоці на поверхню виходять як нижня так і верхня дивертикуляції. Нижня складає по долинам Великої і Малої Пінії велике ерозійне утворення. У верхній частині гірських схилів залягають соцеі-олігоценові відклади верхньої дивертикуляції. В нижньому субпокриві крейдові відклади яловецького і бачавського віків утворюють три луски першого порядку. В чоловіх частинах лусок розвинені пластичні відклади глинистого тонкоритмічного флішу яловецького віку, а основні тіла лусок складені пружними пісковиками бачавського віку. Амплітуда насуну лусок оцінюється від сотень метрів до перших кілометрів.

До першої луски приурочена ділянка Ведмежа Полянського родовища

мінеральних вод. До другої - основна його ділянка - Поляна Купель, Новополянськ і Плосківстке родовище.

Третя луска відслонюється тільки в лобній частині, де широко розвинені темно- сірий фліш яловецького віку. Тильна частина третьої луски перекрита насувом палеогенової дивертикуляції.

Верхня дивертикуляція в Полянському блоці характеризується з внутрішнього боку структури зім'ятими породами глинистого флішу еоцену, на які насунуті подібні за аналогією палеогенові породи Турицького покриву. Із зовнішнього боку дивертикуляції - широкою мульдopodobною складкою, складеною еоценовими глинистими дуже зім'ятими складками в підшві і мергелями дусинського віку і пісковиками маловижепського віку, які спокійно субполого залягають на них. Насув верхньої дивертикуляції пологий, горизонтальний.

Голубинський блок відділений від Полянського Латорицьким розломом поперечного простягання (щодо Карпатських структур). Назва блоку вибрана за назвою родовища мінеральних вод, розташованого в його межах та походить від села 1 олубине. В Голубинському блоці Бачавського покриву розвинені обидві дивертикуляції; при цьому нижня розвинена дуже широко, верхня – тільки в тильній частині покриву (в місті Сваляві на лівому березі Латориці).

В нижній дивертикуляції можна виділити серію лусок, складених яловецьким глинистим флішем – в чоловій частині, та потужними товщами бачавських пісковиків - в одному тілі луски. Таких лусок виділяється п'ять. Від зовнішнього лобового краю структури перша (I) розвинена фрагментарно на північній околиці села Поляна.

Друга (II) розвинена від села Поляна до села Солочин на лівому березі Пінії. Луска складена відкладами темно-сірого тонко- і середньоритмічного флішу в лобній частині, на яку моноклінально, з падінням на південь залягають потужні бачавські пісковики, які тут складають повний розріз і в районі Солонина перекриті лютськими пісковиками палеоцену. Ширина луски

5-6 км.

Третя луска (III), до якої приурочене Голубинське родовище мінеральних вод, представлена переважно бачавськими пісковиками, а яловецькі відклади в лобній частині розвинені фрагментарно. На лівому березі р. Пінії, в районі звуження її долини, бачавські пісковики контактують з лютськими по крутому насуву, ускладненому вертикальним розломом повздожнього простягання. Саме до цієї луски приурочене Голубинське родовище мінеральних вод.

Четверта луска (IV) починається широкою смугою яловецького темного флішу в районі с. Голубине, на якому залягає відносно малопотужне (до 500 м) "тіло" бачавських пісковиків, які в тильній частині характеризуються досить крутим падінням; ширина луски (до 4 км).

П'ята луска (V) відслонюється фрагментарно і складена товщею темно-сірого піщано-глинистого дрібно- та середньо-ритмічного флішу, переважно глинистого, з шарами і прошарками грубошаруватих пісковиків бачавського типу, яка відноситься до яловецької світи. Основне тіло четвертої луски, складеної пісковиками залягає під насувом п'ятої луски на глибинах в перші сотні метрів, в свою чергу, крейдові відклади п'ятої луски перекриваються відкладами широко (до 2-4 км) розвинутої верхньої дивертикуляції Бачавського покрову – сірого, сріблясто-сірого, чорнувато-сірого флішу з пакетами сильно слюдистих розшарованих пісковиків, з характерною сингенетичною більшістю дослідників [19, 23-26] відноситься до середнього-верхнього еоцен}, на якому па південь від Сваляви залягають мсргслі і аргіліти, а в районі г. Малий Вижень – і маловиженські пісковики середнього олігоцену.

Відмітимо, що П. Лозиняк і С. Гріщенко [19] дещо інакше трактують структуру цієї ділянки і об'єднують IV й V луски в одну структуру синклінального типу, що суперечить реальним кутам падіння порід розкритих пробуреними гідрогеологічними свердловинами, пробуреними пізніше виходу в світ [19].

Загальний структурний план району, як і флішових Карпат в цілому визначається відношенням різних за генезисом, морфологією та віком тектонічних порушень.

Основна структура території сформована тектогенними рухами стискання, які дали більш пластичні флішові породи з твердого консолідованого субстрату фундаменту' геосинкліналі, зім'яли чохол в лінійні повздожні складки, перетворили крупні лінійні форми, які проявились в чохлах як результат розломів фундаменту, на регіональні насуви. що утворили основні структурні тіла флішового чохла-покриву. Процес мав полярний напрямок - рух покривів відбувається субгоризонтально в напрямку від евгосинкліналі до форми, для даної частини геосинкліналі - в напрямку на північ - північний схід, за кутом  $\sim 30^\circ$ .

Породи, які утворили покриви були при горизонтальних рухах зім'яті в складки, розбиті численними розривами - пасувами менших порядків, що і сформувало в кінцевому результаті покривно-лускату будову території.

Амплітуди насутзів покривів можуть бути оцінені в перші кілометри, до 10-15 км, а часто і більші. При стисканнях розриви суцільності відкладів, як правило проходили по близьких до стискання пластичних глинистих породах (яловецька світа, еоценовий глинистий фліш).

Глинистий фліш, який залягає в основі насувів, брекчійований перем'ятий, перетертий. Кути нахилу насувів покривів незначні, але в лобних частинах можуть різко вставати і бути навіть близькими до вертикальних.

Амплітуда насуву верхньої дивертикуляції покриву не більша за 10 км. Ці конічні тіла мають риси самостійних покривів другого порядку'. Площини насувів тут зазвичай субгоризонтальні.

Кути насувів і накидів окремих лусок різних порядків коливаються в широких межах - від субгоризонтальних до субвертикальних. Амплітуди насувів лусок першого не більші за 1-2 км (до 5 км); менших порядків - до 0,5-1,0 км. Амплітуда накидів перевищує 100 - 200 м. Сучасна конфігурація насувів у плані, як субгоризонтальних структур взагалі визначається також

гірським рельєфом території.

Процес формування насувних структур був, скоріше всього, дискретним. Окремі сторони покривів, дивертикуляцій, лусок насунуті на сформовані насувні структури.

Крім насувів і накидів, в процесі горизонтальних рухів утворились поперечні прояви, які картуються як зсуви. Такі крупні регіональні зсуви, сингенетичними рухами і розтягуванням, розділили (розірвали) Бачавський покрив на чотири блоки. При цьому, поперечні рухи "розірвали" обидві дивертикуляції Бачавського покриву. В кожному блоці утворилися луски і складки, що свідчить про сингенетичність насувів і зсувів. Такі зсуви (рис. 3.2.) в Бачавського покриву: Турицький, Родниківський, Латорицький. З них перші два складають тільки алохтон Бачавського покриву, не продовжуючись в субстрат - Сольску світу Дуклянської зони. Тобто це є "внутрішні" розриви Бачавського покриву, які проявилися незакономірно в процесі насування.

Зовсім інший порядок має Латорицький розлом, який носить регіональний характер, розбиває Дуклянський, Бачавський, Турицький покриви, Ленінську скелясту зону і пов'язаний з розломом фундаменту геосинкліналі, носить регіональний характер. В принципі є два варіанти класифікації ролі Латорицького розлому в насувно- лускуватій структурі регіону. Це може бути лівий зсув і тоді він активно проявив себе під час формування покривів; тобто в пізню геосинклінальну фазу (пізній олігоцен-міоцен). Але, можливо, це скид з правим піднятим крилом, який розбив вже сформовані насувні структури, вік його активного прояву - границя міоцену і пліоцену.

Незалежно від ролі Латорицького розлому при формуванні насувних структур, поперечна його активізація в період, коли ці структури були вже сформовані. Скоріше всього, це відбулось в період активізації вертикальних рухів "розтягання", і час їх активізації співпадає з активізацією цих рухів Закарпатського глибинного розлому, з утворенням "відкритих" каналів виверження магматичних порід в пліоцені - початку плейстоцену, тобто

утворенням магматичного Вигорлат-Гутинського пасма.

Скоріше всього, певні процеси активізації Латорицького розлому відбувалися і в плейстоцені, в орогенну фазу утворення гірської системи Карпат. Саме тоді, за Ж. Обуеном і відбулися вертикальні рухи з утворенням підняттяв дуже великого радіусу кривизни, підняттям гірського масиву Карпат, та утворення в ньому грабеноподібних лінійних р, які контролюють гірські долини на їх лінійних ділянках.

При всіх вертикальних рухах розтягання, біля розломів, що утворюються або збуджуються, активізуються розвинені потужні зони тріщинуватості. Останні в кластичних породах (пісковиках, мергелях, окремеліх породах) мають відкритий характер - в протилежність насувним порушенням; де рухи "стискання" порід "закривають", стискають породи. В пластичних глинистих породах відкриті тріщини можуть бути частково або повністю закальматовані. Але фактом є наявність повздовж таких розломів зон підвищеної водопровідності, тобто колекторських зон. Напрямок розривів розтягання переважно поперечний сформованих насувних структур чохла, але може бути різним, з повздовжнім включно.

Латорицький поперечний розлом супроводжується потужними зонами відкритої тріщинуватості, які, власне, і контролюють родовища і водопрояви мінеральних вуглекислих вод. Морфологія Латорицького розлому наступна. За непрямыми даними він має круте, або субвертикальне падіння. Зони відкритої тектонічної тріщинуватості, що його супроводжують, мають потужність в плані (ширину) до 200-500 м та вузликівий, в плані і розрізі характер.

Сам Латорицький розлом являє собою цілу систему субпаралельних та "косих" розломів. Основний розлом проходить повздовж долини ріки Малої Пінії і Пінії та на ділянці від с. Уклин до м. Сваляви має субмеридіальний напрямок. До нього приурочені родовища мінеральних вод Ведмеже, Поляна, Голубинське, Свалява. До субпаралельного напрямку приурочене Новополянське родовище (2 км), а до наступного на захід - Плосківське

родовище. Розломи Латорицький, Новополянський, Плосківський можна розглядати як єдину систему, або розломну зону, пов'язану в єдиний "пояс" на глибині, в фундаменті.

### 3.3. Геоморфологія

Район дослідження розташований в долині ріки Пінії. Саме тут, між селами Солонин і Голубине долина утворює міжгірську котловину з крутим лівим і пологим широким правим бортом, яку умовно можна назвати Голубинською. Її початком можна вважати звуження долини в районі впадіння в р. Пінію її правої притоки струмка Тесаник до 150 м; далі вниз по течії Пінії долина різко розширюється за рахунок пологого правого борту і на південній околиці с. Голубине зливається із Свалявською міжгірною котловиною.

Розміри Голубинської котловини вздовж долини - 3,0 км, впоперек ~ 0.8-1,0 км. Лівий схил долини дуже крутий. Він складений масивними твердими пісковиками. Ухил схилу сягає 0,5-0,5. Понад річкою, в борту схилу фрагментарно спостерігаються круті субвертикальні обриви висотою 2-12 м, в яких відслонюються скальні породи - пісковики з пакетами темних аргілітів. З лівого крутого схилу стікають стрімкі струмки невеликої протяжності (0,5-1,5 км), які часто починаються з прісних джерел на крутому схилі. Відносно крупна ліва притока струмок Гарспуска з глибоко врізаною в рельєфі долиною, впадає в Пінію на нижньому закінченні Голубинської котловини.

Між річкою і крутим схилом фрагментарно розвинені залишки I-ї та II-ї надзаплавних терас та заплави. Вони утворюють три ділянки, роз'єднані обривами крутого схилу, що виходять до річки. На вищій з них по долині розташовані свердловини № 10-Р, 11-р, 9-р та з.р ця ділянка частково входить в площу ділянки Маргіт, частково належить до ділянки, де розташована св. 3-Р.

На наступній (вниз по долині) ділянці розташований завод "Луги". Третя ділянка - навпроти св. 8-Р неосвоєна.

Правий берег пологий, майже рівний від річки до високого уступу III тераси, яка чітко виділяється в рельєфі (зразу за автомобільним шосе).

На ньому, на II-й надзаплавній терасі розташовані санаторії "Квітка Полонини" та Кришталеве джерело", побудована вулиця села Соломин, де розташовані десяток будинків повздож річки вище санаторію "Кришталеве джерело" та повздож дороги. Вище, на плоскому верху III надзаплавної тераси, пасовища та розорані городи, забудівлі починаються тільки в верхній частині котловини.

З крупних притоків з правого борту впадають струмки Тссаник та Облазнии. Третя велика притока впадає в нижній частині котловини нижче меж Г олубинського родовища.

Морфологічна ситуація представлена на рис. 8.2., яка є фрагментом топокарти масштабу 1:25 000. На ситуаційний план нанесені умовні границі Голубинської котловини та Голубинського родовища мінеральних вод.

Ріка Пінія - типова гірська ріка, русло якої залягає як на терасових алювіальних відкладах, так і на корінних. Ширина русла від 10 до 20 м. Річковий потік сильно залежить від атмосферних опадів, в першу чергу в верхів'ях річок Малої і Великої Піній. Втрата потоку коливається в дуже широких межах, складаючи від 0,36 в межень до 109,3 м<sup>5</sup>/с в повінь. За даними мегеопосту в с. Поляна річкові стоки за 2001- 2003 рр. втрати потоку складали 3,4-3,9 м<sup>3</sup>/с.

Основними геоморфологічними елементами другого порядку в Голубинській котловині є річкові тераси р. Пінії. На основі матеріалів геологічної зйомки М 1:50 000, листи "Свалява" "Поляна" [19] та натурального обстеження місцевості, побудована "Схема розвитку річкових терас річки Пінії в районі Голубинського родовища" та розрізи до неї.

На широкому правому березі річки Пінії розвинуті заплава, перша, друга, третя та четверта надзаплавні тераси.

Перша надзаплавна тераса розвинена фрагментарно, впритул до русла річки. На її тер р розташовані водозабірні свердловина 4-Е та спостережні свердловини 10-Р, 9 Р, 11 Л 6 Р і 13 Р (з півночі на південь). Представлена неущільненими суглинками з глиною, лінзами супісків, галечників.

Потужність відкладів, зазвичай, становить 2-3 м, рідко до 4,0 м. Фільтраційні властивості достатньо високі для того, щоби їх можна було вважати захисним шаром. Через суглинки 1-ї тераси проходить досить вільно фільтрація дощових вод та паводкових вод під час "критичних" паводків (раз на 4-5 років). Геологічний індекс відкладів -  $Qm^4$  [19].

Друга надзаплавна тераса розвинена досить широко. Вона простягається повздовж правого борту долини Пінії через всю Голубинську котловину смугою завширшки від 50 до 500 м, в районі саме родовища – 150 до 500 м. Тераса складена слабо-ущільненими суглинками з галькою, лінзами в'язких сірих "сталевих" глин, галечників, пісків і супісків. В подошві залягає 0,5-1,5-метровий шар галечників з суглинним заповнювачем. Потужність відкладів в північній частині родовища становить 3,8-4,5 м. а в південній - 4-6,6 м. Відклади не є водотривкими. Через них атмосферні опади фільтруються в тріщинну зону корінних відкладів. Виключення складають лінзи в'язких глин; і, навпаки - лінзи галечників містять підземні ґрунтові води. Урівень ґрунтових вод знаходиться на глибині 1.5-3.5 м. Висота тераси над врізом води становить 3-4 м.

В цілому частина родовища, яка розташована в плоскій низовій частині долини річки під покладами II-ї тераси, може вважатись слабо захищеною від поверхневих впливів. На поверхні II-ї надзаплатної тераси розташовані водозабірні свердловини 7- ГП, 3-Р, 3-РЗ, 12-Р, 12-К та спостережні свердловини 2-Р і 8-Р.

Третя надзаплавна тераса розвинена тільки на правому березі річки в Голубинській котловині. Поверхня тераси піднята над поверхнею 11-ї на 10-15 м. Тераса складена щільними суглинками, які утворюють потужний водотрив. В розрізі III-ї тераси виділяється ґрунтово-рослинний шар товщиною 0,5 м. щільні глинисті суглинки та глини з галькою - 10-12 м, шар галечника з суглинним, частково піщаним заповнювачем - 1,5-2.0 м.

Фільтрація атмосферних опадів з поверхні через 10-метровий шар щільних суглинків з коефіцієнтом фільтрації -10 м/добу, за приблизними

розрахунками має тривати близько перших сотень років. Тому, частину родовища, що розташована під покривом ІІІ тераси можна вважати достатньо захищеною від поверхневих впливів і забруднень.

Четверта надзаплавна тераса - цокольна. В цоколі під тонким плащем делювію в промоїнах відслонюються глиби пісковиків та чорних супісків, що подібні на відклади залягають щільні глини з галькою потужністю до 10 м.

Ці відклади також є місцевим водотривом. З цих відкладів місцеві жителі забирали у невеличкому кар'єрі глину для будівництва. Зараз кар'єр не діє.

Четверта тераса притулена" до відрогів гірського пасма, складеного в нижній частині відкладами крейди (бачавська світа) та палеогену (окремий покрив, насунутий з півдня на бачавську світу). Саме під четвертою терасою залягає західна границя Голубинського тектонічного блоку та Голубинського родовища.

На лівому борту розвинена І надзаплавна тераса і фрагментарно – ІІ надзаплавна. Тераси притулені до крутого обриву, складеного корінними породами. Вздовж русла ріки простежується заплава. Заплава складена несорттованими галечниками з піщано-глинистим заповнювачем, валунами. Загальна потужність заплавних відкладів – 1,5-2 м. Ширина заплави 0-20 м. І-ї надзаплавної тераси 0-100 м, ІІ-ї надзаплавної 0-50 м. Русло річки проходить то по терасових, то по корінних відкладах.

Водоносними колекторами, які містять прісні ґрунтові або слабонапірні води, служать галечникові відклади І-ї та ІІ-ї надзаплавних терас, які вільно, без розподільного водотривкого шару залягають на корінних бачавських пісковиках. Водоносні горизонти в алювіальних галечниках і горизонт верхньої тріщинуватої зони мають на родовищі прямий гідравлічний зв'язок [17]. В природних умовах непорушеного режиму розвантаження напірних вод корінних відкладів частково відбувається в алювії. При зниженні напорів мінеральних вод при експлуатації водозаборів відбувається зворотній процес, алювіальні води живлять тріщинну приповерхневу систему.

### 3.4. Корисні копалини

В районі дослідження знаходяться і видобуваються корисні копалини: будівельні матеріали, андезити, кіновар, золото, срібло, чорні метали, мінеральні, термальні і прісні води.

*Енергетичних ресурсів* недостатньо. Є невеликі поклади бурого вугілля (Ільницьке, Горьківське, ужгородське та інш. родовища). В районі Ужгорода відкриті значні запаси термальних підземних вод. Менілітові бітумінозні аргіліти, які широко розповсюджені, використовуються для отримання нафтопродуктів. При термічній (500- 600 °С) обробці із аргілітів виділяється піролізний газ, підс.мольна вода і «сланцева смола». Сланцева смола - цінна сировина для хімічної промисловості. Із неї полупають 8-10% бензину, 25-40 - керосину, 35-45 - масел і 8-Ю % дорожнього бітуму.

#### *Будівельні матеріали.*

Встановлено, що менілітові аргіліти можуть використовуватися як мінеральна складова асфальтобетонів, добавка до портландцементу, а також як сировина для отримання легкого спученого матеріалу типу керамзит – заповнювача бетонів.

В розрізах крейдового і палеогенового періодів залягають товсті піщані горизонти, які біля доріг розробляються кар'єрним способом і використовуються в дорожньому і залізничному будівництві. В долинах річок зустрічаються великі скупчення галечників і гравійних пісків, які задовольняють місцеві запити в будівельному піску і баластному матеріалі.

*Мармури, мармуризовані вапняки і доломіти* приурочені до південного схилу Українських Карпат, на території якого виділяються дві мармуроносні зони: північна - Мармарошська і південна - ГГсінська.

В рахівській частині Мармарошського масиву відомо біля 10 великих родовищ палеозойських, тріасових і юрських мармурів (Діловецьке, Бутинське, Гора Соколина, Малий Розіс, Яготсклош, Довгорунське, Полянське та інш.). *Діловецьке родовище* представлено шаром білого місцями

сіро-білого мармуру товщиною 40 м, приурочене до діловецької світи слюдистих сланців. Діловецькі мармури використовуються для внутрішнього і зовнішнього оздоблення будинків, виготовлення плит для полів і сходинок. Родовище інтенсивно розробляється. Запаси мармуру перевищують 1300 тис.м<sup>3</sup>.

*Бутинське родовище* представлено білим мікро зернистим мармуром, який при поліруванні отримує цвіт слонової кістки. В мінералогічному відношенні цей мармур складається на 90% із кальциту і на 10% - із кварцу. Запаси мармуру оцінюються в 60 тис. м<sup>3</sup>.

Крім родовищ мармурів в Чівчинських горах виявлені родовища доломітів. Запаси Білопотоцького родовища оцінюються в 300 млн. т., на ділянці Кузя – 160 млн. т.

*Самоцвітне каміння.* Відомі невеликі проявлення і родовища гірського кришталю і родоніт-родохризотилу. *Мармарошські діаманти* виявлені в розсипах серед алювіальних відкладів рік Віча, Ріка, Славка і Латориця. Діаманти звичайно безбарвні, рідко зустрічаються кристали з коричневим і сірим відтінком. Перевершують кристали з двома головками. Розміри кристалів по головній осі від 1 до 12 мм. Рідко зустрічаються кристали розміром 15-30 мм.

*Родоніт-родохризотилітові породи* зустрічаються серед марганцевих силікатно- карбонатних руд. Це мілкозерниста щільна порода різної окраски (матинова, червона, кори шево червона, сіро-червона, зеленувата, синювата). Родоніт-родохризотилітові породи добре ріжуться і шліфуються. Вони використовуються для внутрішнього і зовнішнього оздоблення будинків, виготовлення ваз, торшерів, канделябрів та інш.

*Металеві копалини.* В Українських Карпатах відомо багато мілких родовищ металевих копалин. На деяких із них видобувалися окислені залізні і марганцеві руди. Рудопрояви магнетиту в древніх метаморфічних породах виявлені в Чівчинських горах на південному схилі хребта Прелучий. Магнетит складає від 5-10 до 25-30% об'єму породи. В Рахівському районі відкрита

магнетитова мінералізація, яка приурочена до туфоїдів.

*Золоторудні родовища.* Недалеко від району дослідження в межах Березівського рудного поля розвідане і почата експлуатація *Мужіївського золото-поліметалічного родовища*. Воно відноситься до вулканогенно-гідротермального типу. Рудні тіла представлені круто падаючими кварцовими і адуляр-кварцовими жилами з домішками халцедону, каолініту, гідрослюд, рідше мають штоко- або трубоподібну форму. Верхні горизонти родовища представлені штокверковими тілами. Рудні мінерали: сфалерит, галеніт, пірит, піротин, золото, електриум; зустрічаються прустит, полібазит, аргентин, самородне срібло. На родовищі розвинуті золото-срібло-свинцево-цинкові, золото-серебряні мало сульфідні і золото-срібло-свинцеві окислені руди. В двох останніх типах руд золото вільне від тонкого до крупного, а в золото-поліметалічних - як вільне, так і дисперговане в сульфідах. Вміст золота коливається від 4,5 до 15-20 г/т при співвідношенні  $Au/Ag=1:(3-6)$ . Середній вміст свинцю 2,1, цинку - 5,04 %. Запаси золота на Мужіївському родовищі оцінюються в 25-30 т.

*Золоторудне родовище Сауляк* знаходиться на території Мармарошської структурно-металогенічної зони, в межах Рахівського рудного району. Воно розвідане і частково експлуатується. Родовище локалізоване в зоні шар'яжно-надвигових дислокацій на контакті білопотоцької і діловецької світ. Золотоносними являються кварцові і кварц-карбонатні жили і прожилкові зони серед вапняково-сланцевої олістостроми і тектонічного меланжу. Товщина продуктивної вапняково-сланцевої товщі сягає 50-70 м, потужність рудних тіл 0.4-6,8 м. Рудна формація представлена вільним високопробним золотом і сульфідами. Середній вміст золота в рудних тілах 5-10; срібла - до 30 г/т.

Запаси золота на цьому родовищі оцінюються в 10-15 т.

*Колчеданові і поліметалічні рудопрояви.* До Мармарошської зони приурочені родовища міді, свинцю і цинку'. Руди представлені головним чином колчедановою і поліметалічною формаціями. За мінеральним складом

виділяються чотири типи руд: колчеданові, мідно-колчеданові, колчеданово-поліметалічні і свинцово-цинкові. В колчеданових рудах рудний мінерал – пірит з невеликими домішками цинку, свинцю, ртуті, молібдену і барію.

*Вуглекислі мінеральні води типу «Боржомі».* В районі дослідження повздовж Латорицького розлому розташовані відомі родовища вуглекислих вод (з півночі на південь): Полянське (ділянка "Ведмежа" з затвердженими за промисловими категоріями експлуатаційними запасами в 185 м<sup>3</sup>/добу) і "Поляна Купель" (144 м<sup>3</sup>/добу), Ново-Полянське (128 м<sup>3</sup>/добу), Голубинське (286 м<sup>3</sup>/добу) і Свалявське (25 м<sup>3</sup>/добу). Останнє є найбільш бідним внаслідок відсутності потужних колекторських зон. На базі цих родовищ в с. Квасова Поляна працює курорт "Поляна", а також водорозливні заводи "Поляна Квасова", "Лужанська", "Свалява" і "Плосівська".

На Свалявському родовищі існує тільки одна водозабірня ділянка заводу розливу мінеральних вод "Свалява". Крім того на східному продовженні Свалявського розлому в с. Нєліпінс розташоване однойменне родовище з умовно-промисловими запасами - 5 м<sup>3</sup>/добу. Нєліпінський завод продуктів видобуває там до 15 м<sup>3</sup>/добу мінеральних вод.

Завод розливу мінеральної води "Свалява\*" існує понад 50 років, а кущовим способом вода "Свалява" розливається біля 100 років. Спочатку вода розливалась з природного джерела, пізніше, після війни - з водозабірних свердловин. Послідовно використовувались для розливу свердловини 27, 28 і 213, які тепер ліквідовані. Зараз водозабір мінеральної води заводу складається з однієї водозабірної свердловини № 26.

Мінеральна вода свердловини № 26 стандартизована ДСТУ-878-93 як питна мало- і середньомінералізована вуглекисла борна гідрокарбонатна натрієва лікувально- столового призначення.

#### 4. ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ.

##### *4.1. Загальні умови формування родовищ вуглекислих мінеральних вод.*

Флішові Карпати являють собою складну гідрогеологічну область, де на формування підземних вод впливають численні природні фактори, як сприятливі так і не сприятливі. Великий об'єм опалів, характерний для гірських районів, утворює потенційні можливості для формування значних водних ресурсів. Однак, внаслідок сильно розчленованого рельєфу гірської місцевості, переважна частина опалів витрачається на поверхневий стік і на долю підземного стоку залишається не більш як 10-15 % від суми опадів.

Геологічна будова території визначає її незначну обводненість. В розрізах теригенного флішового комплексу переважають слабопористі, слабопроникні породи - глини, аргіліти, алевроліти, пісковики з щільним цементом (кварцовим, карбонатним або глинистим). Інтенсивна дислокованість флішових відкладів, з утворенням насувних структур стискання, численних складок і лусок, численні насуви, які слугують баражними лусками, обумовлюють відсутність в розрізі витриманих водоносних горизонтів. Переважає тріщинний тип колекторів - тріщинні та пластово-тріщинні. Основні ресурси підземних вод формуються в зонах відкритої тріщинуватості: в приповерхневій зоні екзогенної тріщинуватості та зонах тектонічної тріщинуватості, а також в річкових алювіальних відкладах, які мають обмежене розповсюдження.

Можна відмітити характерні риси гідрогеологічної будови території, обумовлені природними факторами:

- підземний і поверхневий регіональні стоки направлені на південному схилі Карпат до Закарпатського прогину, де рух підземних вод проходить від вододілів в річкові долини, тобто зона вільного водообміну дренується ріками;

- значна гіпсометрична контрастність, близькість розташування областей живлення та розвантаження зумовлюють наявність значних

гідравлічних ухилів. Це призводить до того, що з одного боку, основна маса атмосферних вод витрачається на поверхневий стік, а з другого - забезпечує високу промитість флішових відкладів, розташованих вище базису ерозії.

Таким чином, вся система приповерхневої частини флішового комплексу є гідрогеологічно розкритою структурою. Їй виділення в цій зоні підземних вод будь-якого стратиграфічного підрозділу принципового значення не має: ні за умовами формування, ні за умовами залягання ці води не відрізняються. Єдиним важливим фактором є літологія вміщуючих порід: в пісковиках тріщинні колектори розвинуті більш широко, а піщані товщі мають кращі колекторські властивості.

В зоні екзогенної тріщинуватості, води в різних стратиграфічних товщах не відрізняються і за хімізмом. Теригенні товщі флішового набору по відношенню до підземних вод хімічно неактивні.

Вуглекислі води в Карпатах приурочені до зон глибокої тектонічної тріщинуватості. Власне, ця тріщинуватість пов'язана з природними зонами розтягання, та з молодими розривними порушеннями у флішовому чохлі Карпат. За сучасними уявами, генерація вуглекислоти відбувається в умовах підвищеного тиску та температури в глибоких горизонтах земної кори при метаморфізації вапнякових відкладів, в даному випадку у вапнякових юрських і тріасових відкладах фундаменту флішових Карпат. Саме з фундаменту поступають у флішовий чохол струмені вуглекислоти. Тому можна сказати, що тектонічні тріщинні зони, в яких циркулюють вуглекислі мінеральні води, мають «корені» у фундаменті флішових Карпат. Вода поступає у систему глибоких тріщин і із зовні, власне з підземного стоку, який, в свою чергу, формується з атмосферних опадів.

Склад вуглекислих вод, які дуже поширені в районі і складають ряд відомих родовищ є чисто содовий - гідрокарбонатний натрієвий. Хлоридів у цих водах обмаль, вони не входять в формулу хімічного складу і не грають суттєвої ролі. До глибини 350 м (найглибші свердловини), а враховуючи Пасіцьке родовище, яке розташоване в іншій структурній позиції - до глибини

X50 м. регіональної гідрохімічної зональності не спостерігається.

Згідно до сучасних уявлень про формування содового складу вод боржомського типу, до якого відносяться мінеральні води Полянської групи родовищ, він формується наступним чином («Условия формирования основных типов углекислых вод» (15]). Вуглекислота генерується з карбонатних порід фундаменту флішової геосинкліналі в процесі метаморфізації цих порід в умовах високих тиску і температур на глибинах, що перевищують 5-6 км. Привнесення вуглекислоти в підземні води суттєво змінює геохімічну обстановку. Виникає нова природна ситуація. Направленість процесу формування складу мінеральної води під впливом вуглекислоти залежить від цілого ряду факторів: складу і структури вмісних порід, складу первинної води, пластових тисків та температур, гідродинамічних умов системи.

Води гідрокарбонатного класу формуються в результаті вилуговування порід опадами атмосферного інфільтраційного походження. В тому числі, формування генезису боржомського типу визначається вирішенням питання про основне джерело надходження в воду іонів натрію. Тут можливі такі природні процеси:

1. Вилуговування алюмосилікатів із польовошпатових порід водами, збагаченими вуглекислою за такою принциповою схемою:

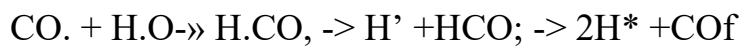


Але, внаслідок невисокого ступеню дисоціації  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , концентрація  $\text{NaHCO}_3$  в розчині, тобто в мінеральних водах не перевищує 3-4 г/дм<sup>3</sup>.

2. Катіонного обміну в умовах тонко дисперсного колоїдального стану гірських порід, що досягається при високому ступеню перетертості порід в зонах тектонічних порушень. При взаємодії підземних вод з тонкодисперсною глинистою породою, яка в природних умовах містить в обмінному стані катіони Ca. Mg. Na. В. К. які проходять процеси катіонного обміну між іонами адсорбованими на колоїдних частинах порід і іонами сольового розчину:

Під впливом реакцій катіонного обміну проходять різкі зміни складу підземних вод, тобто їх метаморфізація.

3. Абсорбційного обміну, тобто такого обміну, при якому процеси обміну між водою і гірською породою захоплюють кристалічну решітку. Основну роль при цьому мають іони водню, які утворюють у воді гідрооксид (H<sup>+</sup> - гідратований іон, який, завдяки малим розмірам, легко проникає в кристалічну ґратку. В разі витискання з мінералів іону натрію (Na<sup>+</sup>) у воді може накопичуватися сода. У вуглекислих водах цей процес має відбуватися особливо інтенсивно. При розчиненні CO<sub>2</sub> утворюються іони H<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> за схемою:



Іони натрію, які витискаються з породи з іонами HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> і CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, утворюють соду. При цьому, незважаючи на невисокий ступень дисоціації HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, зменшення в розчині концентрації іонів водню (H<sup>+</sup>) буде змішувати рівновагу вправо, що викличе дисоціацію содових порцій H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. При цьому внаслідок обмеженої розчинності солей карбонатів кальцію та магнію і навпаки високої розчинності гідрокарбонату натрію утворюються саме содові води.

Найбільш сприятливі умови для абсорбційного обміну є по-перше, в області високих тисків і температур, по-друге - в зонах розломів, де надзвичайно сильна перетертість порід, що симулює процес проникнення іонів водню в кристалічні решітки мінералів. В описаному процесі літологічний склад порід не відіграє провідного значення.

Але схожий процес абсорбції може відбуватись і за низьких температур при обов'язковій участі значних кількостей CO<sub>2</sub> в польовошпатових породах за схемою наданою в п. 1, як вилуговування алюмосилікатів.

Сучасні дослідження показують, що в регіональних процесах утворення содових вод провідну роль в них відіграють абсорбція і адсорбція катіонів натрію (а також бору і заліза). При цьому наявний, як процес метаморфізації складу підземних вод в умовах високих тисків і температур, так і процес

утворення содових вод в умовах приповерхневих, при довготривалому контакті вуглекислих вод з польовошпатовими породами.

Перший процес має регіональний характер - содові води розвинені у флішовій міogeосинкліналі Карпат повсюди, утворюючи регіональну провінцію вуглекислих вод. Виходи, проявлення вуглекислих содових вод низками супроводжують поперечні тектонічні розломи глибокого залягання у всіх структурних одиницях флішових Карпат.

Але, в районі що досліджується, тобто в південно-західній частині флішової геосинкліналі, де виділяються Пекінська, Магурська, Турицька, Бачавська, Дуклянська зони, промислові поклади, тобто родовища мінеральних вод відомі тільки в Бачавській зоні. Тут вони чітко приурочені до потужної товщі польовошпатових пісковиків бачавської світи. Тобто провідну роль в утворенні промислових родовищ содових вуглекислих вод, відіграє другий процес - абсорбція натрію при його вилуговуванні з польових шпатів (алюмосилікатів) в умовах невисоких температур при постійній дії вуглекислоти, яка поступає відкритими тріщинами з глибин і розчиняється у водах тріщинних систем в бачавських пісковиках. Такі процеси мають проходити на всьому шляху транспорту вуглекислоти по тріщинах, в т.ч. і на глибинах в перші сотні метрів, де система тріщин вже досить розвинена і розгалужена, а води, які поступили в систему з поверхні вже поміняли кисневе становище на вуглекисле.

При цьому існує межа насиченості природних розчинів содою, що притаманне, на наш погляд, саме природним умовам Поляпської групи родовищ - мінеральні води на глибинах 200-300 м в центральних частинах куполів розвантаження мінеральних вод мають «субпервинну» мінералізацію 10-12 г/дм<sup>3</sup> (дуже рідко в окремих пробах до 13,8 г/дм<sup>3</sup>).

В родовищах, де інжекційна складова переважає, а об'єм приповерхневих тріщин незначний (вузькі долини, відсутність додаткової тріщинуватості замків антиклінальних складок) води з такою мінералізацією виходять на поверхню, утворюючи їм родовища мінеральної води типу

«Поляна». Більш того, навіть на родовищах мінеральних содових вод меншої мінералізації, в т.ч. Свалявському і Іл'їнському, свердловини пробурені поблизу зон розвантаження, виводять на поверхню води з мінералізацією 10-12 г/дм<sup>3</sup>, тобто більш високою, ніж в цілому по родовищу. Так св. 26 на Свалявському заводі розливу має «початкову» мінералізацію води ~10 г/дм - при самовпливі в режимі призупинення експлуатації більш як добу, тоді як при експлуатації з дебітом 25 м<sup>3</sup>/добу, мінералізація коливається від 4,8 до 8,0 г/дм<sup>3</sup>.

Вуглекислі содові мінеральні води в районі приурочені до зон тектонічної глибинної відкритої тріщинуватості, які супроводжують Латорицький поперечний розлом та розломи його «оторочки» і до піщанистих товщ бачавської світи верхньої крейди. Остання ознака зумовлена як здатністю піщанистих товщ до утворення тріщинних колекторів, так і участю кварцпольовошпатових пісковиків в генезисі содових вод. В аналогічних умовах утворення тріщинних колекторів в чисто кварцових або кварцово-слюдястих пісковиках лютського віку, які не мають у своєму складі польових шпатів, родовищ содових вод не спостерігаються.

Зони глибинної тектонічної тріщинуватості мають лінійний характер і «вузлуву», або осередкову морфологію тріщинних колекторських зон. Тріщинні колектори є одночасно каналами транспорту' вуглекислих струменів в напрямку «знизу –вгору» і каналами транспорту' інфільтраційних прісних вод в напрямку «згори – вниз», а також середовищем формування мінеральних вод гідрокарбонатного натрієвого складу (метаморфізації поверхневих вод), емнісним колектором залягання мінеральних вод, а в місцях їх виходу на поверхню в понижених частинах рельєфу (в гірських долинах) і осередками розвантаження мінеральних вод в приповерхневі тріщинні системи, алювіальні відклади або на рельєф.

Гірсько-складчаста область флішових Карпат межує з півдня - південного заходу з Закарпатським артезіанським басейном, де в неогенових відкладах розвинені пластові метанові хлоридні натрієві води. Ці дві

гідрогеологічні провінції розділені Закарпатським глибинним розломом, який до глибин 1,5-2,5 км є баражною розділяючою структурою. Але на глибині регіональний Закарпатський розлом, що розділяє ев- і міogeосинкліпальні структури, безперечно розсікає і фундамент геосинкліналі і сам є зоною транспорту вуглекислих струменів, які відсікаються глинистими потужними товщами неогенових молас. Це призводить до утворення вуглекислих вод в фундаменті Закарпатського прогину. В останньому, таким чином, вертикальна зональність геохімічних умов - область фундаменту прогину (монокліналь Карпат) є областю розвитку вуглекислих вод, а область неогенової моласи - областю розвитку азотних та метанових вод.

У флішовій міogeосинкліналі такої геохімічної зональності першого порядку не існує. Вся вона належить до області (провінції?) розвитку вуглекислих вод.

## 5. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА І ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ ГОЛУБИНСЬКОГО РОДОВИЩА

Голубинське родовище мінеральних вуглекислих вод приурочено до структури, утвореної в тілі Бачавського покриву Латорицьким регіональним розломом. Структура утворена в міоцені в заключну стадію формування Латорицького розлому, створена рухами розтягання земної кори в постгеосинклінальний період розвитку території, та складена переважно пісковиками бачавської світи. Пісковики розбиті численними розломами розтягання, які утворюють в них потужні лінійні зони відкритої тріщинуватості. Накладання на тектонічну тріщинуватість тріщинуватості вивітрювання утворює віяло- або грибоподібну структуру тріщинної системи, з субпаралельними "коренями" та спільною "шапкою" (рис. 5.1.).

Тріщинна система насичена підземними водами. З глибин, під тиском поступають вуглекислі мінеральні води по відносно вузьким тріщинних каналах з обмеженими пропускними здатностями. З поверхні шляхом інфільтрації поступають прісні води. Інжекція мінеральних вод в прісні, розтікання поза межі підвідних каналів в приповерхневу тріщинну систему та змішування мінеральних і прісних вод і утворює промислові поклади мінеральних вод. Ці поклади, завдяки локальному розвитку тріщинних зон, мають осередковий характер, хоча в непорушеному режимі мінеральні води, внаслідок високих напорів "витискають" прісні із приповерхневих тріщин і розповсюджуються по всій площі родовища.

Мінералізація підземних вод в системі залежить від співвідношення прісної та мінеральної складових, яке, в свою чергу, визначається ємнісними і фільтраційними характеристиками глибоких тектонічних і приповерхневих тріщинних систем. У всіх родовищах мінеральних вуглекислих содових вод в районі з глибинних тріщинних каналів поступають води з мінералізацією 10-12 г/дм<sup>3</sup>, і після інжекційного змішування утворюють води різної мінералізації. На Голубинському родовищі розвинені води відносно невисокої

мінералізації (вода "Лужанська" має за ДСТУ-878-93 мінералізацію від 3.0 до 6.5 г/дм<sup>3</sup>). "Розбавлення" первинної мінеральної складової до 3 г/дм<sup>3</sup> пов'язано із значним площинним розповсюдженням прісних вод в приповерхневих тріщинних колекторах прирозло.много блоку, який має найбільші розміри серед родовищ мінеральних вод в районі - 2x1 км (ділянка Ведмежа – 700x200 м, ділянка "Поляна Квасова" - 100x200 м). Значна приповерхнева ємність визначає відносно великий об'єм прісної складової, про що свідчить відносно невисока мінералізація води, характерної для родовища. Вода "Лужанська" має мінералізацію 3-6.5 г/дм<sup>3</sup>, тоді як "Поляна Квасова" (ділянка "Поляна Квасова" і "Ведмежа") - 6,5-12 г/дм.

В непорушених природних умовах вся тріщинна колекторська система насичена мінеральною водою, яка завдяки більшим напорам "витискає" прісну з приповерхневих тріщинних зон. Рівновага підтримується співвідношенням природних факторів - пластових тисків та об'ємів мінеральної і прісної складової. Об'єм мінеральної складової, що поступає з систему, обмежений пропускною здатністю тріщинних каналів. Таким чином, в промисловому покладі мінеральних вод присутні як динамічні запаси, що постійно поступають в систему з глибоких тріщинних зон, і субстатичні запаси мінеральної складової, що сформовані при латеральному розтіканні мінеральних вод в приповерхневу "бсзкорснсу" тріщинну систему.

При експлуатації родовища з відборами, що перевищують динамічні запаси, відбувається зміна в структурі живлення запасів ємнісних колекторів приповерхневої тріщинуватості, тобто "субстатичних" запасів - мінеральна складова тут "спрацьовується" і замінюється прісною складовою. Проходить загальне розпріснення мінеральних вод, які видобуваються. Процес, в разі значної ємності приповерхневого колектору, може тривати довго, навіть роками, як це і спостерігаємо на Голубинському родовищі. Для збереження стабільності мінеральної води слід зменшити об'єми відборів до величини динамічних запасів.

### *5.1. Геологічна будова Голубинського родовища*

Голубинське родовище представляє собою прирозломну блокову структуру, утворену в тілі Бачавського покриву Латорицьким регіональним розломом в заключну постгеосинклінальну (плейстоцен) стадію розвитку.

Латорицький розлом є структурою довготривалого розвитку. На етапі формування насувних структур флішових Карпат (границя олігоцену та міоцену, міоцен), він проявився як граничний розлом, який розбив єдиний Бачавський покрив на два блоки: східний і західний. В кожному з них сформувались автономні покриви другого порядку - лінійні луски. Після завершення формування насувної структури Бачавського покриву в пліоцені, Голубинський розлом відновлений рухами вже не стискання, а, навпаки, розтяганням земної кори, "відколов" від Східного блоку Бачавського покриву невеликий 2×1 км блок другого порядку - який умовно називається Голубинським. Він має форму несиметричного, витягнутого повздож долини Пінії, чотирикутника. Границі Голубинського блоку чисто тектонічні. В його складі III-я і IV-та луски Східного блоку Бачавського покриву. III-я луска складена товщею товстошаруватих бачавських пісковиків, тріщинні колектори в яких містять мінеральні води. Саме цю структуру ми називаємо Голубинським родовищем мінеральних вод. Насув IV луски, складеної в чоловій частині глинистим флішем «ловецького віку» обмежує родовище з півдня. Західна і східна границі структури тектонічні це основна і "опіряюча" гілки Латорицького розлому, які в північній частині сходяться, виклинюючи структуру Голубинського блоку.

Західна гілка Латорицького розлому це основний структурний шов, який розділяє Західний і Східний блоки Бачавського покриву. Східна гілка розлому проходить в середині Східного блоку, відокремлюючи саме Голубинський блок другого порядку. Цей блок інтенсивно розбитий диз'юнктивними порушеннями менших порядків, що зумовило розвиток тріщинних колекторських зон в "тілі" блоку, тобто ємнісного середовища для залягання промислових покладів мінеральних вод.

Тектонічна схема будови району Полянської групи родовищ мінеральних вод побудована на основі кондиційної геологічної карти М 1:50 000 [19] з оригінальною інтерпретацією стратиграфічної приналежності окремих товщ порід (світ) та виділення окремих тектонічних елементів.

### *5.2. Основні тектонічні елементи будови Гтувинського родовища.*

Ці елементи показані на структурній схемі будови Голубинського родовища мінеральних вод, складеній в масштабі 1:10 000.

Голубинський структурний блок в основі складений двома елементарними покривними структурами в тілі Бачавського покриву це Ш-я і IV-а луски. Саме III-я луска складена потужною товщею бачавських товстошаруватих і масивних пісковиків. Породи інтенсивно деформовані, перем'яті в численні складки різного порядку. За конфігурацією у відслоненнях в лівому борту' прируслового обриву та в самому руслі складки складні, вертикальні, лежачі, запрокинуті. Простягання порід змінне, але в загальному структурному плані переважають простягання загально-карпатські - за азимутом  $120^{\circ}$ . Такого ж напрямку простягання порід досить чітко простежуються у відслоненнях лівих стрімких притоків р. Пінія. Голубинський блок "відколовся" від Східного блоку Бачавського покриву. В загальному структурному плані він зберігає такі ж самі простягання структур. Крім того, "гриви" пісковиків в руслі ріки в районі св. 7-ГП мають простягання  $120^{\circ}$ .

Бачавські пісковики масивні і товстошаруваті - шари пісковиків 0.5-5 м, до 10 м, перешаровуються з пакетами сірого флішу - середньоритмічного (0.3-0.5 м) чергування пісковиків та сірих аргілітів і алевролітів.

Фрагментарність відслонень не дозволяє дослідити ступінь тріщинуватості порід безпосередньо на родовищі в Голубинському блоці. У відслоненнях лівого схилу в руслах стрімких притоків бачавські пісковики сильно тріщинуваті. Можливо ці притоки трасують розломи опірння Голубинського розлому. В струмку, який виходить в долину вище св. 9-Р,

простежується зона відкритої тріщинуватості з простяганням  $30^\circ$ .

Не виключено, що ця зона відкритої тріщинуватості за простяганням проходить впоперек долини річки під алювіальними відкладами принаймні до свердловини № 7- ГП та серединного розлому. Саме вона частково забезпечує водопостачання водозабору св. 7-ГП ' прісною складовою". Свердловини 7-ГП і 9-Р, які розташовані на різних гілках Голубинського розлому східній та серединній на перетинах їх єдиною приповерхневою зоною тріщинуватості простяганням  $30^\circ$ . Це не виключає гідравлічний зв'язок між свердловинами саме по приповерхневій тріщинній зоні.

Детально простежити та нанести на плай структури в середині Голубинського блоку неможливо. Плащ алювіальних суглинків, відсутність відслонень і інтенсивна дислокація порід не дозволяють ні побачити їх наочно, ні змодельовати за співставленням розрізів свердловин.

Жодної відповіді на це питання не дають і проведені під час першої розвідки площинні геофізичні дослідження (рис. 3.1). Визначена за їх результатами зона підвищеної провідності та відкритої тріщинуватості проходить від св. 11-Р через св. 7- Р, 6-Р, 2-Р, біля 12-Р та через 8-Р. За даними випробування цих свердловин (крім св. 7- Р) вона характеризується відносно високими напорами мінеральної води середньої мінералізації ( $7-8 \text{ мг/дм}^3$ ) і зовсім незначними дебітами самовпливу ( $1-1,5 \text{ м}^3/\text{добу}$ ). Пробурена за цими матеріалами свердловина 12-Р вивела на поверхню воду з мінералізацією  $8-9 \text{ г/дм}^3$ , але невисоким дебітом -  $1,5 \text{ м}^3/\text{добу}$  на самовпливі. Досить водозабезпечена ділянка заводу "Луги" не позначена жодними аномаліями. Пробурена без врахування цих матеріалів св. 9-Р дала суттєво кращий результат, ніж св. 12-Р.

Основний структурний шов Голубинського розлому, який обмежує його з заходу, проходить під відкладами III та IV терас по правому березі р. Пінії в  $500-800 \text{ м}$  від русла повздовж долини (азимут  $350^\circ$ ). Регіональне порушення приблизно по цій лінії присутнє на різних геологічних картах в різних інтерпретаціях [17, 19, 24, 25, 26]. Зокрема, на картах першої розвідки [17] він

тракується як насув більш внутрішньої луски, складеної крейдою, на луску Голубинського родовища, складену лютськими пісковиками палеоцену.

Граничний розлом східного та північно-східного контуру Голубинського блоку морфологічною ознакою. Це лінійний стик крутого лівого схилу та лол долини та за гідрогеологічною ознакою по лінії розділу природних джерел мінеральних вище по схилу (джерела 17 та 1 (завод "Луги") і прісних вод (джерела 18, 19 і 20).

Обидва граничні розломи є розгалуженням єдиного регіонального Латорицького розлому. Ці "гілки" стикаються на північ від с. Солочин, "замикаючи" Голубинський блок з півночі.

З півдня Голубинський блок включає лобову частину насуву IV луски, складену глинистим темним флішем яловецького віку. Цей насув є південною границею I олубинського родовища в Голубинському блоці. Відклади яловецького віку водотривкі. Вони поширені по долині р. Пінії на протязі 1-1,5 км і відокремлюють I олубинське родовище від Свалявського. Амплітуда такого насуву оцінюється в перші кілометри,

I раничі розломи, як і всі розломи Латорицького регіонального розлому, це розломи глибокого залягання і субкортикального паління. Вони проходять через весь флішовий чохол Карпат і сягають їх фундаменту. Це розломи, утворені в останню фазу розвитку розломних зон рухами розтягання земної кори. Тому вони супроводжуються зонами відкритої тріщинуватості, яка служить шляхами транзиту вуглекислоти та вуглекислих вод з надр земних на поверхню.

Основні граничні розломи супроводжують усі розломами опірення - боковими відгалуженнями, а також відгалуженнями вертикальними. В плані перші розломи відходять під кутом від основних, другі - субпаралельні основним. Такий субпаралельний північно-східній гілці граничною розлом показаний на картах першої розвідки родовища [17]. Він проходить від джерела № 21 біля св. 7-Р (в 100 м). між свердловинами 4-Р і 6-Р на свердловину 3-РЗ.

Цей розлом умовно називається серединним і вважається розгалуженням північно-східного розлому. Можливо, він на південно-східному закінченні має невеличке розгалуження, в середині якого знаходиться відносно продуктивний невеликий блок (територія заводу «Лути»), на якому всі 5-ть свердловин мали дебіт більший від 20 м<sup>3</sup>/добу до 130 м<sup>3</sup>/добу (!). Це свідчить про наявність досить розвиненої і потужної тріщинної колекторської зони.

Всі описані розломи супроводжуються зонами відкритої тріщинуватості глибинного генезису, які на поверхні розширюються зустрічними за направленістю процесами вивітрювання, і розходяться на зразок віяла. Таким чином, утворюється колекторська зона для мінеральних вод, які під тиском поступають з глибин. Наявність зон в складках, особливо в антиклінальних, поглиблення і розрива їх процесами вивітрювання і утворюють найпотужніші колекторські зони.

Дослідити приповерхневі структури неможливе. Тому дати неможливо дати прогноз розташування найпотужніших колекторських зон у вузлах перетину зон глибинної та приповерхневої тріщинуватості. Але за умовами гідрогеологічного фактору (продуктивності водозабірних свердловин на родовищі) можна вважати невеликий блок низького порядку між північно-східним і серединним розломами і 100-150 м стрічку з зовнішнього південно-західного крила серединного розлому найсприятливішими для розвитку колекторських зон.

Відкрита тріщинуватість розвивається тільки в пісковиках, які характеризуються також помітною кількістю старих тріщин, залікованих гідротермальним кальцитом. В прошарках аргілітів тріщини запливають глинистим матеріалом і заліплюються, тому ці відклади мають дуже невеликі колекторські властивості. Виключення складають тільки окременілі зони в аргілітах, в яких тверді аргіліти утворюють відкриті тріщинні зони. Саме тому об'єм інжекції мінеральної води суттєво обмежений тому, тріщини при "проходженні" через аргілітові товщі звужуються, їх об'єм і

водопроникність суттєво зменшується.

Поклади аргілітів яловецького віку, які розвинені за насупом III луски на IV колекторів не мають.

Пробурена в аргілітах св. 14-11 на Полянському родовищі дала малий дебіт мінеральної води (~1 л /год).

В основному, зони відкритої тріщинуватості (колекторські зони) розвинені в шарах пісковиків. Відкриті тріщини різних розмірів, конфігурацій, морфології розміром від 1 мм до 1-2 см спостерігались в керні свердловин. В розрізах свердловин зони відкритої тріщинуватості виділяються саме в пісковиках, хоча зустрічаються і цілком монолітні різності,

В цілому по площі родовища тріщинуватість бачавських відкладів утворена двома процесами: тектонічними процесами та процесами вивітрювання. Тектонічна тріщинуватість утворюється, в свою черг)', двома типами порушень. Перший - відкрита тріщинуватість, що утворюється розломами глибокого залягання, яким своїм генезисом завдячує сам Голубинський блок. Така тріщинуватість розвинена вузькими лінійними зонами субмеридіонального простягання і приурочена до глибоких розломих швів та опіряючих їх розломів. На Голубинському родовищі основні зони відкритої тектонічної тріщинуватості глибокого залягання супроводжують північно-східний та серединний розломи, а також розломи їх опірення. Вони помітні в рельєфі і трасують лінійні

У і долини лівих притоків Пінії в крутому лівому схилі. Ширина зон відкр о' тріщинуватості сягає 100-150 м. Морфологічно це серія вузьких лінійних тріщин, розділених монолітними або слаботріщинуватими блочками порід. Морфологія тріщинних зон такого генезису і неоднорідна як за простяганням, так і за падінням. Спостерігаються роздуття, пережими і відгалуження, які притаманні всім тріщинним зонам в цьому регіоні.

Другий тип тріщин - це локальні невеликі тріщинні зони, пов'язані з деформаціями порід при складкоутворенні та рухами розтягання порід. Вони відбиваються в приповерхневій зоні утворенням тріщинних зон неглибокого

проникнення та локального розвитку. Найпомітніші з них приурочені до замків антиклінальних складок. Але на Голубинському родовищі плащ алювіальних відкладів не дозволяє їх виявити та дослідити. Найпотужніші колекторські зони утворюються у вузлах перетину двох різних генетичних типів тріщинних зон. Але візуально їх виявити не можливо.

Процес вивітрювання також приводить до розвитку тріщинуватості порід. Сезонна зміна температур, вплив вертикальної фільтрації поверхневих вод, опадів, навантаження при повенях, розмив корінних порід, їх механічна руйнація приводять до утворення площинної тріщинуватості порід. Більший вплив цих процесів спостерігається на прируслових ділянках. Поступово тріщинуватість вивітрювання проникає на більші і більші глибини.

Особливо інтенсивна руйнація порід і посилення процесів вивітрювання відбувається в зонах тектонічної тріщинуватості. Тут, на тектонічним тріщинам ці процеси розвиваються скоріше і глибше проникають. Тому тектонічні тріщинні зони мають грибо- або віялоподібну форму. Саме тут утворюються продуктивні колекторські зони, які містять тріщинні підземні води, в нашому випадку - мінеральні води.

За даними поінтервального випробування свердловин на Голубинському родовищі відкрита тріщинуватість, яка зв'язана з процесами вивітрювання, розвинена до глибин 30-40 м. Глибше тріщинуватість різко зменшується, сягаючи 100-150 м тільки в зонах глибокої тріщинуватості. На глибинах більших від 150 метрів на розвиток тріщинуватості приповерхневі процеси не впливають і розвиток тріщин в часі може бути пов'язаний тільки з рухом мінеральних вод з глибини.

В площинному відношенні приповерхнева тріщинуватість розвинена по всій долині р. Пінії в Голубинському блоці і слабо- або не розвинена в захищеній частині родовища під потужними суглинками 111 та IV терас в західній його частині. В розрізі зона тріщинуватих порід сягає в середньому потужності 20-40 м, різко поглиблюючись до ~0 100 150 м в лінійних зонах глибокої тектонічної тріщинуватості.

*5.3. Загальні риси гідрогеологічних умов Голубинського родовища мінеральних вуглекислих вод,*

Голубинське родовище просторово і генетично пов'язано з Латорнцьким реї іональним розломом, який в постгеосинклінальну фазу свого розвитку утворив систему лінійних зон відкритої тріщинуватості, корені якої сягають фундаменту флішових Карпат. Це родовище представляє собою складну водоносну систему в тріщинних колекторах, просторово обмежену в плані тектонічними границями розвитку зон відкритої тріщинуватості в потужній товщі пісковиків бачавського віку, яка містить мінеральні вуглекислі гідрокарбонати і натрієві води

Інтенсивна тектонічна деформація пісковиків, притаманна флішовим геосинклінальним відкладам, зумовила розвиток додаткової локальної тріщинуватості порід, яка наклалась на глибинну. Утворилась потужна тріщинна система з осередками підвищеної тріщинуватості, розвинутими в місцях перетину локальних тріщинних зон складкоутворення і регіональних тріщинних зон глибинного залягання. За загальною формою вони мають абрис перевернутих конусів.

В плані Голубинське родовище за умовами розкриття з поверхні, а звідси і за умовами живлення інфільтраційними водами, чітко поділяється західну і східну частини. Західна частина від західного граничного розлому і до підніжжя III надзаплавної тераси ізольована з поверхні. Потужні глинисті відклади III-ї та I V-ї терас потужністю 10-15 м надійно ізолюють тріщинну систему від поверхневих впливів і поступлення інфільтраційних прісних вод. Обмежений водообмін тут може відбуватись тільки з підземними водами малопотужного галькового горизонту (1-2 м), який залягає в підшві терас і живиться за рахунок напірних мінеральних вод, які розвантажуються в тріщинну систему, та залученням прісних вод з корінних порід поза межами родовища по латералі. Таке залучення може здійснюватись і в саму тріщинну систему основного колектора.

Залягання корінних водовмісних порід безпосередньо з поверхні або під

плащем четвертинних алювіальних відкладів зумовило суттєвий вплив на них процесів вивітрювання. Ці процеси найінтенсивніше пройшли в осередках підвищеної тріщинуватості, де розширили і поглибили розміри тріщин, а з поверхні утворили майже суцільний умовний шар тріщинуватості вивітрювання.

Лінійний характер регіональних тріщинних прирозломних зон, локальний характер тріщинних зон складкоутворення, зумовили високу неоднорідність тріщинної системи в плані і розрізі. Звідси і висока анізотропія фільтраційних властивостей системи.

Підземні мінеральні води, які залягають в колекторській тріщинній системі, утворюються в реальному часі і мають певну динаміку. Завдяки відкритості гідрогеологічної структури з поверхні в систему постійно фільтруються атмосферні опади, води алювіального горизонту, а в місцях виходів корінних порід в руслі р. Пінії та її притоків, і поверхневі річкові води.

З другого боку, з глибинних тріщинних зон під напором поступають (шляхом гідро інжекції) мінеральні вуглекислі води. Інжекція здійснюється по досить вузьким лінійним каналам, локалізованими в плані. Пропускна здатність тріщинних каналів інжекції обмежена. Тому об'єм мінеральної води, який поступає в систему, можна вважати постійним.

Інфільтрація прісних вод в систему порівняно досить висока. Вона здійснюється, нерівномірно, але по всій площі розкритої з поверхні частини родовища. Існуюча маса води в алювіальних відкладах і річках створює постійний тиск на водоносний пласт тріщинної системи.

В непорушеному режимі утворюється певна рівновага між поступленням в систему прісної і мінеральної складових. В кожній точці родовища ця рівновага залежить від співвідношення конкретних напорів та об'ємів прісних інфільтраційних і мінеральних інжекційних вод. В тріщинній системі утворюються води змішування, в яких співвідношення вказаних факторів і визначають мінералізацію підземних вод. Об'єм інфільтраційних вод, який може поступати в систему при можливих депресіях при експлуатації

родовища, в принципі на порядок більший, ніж 00 см мінеральної води. Саме тому при збільшенні відборів більш певного об'єму, мінералізація води, як пумітися. Таким чином, це процес природний і прогнозований. При зменшенні відборів первинна мінералізація відновлюється.

Родовищах Полянської групи інжекційного типу, завдяки високому напору мінеральних вод, що поступають в систему з глибини, утворюється зона їх розтікання. Високонапірні мінеральні інжекційні води під тиском поступають в приповерхневу тріщинну систему і утворюють ореол їх площинного і вертикального розвитку. Тобто утворюється два типи запасів мінеральної води: динамічні, які поступають постійно, і субстатичні, тобто запаси, які утворились на протязі тривалого часу і не відновлюються повсякчасно.

При експлуатаційних або тривалих дослідних відборах води із водозабірних свердловин, об'єми яких перевищують динамічні запаси мінеральної води, субстатичні запаси поступово спрацьовуються, їх місце в приповерхневих тріщинних колекторах поступово займають інфільтраційні прісні води. Це відбувається тому, що при відборах міняється вектор руху підземних вод по вертикалі і літералі. Замість руху від зони розвантаження мінеральних вод, який створює субстатичні запаси, починається рух в воронку депресії водозабору, тому напори в зонах розвантаження знижуються. По вертикалі вниз і по латералі в бік воронки депресії поступають прісні води, які в приповерхневому тріщинному колекторі поступово заміщують мінеральні, а потім і самі починають поступати в водозабір. В результаті починається зниження мінералізації води.

В разі, якщо об'єми водовідборів не перевищують об'ємів динамічних запасів (об'ємів розвантаження мінеральної води в реальному часі) в зоні живлення конкретного водозабору, то розпріснення мінеральної води не відбувається. Процес спрацювання субстатичних запасів поза межами депресійних воронок водозаборів все одно проходить, тільки в дуже повільному темпі. Справа в тому, що субстатичні запаси мають власну

динаміку. Вони утворюються і зберігаються тільки тоді, коли об'єм мінеральних вод розтікання постійно дорівнює або перевищує об'єм підземних вод, що виносяться природним потоком, направленим вниз по долині р. Пінії за межі родовища.

Для кожного водозабору існує критичний об'єм водовідбору, який повністю компенсується об'ємом мінеральної води стандартної якості, яка поступає в водозабір. Цей об'єм є граничним об'ємом динамічних запасів водозабірної ділянки.

ри річному досліді 1968 року фактичний об'єм водовідбору складав в цілому по родовищу 286 м<sup>3</sup>/добу. Цей об'єм був затверджений, як експлуатаційні запаси категорії В. Наприкінці досліду динамічні рівні, в т.ч. величина мінералізації були стабільні по всіх водозаборах на протязі не менше 6-ти місяців. На наш погляд, така стабільність забезпечувалась досить тривалий час саме субстатичними запасами. Після їх спрацювання за період розвідки 1967-68 рр. та подальшої експлуатації мінералізація води у всіх водозаборах почала помітно знижуватись.

Феноменом є досить довгий термін спрацювання субстатичних запасів. По родовищах Поляна і Нова Поляна річного досліду вистачало для виходу на стабільні показники якості води.

Справа в тому, що родовище мінеральної води "Поляна", яке характеризується мінералізацією 7,0-11,5 г/дм<sup>3</sup>, розташоване у вузьких гірських долинах бокових притиків річок Малої Пінії або Великої Пінії. Ширина долин не перевищує 100-150 м. Об'єм приповерхневих тріщинних колекторів і їх ємність відносно невеликі. Природні нахили підземних потоків та їх швидкість досить значні, що зумовлює постійний винос і так невеликого об'єму субстатичних запасів за межі родовищ. Лі незначна ємність приповерхневих тріщинних колекторів, які містять прісні води, зумовлює високу мінералізацію води "Поляна", яка в приповерхневій частині купольних колекторів майже не розбавляється.

Зовсім інша картина спостерігається на Голубинському родовищі.

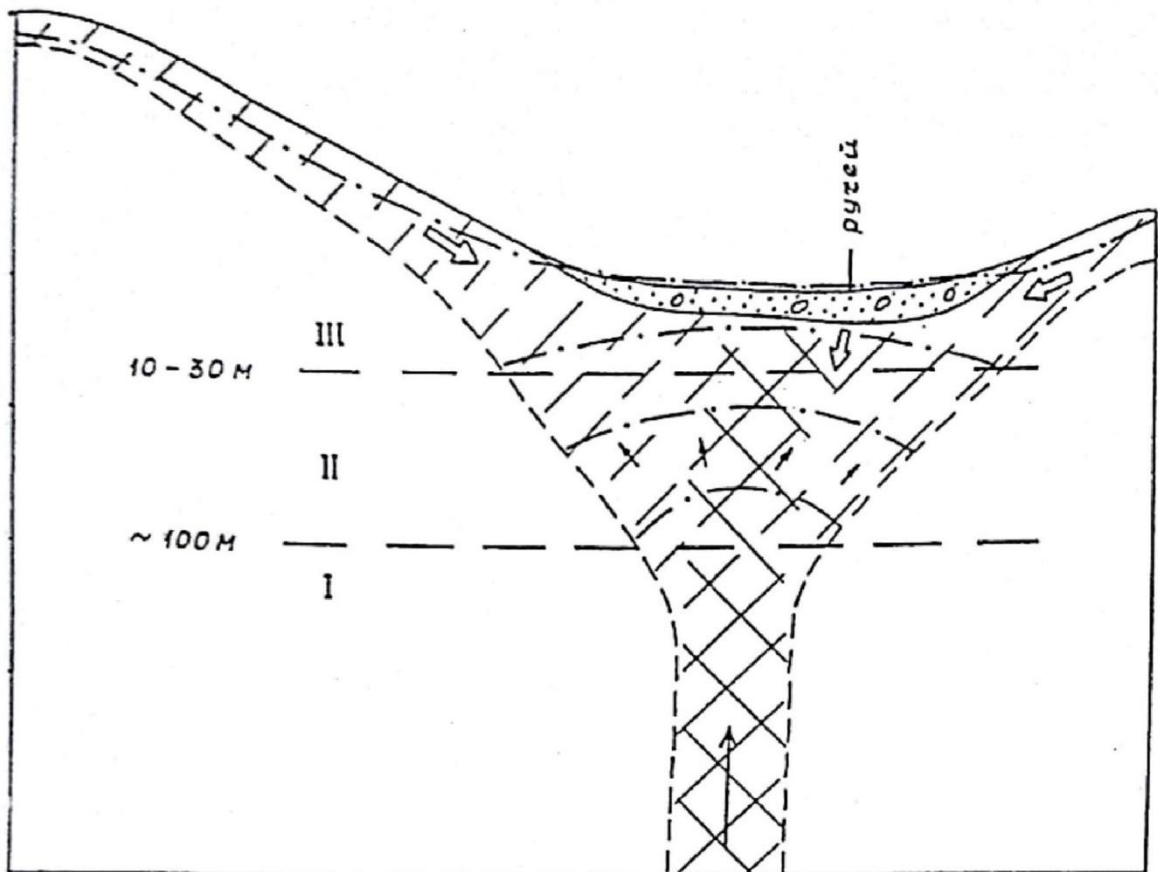
Родовище знаходиться в широкій (600-1000 м) плоскій долині р. Пінії. Це зумовлює наявність досить значного об'єму приповерхневих тріщинних колекторів. Уквітін рельєфу зовсім незначний ( $i=0,0015$ ), тобто винос підземних вод вниз по долині р. Пінії за межі родовища відносно незначний. Все це сприяє утворенню в геологічному часі і збереженню в реальному більшого об'єму субстатичних запасів.

В першому наближенні можемо визначити об'єм субстатичних запасів утворених на Голубинському родовищі в непорушеному режимі. Розрахунок не претендує на істину, але просто показує порядок феномену.

При розмірі родовища 1000\*2000 м, глибині розвитку суцільної мережі приповерхневих тріщин як найменше 50 м та мінімальній середній умовній пористості - 0,2 % (величина апробована при захисті запасів сусіднього Свалявського родовища для бачавських пісковиків поза межами тріщинної зони - тобто мінімальна), загальний об'єм відкритих тріщин рівний об'єму субстатичних запасів, буде:  $(1000 \times 2000 \times 50) \text{ м}^3 \times 0.002 = 200 \text{ тис. м}^3$ .

Зазначимо, що при розрахунку не врахована приповерхнева тріщинуватість в інтервалі до 150 м, яка розвинена більш локально, але складає не менше як 20-35% від об'єму тріщинуватості до 50 м.

Крім того, якась частина субстатичних запасів за рік дослідження була виносена за межі родовища побутовим потоком. Решта цих запасів була спрацьована при подальшій експлуатації родовища.



Обобщенная схема строения (в разрезе) гидроинжекционного купола углекислых содовых вод.

#### У с л о в н ы е о б о з н а ч е н и я

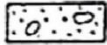





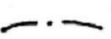
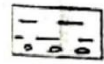
-  Аллювиальные отложения.
-  Приповерхностная трещиноватость выветривания.
-  Зона глубокой тектонической трещиноватости.
-  Направление движения углекислых содовых вод.
-  Очаг гастигного разбавления и растекания минеральных вод в зоне наложения трещиноватости выветривания на тектоническую.
-  Направление движения пресных вод.
-  Линии равных напоров.
- I Нижняя гидрохимическая зона. Минеральные воды типа „Поляна Квасова“ и „Поляна Купель“.
- II Средняя гидрохимическая зона. Минеральные воды типа „Плосковской“.
- III Верхняя гидрохимическая зона. Минеральные воды типа „Лужанской“.

Рис. 8.1. Схема будови в розрізі інжекційного куполу вуглекислих вод

## УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ



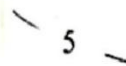
газові відклади;



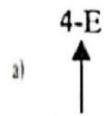
напрямок руху підземних вод;



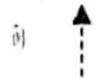
напрямок руху прісних вод;



ізолінії мінералізації (5,0 г/дм<sup>3</sup>);

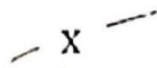


водозабірні свердловини (реальні);



водозабірні свердловини (гіпотетичні);

Канали інжекції мінеральної води, розломи:



границьні



внутрішні

## ВИСНОВКИ

1. Дорозвідані і визначені на основі дослідів 2011-2016 рр. балансові запаси мінеральної воли св. 7-І П, яка розливається під назвою "Лужанська-7" в об'ємі 36 м<sup>3</sup>/добу за промисловою категорією В" терміном на 25 років станом на 01.01.17 р.

2. Підлягають списанню з балансу запасів Голубинського родовита водозабору св. 7-Р (7-І П) запаси в об'ємі 44 м<sup>3</sup>/добу (різниця об'ємів оцінених в 2017 р. запасів і затверджених Протоколом ДКЗ СРСР № 6234 від 28.04.71) як таких, то не підтверджені багаторічним дослідом експлуатації.

3. Завдання з оцінки об'єму експлуатаційних запасів можливих для використання при промисловому розливі мінеральної води "Лужанська-7" ТзОВ "Маргіт" - виконане.

4. Підтверджений об'єм запасів 3,5 м<sup>3</sup>/добу на вільному виливі мінеральної вуглекислої води з мінералізацією 7,3-8,3 г/дм<sup>3</sup> по св. 9-Р, затверджений ДКЗ СРСР Протоколом № 6234 від 28.04.71. Медико-біологічна оцінка води із цієї свердловини під час робіт 2011-2013 рр. не проводилась. Тому запаси затверджені в об'ємі 3,5 м<sup>3</sup>/добу за категорією "В" запропоновано за ступенем вивченості перевести в категорію Сі та розглядати як позабалансові.

5. Завдання про збільшення об'єму запасів мінеральних вод до 80 м<sup>3</sup>/добу за рахунок інших джерел, крім св. 7-ГП, може бути частково виконане в майбутньому при умові додаткового вивчення можливостей св. 9-Р.

## ВИКОРИСТАНА ЛІТЕРАТУРА

*Видана*

1. Атлас геологічної будови та нафтогазоносності Дніпровсько-Донецької западини. – К. : УкрНДІГРІ, 1984. – 190 с.
2. Бондарчук В. Г., Довгань Ю. М. Основні риси тектоніки України. – К. : Наукова думка, 1978. – 205 с.
3. Геологія та нафтогазоносність Дніпровсько-Донецької западини. Стратиграфія / ред. Айзенберг Д. Є., Берченко О. І. та ін. – К. : Наукова думка, 1988. – 148 с.
4. Геологія та нафтогазоносність Дніпровсько-Донецької западини. Нафтогазоносність / ред. Кабишев Б. П., Шпак П. Ф. та ін. – К. : Наукова думка, 1989. – 204 с.
5. Донцов К. М. Розробка нафтових родовищ. – К. : Надра, 1977. – 360 с.
6. Жданов М. А. Нафтогазопромислова геологія та підрахунок запасів нафти та газу. – М. : Надра, 1981. – 321 с.
7. Інструкція з комплексного дослідження газових та газоконденсатних пластів та свердловин. – К. : Надра, 1980. – 301 с.
8. Карцев А. А. Гідрогеологія нафтових та газових родовищ. – К. : Надра, 1972. – 257 с.
9. Карцев А. А., Вагін С. Б., Штогрін Н. С. Нафтогазова гідрогеологія. – К. : Надра, 1992. – 467 с.
10. Корценштейн В. Н. Методика гідрогеологічних досліджень нафтогазоносних районів. – К. : Надра, 1991.
11. Довідник з інженерної геології. – К. : Надра, 1978. – 389 с.
12. Довідник з геохімії / Войткевич Г. В., Кокін А. В., Мірошников А. Є., Прохоров В. Г. – К. : Надра, 1990. – 480 с.
13. Тектоніка України / ред. Круглов С. С., Ципок А. К. – К. : Надра, 1988. – 254 с.
14. Телков А. П., Склянін Ю. І. Освіта конусів води при видобутку нафти та газу. – К. : Надра, 1965. – 295 с.

15. Терещенко В. А. Гідрогеологічні особливості глибоких горизонтів Дніпровсько-Донецької западини // Вісник ХНУ. – 1984. – № 264. – С. 15–19.
16. Геологічна карта СРСР масштабу 1:200 000. Охтирська серія. Пояснювальна записка. – К. : Надра, 1967.
17. Бабинець А. М., Марус В. Й., Койнов І. М. Мінеральні та термальні води Радянських Карпат. – К. : Паукова думка, 1978. – 152 с.
18. Білак С. П. Мінеральні води Закарпаття. – К. : ЛДУ, 1986. – 146 с.
19. Геологічна будова та горючі копалини Українських Карпат. – К. : Надра, 1971. – 208 с.
20. Гідрогеологія СРСР. Т. V: Україна. – К. : Надра, 1971. – 387 с.
21. ДСТУ 878–93. Води питні мінеральні. – К. : Держстандарт України, 1993. – 22 с.
22. Інструкція та застосування класифікації запасів та ресурсів корисних копалин державного фонду надр. – К. : ДКЗ України, 2002. – 56 с.
23. Лютий Г. Г., Полонський Б. Т. Стан ресурсів Закарпатської провінції вуглекислих мінеральних вод // Водні ресурси України. – 2003. – № 3. – С. 45–52.
24. Мандрік Б. М., Чомко Д. Ф., Чомко Ф. В. Гідрогеологія. – К. : ВПЦ «Київський університет», 2005. – 197 с.
25. Методичні вказівки щодо застосування стратиграфічних схем. – К. : Мінгео УРСР, 1974. – 89 с.
26. Полонський Б. Т., Жигунова З. Ф. Структурні особливості Дуклянської зони // Рад. геологія. – 1969. – № 5. – С. 15–23.
27. Полонський Б. Т., Совчик Я. В. Типи розрізів палеогену Дусинської підзони Дуклянської зони // Проблеми нафтогазоносності УСРР. – 1969. – Вип. 4.
28. Полонський Б. Т., Совчик Я. В., Жигунова З. Ф. Палеоген Турицької підзони Дуклянської зони. – К. : ОНТІ ВІЗМС, 1969.
29. Обуен Ж. Геосинкліналі. – К. : Світ, 1967.

30. Рекомендації з гідрогеологічних розрахунків кордонів ЗСО. – К. : ВНДІ «Водгео», 1983.
31. Вуглекислі води РСР. – К. : МОЗ РСР, НДІК і Ф, 1980. – Т. XIV.
32. Чухров Н. В. Колоїди у земній корі. – К. : Наука, 1960. – 246 с.

*Фондова*

33. Гончаров О.Д. та ін. Звіт про результати гідрогеологічних розвідувальних робіт, виконаних у 1961-69 р.р. та підрахунок запасів мінеральних вуглекислих вод Голубинського родовища Закарпатської обл., Львів, 1970.
34. Гончаров О.Д. та ін. Звіт про детальну розвідку мінеральних вуглекислих вод з переоцінкою експлуатаційних запасів на Полянському родовищі Закарпатської обл. у 1975-78 р.р.
35. Жилловський НД, Дабагян Н.В. та ін. Звіт на тему 484 "Геологічна будова та перспективи нафтогазоносності площі "Свалява-Неліпіно" (Закарпатська обл.)". Львів, 1961. Фонди ДДП "Західукргеологія".
36. Кантолінський С.І. та ін. Звіт про геологічні дослідження на площі Поляна Закарпатської обл. у 1961 р.
37. Короновський Н.В. та ін. Звіт з геологічної зйомки масштабу 1:50 000 планшета М-34-130-Б (Свалява), МДУ, 1963. Фонди Закарпатської ГРЕ.
38. Некрасова Л.П. та ін. Звіт про пошуково-знімальні роботи на площі Березний 1964-65 р.р.
39. Полонський Б.Т. Звіт про детальну розвідку мінеральних вуглекислих натрієвих вод Плосковського родовища Закарпатської обл.
40. Протокол ДКЗ РСР № 6234 від 28 квітня 1971 р. "Голубинскос родовищних вуглекислих мінеральних вод". Львів, 1971. Фонди ДДП "Укргеокаптажмінвод".
41. Райкова Л.К. та ін. Звіт про пошуки мінеральних вуглекислих вод для проєктованого Свалявського заводу розливу у 1978-80 р.р. Берегові, 1980.
42. Тарасенко В.М. та ін. Звіт з геологічного довивчення площі листів М-34-118-Г та М-34-130-Б (Свалява) у масштабі 1:50 000 за 1978-82 р.р.

43. Фролов М.В. Звіт про результати робіт з пошуків підземних джерел водопостачання м. Свалява за 1975-76 р.р.
44. Паспорт водозабору св. 7-ДП Львів, 2006. Фонди ДДП "Укргеокаптажмінвод".
45. Інструкція про зміст, оформлення та порядок подання до ДКЗ України матеріалів геолого-економічної оцінки мінеральних підземних вод.
46. Технологічна схема розробки Голубинського родовища мінеральних вод Закарпатської області. Львів, 1989. Фонди ДП Укргеокаптажмінвод.
47. Проект зон санітарної охорони ділянки водозабору заводу Луги (св. 3-РЗ) Львів, 1999. Фонди ДП "Укргеокаптажмінвод".
48. Проект округу її зон санітарної охорони санаторіїв "Поляна", "Сонячне Закарпаття" та "Квітка Полонини" Закарпатської обл. УРСР 1972. Фонди ДДРЕС "Закарпаткурорту".
49. "Проект зон санітарної охорони водозабору свердловини 7-ДП Голубинського местородження вуглекислих мінеральних вод ТзОВ "Маргіт". Львів, 2004. Фонди ДДП "Укргеокаптажмінвод".
50. Проект гірничого відводу ТзОВ "Маргіт" для розробки водозабірної ділянки свердловини 7-ДП Голубинського местородження углекислих мінеральних вод Ужгород, 2004. Фонди ДДП "Укргеокаптажмінвод".