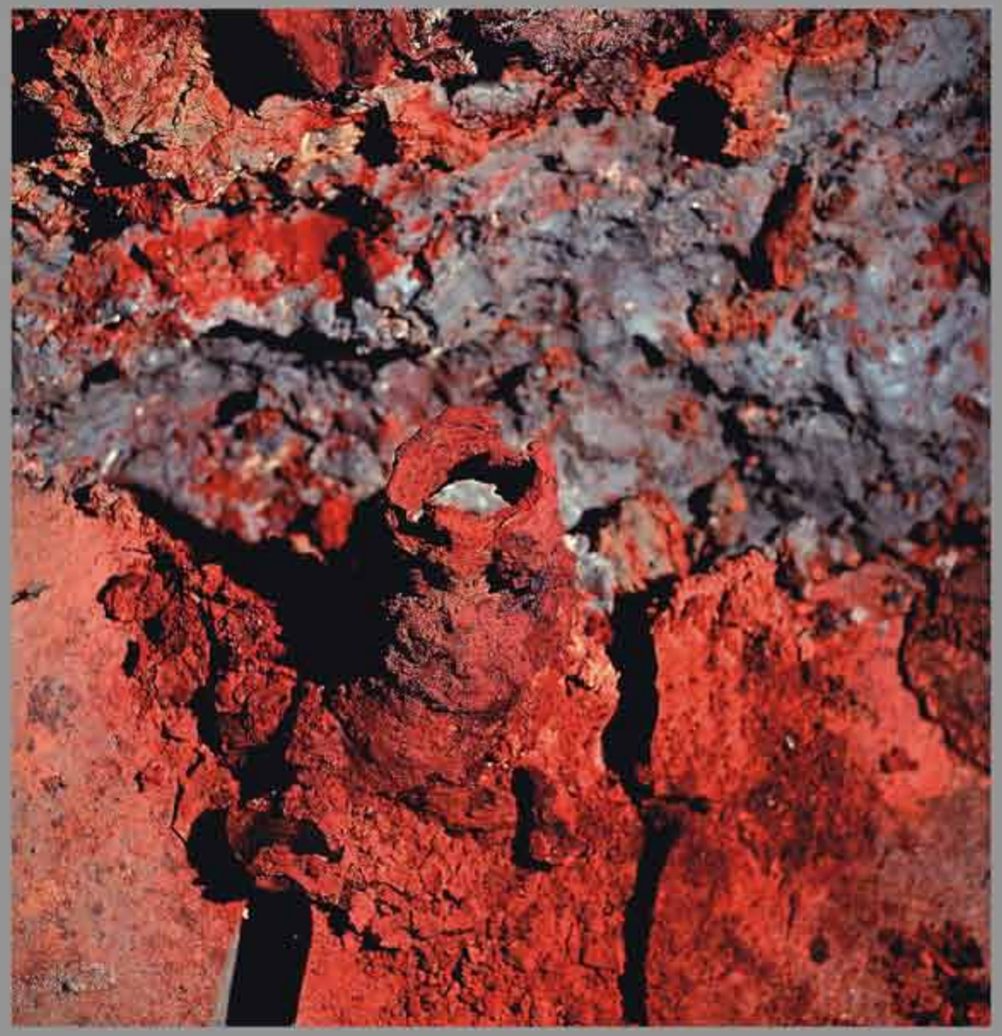
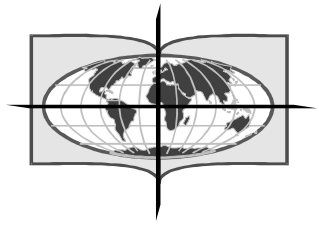
ISBN 83-87431-82-6



ISBN 978-83-87431-82-2
ISSN 1895-6777

В. Андрейчук Пещера Золушка

Обработено от Хинко
www.hinko.org



Uniwersytet Śląski
Wydział Nauk o Ziemi

(Polska)

Национальная Академия наук Украины,
Министерство образования и науки Украины
Таврический национальный университет им. Вернадского
Украинский Институт спелеологии и карстологии
(Украина)

Wiaczesław Andrejczuk
Вячеслав Андрейчук

Jaskinia Zołuszka
Пещера Золушка

Sosnowiec - Simferopol
Сосновец - Симферополь
2007

Redaktor serii Nauki o Ziemi: Prof. Andrzej T. Jankowski
Редактор серии Науки о Земле:
Проф. Анджей Т. Янковский
Nr.43

Recenzent: Aleksander Klimczuk
Рецензент: Александр Климчук

Copyright © 2007:
Wydawcy: Wydział Nauk o Ziemi UŚ – Ukraiński Instytut Speleologii i Krasologii Nacjonalnej Akademii Nauk Ukrainy oraz Ministerstwa Oświaty i Nauki Ukrainy
Издатели: Отдел Наук о Земле Силезского университета – Украинский Институт спелеологии и карстологии Национальной Академии наук Украины и Министерства образования и науки Украины
Ul. Będzińska 60, 41- 200 Sosnowiec, Polska - Ул. Бенджиньска 60, 41- 200 Сосновец, Польша
Prospekt Wiernadskogo 4, 95- 007Symferopol, Ukraina – пр. Вернадского 4, 95-007Симферополь, Украина
© Wiaczesław Andrejczuk
© Вячеслав Андрейчук

ISBN 978-83-87431-82-2
ISSN 1895-6777

Druk: Pracownia Komputerowa Jacka Skalmierskiego, Gliwice, Polska
Печать: Компьютерная лаборатория Яцека Скальмерского, Гливице, Польша

Содержание

От автора…… 9

Глава 1. Изучение пещеры…… 11

1.1. Этапы исследований…… 11

1.2. Библиография по пещере…… 16

Глава 2. Природные условия и карст района пещеры…… 19

2.1. Локализация пещеры…… 19

2.2. Западно - Украинский регион гипсового карста…… 21

2.3. Тектоника, геологическое строение и подземные воды…… 23

2.4. Рельеф и гидросеть…… 28

2.5. Карст района пещеры…… 30

2.6. Долина Прута на участке пещеры…… 37

Глава 3. Геология пещеры…… 43

3.1. Подстилающие породы…… 43

3.2. Гипсы и хемогенные известняки…… 44

3.3. Перекрывающие породы…… 59

Глава 4. Морфология пещеры…… 66

4.1. Общие морфологические особенности и факторы морфогенеза…… 66

4.1.1. Сеть ходов пещеры…… 66

4.1.2. Морфологические элементы пещерной сети…… 66

4.2. Связь морфологии пещеры с сетью трещин в гипсах…… 78

4.2.1. Трещиноватость гипсов…… 79

4.3. Гидродинамический фактор спелеоморфогенеза…… 103

4.3.1. Особенности водообмена в горном и равнинном карсте…… 103

4.3.2. Гидродинамическая конкуренция…… 105

4.3.3. Прочие гидродинамические обстоятельства спелеоморфогенеза. 118

4.4. Структура и текстура гипсов как фактор спелеоморфогенеза…… 122

4.4.1. Структура гипсов как морфогенетическая предпосылка…… 122

4.5. Прочие факторы-предпосылки морфогенеза…… 124

Глава 5. Морфологическая структура пещерного лабиринта… 127

5.1. Морфолого-морфометрическое районирование пещеры…… 127

5.2. Морфолого-морфометрические и физиономические особенности пещерных районов …… 127

5.3. Общие морфометрические закономерности…… 162

5.3.1. Морфометрические показатели…… 165

5.3.2. Морфометрическая дифференциация пещерного пространства 167

Глава 6. Пещерные воды…… 175

6.1. Водообмен в пещерном блоке…… 175

6.2. Гидрохимия вод…… 184

Глава 7. Обрушение сводов пещеры и образование провалов 194

7.1. Образование провалов над пещерой…… 194

7.1.1. Стадии провального процесса …… 195

7.1.2. Распространение обрушений на пространстве пещерного поля…. 201
7.2. Техногенная активизация провального процесса…….. 206
7.3. Оценка опасности провалов над пещерой…… 209
Глава 8. Отложения пещеры…… 214
8.1. Остаточные и деструкционные отложения…….…. 214
8.2. Водные механические отложения……..…… 217
8.3. Водные хемогенные образования……..…… 223
8.3.1. Формы нахождения гидроксидов Fe и Mn в пещере……..… 223
8.3.2. Состав гидрооксидов Fe и Mn…….. 238
8.3.3. Образование гидроксидов……..…… 243
8.4. Обвально-осыпные отложения……..…… 249
8.5. Отложения проблемного генезиса……..…… 250
8.6. Деформации в отложениях ……..…… 253
8.7. Проблемные вопросы формирования отложений пещеры..…… 260
Глава 9. Микроклимат пещеры…… 262
9.1. Воздухообмен……..…… 262
9.2. Газовый состав воздуха……..…… 266
Глава 10. Жизнь в пещере и ее геохимическая рол…… 272
10.1. Микробиологические исследования в пещере……..…… 272
10.2. Виды микроорганизмов в пещере…… 273
10.3. Геохимическая роль микроорганизмов…… 276
Глава 11. Происхождение и возраст пещеры…… 284
11.1. Спелеогенетическая модель……..…… 284
11.2. Этапы формирования и возраст пещеры…… 284
11.2.1. Среднебаденский этап……..…… 285
11.2.2. Верхний бадений – нижний сармат……..…… 288
11.2.3. Средний сармат – мезоплейстоцен……..…… 288
11.2.4. Неоплейстоцен – голоцен (Q_3 – Q_4)……..…… 290
11.3. Размеры пещеры……..…….. 296
11.4. Золушка и региональные аспекты спелеогенеза…… 299
11.5. Проблемные вопросы генезиса пещеры…… 302
Глава 12. Научное и практическое значение пещеры…… 305
12.1. Проблема геохимии Fe и Mn в карстовых полостях…… 305
12.2. Проблемы палеокарста и палеогеографии региона…… 308
12.3. Консолидация гипсового осадка и образование первичных трещин... 312
12.4. Охрана и рациональное использование пещеры…….. 315
Заключение…… 320
Литература…… 321
Приложения и фотоприложения…… 339
Дополнения…… 365

Spis treści

Od autora…… 9

Rozdział 1. Historia poznania jaskini…… 11

1.1. Okresy badań…….. 11

1.2. Bibliografia…….. 16

Rozdział 2. Warunki przyrodnicze i kras rejonu jaskini …….. 19

2.1. Lokalizacja jaskini……..…… 19

2.2. Zachodnio-Ukraiński region krasu gipsowego…….. 21

2.3. Tektonika, budowa geologiczna oraz wody podziemne ……..…… 23

2.4. Rzeźba i stosunki wodne …… 28

2.5. Kras rejonu jaskini ……..…… 30

2.6. Dolina Prutu w rejonie jaskini …… 37

Rozdział 3. Środowisko geologiczne jaskini…… 43

3.1. Skały podłoża……..…… 43

3.2. Gipsy i wapienie chemogeniczne……..…. 44

3.3. Skały przykrywające ……..…….. 59

Rozdział 4. Morfologia jaskini……..…. 66

4.1. Ogólne osobliwości morfologiczne oraz czynniki speleomorfogenezy….. 66

4.1.1. Sieć korytarzy jaskiniowych…… 66

4.1.2. Morfologiczne elementy sieci jaskiniowej……..…… 66

4.2. Związek morfologii jaskini ze szczelinami w gipsach ……..…… 78

4.2.1. Szczelinowatość gipsów…….. 79

4.3. Hydrodynamiczny czynnik speleomorfogenezy …… 103

4.3.1. Osobliwości obiegu wody w krasie górskim i równinnym…….. 103

4.3.2. Konkurencja hydrodynamiczna szczelin……..…… 105

4.3.3. Inne okoliczności hydrodynamiczne……..…….. 118

4.4. Struktura i tekstura gipsów jako czynnik speleomorfogenetyczny……..… 122

4.4.1. Tekstura gipsów i mikromorfologia …… 122

4.5. Inne czynniki-przesłanki speleomorfogenezy…… 124

Rozdział 5. Struktura morfologiczna labiryntu jaskiniowego……. 127

5.1. Regionalizacja morfologiczno-morfometryczna jaskini…….. 127

5.2. Morfologiczno-morfometryczne oraz fizjonomiczne osobliwości poszczególnych części jaskini …… 127

5.3. Ogólne prawidłowości morfometryczne……... 162

5.3.1. Parametry morfometryczne …… 165

5.3.2. Zróżnicowanie morfometryczne przestrzeni jaskiniowej…… 167

Rozdział 6. Wody jaskiniowe…….. 175

6.1. Obieg wody w jaskini…… 175

6.2. Właściwości fizyczne i chemiczne wód…… 184

Rozdział 7. Zapadanie stropów jaskini i powstawanie zapadlisk... 194

7.1. Tworzenie się zapadlisk nad jaskinią…… 194

7.1.1. Stadia procesu zapadliskowego…… 195
7.1.2. Rozprzestrzenienie stref zawaliskowych w jaskini…….. 201
7.2. Technogeniczna aktywizacja procesu zapadliskowego…….. 206
7.3. Ocena zagrożenia zapadliskowego w rejonie jaskini…… 209
Rozdział 8. Osady jaskiniowe…… 214
8.1. Osady rezydualne oraz detrytyczne…….. 214
8.2. Wodne osady mechaniczne …… 217
8.3. Wodne chemiczne …… 223
8.3.1. Formy występowania wodorotlenków Fe i Mn w jaskini…….. 223
8.3.2. Skład wodorotlenków Fe i Mn…….. 238
8.3.3. Wykształcenie wodorotlenków…… 243
8.4. Osady zawaliskowe i osypiskowe …… 249
8.5. Osady problematycznej genezy …… 250
8.6. Deformacje osadów…… 253
8.7. Problemowe pytania formowania się osadów jaskini …….. 260
Rozdział 9. Mikroklimat jaskini…… 262
9.1. Obieg powietrza…….. 262
9.2. Skład gazowy powietrza…… 266
Rozdział 10. Życie w jaskini i jego rola geochemiczna…… 272
10.1. Badania mikrobiologiczne jaskini …….. 272
10.2. Różnorodność gatunkowa mikroorganizmów jaskini…… 273
10.3. Geochemiczna rola mikroorganizmów …… 276
Rozdział 11. Geneza i wiek jaskini…… 284
11.1. Model speleogenetyczny…… 284
11.2. Etapy rozwoju i wiek jaskini…….. 284
11.2.1. Środkowobadeński…….. 285
11.2.2. Górny baden – dolny sarmat…… 288
11.2.3. Środkowy sarmat – mezoplejstocen…….. 288
11.2.4. Neoplejstocen – holocen…….. 290
11.3. Rozmiary jaskini…… 296
11.4. Zołuszka a regionalne aspekty speleogenezy…….. 299
11.5. Problemowe zagadnienia genezy jaskini…….. 302
Rozdział 12. Naukowe i praktyczne znaczenie jaskini…… 305
12.1. Problem geochemii Fe i Mn w próżniach krasowych…….. 305
12.2. Problemy paleokrasu oraz paleogeografii regionu …… 308
12.3. Cementacja osadu gipsowego oraz formowanie się pierwotnych Szczelin…… 312
12.4. Ochrona i racjonalne wykorzystanie jaskini…… 315
Zakończenie …… 320
Literatura …… 321
Załączniki i foto-załączniki…… 339
Dodatki…… 365

Content

From the Autor…… 9

Chapter 1. History of the cave recognition…… 11

1.1. Periods of investigations…… 11

1.2. Bibliography …… 16

Chapter 2. Natural conditions and karst of the cave area…… 19

2.1. Location of the cave…… 19

2.2. Western-Ukrainian region of gypsum karst…… 21

2.3. Tectonics, geology and groundwater…… 23

2.4. Land relief and water relations…… 28

2.5. Karst of the cave area…… 30

2.6. The Prut valley in the cave area…… 37

Chapter 3. Geological environment of the cave…… 43

3.1. Rocks of the substratum…… 43

3.2. Gypsum and chemogenic limestone…… 44

3.3. Covering rocks…… 59

Chapter 4. Morphology of the cave…… 66

4.1. General morphological features and factors of speleomorphogenesis…… 66

4.1.1. System of cave passages…… 66

4.1.2. Morphological elements of cave system…… 66

4.2. Relation between the cave morphology and fissures in gypsum…… 78

4.2.1. Gypsum fracturing…… 79

4.3. Hydrodynamic factor of speleomorphogenesis…… 103

4.3.1. Features of water circulation in mountain karst and lowland karst…… 103

4.3.2. Hydrodynamic competitiveness of fissures…… 105

4.3.3. Other hydrodynamic circumstances…… 118

4.4. Structure and texture of gypsum as a factor of spleomorphogenesis…… 122

4.4.1. Gypsum texture and micromorphology…… 122

4.5. Other factors-premises of speleomorphogenesis …… 124

Chapter 5. Morphological structure of cave's labyrinth…… 127

5.1. Morphological-morphometric regionalisation of the cave…… 127

5.2. Morphological-morphometric and physiognomic features of of individual parts the cave…… 127

5.3. General morphometric regularities …… 162

5.3.1. Morphometric parameters…… 165

5.3.2. Morphometric diversification of the cave's space …… 167

Chapter 6. Cave waters…… 175

6.1. Water circulation in the cave…… 175

6.2. Physical and chemical properties of waters…… 184

Chapter 7. Collapsing of cave's roofs and development of sinkholes…… 194

7.1. Development of sinkholes over the cave…….. 194
7.1.1. Stages of collapse process…… 195
7.1.2. Expansion of collapse zones in the cave ……... 201
7.2. Technogenic activation of collapse process……... 206
7.3. Assessment of collapsing hazard in the cave area…….. 209
Chapter 8. Cave sediments…… 214
8.1. Residual and detrical sediments……..…. 214
8.2. Water mechanical sediments……... 217
8.3. Water chemical sedyment…….. 223
8.3.1. Forms of occurrence of Fe and Mn hydroxides…… 223
8.3.2. Content of Fe and Mn hydroxides……..…… 238
8.3.3. Forming of hydroxides……..…… 243
8.4. Collapse sediments …… 249
8.5. Sediments of problematic Genesis…….. 250
8.6. Deformations in sediments……..…. 253
8.7. Problematic questions of cave sediments formation…….. 260
Chapter 9. Microclimate of the cave…… 262
9.1. Air circulation……..……... 262
9.2. Gas content of the air……..……. 266
Chapter 10. Life in the cave and its geochemical role…….. 272
10.1. Microbiological investigations of the cave…… 272
10.2. Species diversity of cave's microorganisms……..…. 273
10.3. Geochemical role of microorganisms……..…… 276
Chapter 11. Genesis and age of the cave…….. 284
11.1 Speleogenetic model……..…… 284
11.2. Stages of development and age of the cave…….. 284
11.2.1. Middle Bodenian……..…… 285
11.2.2. Upper Badenian – Lower Sarmatian……..…. 288
11.2.3. Middle Sarmatian – Mesopleistocene……... 288
11.2.4. Neopleistocene – Holocene……..…… 290
11.3. Dimensions of the cave……..…….. 296
11.4. Zoloushka and regional aspects of speleogenesis……..…. 299
11.5. Problematic questions of cave genesis……..…… 302
Chapter 12. Scientific and practical importance of the cave…… 305
12.1. Problem of Fe and Mn geochemistry in karst cavities……..…. 305
12.2. Problems of palaeokarst and palaeogeography of the region……..…. 308
12.3. Cementation of gypsum deposit and formation of primary fissures…..…. 312
12.4. Protection and rational use of the cave…….. 315
Conclusions…… 320
Bibliography…… 321
Appendixes and photo-appendixes…… 339
Additions…… 365

От автора

12 марта 2007 года исполнилось 30 лет с момента открытия одной из крупнейших гипсовых пещер мира - Золушки. К настоящему времени в ней закартировано более 90 км ходов, общим объемом 0,7 млн. $м^3$. Пещерный лабиринт был вскрыт гипсовым карьером еще в 1946 году, однако лишь спустя 30 лет в него проникли спелеологи. Это были члены молодого спелеологического клуба г.Черновцы.

С первых месяцев открытия пещера привлекла к себе внимание со стороны спелеологов, а позже - географов и геологов, медиков. Она стала достойным пополнением „созвездия" крупнейших гипсовых пещер, изученных в соседнем регионе - Подолии, однако оказалась непохожей на них. В отличие от подольских лабиринтов, она более объемна. В большей степени, чем лабиринты Подолии, Золушка заполнена глинистыми отложениями. Галереи пещеры заложены, главным образом, в верхней части гипсового слоя, поэтому в ней много обвальных участков.

Главная особенность пещеры заключается в том, что она вскрыта искусственно (карьером) и стала доступной лишь в связи с осушением гипсов откачкой карстовых вод. Карьер вскрыл весьма обильный горизонт подземных вод – крупный карстовый коллектор. Этапное углубление карьера приводило к усилению водопритока и увеличению обьема откачиваемых вод. С конца 60-х годов, когда был нарезан последний, третий уступ и гипсовый слой был вскрыт на бóльшую часть (18 - 20 м) своей мощности (24 - 26 м), карстовый лабиринт оказался обезвожен. Подземные воды, фиксирующие поверхность депрессионной воронки, сохранились только в наиболее низких его частях. Пещерный коллектор стал доступен для обследования.

Таким образом, лабиринт Золушки был вскрыт на этапе, когда пещера была еще почти целиком обводнена. Подольские лабиринты прошли этот этап на десятки тысяч лет раньше. Недавнее осушение и более молодой возраст пещеры предопределили своеобразие ее внутреннего облика (повышенная увлажненность отложений, отсутствие вторичных гипсовых образований, столь характерных для пещер Подолии и т.д.) и активность различных процессов (обрушение сводов, усыхание отложений, перетоки вод между районами и др.), сопровождающих резкий переход полостей из обводненного состояния в сухое.

Не только внешние отличия и несхожесть с другими пещерами Западно - Украинского региона привлекли к пещере всеобщее внимание. С самого начала стало ясно, что открыт новый, интереснейший с научной точки зрения объект, предоставляющий уникальную возможность для проведения разносторонних исследований. Со многими явлениями и процессами, наблюдаемыми в пещере, спелеологи столкнулись впервые. Морфологические особенности пещеры, например, крупные цилиндрические колодцы, образованные напорными водами, послужили несомненным доказательством фреатического происхождения лабиринта и сыграли важную роль в установлении закономерностей развития карста в регионе, а также в становлении новой региональной концепции спелеогенеза. Широкое распространение в пещере железо-марганцевых отложений привлекло внимание геохимиков и позволило расшифровать многие геохимические процессы, происходившие в пещере при ее осушении. Пещера предоставила уникальную возможность для изучения механизма образования провалов, что весьма существенно для оценки карстовой опасности. Распространенные в ней в большом количестве карбонатные кулисы - литифицированный заполнитель древних трещин в гипсах - позволяют осуществить важные палеогеографические, палеотектонические и палеокарстовые реконструкции.

За истекшие годы удалось сделать многое в изучении пещеры. Настоящая работа подводит, в определенной степени, черту под тем, что уже сделано, и носит комплексный, обобщающий характер. В процессе ее написания обнаружилось, однако, что в изучении пещеры существует множество пробелов. Многие вопросы носят еще дискуссионный характер. Поэтому, целью работы является не только обобщение результатов проведенных исследований, но и, в равной степени, привлечение внимания специалистов разных областей знания для расширения и углубления фронта исследовательских работ в пещере и районе.

Книга написана на материале личных непосредственных исследований, наблюдений и размышлений автора. Однако спелеологические исследования редко являются уделом одиночек. В разное время, на разных этапах и в различных исследованиях автору помогали десятки спелеологов - энтузиастов и специалистов, которым выражаю свою признательность. Некоторые научные проблемы решались совместно с другими специалистами, например, вопросы геохимии пещеры - совместно с С.Н. Волковым. Обобщающий характер работы предопределил также широкое использование имеющихся по пещере публикаций разных авторов. Приведенный в конце книги список публикаций является на сегодняшний день наиболее полным по пещере. Он состоит из четырех отдельно озаглавленных частей: первая часть включает работы, посвященные непосредственно пещере, а также различным проблемным вопросам, связанным с ее изучением. Это работы, на которые в книге имеются непосредственные ссылки. Вторая часть представляет собой перечень публикаций, не использованных в первой части, но имеющих отношение к пещере (статьи, обобщения и т.д., в которых упоминается, сравнивается и т.д. пещера). В третьей части приведены все опубликованные на сегодняшний день спелеомедицинские работы по пещере (список предоставлен А.В. Бобылевым). Четвертая часть включает непосредственные публикации о пещере в средствах массовой информации (список составлен В.П. Коржиком).

Хотелось бы особо отметить ту решающую роль, которую играют в подобных исследованиях спелеологи, занимающиеся первопрохождением и топографической съемкой лабиринта. Без их многолетних усилий были бы невозможны никакие последующие научные обощения и выводы. В этом смысле они являются соавторами данной публикации. С удовольствием и благодарностью отношу к ним спелеологов Черновицкого клуба «Троглодит»: В.Коржика, Б.Ридуша, А.Бобылева, П.Куприча, А.Рошку, К.Коробку, М.Христенко, Н.Дегтяренко, А.Филипца, В.Влада, В.Кухаря, И.Малимона, О.Луцив, О.Мулык, Ю.Добровольского, А.Григоренко, С.Войтышена, В.Войтышина, О.Гайдукова, В.Хлиповского, В.Синютку, Н.Венгер, Н.Катерынюк-Дегтяренко, Н.Скибу, Н.Ковбаснюка, Л.Гныдко, В.Малимона, Й.Ладыженского, Э.Бейгельмана, Л.Онищенко, В.Кабашнюка, М.Хлюстову, Т.Костив, И.Болгову-Христенко, Е.Томнюк, Т.Довбуш-Войтышину, Т.Герасимову, К.Палагуту, Л.Катерынюка, А.Лекарь, Т.Лекарь, А.Смирнова, С.Влада, А.Мельникова, Г. Гайдукову и многих других спелеологов, участвовавших в картировании лабиринта, в том числе - из других городов Украины, а также коллег-спелеологов из кишиневского клуба «Абис».

Хотел бы искренне поблагодарить моих коллег и друзей из УИСК, известных специалистов: А.Б.Климчука - за тщательное рецензирование книги, неоднократные дискуссии, касающиеся проблемных положений, излагаемых в ней, а также Б.Т.Ридуша – за многочисленные уточнения и предложения по ее улучшению. Большую техническую помощь в подготовке рукописи к изданию оказали автору Славомир Пытель (макетирование), Влодимеж Павелчик, Лешек Литвин и Анна Келлер (компьютерная обработка рисунков).

Глава 1. Изучение пещеры

1.1. Этапы исследований

В непродолжительной истории исследования пещеры можно выделить 3 основных этапа. Первый этап охватывает пятилетие 1977 - 1982 гг. Именно в это время была закартирована бóльшая часть лабиринта. Проведено 6 крупных спелеологических экспедиций (XI -1977, XI -1978, V-1979, XI -1979, V-1980, XI -1980, Коржик, 2002), а также сотни выездов отдельных групп спелеологов черновицкого клуба. Общая протяженность закартированных к осени 1980 г. галерей достигла 60.1 км, к 1982 - 62 км **(рис.1.1, рис.1.2, табл. 1.1).** Следует отметить высокую точность плана пещеры, поскольку ее значительные размеры и горизонтальный характер позволяли использовать также инструментальные методы (буссоль). В последующие 15 лет, вплоть до 1999 г., темпы картирования резко замедлились **(рис. 1.2).** В период с 1999 по 2006 год пещера была недоступной в связи с обрушением основания искусственного входного колодца в карьере. Некоторые усложнения для украинских исследователей привнес (и привносит в настоящее время) факт расположения входа в пещеру на территории иного государства (Молдова).

«Прирост» протяженности пещеры за период 1977-2002 гг.

Таблица 1.1

N	Дата	Протяженность, км	Источник данных
1	XI. 1977	20.3	Данные В.П.Коржика
2	V. 1978	31.4	
3	XI. 1978	36.0	
4	IV. 1979	40.0	
5	XI. 1979	50.0	
6	Весна, 1980	52.4	
7	XI. 1980	60.1	Андрейчук, Коржик, 1984
8	I. 1982	61.9	Данные В.П.Коржика
9	1985	76.0	Андрейчук, Куница, 1985
10	XII. 1986	80.0	Климчук, Киселев, 1988
11	I. 1988	82.0	Климчук, Киселев, 1988
12	VI. 1995	89.5	Климчук и др., 1985
13	1996	90.0	Данные В.П.Коржика
14	2002	90.2	Коржик, 2002

На *первом этапе* (1977-1982 гг.) исследования пещеры носили, маршрутный, выборочный характер. Все силы отдавались картированию лабиринта. Однако, уже в это время были получены первые сведения о химическом составе пещерных вод, подземной атмосферы, расчитаны морфометрические параметры отдельных районов, выявлено соответствие в целом азимутальной структуры лабиринта и тектоники региона. Эти и другие первичные данные были подытожены сначала в работе В.П.Коржика (1979), а затем в ряде совместных работ В.П.Коржика и В.Н.Андрейчука (Коржик, Андрейчук, 1981а, 1981б, Андрейчук, Коржик, 1984).

Значительное внимание на этом этапе уделялось гидрохимическому обследованию вод пещерных озер (выборочно) и источников в карьере, изучению газового состава пещерного воздуха. Гидрохимические исследования, проведенные в лаборатории водоохраны (В.П.Коржик) и Черновицкой медицинской академии (Л.С.Костюк) выявили бальнеологическую ценность откачиваемых из карьера вод.

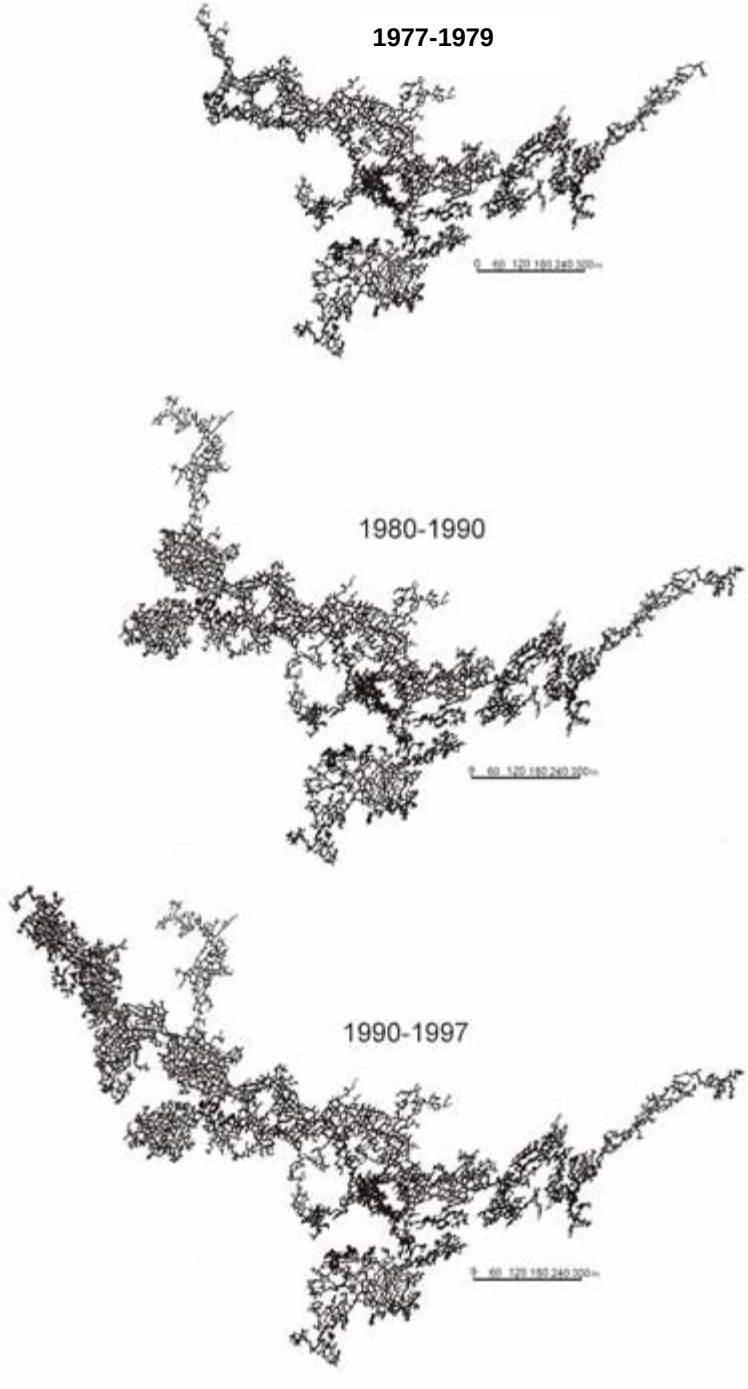


Рис. 1.1. План пещеры на разных этапах картирования лабиринта

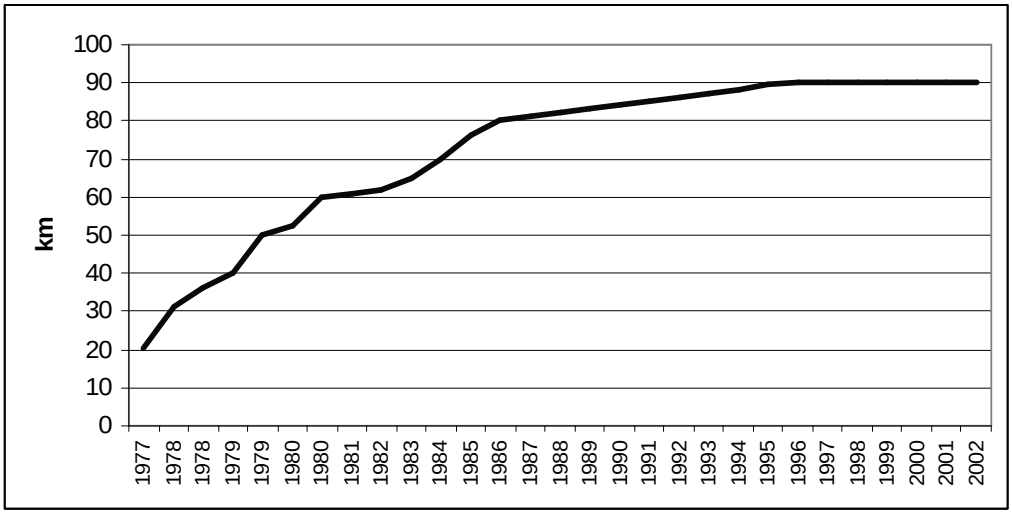


Рис. 1.2. Динамика картирования лабиринта Золушки за период 1977 - 1999 гг.

Было установлено, что минеральная вода из карьера отличается более высоким содержанием терапевтически активных ионов и более высокой минерализацией в сравнениии с известными сульфатными минеральными водами «Краинка», «Нижнеивкино», «Балдоне», «Ликенай» и т.д.

Газохимические исследования подземной атмосферы (Н.Л.Яблокова, Институт геологических наук АН Украины) показали, что в воздухе пещеры содержится повышенное количество CO_2 (Ломаев, 1979). Микроклиматическими наблюдениями было установлено (Коржик, Андрейчук, 1981б), что пещера отличается замедленным воздухообменом с поверхностью, несколько повышенной (в сравнении со среднегодовой в районе), температурой воздуха, выявлено несоответствие температур подземных вод и пещерного воздуха. На этом же этапе были начаты спелеомедицинские исследования (Коробка, Бобылев, 1981), позволившие выявить особенности адаптационных реакций организма на влияние специфической (загазованной) подземной среды.

Таким образом, на первом, начальном, этапе было осуществлено картографирование большей части лабиринта, а также установлены основные физиономические и сущностные характеристики пещеры.

Второй этап охватывает период 1983 - 1987 гг. В это время были осуществлены систематические разноплановые и целевые исследования пещеры. Среди них можно выделить несколько главных направлений.

Геологические исследования

В 1984 году над пещерой была пробурена скважина (буровой отряд Черновицкой комплексной гидрогеологической партии ЛГРЭ), позволившая уточнить геологический разрез участка. Геологическими наблюдениями в пещере установлено, что ее морфология и структурный план предопределены микроблоковыми нарушениями и трещиноватостью гипсов (Андрейчук, 1984,1988), оценена в целом роль трещин разного ранга в спелеоморфогенезе. Структурно-микроблоковая

неоднородность гипсового пласта подтверждена методом ЕИЭМПЗ (вариаций естественного импульсного электромагнитного поля Земли) (Рудько и др., 1985), а вариации внутриблочной трещиноватости изучались с помощью метода, разработанного пермскими карстологами (Печеркин А. и др., 1984). Изучена азимутальная структура карбонатных кулис - заполнителя трещин в гипсах, показан их реликтовый характер (Андрейчук, 1988). Радиологические исследования (Андрейчук В.Н., Волков С.Н.) показали, что уровень радиации в пещере лишь в 1.5-2.0 раза превышает фоновый - для местности над пещерой. Изучено блоковое строение района пещеры (Андрейчук, Коржик, 1984, Андрейчук, Куница, 1985, Ридуш, 1991, 1995), а также геолого - гидрогеологические условия формирования пещеры на региональном карстогенетическом фоне (Андрейчук, 1984, 1988, Климчук, Андрейчук, 1986, 1988). Описаны особенности эпигенетической трещиноватости пещерных глин (Горбунова, Андрейчук, 1985).

Геохимические исследования

В связи с проблемой железо - марганцевых отложений, обнаруженных в пещере в большом количестве, был осуществлен большой комплекс разносторонних специализированных геохимических исследований. Детально изучены химический и микроэлементный состав гипсов и перекрывающих пород, подземных вод, пещерных отложений (всего 933 анализа, включая определение форм железа, органического углерода, сероводорода), минералогический и гранулометрический состав горных пород и отложений (34 анализа). Осуществлена серия специальных исследований вещества с помощью рентгеноспектральных (на U, Ra, Rb, Se, Pb, Sr - 119 анализов), нейтронно - активационных (3 анализа), рентгеновских (15 анализов), термических (4 анализа) и люминесцентно - битуминологических (35 анализов) методов. Аналитические работы выполнялись в лабораториях Львовской геолого - разведочной экспедиции, Кунгурского стационара ГИ УрО РАН, ПГО „Уралгеология", Зеленогорской геолого - разведочной экспедиции, Института минералогии и геохимии редких элементов АН РАН, Силезского университета и других организаций.

Изучены физические свойства пещерных отложений (106 образцов - Волков, Андрейчук, 1985), содержание органического вещества и органического углерода (35 проб), концентрация гуминовых кислот (25 проб, лаборатория почвоведения Черновицкого госуниверситета). Проведена серия микробиологических исследований (Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН Украины).

Проведенные исследования позволили детально изучить состав и расшифровать в общих чертах механизм образования железо-марганцевых отложений, установить их связь с действием техногенных факторов, выявить закономерности распределения и миграции в пещере и контролирующие их факторы (Андрейчук, Коржик, 1984; Андрейчук, Волков, 1986; Волков, 1984, 1987, 1990; Волков, Андрейчук, 1988; Волков и др., 1987). Комплексные геохимические исследования пещеры позволили более детально изучить геологию и гидрохимию пещерного блока, а также выявить роль микроорганизмов в формировании газового состава воздуха пещеры (Волков, 1990; Andrejchuk, Klimchouk, 2001).

Инженерно - геологические исследования

Пещера оказалась идеальным полигоном для наблюдений за обрушением сводов и образованием провалов над ней. С целью их изучения, на площади лабиринта была осуществлена специальная съемка - с документированием всех

обрушений, а на поверхности - комплекс наблюдений за развитием провалов и деформаций. Проведенные исследования позволили понять механизм образования провалов над пещерой, выявить его связь с геологическими, гидрогеологическими и климатическими условиями, определить влияние техногенного фактора на активизацию провальных процессов, осуществить оценку опасности провалов над пещерой, оценить устойчивость закарстованных территорий района пещеры (Куница, Андрейчук, 1983; Андрейчук, 1985, 1991, 1999).

Изучение растворимости гипса и карстовой денудации

В 1982 - 1986 гг. карстолого - спелеологическим отрядом Института геологических наук АН Украины (под руководством А.Б.Климчука) в пещере были проведены специальные исследования интенсивности и динамики растворения гипса - методом стандартных образцов. Стандартные таблетки гипса были помещены в естественную среду - воды пещерных озер, на участках капели и т.д. и периодически взвешивались для определения интенсивности растворения. Они позволили выяснить, что растворяющая способность разных типов пещерных вод различна вплоть до неагрессивных озерных вод (Аксем, Климчук, 1988).

Специальные лабораторные исследования растворимости гипсов пещеры были проведены А.А. Маклашиным (Пермский университет им. Горького, Россия). Изучена растворимость 63 образцов гипса, отобранных в пещере (45) и в карьере (18 - по разрезу гипсового пласта). Оказалось, что на растворимость гипсов наибольшее влияние оказывают их литолого-структурные свойства (зернистость, степень деформированности кристаллической решетки, химическая чистота), в сумме предопределяющие более растворимый характер гипсов в кровле пласта (Маклашин, 1988).

Водно-балансовые расчеты (Воропай и др., 1985; Андрейчук, 1991, 1995, 1996) позволили оценить интенсивность техногенно-ускоренной карстовой денудации в пределах пещерного блока. Она оказалась весьма существенной - более 10% от всего добываемого за год в карьере гипса.

На протяжении характеризуемого периода оформились принципиальные представления о фреатическом происхождении пещеры (Андрейчук, Коржик, 1984; Андрейчук, 1988; Климчук, Андрейчук, 1986, 1988; Коржик, Минькевич, 1988).

Последний, *третий этап* изучения пещеры (1988-1999) отличается приостановлением геологических исследований, замедлением темпов картирования, но активизацией спелеомедицинских исследований. Последние были инициированы преподавателем (в то время) Черновицкого медицинского института В.А.Кабашнюком и А.В. Бобылевым еще на первом этапе изучения пещеры, но по настоящему – с привлечением к исследованиям других медиков и молодых спелеологов – студентов мединститута они развернулись собственно в конце 80-х – начале 90-х годов.

Были проведены комплексные разноплановые, в т.ч. экспериментальные, исследования по адаптации животных и человека к газовой среде (подземной атмосфере) с повышенным содержанием углекислоты и пониженным – кислорода. Изучены спелеомедицинские особенности и активные факторы пещерной среды (микроклиматические, газовоздушные, радиационные и микробиологические), определены механизмы процессов адаптации организма, разработаны рекомендации по использованию пещерной среды в лечебных целях (болезни сердечно-сосудистой системы, легких), а также в целях тренировки и реабилитации организма человека при (и после) существенных нагрузках. Проведенные иссле-

дования существенно расширили круг показаний спелеотерапии и спелеореабилитации, обратили на себе внимание профилактического, спортивного и авиакосмического направлений медицинской науки.

Результаты спелеомедицинских исследований легли в основу многочисленных публикаций (*см. Литература*), а также – диссертационных работ: двух кандидатских (Бобылев А.В., Каленюк В.И.) и докторской (Билецкий С.В.). Значительный объем спелеомедицинских исследований выполнен также канд. медиц. наук В.А.Кабашнюком.

1.2. Библиография по пещере

Несмотря на сравнительно короткий - двадцатилетний - период активного изучения пещеры библиография работ, посвященных ей непосредственно, достигла 100 наименований. Из этого числа 60 работ касаются геолого-карстологических, а 40 – спелеомедицинских аспектов. Общее же количество научных работ, в той или иной мере затрагивающих научную проблематику пещеры, составляет более 200. Еще 60 публикаций на тему пещеры имеется в средствах массовой информации. Естественно, невозможно учесть всевозможные упоминания о пещере в книгах, справочниках и таблицах, приводимые разными авторами, т.е. публикаций, в которых имеются ссылки на пещеру или приводятся примеры из нее.

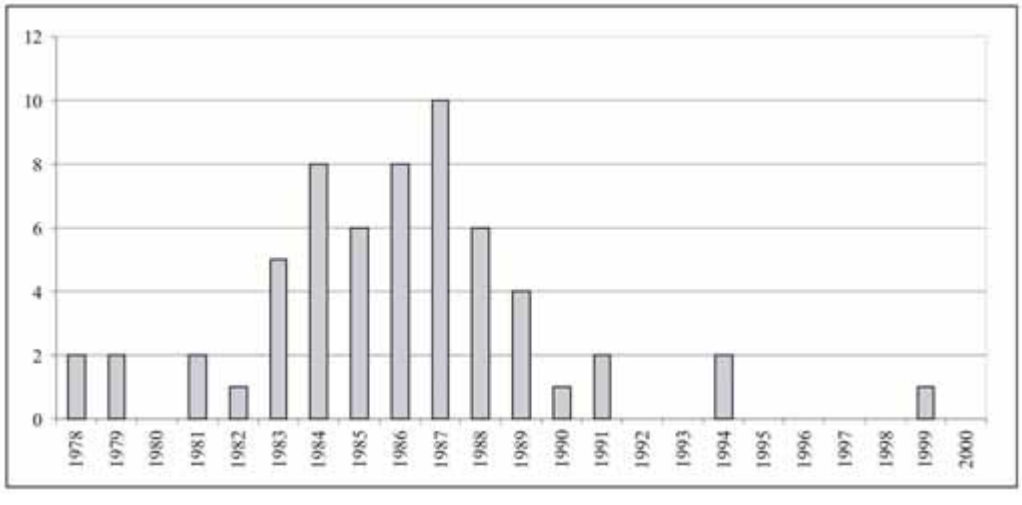


Рис. 1.3. Динамика публикаций, посвященных геолого-карстологической проблематике изучения пещеры Золушка (по вертикали – количество публикаций)

Таким образом, пещера является довольно неплохо изученным, в сравнении с другими пещерами, объектом. Например, наиболее изученной в бывшем СССР Кунгурской пещере посвящено в сумме около 500 научных, научно-популярных работ, газетных публикаций, а также отчетов (Дорофеев, Андрейчук, 1991), опубликованных за период более 200 лет.

Распределение научных публикаций по пещере Золушка по годам (динамика) показано на **рис. 1.3**. и **1.4.** На рисунках учтены лишь работы, которые посвящены пещере непосредственно.

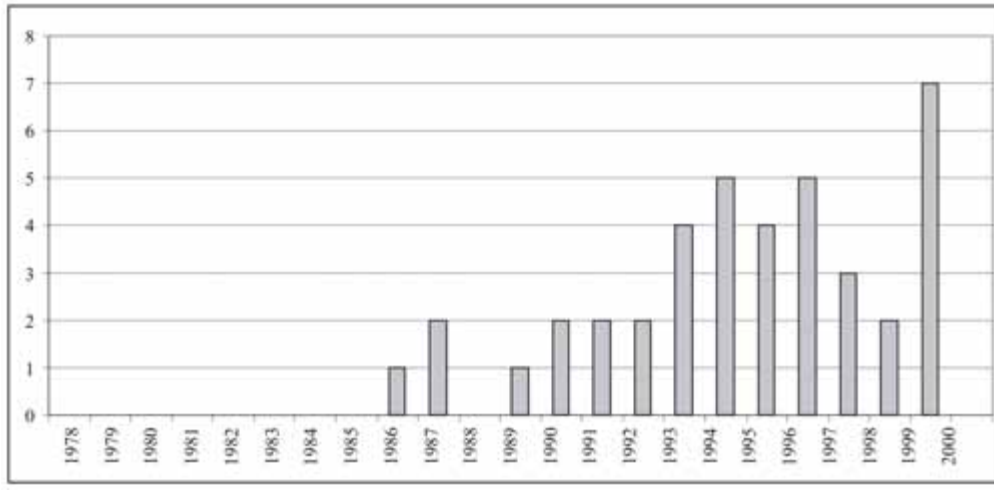


Рис. 1.4. Динамика публикаций, касающихся спелеомедицинской проблематики изучения пещеры Золушка (по вертикали – количество публикаций) (на основании списка, предоставленного А. В. Бобылевым)

За прошедшие 25 лет с момента открытия пещеры о ней писало более 60 специалистов. Среди специалистов геокарстологического направления это, прежде всего (последовательность фамилий не отражает вклада в изучение пещеры): Аксем С.Д., Андрейчук В.Н., Ботнарь В.Б., Верина В.Н., Воропай Л.И., Горбунова К.А., Данилеску И.К., Дублянский В.Н.. Катаев В.Н., Климчук А.Б., Коржик В.П., Костюк Л.С., Ковтуняк Н.А., Куница М.Н., Куница Н.А., Ломаев А.А., Маклашин А.В., Мастов Ш.Р., Минькевич И.И., Науменко С.А.,Ольштинский С.П., Печеркин А.И., Печеркин И.А., Прока В.Е., Ридуш Б.Т., Б.Т., Саломатин В.Н., Смирнов Б.Н., Спыну Н.И., Шестопалов В.Н., Яблокова Н.Л., Янчук Э.Н.

Спелеомедицинскими исследованиями занимались Арутюнова С.Г., Билецкий С.В., Билецкий С.С., Бобылев А.В., Волошин А.И., Гавлюк С.А., Гащишин П.А., Гоженко А.И., Демешко Н.И., Ефременко Н.И., Кабашнюк В.А., Каленюк, В.И., Кизлык С.В., Кирилюк М.Л., Коробка К.И., Кошара Т.О., Лобенко А.А., Менчиц Е.А., Мещищен Н.Ф., Полянская О.С., Рошка А.В., Сенюк Б.П., Сирота В.Е., Тащук В.К., Триняк Н.Г., Цапу В.В., Чернявский Н.Б., Шашко Н.Б.

Непосредственно по разным проблемам пещеры защищены кандидатские диссертации С.Н. Волкова (*Геохимические особенности карстовых образований пещеры Золушка, 1988*) и А.В. Бобылева (*Обгрунтування використання клімату карстових печер з гіпоксично-гіперкапічним газовим середовищем з реабілітаційними цілями, 1997*). Значительное внимание пещере уделено также в кандидатской (*Закономерности развития карста на юго-востоке зоны сочленения Восточно - Европейской платформы и Предкарпатского прогиба, 1984*) и докторской (*Техногенный карстогенез в горнодобывающих районах, 1995*) диссертациях В.Н.Андрейчука, докторской диссертации С.В.Билецкого (*Кардио-ренальные механизмы в норме и при ишемической болезни сердца (клинико-*

экспериментальное исследование,1994), кандидатских диссертациях В.П.Коржика (*Антропогенные изменения ландшафтов Северной Буковины и актуальные задачи рационального природопользования, 1992*), В.И. Каленюка (*Вплив циклічних гіпоксично-гіперкапнічних тренувань на стан кардіореспіраторної і травної систем здорових та хворих на ішемічну хворобу серця - клініко-експериментальне дослідження*, 1998 и А.Б. Климчука (*Гідрогеологічні умови розвитку і генезис карстових порожнин в неогенових сульфатних відкладах Волино-Подільського артезіанского басейну, 1999).*

В местной и республиканской печати В.П.Коржиком и некоторыми другими авторами опубликовано более 60 статей публицистического и научно-популярного характера, касающихся пещеры.

Глава 2. Природные условия и карст района пещеры

2.1. Локализация пещеры

Пещера Золушка располагается в Восточно-Европейском регионе, на юге Западной Украины (Северная Буковина), в месте, где соприкасаются границы трех государств: Украины, Молдовы и Румынии (**рис. 2.1 – А,Б**). Одна из границ – молдавско-украинская – проходит непосредственно над пещерой (**рис. 2.2**). Координаты пещеры: X = 5473068, Y = 5349974.

Рис. 2.1. Локализация пещеры

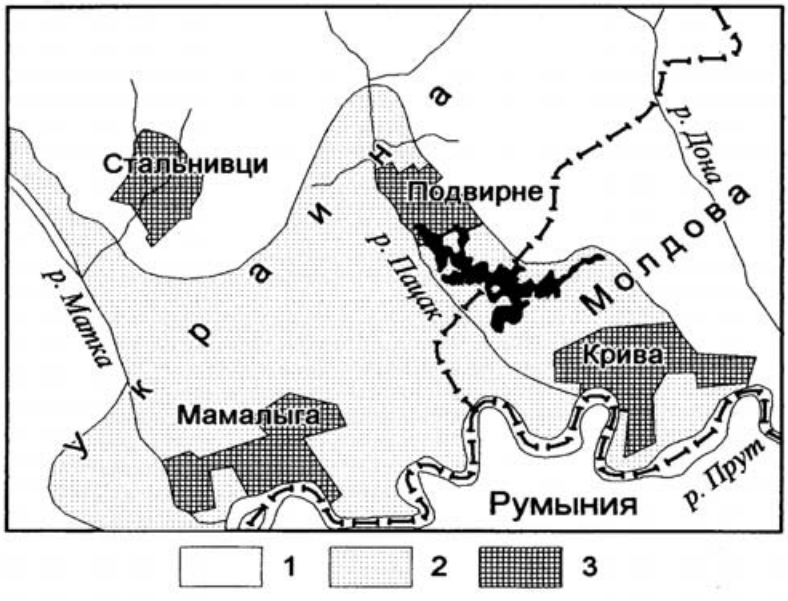


Рис. 2.2. Расположение пещеры на фоне главных административных единиц района:
1 – территории с отсутствием карста, 2 - закарстованные территории, 3 – населенные пункты

Бывший вход в пещеру располагается в северо-западной, отработанной части Кривского гипсового карьера. Карьер расположен в 150 - 200 м к востоку от молдавско-украинской границы и в 1.5 км к западу от молдавского села Крива, давшего название карьеру (**рис. 2.2**). Административно село относится к Бричанскому району Республики Молдова. В 800 м севернее карьера располагается украинское село Подвирне (Новоселицкий район Черновицкой области, Украина).

Пещерный лабиринт вытянут от входа в северо-западном (в сторону Украины) и северо-восточном (в сторону Молдовы) направлениях. Граница между Украиной и Молдовой, проходящая над лабиринтом (**рис. 2.2**), делит его на две части: северо-западную - украинскую и юго-восточную - молдавскую. Бóльшая (около 2/3) часть изученного к настоящему времени пещерного поля приходится на украинскую территорию.

В настоящее время усилиями спелеологов-энтузиастов ведутся работы по сооружению нового входа в пещеру - с украинской стороны. С помощью колодца вскрыты гипсы и неизученные галереи, через которые предполагается проникнуть в изученный район пещеры (150 м от входного колодца).

Как уже упоминалось, наиболее близкими к карьеру населенными пунктами являются сс. Крива (Молдова - 1.5 км) и Подвирне (Украина - 0.8 км). Северо-западная окраина лабиринта достигает южной околицы с. Подвирне. Северо-восточная окраина пещеры не доходит до с. Крива, однако на продолжение лабиринта в этом направлении указывают провалы на территории села, а также вскрываемые сельскими колодцами на воду пустоты в гипсах, в том числе, лабиринтового характера.

2.2. Западно - Украинский регион гипсового карста

Ареал гипсового карста Западной Украины, в пределах которого изучены крупнейшие гипсовые пещеры, в т.ч. Золушка, связан с эвапоритовой толщей миоценового возраста (гипсы, гипсоангидриты, известняки). Структурно формация развита в пределах юго - западной окраины Восточно-Европейской и юго-восточной окраины Западно - Европейской платформ (гипсы, известняки), а также Предкарпатского прогиба (ангидриты, гипсоангидриты, известняки).

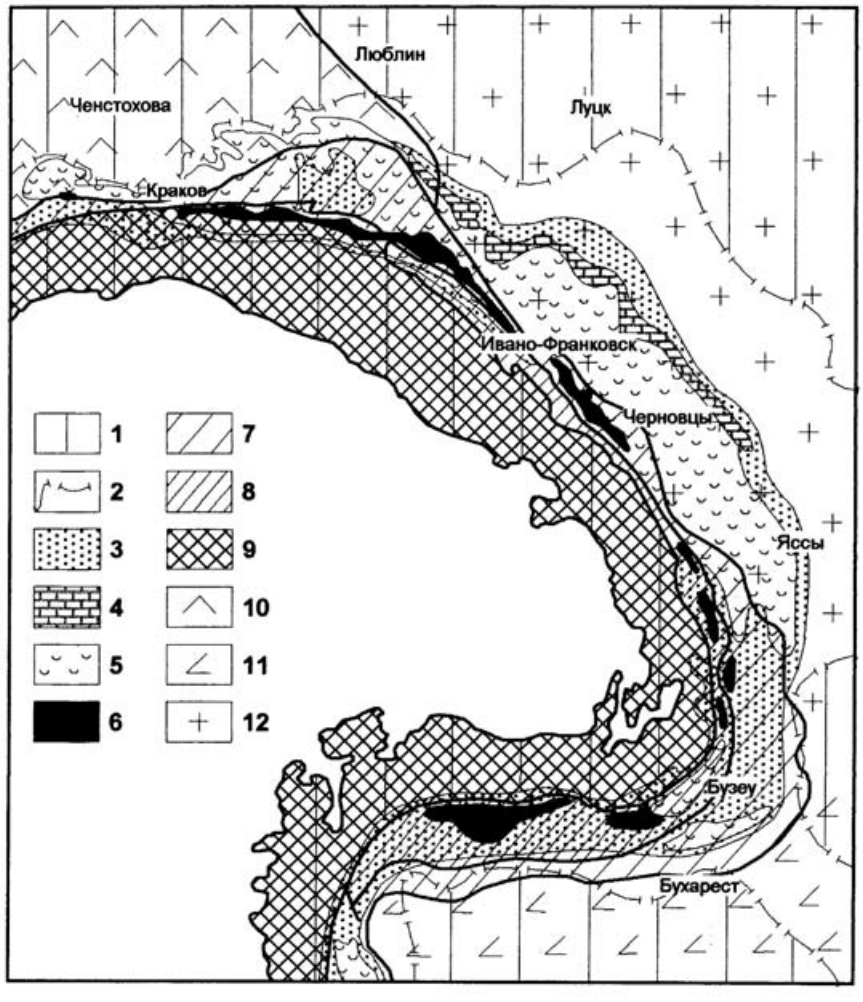


Рис. 2.3. Распространение баденских литофациальных комплексов в пределах внешнего обрамления горнокарпатской дуги:

1 – площади, лишенные баденских осадков, 2 – вероятная граница морского бассейна. *Литофациальные комплексы:* 3 – терригенный, 4 – карбонатный, 5 – сульфатный, 6 – хлоридный, 7–8 – Внешняя и Внутренняя зоны Предкарпатского прогиба, 9 – горноскладчатая область Карпат, 10 – Западно-Европейская платформа, 11 – Мизийская плита, 12 – Восточно-Европейская платформа (*по Гайдину, Рудько, 1998*)

Хемогенные породы формации обрамляют северо-восточную часть горной дуги Карпат от Моравии (Чехия) и Нижней Силезии (Польша), через Западно-Украинский регион до г. Липканы (Молдова) и далее на юго-восток – до г. Яссы в Румынии (**рис. 2.3**). В пределы Молдовы формация вклинивается лишь незна-чительным (несколько десятков км^2) фрагментом своей площади. Протяженность формации с северо-запада на юго-восток составляет, таким образом, около 800 км, ширина полосы - от нескольких до 50-80 км и более.

Значительная часть формационного ареала располагается на территории Западно-Украинского региона (**рис. 2.4**). В его пределах она протягивается на 340 км. Карстующиеся гипсы залегают здесь близко к поверхности (0 - 50 м) лишь в платформенной части региона. В прогибе они погружаются на значительную (100 – 1000 м и более) глубину. Поэтому, главный ареал гипсового карста располагается в платформенной, периферийной части эвапоритового обрамления Карпатской дуги.

Вдоль северной периферии ареал сульфатных пород расчленен глубоко врезанными долинами рек Подольского плато на десятки изолированных суб-ареалов разной величины. В их пределах развиты известные подольские пещеры-лабиринты - Оптимистическая (>215 км), Озерная (117 км), Млынки (27 км), Кристальная (22 км), Славка (9,1км), Вертеба (7,8 км), Атлантида (2,5 км). К югу от реки Днестр сульфатные породы имеют непрерывное, сплошное распространение. В связи с их погружением в направлении прогиба, речные долины постепенно «зависают» над эвапоритовым пластом не нарушая его сплошности.

Рис. 2.4. Ареал распространения сульфатных пород в пределах Западно-Украинского региона (*рис. А . Климчука*)

Юго-восточная часть ареала, расположенная в пределах междуречья Днестра и Прута носит, согласно последней схеме карстологического районирования региона

(Дублянская, Дублянский, 1992), название Правобережного или Букови-нского карстового района. На его юго-восточной окраине, почти у границы ареала распространения гипсов и располагается пещера Золушка.

2.3. Тектоника, геологическое строение и подземные воды

В тектоническом отношении район пещеры приурочен к стыковой с Предкарпатским прогибом части платформенной окраины - Подольской плиты (**рис. 2.5-А**). В этом районе, как и в пределах всего междуречья Днестра и Прута, платформенная окраина раздроблена на многочисленные тектонические блоки разных размеров (**рис. 2.5-Б**) – макро- и мезоблоки (Андрейчук, 1984, 1988). Блоковая раздробленность характерна, соответственно, и для гипсового пласта, который является в этом отношении удобным региональным тектоническим маркером.

Для гипсового слоя в пределах всего региона характерно блоково-ступенчатое (с амплитудами смещения 5 - 50 м) погружение от платформенной окраины к прогибу. На границе этих макроструктур, разделенных крупными региональными сбросами, гипсы погружаются на глубину 100 - 1000 и более метров, перекрываясь мощными толщами глин верхнего бадения и сармата. Блоково-нарушенная поверхность гипсов в пределах региона имеет волнистый характер: на фоне их блокового погружения в прогиб наблюдаются сочетания блоков в виде поднятий и впадин, названные нами макроблоковыми структурами (Андрейчук, 1984). К одному из макроблоковых поднятий (Хотинско-Мамалыжский макроблок) приурочен ареал гипсового карста района пещеры. Относительная близость (0 - 70 м) гипсов к поверхности в пределах макроблока предопределила здесь формирование ареала поверхностных карстопроявлений в виде полосы через все Прут-Днестровское междуречье. На юго-западе макроблок резко-ступенчато переходит в опущенную макроблоковую структуру Новоселицкой котловины (**рис. 2.5-Б**), а на северо-западе граничит с еще более приподнятым блоком - Хотинским, выраженным в рельефе одноименной возвышенностью. На востоке макроблок ограничен серией малоамплитудных разломов. Его граница совпадает здесь с зоной фациального исчезновения гипсов из геологического разреза (юго-восточный край эвапоритовой формации).

Описываемый макроблок разбит на блоки меньшей величины - мезоблоки. Их площадь достигает 10-50 км^2, объем карстующихся пород в них составляет 0,5-2,0 млрд. м^3. Амплитуды смещений мезоблоков по разломам составляют в районе 0-20 м. При мощности гипсов в 20-30 м в пределах разломных зон макроблока сохраняется, таким образом, литологический контакт гипсов, что имеет большое гидрогеологическое и, следовательно, карстогенетическое значение. Район пещеры Золушка приурочен к южной части Хотинско-Мамалыжского блокового поднятия и совпадает территориально с контурами Драницкого, Мамалыжского и Кривского мезоблоков. Лабиринт Золушки развит в гипсах Кривского блока (**рис. 2.6**).

В геологическом разрезе Кривского и соседних с ним блоков принимают участие отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Осадочная толща залегает на кристаллических породах докембрия (западный склон Украинского кристаллического щита) и достигает мощности 700 метров. Отложения разных групп и систем залегают со стратиграфическим несогласием. Палеозой представлен нижними отделами - породами ордовика, силура и девона, мезозой - меловой системой, кайнозой - отложениями миоцена и четвертичной системы.

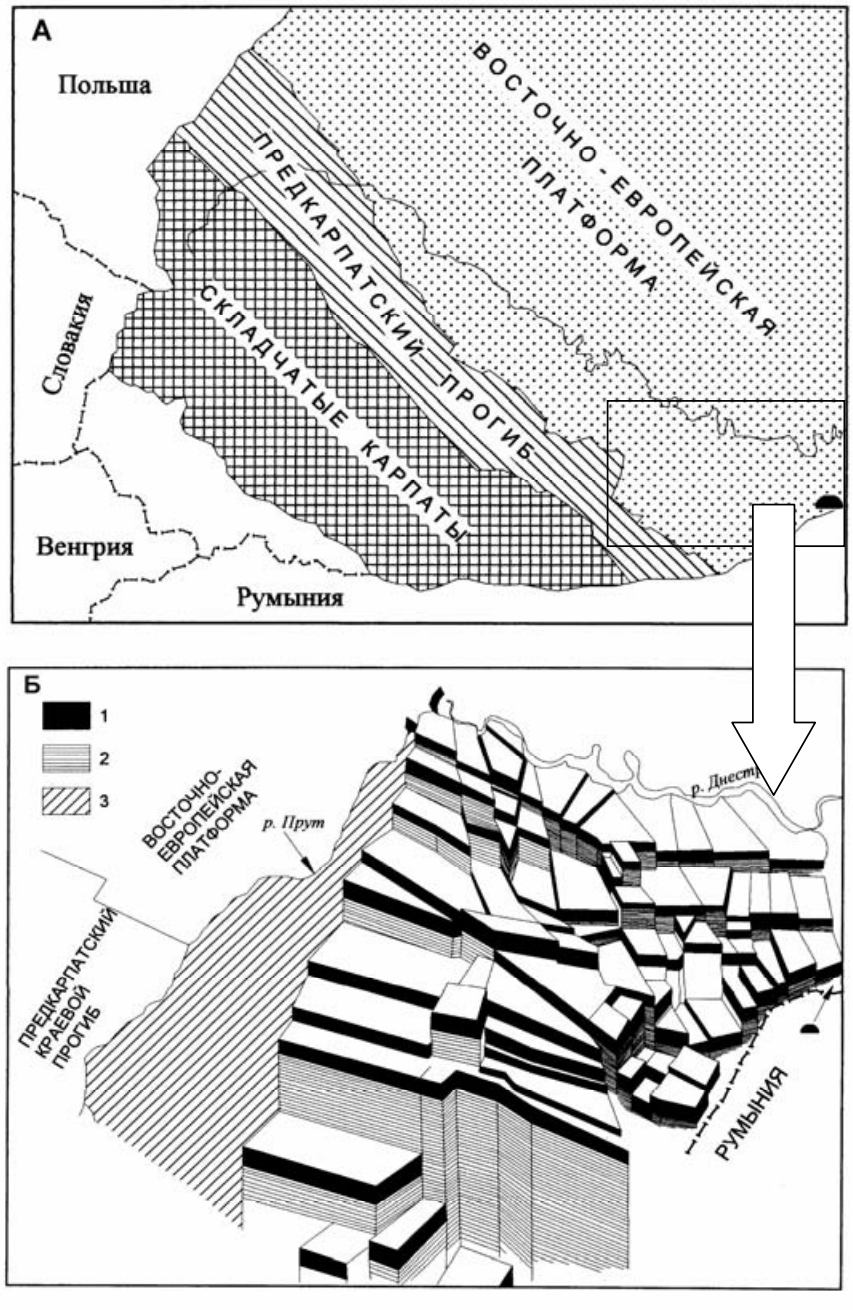


Рис. 2.5. Локализация района пещеры Золушка на фоне главных тектонических структур Карпатского региона (А) и Прут-Днестровского междуречья (Б):

Б: 1 – гипсовый слой, 2 – подстилающие гипсы породы мезозоя и палеозоя, 3 – перекрывающая гипсы толща преимущественно глинистых баден-сарматских отложений

Породы палеозоя (герцинский структурный этаж) залегают на размытой поверхности кристаллического фундамента (продуктах разрушения) - отложениях венда. Ордовик представлен преимущественно песчаниками. На породах ордовика залегает мощная (550 - 600м) толща силурийских и нижнедевонских пород, состоящая, главным образом, из переслаивающихся известняков и аргиллитов, в меньшей мере - доломитов.

Размытая поверхность палеозоя является основанием для пород мелового возраста. Они представлены песчаниками и известняками сеноманского яруса, мощностью 15 - 25 м.

На породах мела несогласно залегают отложения миоцена, представленные баденским и сарматским ярусами. Баденские отложения расчленены на три подъяруса: нижнебаденский (пески, песчаники, известняки), среднебаденский (гипсы, известняки - тирасская свита) и верхнебаденский (глины, песчаники). Именно с хемогенными породами среднего бадения связан сульфатный карст района пещеры и всего региона. В пределах платформенной окраины мощность гипсов составляет 15 - 25 м, в сторону прогиба она увеличивается до 30 - 50 м (Андрейчук, Волков, 1986). Перекрывающие гипсы известняки (карбонатная фация) имеют в районе пещеры мощность 0.5 - 0.8 м.

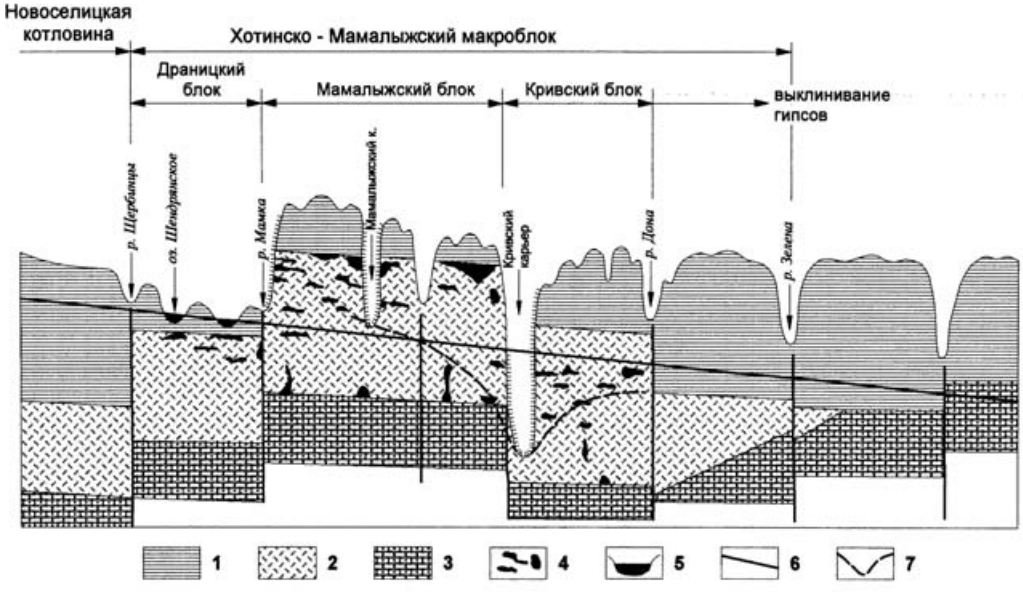


Рис. 2.6. Геологическое строение и карст района пещеры Золушка (геолого-карстологический разрез):

1 – верхнебаденские глины, 2 – гипсы, 3 – баден-сеноманские мергели и песчаниково-карбонатные породы, 4 – карстовые полости в гипсах, 5 – заполненные неровности карстового рельефа в кровле гипсов, 6 – разломные нарушения (установленные и предполагаемые), 7 – депрессированный откачкой уровень подземных вод

Над среднебаденскими эвапоритами залегает глинисто-карбонатная толща верхнебаденских пород, которые литологически постепенно сменяются вверх сарматскими образованиями, представленными, преимущественно, голубовато-

серыми слоистыми глинами. Вместе с отложениями верхнего бадения, сарматские глины образуют над карстующимися сульфатными породами мощную водонепроницаемую толщу. Ее мощность над ними изменяется от 5-200 м в пределах платформы до 300-600 м и более - в прогибе.

Вариации мощностей надгипсовых глин определяются глубиной врезания речной сети. В платформенной, приднестровской части региона, перекрывающие баден-сарматские отложения образуют на междуречьях глубоко (50-200м) врезанных в скальные породы Подольского плато долин изолированные междуречные «шапки». На Прут - Днестровском междуречье, и особенно в прогибе, реки не вскрывают глинистую толщу целиком. Гидрографическая сеть и рельеф сформированы здесь в глинистом субстрате, обусловливая широкое развитие оползневых и эрозионных процессов. Глинистый покров над гипсами сыграл и продолжает играть важную роль в карсто-и спелеогенезе региона (Андрейчук, 1984,1988; Климчук, Андрейчук 1988; Климчук 1990; Климчук, Шестопалов, 1990; и др), а также в механизме образования провалов и проявлении карста на поверхности (Андрейчук, 1991, 1999, Klimchouk, Andrejchuk, 2003). В районе пещеры мощность баден-сарматских отложений над гипсами изменяется от р. Прут в сторону водораздела от 0 до 100 м и более (**рис. 2.7**).

В большинстве случаев, миоценовые карбонатно-глинистые образования являются основанием для различных генетических типов четвертичных отложений - аллювиальных (днища рек, террасы), элювиальных (водораздельные территории) и делювиальных (склоны). В платформенной части региона, особенно в Подольском Приднестровье, склоновые отложения представлены обвально-осыпными отложениями подножий каньонов, а на Прут - Днестровском междуречье и далее в сторону прогиба - оползневыми образованиями. В районе пещеры четвертичные образования представлены, в основном, аллювиальными отложениями Прута и его террас, а также склоновыми оползневыми телами.

Осадочная толща содержит на разных уровнях подземные воды. Наиболее обводнены породы палеозойского литоструктурного этажа. Слоистый характер многосотметровой терригенной толщи, чередование проницаемых карбонатных (известняки, доломиты) и слабопроницаемых глинистых (аргиллиты, глины) пород предопределяют здесь наличие нескольких условно разобщенных водоносных горизонтов и комплексов. Воды палеозойской толщи, ввиду глубокого залегания, имеют напорный характер. Соединяясь на участках разломов и нарушений, они образуют несколько водоносных комплексов. В подольской части региона и в Приднестровье, где палеозой вскрыт речными долинами, подземные воды теряют напор и образуют в днищах и на склонах каньонов многочисленные, но малодебитные источники. В районе Золушки воды палеозоя напорные, ввиду глубокого залегания они характеризуются замедленным водообменом.

Второй (снизу) водоносный комплекс образован двумя гидравлически связанными горизонтами (комплексами) - в миоценовых (гипсы среднего бадения) и меловых (известняки и песчаники сеномана) отложениях. Высокая закарстованность и трещиноватость пород обусловливают водообильность и хорошую (во всех направлениях) проницаемость пород. Фильтрационные свойства гипсов (в настоящее время) 1,2–10,0 м/сут, песчаников и известняков - 2,3-5,5 м/сут. Воды комплекса в районе пещеры слабонапорные (5-20 м), а на участке наиболее приподнятого - Мамалыжского блока (**рис. 2.6**) безнапорные, со свободной поверхностью. Вскрытие Прутом - региональным базисом дренирования - кровли гипсового пласта (верхов водоносного комплекса) предопределяет непосредственное дренирование рекой этого водоносного комплекса.

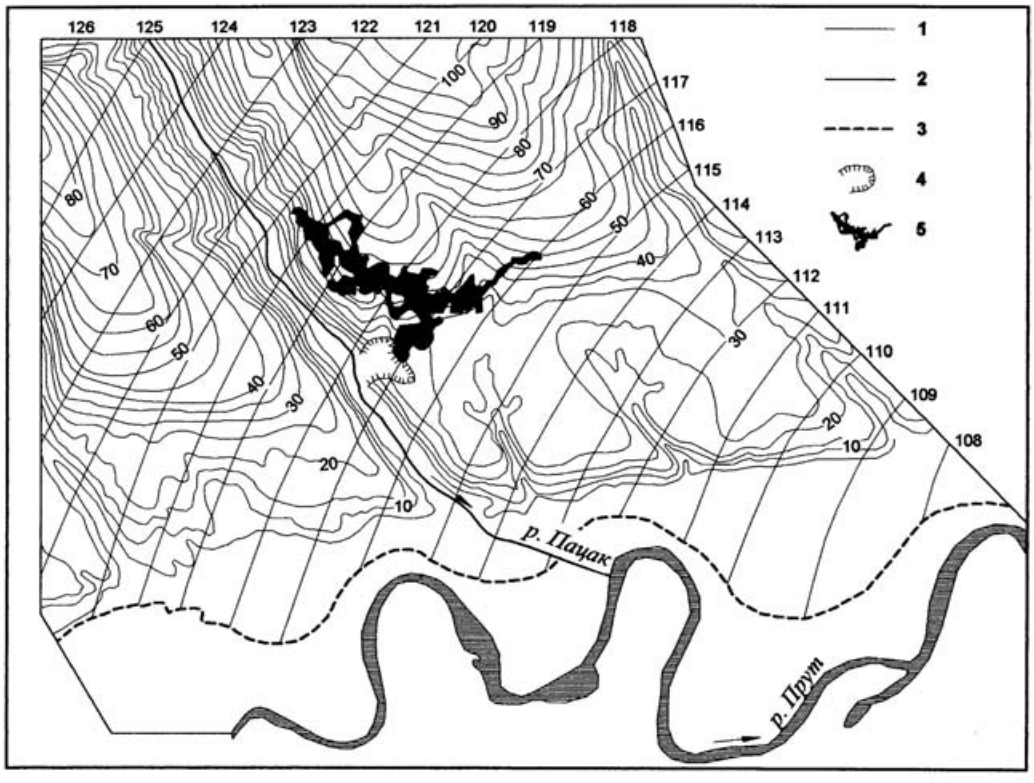


Рис. 2.7. Картосхема мощности надгипсовых отложений в районе пещеры Золушка:

1 – изолинии мощности надгипсовых отложений (в метрах), 2 – изолинии поверхности гипсов, 3 – предполагаемая граница распространения верхнебаденских глинисто-карбонатных отложений в долине Прута, 4 – Кривский карьер, 5 – пещера Золушка

В движении вод к базису дренирования - днищу Прута - проявляются две составляющие: вертикальная - подъем вод снизу, из меловых пород в гипсы и горизонтальная - движение вод по гипсам к речному руслу. Воды имеют за счет растворения гипсов высокую минерализацию – 2,0–3,5 г/л и сульфатно-кальциевый состав (содержание сульфатов – 1,0-1,5 г/л). На отдельных участках - в местах крупных разломных (межблоковых) нарушений, а также на участках, где вследствие размытости поверхности палеозойской толщи меловые породы залегают на известняковом, а не аргиллитовом основании, воды комплекса гидравлически связаны с подземными водами палеозоя.

Следующий горизонт (первый от поверхности) приурочен к четвертичным отложениям I - IV террас р. Прут. Русловые отложения террас (4-6 м, гравий, галечник, песок) содержат слабоминерализованные (0,4-0,6 г/л) воды гидрокарбонатно-магниево-кальциевого состава. Наиболее водообильны отложения I-II террас, водообильность аллювия III-IV и более высоких террас последовательно убывает. Питается горизонт за счет атмосферных осадков (кроме первой террасы, где он сливается с подрусловыми подземными водами, и частично второй – с

подпиткой снизу). Водоупором для вод являются глины баден-сарматской толщи. Поэтому, на склонах притоков Прута, где выклиниваются террасовые отложения, много малодебитных источников, образующих заболоченные участки. В местах, где сплошность глин нарушена обвальным процессом (над карстовыми пустотами), имеет место очаговая фильтрация (скрытая разгрузка) вод горизонта в гипсы. Явление подземного дренажа характерно, в основном, для III - IV террас.

2.4. Рельеф и гидросеть

Район пещеры располагается в пределах холмистого междуречья Днестра и Прута, в пограничной части крупных геоморфологических регионов (**рис. 2.8-А**) – возвышенно-пластовой Подолии и холмисто-эрозионного карпатского Предгорья. Междуречье, структурно тяготеющее к фронтальному краю платформы, отличается чередованием возвышенных (возвышенности) и менее приподнятых (котловины) морфологических элементов, отражающих макроблоковые вариации погружения доверхнебаденских толщ.

Так, на юго-западе к району пещеры примыкает Новоселицкая котловина (110-150 м н.у.м.), а на северо-западе - Хотинская возвышенность (400 - 500 м н.у.м.) (**рис. 2.8-Б**), связанные соответственно с Новоселицкой и Хотинской макро-структурами. Южнее долины Прута (в направлении прогиба) по мере возрастания мощности глин отражение блоковых структур в рельефе ослабевает. В пределах прогиба рельеф имеет уже типично инверсионный характер.

Район пещеры тяготеет к южной части междуречного плато (Хотинско – Мамалыжское поднятие), и располагается в пределах левого террасированного склона Прута (**рис. 2.9**). Расстояние от пещеры до русла реки около 1,5 км. В 100 м западнее исследованного края пещеры протекает небольшая речка Пацак - левый приток Прута. Ее русло и пойма располагаются на уровне II прутской террасы (118-120 м н.у.м.).

Река Прут в районе пещеры образует несколько меандр (**рис. 2.9**). Русло имеет ширину 80-150 м, в отдельных местах разветвляется на рукава, образуя пес-чано-галечные острова, поросшие ивой. Ширина поймы, в связи с меандрированием реки, непостоянна - от нескольких метров до 0,5-0,6 км.

Первая и вторая террасы Прута имеют плоские поверхности, с многочисленными (особенно I терраса) старицами. Их ширина сильно варьирует: от 150-200 м до 1 км и более. На поверхности II террасы участками встречаются скопления небольших карстовых воронок (**рис. 2.9**). Третья терраса отделяется от второй четко выраженным уступом (15-20 м), крутизной 10-45°. Поверхность террасы полого (до 5°) повышается к северу и располагается на абсолютных отметках 130-140 м. На поверхности террасы отмечается значительное количество (до 20–30 штук/км^{2}) карстовых воронок и блюдец. Ширина террасы 0,5-2,5 км.

Поверхность III террасы морфологически постепенно, без выраженного уступа (размыт плоскостным смывом), переходит в пологонаклонную (3–7°) поверхность IV террасы, которая аналогичным образом, сменяется далее к северу V террасой. Поверхность IV террасы располагается на отметках 160-190 м, V террасы – 210 - 240 м. В пределах пологого уступа IV террасы еще встречаются единичные кар-стовые формы. С возрастанием в сторону IV и V террас мощности глинистых над-гипсовых отложений (**рис. 2.7**) карстопроявления в рельефе исчезают. Склоны долин - притоков Прута - деформированы на участках высоких (начиная от IV) тер-рас многочисленными оползнями. Поверхности всех террас большей частью распаханы.

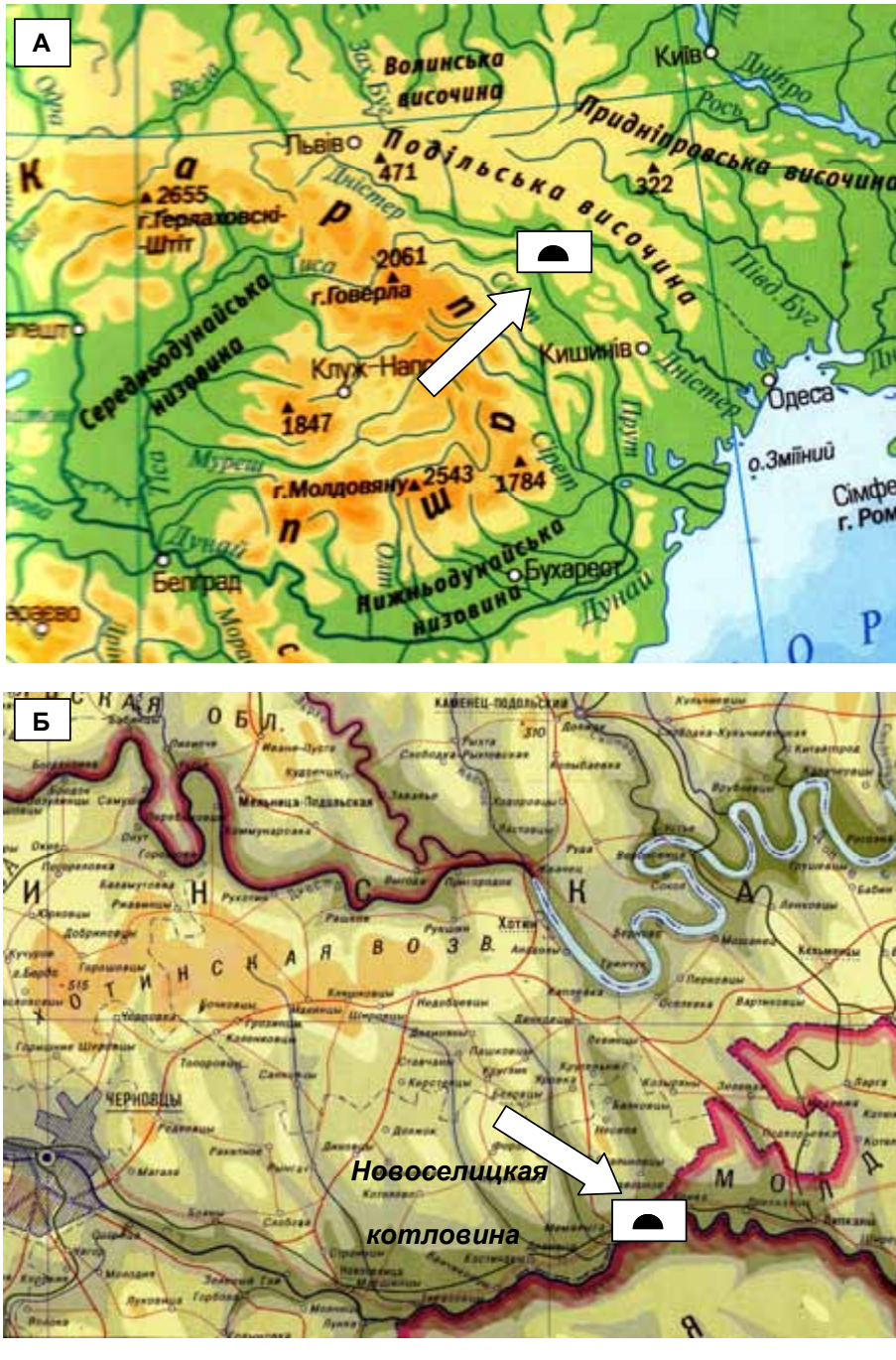


Рис. 2.8. Геоморфологическая локализация района пещеры на фоне главных морфоструктурных образований региона (А) и Прут-Днестровского междуречья (Б)

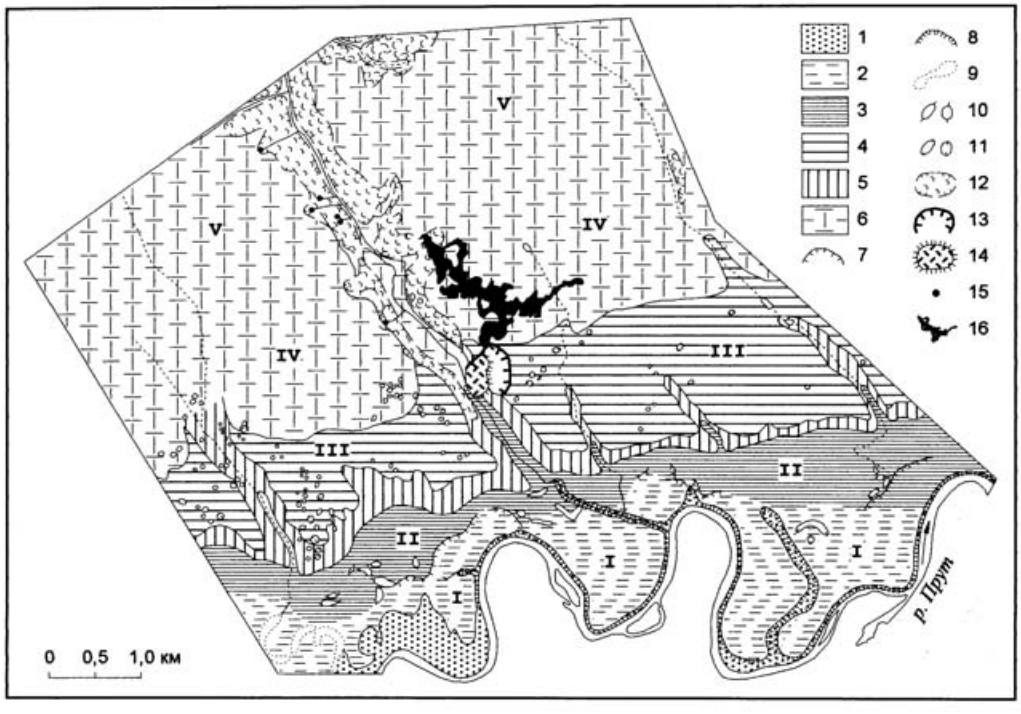


Рис. 2.9. Геоморфологическая схема района пещеры:
1 – пойма р.Прут, 2 – I терраса, 3 - II – терраса, 4 - III – терраса, 5 – уступ III террасы, 6 - IV терраса, 7 - уступ II террасы, 8 - уступ I террасы, 9 – старицы, 10 – останцовые холмики на поверхности террас, 11 – карстовые воронки и блюдца, 12 – оползни, 13 – Кривский карьер, 14 – отвал, 15 – источники грунтовых вод, 16 – пещера

Урез русла Прута на участке пещеры составляет 109-110 м н.у.м. Русло реки, таким образом, вскрывает кровлю гипсов, учитывая падение пласта на юго-восток (**рис. 2.7**) на 2-5 м. Это обстоятельство предопределяет дренирующее влияние русла на карстовые и трещинно-карстовые воды баден-сеноманского водоносного комплекса.

2.5. Карст района пещеры

Как следует из предыдущих подразделов, карст района пещеры связан с поднятием, в котором гипсы, в отличие от остальной части Прут - Днестровского междуречья, залегают близко к поверхности - в пределах всей междуречной полосы, а не только его приднестровской части. В долине Прута близость гипсов к поверхности объясняется также фактом размытия верхнебаденских глин эрозией. Таким образом, мощность перекрывающих гипсы отложений (5-150 м) допускает здесь проявление карста на поверхности.

Однако, блоковое строение района, смещение блоков по вертикали (более приподнятые и опущенные) и, соответственно, разная (по глубине) степень их вскрытия р.Прут предопределяют наличие внутри района выраженных блоковых

различий карста. Различия эти касаются характера и степени закарстования гипсов, возраста карста, его проявлений на поверхности (форма и количество образований). В связи с выраженным блоковым (мезоблоки) контролем, охарактеризуем главные черты карста района раздельно - по блокам (Драницкий, Мамалыжский и Кривский), в пределах которых имеются проявления карста на поверхности (**рис. 2.6**). Отмеченные блоки отличаются также наибольшей закарстованностью гипсов, в разной степени вскрытых долиной Прута. Соседние (с тремя указанными) блоки погружены на значительную глубину (западные и южные) или перекрыты мощной (50–200 м) толщей глин (северные). Подземные проявления карста в них имеют ограниченный характер и практически не изучены.

Крайним с запада блоком, в пределах которого гипсы залегают уже не очень глубоко (15-50 м), но еще не вскрываются эрозией, является Драницкий. Он располагается в южной части междуречья притоков Прута - рек Щербинцы и Матка. Их долины заложены по разломам, фиксирующим западную и восточную границы блока. От Мамалыжского блока на востоке он отделен сбросом и опущен относительно него на 10-20 м. С запада он отделяется от соседнего мезоблока (Новоселицкая макроблоковая впадина) разломом, сбрасывающим гипсы на 20-40 м. С севера блок огражден предполагаемым малоамплитудным разломом по линии сел Жиловка-Несвоя. С юга блок ограничивается прирусловой частью р. Прут. Имеются данные о разломно-флексурной природе правобережной части долины Прута (Красноильско-Ушицкая флексура), но, вероятнее всего, долина Прута на этом отрезке также использует разломное нарушение (см. ниже). В указанных границах площадь блока составляет около 39 км^2, объем гипсов в блоке – 1,05 млрд. м^3.

В пределах Драницкого блока карст развивается ниже местных эрозионных врезов, в частности днища р.Прут. Подземные пустоты и трещины в гипсах полностью обводнены. Карстовые воды отличаются напором (15-20 м) и повышенной минерализацией (2,5-4,0 г/л). На поверхности I-II террас, где мощность перекрывающих гипсы пород сравнительно невелика (20-30 м), карст выражен редкими выположенными воронками и блюдцами, группирующимися вокруг Шендрянского озера-болота карстового происхождения (площадь более 100 га). Активность провалообразования незначительна, появление последних провалов помнят лишь наиболее старые жители окрестных сел. О наличии крупных подземных полостей можно судить по большим размерам поверхностных форм. Обводнение последних (карстовые озера) указывает на заполненность подземных полостей целиком карстовыми водами.

Мамалыжский блок соответствует территории междуречья притоков Прута - рек Матки и Пацак. От более возвышенного блока на севере и более опущенного (на 5-10 м) Кривского блока на востоке он отделен разломами. Площадь его составляет 66 км^2, примерный объем карстующихся гипсов в блоке (вместе с полостями) - 1,78 млрд. м^3. Блок является наиболее приподнятым из описываемых - кровля гипсов в нем возвышается над врезом р. Прут на 10-12 м, а над врезом р. Матка - на 6-8 м. В части блока, прилегающей к Пруту (I-III террасы), слой гипсов вместе с перекрывающими его глинами частично размыт, а на размытом цоколе залегает 10-20-метровый аллювиально-суглинистый покров. Здесь, на III-ей тер-расе, заложен гипсовый карьер (Мамалыжский). В пределах IV террасы (частично, также III-ей) в разрезе появляются верхнебаденские карбонатно-глинистые образования, мощность которых увеличивается вглубь террасы. В основании гипсов находятся маломощные фрагменты нижнебаденских мергелей, а в местах их размытия - известковистые песчаники сеномана, те же, что в Драницком и Кривском блоках.

Относительно приподнятый характер блока предопределяет функционирование в его верхней (вскрытой эрозией) части двух водоносных горизонтов. Первый от поверхности горизонт приурочен к четвертичному аллювию древних террас, лёссовидным суглинкам водоразделов и склонов, аллювию р. Прут. Второй водоносный горизонт связан с гипсами, наполовину (13 м разреза) обводненными и подстилающими породами. Минерализация сульфатно-кальциевых вод 1,9-3,5 г/л, жесткость 25-30 мг-экв/л. Разгрузка карстовых вод осуществляется в аллювиальные отложения I-II террас и русла р.Прут. Воды горизонта слабонапорные, величина напора составляет 5-10 м. В днище карьера нередки восходящие источники, так как карьер вскрывает лишь верхнюю, безводную половину слоя гипсов. Амплитуда колебаний уровня вод горизонта в связи с кратковременными паводками на р. Прут не превышает 1 м. Фильтрационные свойства гипсов (коэффициент фильтрации) на участке карьера составляют 1,2-1,5 м/сут, известковистых песчаников - 2,3-5,5 м/сут.

В пределах блока гипсы отличаются весьма сильной закарстованностью. Поверхностные карстопроявления, типичные для III террасы, представлены котловинами, пологосклоновыми впадинами, отдельными воронками и блюдцами значительного диаметра (20-60 м), глубиной 1-10 м. Карстующиеся породы на склонах и в днищах форм почти не обнажаются, склоны впадин часто распаханы. Морфология закарстованных поверхностей свидетельствует о древности карстопроявлений на этой территории. Характер подземного закарстования также указывает на значительный, дочетвертичный возраст карста блока. Котлованом Мамалыжского карьера, а также разведочным бурением данного гипсового месторождения вскрыты гигантские по отношению к карстующемуся слою полости. При мощности гипсов на участке вскрытия до 20-25 м высота отдельных пустот достигает 15-19 м. Морфологически пустоты представлены крупными горизонтальными полостями и корродированными щелями. Кровля гипсового пласта нарушена, изобилует неровностями и впадинами, глубиной до 10 м, заполненными отложениями. Карстовые полости в гипсах также заполнены глинистым материалом. Свободные от заполнителя полости редки, размеры их незначительны. Закарстованность слоя гипсов уменьшается по разрезу сверху вниз. Наиболее закарстованы (коэффициент объемной закарстованности - 30%) верхние 5-6 м слоя, менее закарстованы средняя (до 20%) и нижняя (до 16%), обводненная его часть. Общий (средний) для слоя процент закарстованности гипсов в Мамалыжском карьере составляет 24-28 %. Интерполируя эти данные на весь блок, даже уменьшив величину закарстованности в 2 раза, получим объем пустот в блоке 0,231 млрд. $м^3$ (531 млн. т. вынесенного из блока сульфатного материала). Однако учитывая уменьшение закарстованности в блоке от Прута к водоразделу отметим, что интерполяции подобного рода весьма условны.

О высокой степени закарстования блока свидетельствуют также результаты спелеологических и геофизических исследований. В нескольких километрах к северу от карьера изучена крупная пещера Буковинка (5,2 км), вскрытая в склоне р. Матка заброшенным в настоящее время гипсовым карьером. Пещера имеет лабиринтовый характер (**рис. 2.10**) и ярусное строение. Пещера в значительной степени заполнена глинистыми и суглинистыми отложениями, поступившими при обрушении сводов из перекрывающей верхнебаденской глинисто-карбонатной толщи, а также путем вмыва. Полости пещеры располагаются под поверхностью IV террасы Прута. Кровля гипсов здесь практически не нарушена карстом, в отличие от III террасы. В щелях и галереях верхнего яруса пещеры встречаются кальци-товые натечные образования - сталактиты и коры - в местах фильтрации вод через слой (0,8-1,0 м) ратинских известняков (Ридуш, Коржик, 1989). На территории ($\approx$1 $км^2$), прилегающей

к пещере, геофизическими исследованиями установлена значительная закарстованность гипсового слоя с большим количеством свободных от заполнителя полостей (**рис. 2.11**). В наибольшей степени гипсовый слой разрушен карстом в пределах первой и второй террас и русла р. Прут. Гипсы здесь в значительной степени размыты. Под аллювиальными отложениями разной мощности их кровля характеризуется значительными неровностями.

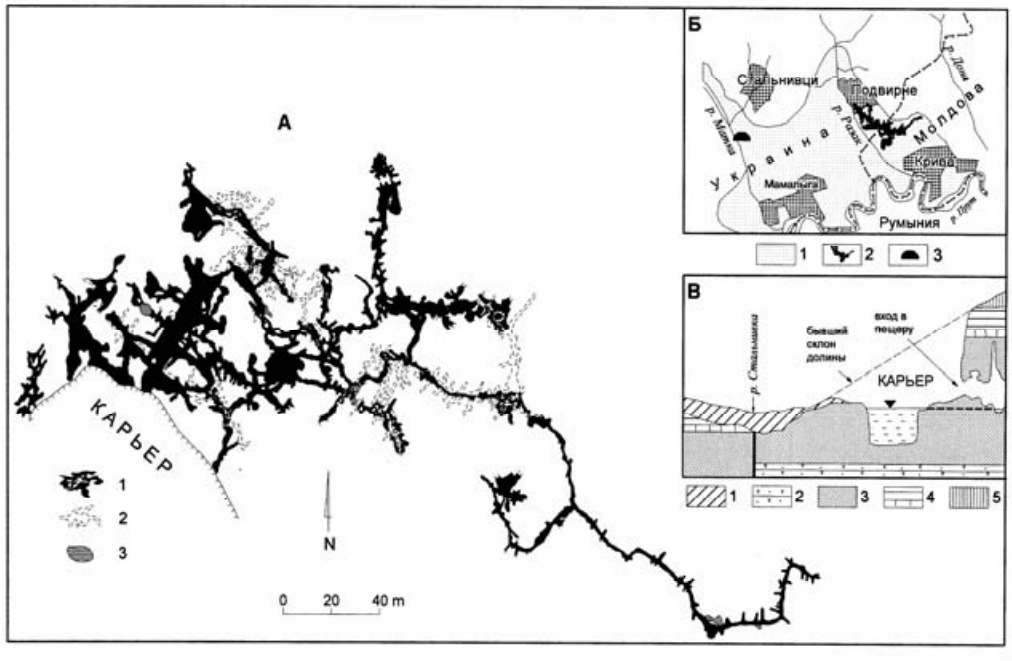


Рис. 2.10. Пещера Буковинка (А – *по Ридушу и др., 2000*) и ее локализация в Мамалыжском блоке (Б, В):

А: 1 – полости основного этажа, 2 – полости верхнего этажа, 3 – обводненные участки; Б: 1 – ареал поверхностных карстопроявлений, 2 – пещера Золушка, 3 – пещера Буковинка; В: 1 – аллювиально-делювиальные образования долины р.Матка, 2 – карбонатные песчаники сеномана, 3 – гипсы, 4 – верхнебаденские глинистые отложения и слой ратинских известняков, 5 – террасовые отложения

Таким образом, в пределах блока проявляется отчетливая закономерность: закарстованность гипсов уменьшается в направлении от русла Прута в сторону водораздела **(рис. 2.12).** В прирусловой части и в пределах I-II террас гипсы в значительной степени размыты, в пределах III террасы слой сохраняет мощность, однако кровля его нарушена карстовыми впадинами, заполненными террасовыми, а частично и верхнебаденскими отложениями. В пределах IV террасы целостность слоя не нарушена, здесь сохранен бронирующий покров ратинских известняков, покрытых баденскими глинами. В этом же направлении (от Прута) возрастает количество незаполненных отложениями полостей. Данная закономерность прямо указывает на определяющее влияние р. Прут на разных этапах углубления долины на развитие карста в блоке и степень заполнения подземных полостей.

Кривский блок, в гипсах которого развит лабиринт Золушки, ограничен с юга руслом р. Прут, с запада и севера - разломными зонами с возможным вертика-

льным смещением пород до 5-10 м. Восточной границей блока служит предполагаемый разлом, по которому заложена долина р. Дона - левого притока р. Прут (**рис. 2.6**). Южная – прутская - граница блока имеет эрозионно-тектонический характер. Поскольку на другом берегу Прута видимые карстопроявления в рельефе отсутствуют (вопрос требует дополнительного исследования), есть основания предполагать, что на данном участке долины реки также существует смещение гипсов по вертикали, т. е. сброс. Вопрос этот детально рассмотрен в следующем параграфе – 2.6.

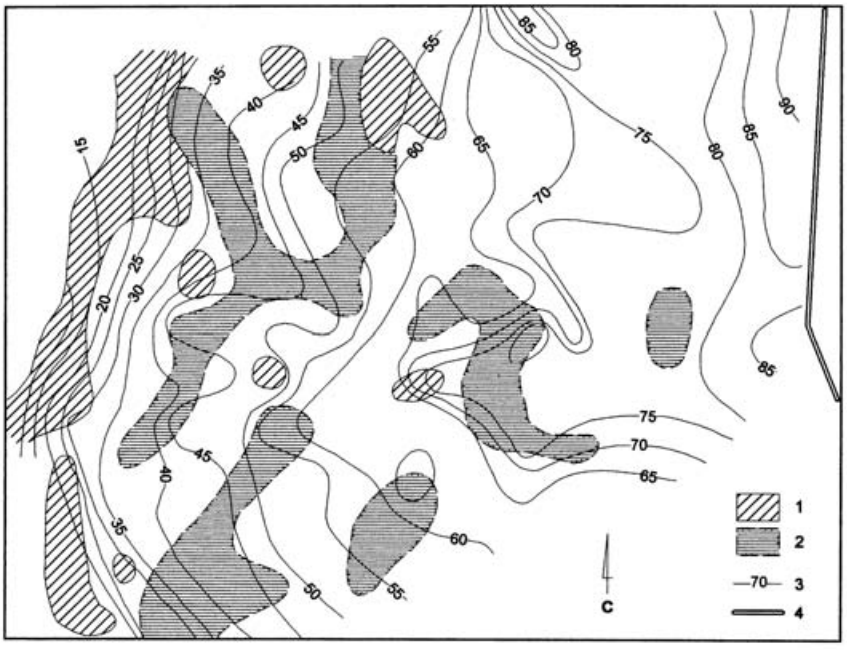


Рис. 2.11. Закарстованность гипсов по данным геофизической разведки на участке между долиной р. Стальнивки и шоссе Мамалыга-Хотин (материалы Львовской геолого-разведочной экспедиции):

1 - полости в гипсах заполненные, 2 - незаполненные полости, 3 – изолинии мощности надгипсовых отложений, 4 – шоссе

Тектонический (разломно-сбросовый) характер границ блока не вызывает сомнений. Кровля гипсового слоя в соседнем Мамалыжском блоке располагается на 6-10 м выше, чем в Кривском (**рис. 2.6**), что подтверждается абсолютными отметками по-верхности гипсов в скважинах, карьерах и обнажениях (в воронках). По нарушению, разделяющему Кривский и Мамалыжский блоки, заложена долина р. Пацак. Как выяснилось при детальных буровых работах, проведенных под руководством Б. Т. Ридуша на склонах и в пойме реки, а также на основании данных инженерно-геологических изысканий прошлых лет, кровля гипсов погружена в ее прирусловой части на 6-8 м - с сохранением маркирующего горизонта перекрывающих известняков. Из данного факта следует предположение, что разломная

зона, возможно, имеет вид узкого (50-200 м) грабена. Анализ ситуации наводит на мысль о вероятном карстогенетическом – осадочном происхождении микрограбена.

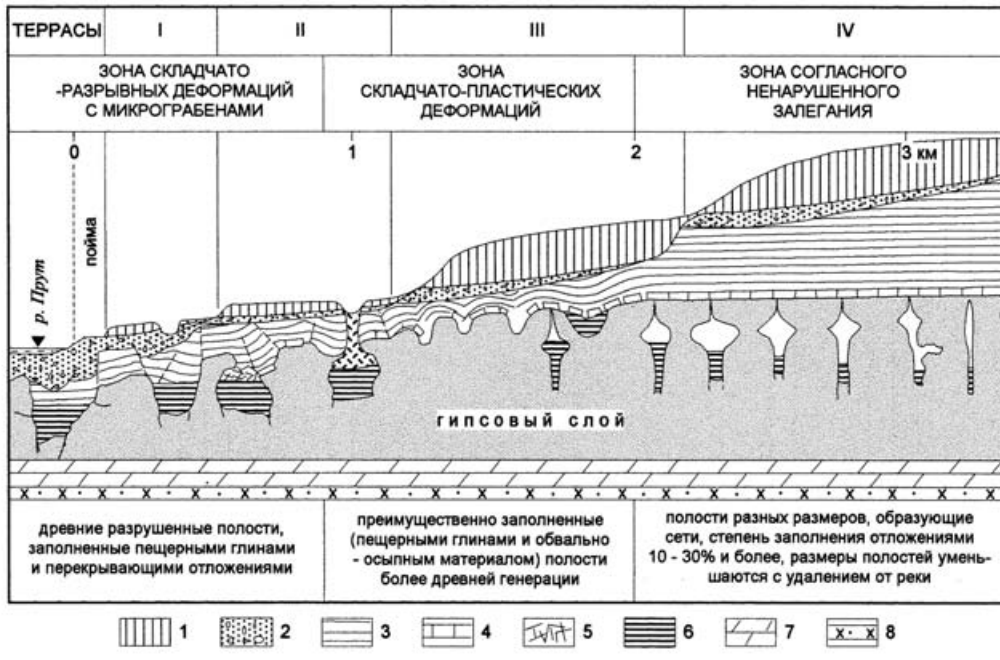


Рис. 2. 12. Изменение характера и степени закарстования гипсов в Мамалыжском блоке по мере удаления от р. Прут:

1 – террасовые суглинки, 2 – аллювий террас, 3 – верхнебаденские глины, 4 – слой ратинских известняков, 5 – деформированные оседаниями глинистые отложения, 6 – отложения подземных пустот, 7 – мергельные слои, 8 – подстилающие гипсы карбонатно- песчаниковые отложения

Разлом, ограничивающий Кривский блок с севера, выделен на основании сопоставления данных бурения. Однако ввиду значительного удаления друг от друга скважин, фиксирующих поверхность гипсов, точно доказать наличие разлома и локализовать его положение, характер и амплитуду смещения пород на данном этапе исследований невозможно. В отмеченных выше границах площадь блока составляет около 36 км^2. При средней мощности гипсового слоя 20 м, объем карстующихся пород в блоке (вместе с полостями) оценивается в 0,720 млрд. м^3.

Размеры пещеры, развитой главным образом, под поверхностью IV террасы, намного уступают размерам блока. Ее исследованная площадь, спроецированная на поверхность, едва превышает 2 км^2, а объем составляет около 0,7 млн. м^3. Закартированная часть пещеры, а это становится все более очевидным, является лишь фрагментом весьма протяженной системы полостей, развитой в блоке, а возможно и за его пределами (к северу). Если предположить, что геологической предпосылкой развития пещерной системы является весь Кривский блок, то ее общая длина и объем, исходя из средних параметров изученного лабиринта, могут составить, соответственно, 1600 км и 15-18 млн. м^3. Эти цифры указывают на макси-

мально возможные (геологически допустимые) параметры подземной системы в границах блока. Очевидно, что предпосылка эта не может быть реализована спелеогенетически в пределах всего блока, однако даже десятая часть отмеченных цифр могла бы сделать Золушку крупнейшей по объему пещерной системой мира в гипсах.

Ряд признаков указывает на то, что распространение крупных полостей в блоке имеет локализованный характер. Из общего плана пещеры, совмещенного с поверхностью, видно, что наиболее крупные галереи развиты под поверхностью III террасы, а по мере продвижения под IV террасу размеры полостей уменьшаются. В этом же направлении, к северу, в периферийных районах лабиринта наблюдается сужение и выклинивание ходов и закарстованных трещин. Эти признаки указывают на явную гидродинамическую связь лабиринта в не столь отдаленное время с р. Прут (при формировании его II и I террас). Вытянутость западного крыла лабиринта к северу, вдоль склона долины р. Пацак (это, сейчас, наиболее перспективный участок пещеры в плане проникновения в неизученные районы) указывает также на влияние (на развитие этой части лабиринта) разломной зоны, по которой заложена долина. Таким образом, истинные размеры подземной системы в спелеологическом отношении (проходимые галереи) окажутся значительно более скромными, чем можно было бы предполагать, основываясь на размерах блока.

Прут напротив пещеры врезан в гипсы на 3-5 м, однако гипсы нигде в русле не обнажаются. Они размыты эрозией, разрушены карстом и перекрыты аллювиальными отложениями поймы и низких (I-II) террас. Скважины, пробуренные вдоль железной дороги, проложенной по поверхности II террасы, показали, что под террасами гипсовый слой «размыт» на глубину 3-15 м, изобилует крупными впадинами, заполненными аллювием и осевшими надгипсовыми глинами (см. главу *Происхождение и возраст пещеры*).

Наибольшее количество карстовых форм, как и в Мамалыжском блоке, наблюдается на поверхности III террасы. В пределах IV террасы, в отличие от предыдущего блока, где гипсы залегают ближе к поверхности, карстовые формы здесь отсутствуют. Отдельные группы воронок встречаются на II террасе, а на I, в связи с размытостью кровли слоя, они почти отсутствуют. Большинство форм имеют вид блюдцеобразных понижений и конусовидных воронок, диаметром 5-15 м, глубиной 1-6 м. Средние размеры и плотность карстовых форм в Кривском блоке ниже, чем в Мамалыжском.

Закарстованность гипсов Кривского блока (по наблюдениям в Кривском карьере, расположенном, как и Мамалыжский карьер, на III террасе) также уменьшается от кровли к подошве гипсового пласта от 25 до 8-10%, в среднем составляя 18%.

Что касается изменения закарстованности слоя по латерали, то для Кривского блока характерна та же закономерность, что для Мамалыжского: ее убывание от Прута к водоразделу и возрастание в этом же направлении сохранности гипсов и количества незаполненных пустот. Имеется, однако, и отличие: в Мамалыжском блоке, в пределах III террасы, кровля гипсов нарушена карстом, слой во многих местах перекрыт непосредственно террасовыми отложениями, выполняющими неровности в гипсах. В Кривском блоке кровля гипсов под поверхностью III террасы нарушена слабо. Гипсы изолированы от террасовых образований (галечников и суглинков) глинистыми отложениями. Объяснение этого отличия заключается в различии высотных отметок поверхности гипсов в блоках и, соответственно, разной степенью их эрозионного размыва Прутом.

Таким образом, каждый из трех охарактеризованных выше блоков отличается степенью и характером подземного закарстования, проявлениями карста на поверхности, характером карстового обводнения и активностью карста. Особенности их закарстования в целом отражают этапность развития карста, обусловленную разновременным вскрытием блоков Прутом. Современная карстогенетическая ситуация в каждом из блоков отражает тот или иной этап карстогенеза в последовательности: Драницкий блок → Кривский блок → Мамалыжский блок.

2.6. Долина Прута на участке пещеры

Как следует из отмеченного выше, развитие карста в южной части Дарабано-Мамалыжского макроблока самым непосредственным образом связано с долиной р.Прут, и прежде всего, с ее дренирующим влиянием на подземные воды, циркулирующие в гипсах. Вопрос этот важен как с точки зрения современных особенностей водообмена на участке пещеры (в том числе – стимулированного откачкой), так и – что еще более важно – для восстановления эволюции карста района и спелеогенеза. Рассмотрим, поэтому, геолого-карстологическую ситуацию в долине реки более подробно. Ситуацию осложняет пограничное (по реке проходит граница Украины и Румынии) положение долины и отсутствие, в связи с этим, детальных геологических материалов. Тем не менее, имеющийся в нашем распоряжении материал вполне достаточен для выдвижения ряда важных и аргументированных предположений. К таким материалам относятся материалы разведочного бурения по Кривскому карьеру (фрагмент карты показан на рис. **2.13**), а также – данные бурения вдоль железной дороги, проходящей параллельно реке – вдоль подножия III террасы (**рис. 2.14**).

На рисунке, касающемся прикарьерного участка (**рис. 2.13**), обозначены, кроме рельефа поверхности, отметки кровли и подошвы гипсов, а также мощности гипсов (в знаменателе) при точках пробуренных скважин. Анализ каждого из параметров «дроби» дает важную информацию. Участок располагается еще в границах III террасы, но уже при ее уступе (к югу) и в непосредственной близости от долины р. Пацак (при бровке ее левого склона - ниже карьера). Из правой половины рисунка следует, что кровля гипсов весьма постепенно (как это следует также из **рис. 2.7**) понижается в сторону долины Прута (от 122,6 м до 120,6 м) с сохранением мощности слоя в границах 25-26 м. К западу – в направлении долины Пацака – абсолютные отметки кровли гипсов снижаются до 108-115 м. В этом же направлении наблюдается тенденция понижения отметок подошвы, т.е. контакта гипсов с подстилающими породами (с 98,7 до 92,0 м), хотя как видно из рисунка, поверхность контакта на всем участке волнистая, с амплитудами до 4,0-6,7 м. С этим обстоятельством частично связаны значительные (16,3–26,0 м) колебания мощности гипсов, хотя главное значение имеют, несомненно, поверхностные деформации кровли, обусловленные закарстованием гипсов (в рельефе имеются карстовые формы).

В целом же, подошва гипсов, как и их кровля, проявляют тенденцию к пологому снижению в южном и юго-восточном направлениях, т.е. в сторону долины Прута. Градиент снижения абсолютных отметок кровли, расчитанный по данным правой части рисунка (где мощности гипсов выдержаны, а их поверхность не нарушена карстом), составляет 2.0-2,5 м/км. В этих же направлениях наблюдается некоторый рост амплитуд колебания отметок кровли и подошвы и, соответственно, мощностей гипсов, что отражает увеличение степени закарстования слоя.

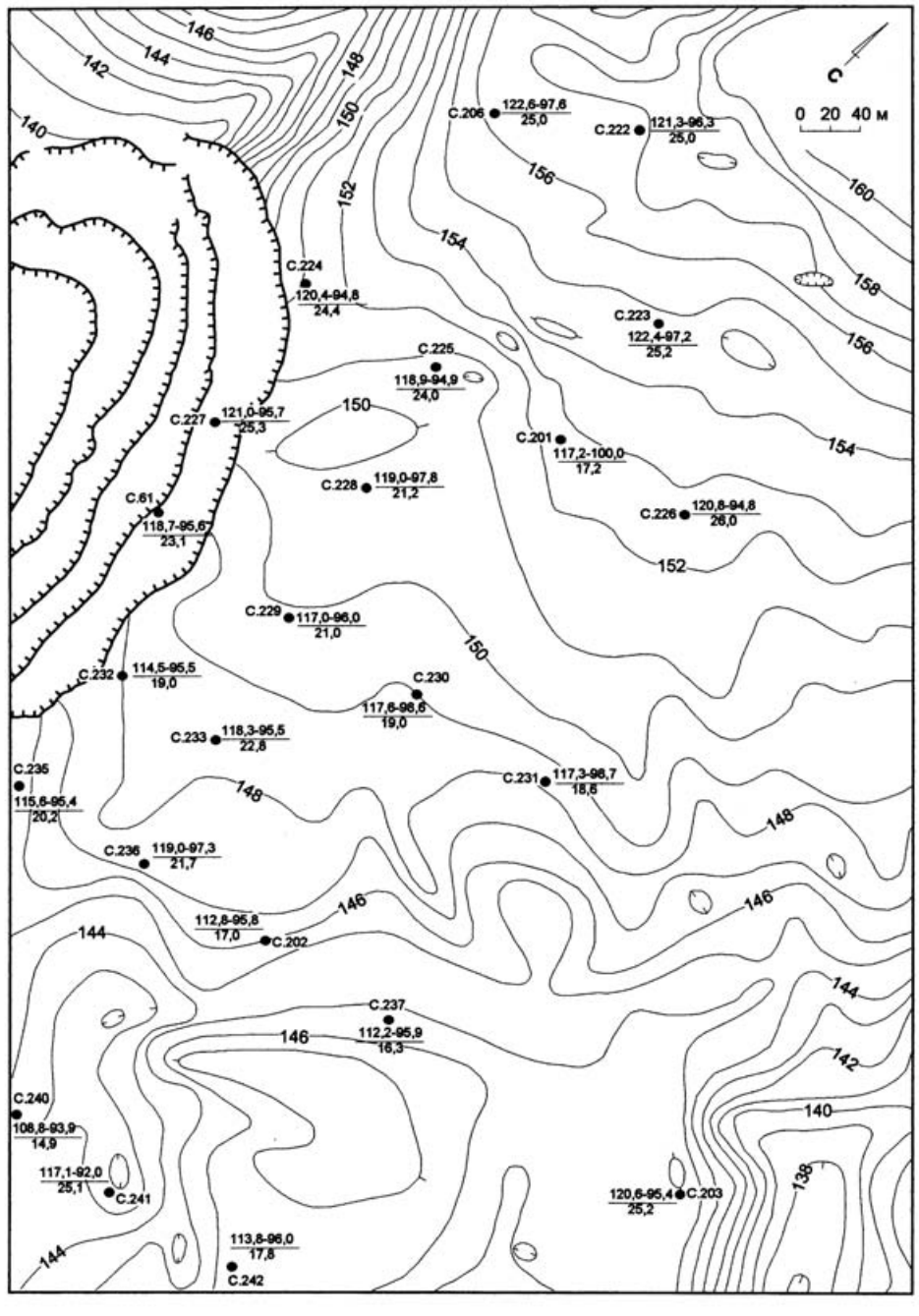


Рис. 2.13. Вариации мощности гипсов и отметок поверхности их залегания на участке к юго-востоку от Кривского карьера (*по данным разведочного бурения*)

Рис. 2.14. Гипсометрическая схема участка долины Прута между карьером и рекой с обозначением геологического разреза вдоль железной дороги (А-Б)

Участок бурения вдоль железной дороги показан на **рис. 2.14**, а на рис. **2.15** – геологический разрез к нему (оба рисунка упрощены и генерализированы, с сохранением наиболее важной информации). Разведочные скважины, пробуренные вдоль железной дороги с шагом 100 м (и сгущением в ряде мест), а также сопутствующие им ВЭЗы (геофизические профили) показали весьма сложную картину геологического строения участка долины при уступе III террасы. Карстологический анализ ситуации на рис**. 2.15** дан в главе 11 – *Происхождение и возраст пещеры*. В данном случае, отметим важнейшие геологические особенности-обстоятельства строения участка.

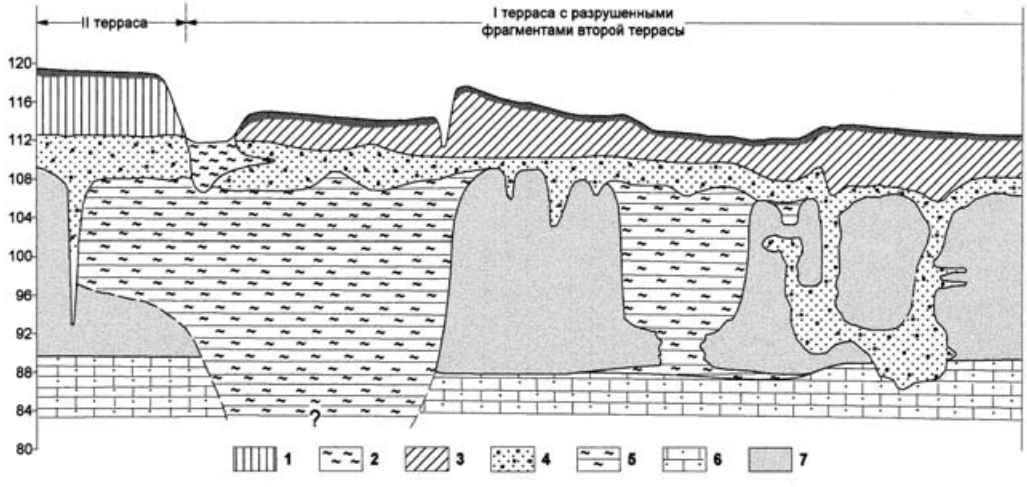


Рис. 2.15. Упрощенный геологический разрез вдоль железной дороги, проложеннй по поверхности второй террасы Прута вдоль уступа третьей (*см. Рис. 2.14 - 2.16*):

1 – террасовые глинисто-суглинистые отложения, 2 – илистые старичные отложения, 3 – фациально пестрые (глины, суглинки, илы, супеси) отложения пойменной и старичной фаций второй террасы, 4 – аллювиальные песчано-гравийно-галечные отложения русловой и карстовой фаций второй террасы, 5 - осевшие в местах формирования полостей (снизу) верхнебаденские глины, 6 – подстилающие гипсы карбонатно-песчаниковые отложения, 7 – гипсы

Железная дорога (и разрез вдоль нее – фрагмент на **рис. 2.15**) протягивается в широтном направлении параллельно уступу III террасы. Проложена дорога по поверхности II террасы – вдоль уступа третьей, то примыкая к нему, то отдаляясь от него на 50-100 м (**рис. 2.14**). Кровля гипсов в скважинах, пробуренных вдоль дороги, располагается на абсолютных отметках 108-109 м, подошва – 89-90 м. Соответственно, мощность слоя гипсов составляет здесь 19 м.

В то же время, мощность гипсов в сотне-двух метров к северу от дороги под поверхностью III террасы, равняется 25-26 м (**рис. 2.13**). Есть все основания полагать, что верхние 6-7 м разреза слоя под поверхностью II террасы (вдоль дороги) размыты, так как вариации мощности слоя на такой небольшой площади не могут достигать 25-30%. Кроме того, подошва гипсов (89-90 м) выдержана по простиранию, равно как и их кровля (108-109 м). На самом разрезе (**рис. 2.15**) видно

также, что аллювий II террасы ложится непосредственно на гипсы, в связи с чем логично предположить наличие размыва при формировании террасы.

Другая важная особенность геологического строения участка заключается в следующем. Если к 108-109м размытой кровли гипсов под поверхностью II террасы добавим «недостающих» 6-7 метров, получим «истинные» отметки кровли – 114-115м. В то же время на участке в нескольких сотнях метров севернее кровля слоя

Рис. 2.16. Предполагаемые тектонические нарушения в районе пещеры:
1 – предполагаемое крупное разломное нарушение вдоль уступа III террасы Прута со смещением слоя гипсов на 3-6 м, 2 – предполагаемые нарушения меньшего порядка, 3 – зона грабенообразного нарушения в долине р. Пацак

располагается на высотах 120-122м (**рис. 2.13**). Если учесть, что градиент снижения поверхности гипсов (к прогибу) составляет на участке 2,0-2,5м/км, то даже приняв, что расстояние от участка к железной дороге равняется 1км (что завышено), получим, что с учетом естественного наклона поверхности гипсов, их кровля на участке дороги должна бы располагаться на отметках (120-122м) – (2,0-2,5м) =

(117,5-120м), т.е. на 3,5-5,5м выше, чем в действительности. Из этого следует наиболее правдоподобный вывод о наличии вдоль уступа III террасы разломно-сбросового малоамплитудного (4-5м) нарушения. В пользу нарушения, помимо изложенных обстоятельств, свидетельствует общая тектоническая ситуация в районе-регионе (блоковое погружение гипсов в сторону прогиба), а также ряд косвенных свидетельств (см. *Происхождение и возраст пещеры*). Наличие разломного нарушенмя является весьма важным геологическим обстоятельством, объясняющим не только специфику геологического строения участка, но, и, прежде всего, особенности его закарстования-спелеогенеза.

Анализ геолого-разведочных материалов по участку дает основания предполагать наличие еще нескольких разломных нарушений, субперпендикулярных к широтному нарушению. Прежде всего, это долина р. Пацак. Наличие разломного нарушения, вдоль которого она заложена, и которое разделяет Мамалыжский и Кривский блоки, отмечалось ранее. Данные бурения непосред-ственно в долине (несколько выше карьера), осуществленные Черновицким филиалом УкрГИИНТИЗа, показывают, что геологическая ситуация в долине весьма сложна и, скорее всего, она представляет собой нарушенную зону, шириной 50-100 м, состоящую из нескольких нарушений, образующих линейную грабенообразную структуру. Вопрос о природе грабена иной. Скорее всего, зона пониженых отметок кровли гипсов в долине связана с их оседанием в результате карстования снизу. На карстово-осадочную природу зоны указывает сохранение характера разреза кровли гипсов, в частности наличие бронирующего гипсы слоя-маркера ратинских известняков (сведения Б.Т.Ридуша).

Непосредственно из материалов бурения вдоль железной дороги проистекает вероятность наличия еще нескольких субмеридиональных нарушений меньшего размера, но со смещением слоя по вертикали. Они показаны на **рис. 2.16**, но на данном этапе исследований их следует считать гипотетическими.

Отмеченные особенности геологического строения долины Прута на участке, примыкающему к карьеру, имеют большое значение для объяснения эволюции карста района и спелеогенеза.

Глава 3. Геология пещеры

Общие особенности геологического строения района пещеры описаны в предыдущей главе. Ниже, более детально охарактеризованы породы части геологического разреза, непосредственно вмещающие пещеру или пространственно ограничивающие ее **(рис. 3.1).**

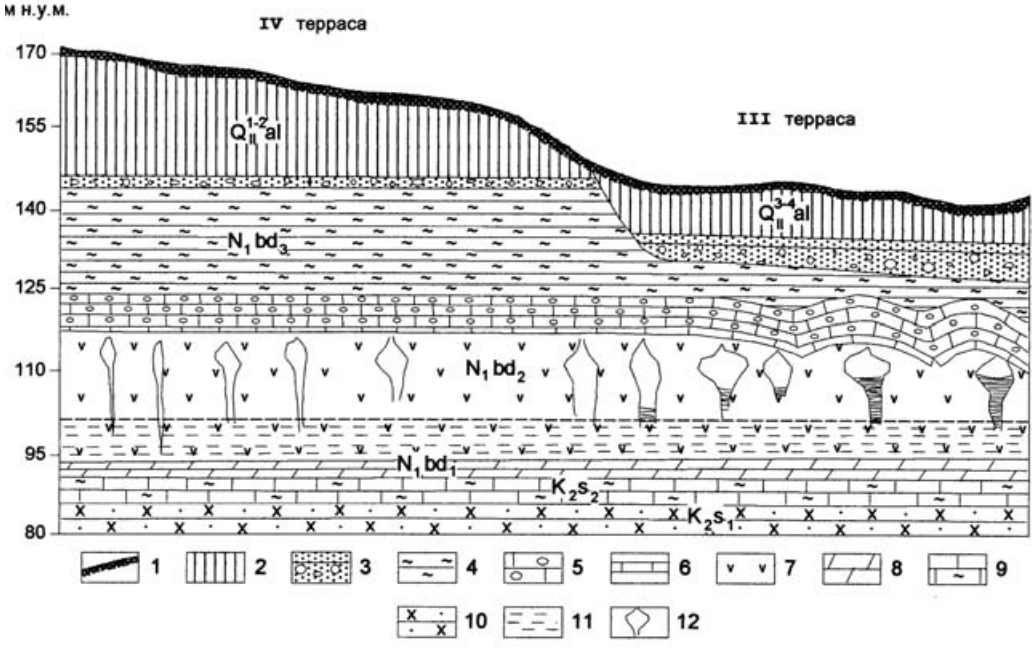


Рис. 3.1. Геологический разрез Кривского гипсового карьера:
1 – Голоцен (QIV). Темно-серые лесные почвы, 2 – 3: Средний плейстоцен. Отложения III (Q^{1-2}_{IIal}) и IV (Q^{3-4}_{IIal}) надпойменных террас Прута: суглинки (2), пески, гравийно-галечные отложения (3), 4-5: Неогеновая система. Верхний бадений (N_1bd_3): глины аргиллитоподобные (4) с прослоями песчаников и известняков (5), 6–7: Средний бадений (N_1bd_2): известняки серые, плитчатые, скрытокристаллические (6), гипсы коричневато-серые и серые, крупно -, средне-, мелко- и скрытокристаллические (7), 8- Нижний бадений (N_1bd_1): мергели зеленовато-серые, плотные, 9-10: Меловая система. Сеноман: известняки голубовато-серые, афанитовые, алевритистые (K_2s_2) (9), песчаники голубовато-серые, глауконито-кварцевые (K_2s_1) (10), 11 – карстовые воды, 12 - карстовые полости и отложения в них

3.1. Подстилающие породы

Вмещающие пещеру гипсы на участке пещеры залегают на поверхности невыдержанного по простиранию слоя маломощных (0-4 м) зеленовато - серых мергелей нижнего бадения (N_1bd_1 - *барановские слои*). Мергели слоистые тонкозернистые, алевритистые, сильно трещиноватые. Карбонатность их составляет

55-65 %, содержание кремнезема колеблется от 15 до 40%. Во многих случаях слой мергелей размыт и гипсы лежат непосредственно на поверхности меловых пород.

Мергели залегают со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности известняков верхнего подъяруса сеномана (K_2S_2 - верхний мел). Известняки серые, трещиноватые, с афанитовой структурой. Мощность известняков 3-5 м. В нижней части они содержат значительное количество примесей - глинистых частиц, зерен кварца, глауконита, придающих породе голубовато-серую окраску. Содержание $CaCO_3$ в породах составляет 80-87%. Известняки залегают на 10-13 метровой толще кварцево-глауконитовых голубовато-серых песчаников нижнего подъяруса сеномана (K_2S_1). Породы тонкозернистые, плотные, трещиноватые, с включениями зерен пирита. Содержание SiO_2 достигает в них 82-90%, остальное приходится на карбонаты. Отложения сеномана залегают на размытой поверхности силура.

Таким образом, общая мощность подстилающих гипсы миоценовых и меловых пород составляет 17-22 м. Несмотря на разный возраст и литологические различия, вся толща характеризуется выраженной карбонатностью, слоистостью и значительной трещиноватостью пород, предопределяющих их высокую водовместимость и водопроводимость.

3.2. Гипсы и хемогенные известняки

Карстующиеся породы, вмещающие пещеру, представлены гипсами (*днестровские слои*) и хемогенными известняками (*ратинские слои*) среднего бадения (N_1bd_2). Гипсы на участке пещеры имеют мощность 23-26 м, а слой перекрывающих их известняков 0,3–0,8 м.

В пределах своего распространения в Западно-Украинском регионе миоценовые гипсы характеризуются значительной изменчивостью своей химической чистоты (85-99%), структуры, текстуры, мощности. Главным - региональным - фактором, контролирующим отмеченные параметры для того или иного участка, является его местоположение относительно платформенной и геосинклинальной (прогиб) частей региона (Андрейчук, Волков, 1986). В направлении от платформы к прогибу увеличивается мощность гипсового слоя (от 15 до 40 и более метров), однако снижается (за счет глинистых и карбонатных примесей) химическая чистота гипсов, уменьшаются размеры кристаллов и зерен породы. В прогибе, в составе сульфатных пород, погруженных на несколько сотен метров, появляются ангидриты.

Участок с пещерой располагается в окраинной, пристыковой части платформы с прогибом. Это предопределяет близкую к средней (около 22-25 м для региона) мощность гипсов, их высокую чистоту (содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$-96-98%), выраженные структурные и текстурные свойства, отсутствие ангидритов. Однако, даже в пределах пещерного поля отмеченные показатели отличаются вариабельностью как в латеральном направлении так и, особенно, по вертикали**.**

Среднее содержание в гипсах главного компонента - $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ - составляет 97,38%, нерастворимого остатка – 1,04%. Основной примесью в гипсах является $CaCO_3$ (0,3-1,0%). Содержание SiO_2 колеблется в пределах 0,10–0,80%, Fe_2O_3 - 0,02–0,09%, MgO – 0,0-0,5%. Содержание примесей варьирует по разрезу гипсов, но в абсолютном выражении остается незначительным **(рис. 3.2, 3,3, табл. 3.1).** В верхних горизонтах примеси выполняют контакты между крупными кристаллами (следствие очищения кристаллов в процессе перекристаллизации?), а в нижних образуют тончайшие прослойки между тонкими слоями породы.

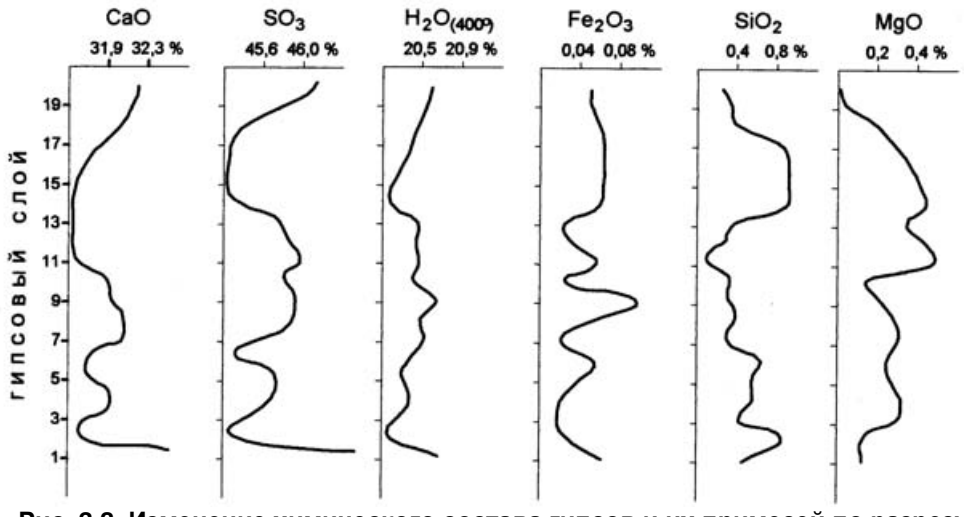


Рис. 3.2. Изменение химического состава гипсов и их примесей по разрезу гипсового пласта на участке пещеры (*по Маклашину, 1988)*

Химический состав гипсов из Мамалыжского карьера (пробы отобраны по разрезу слоя через метр, начиная от кровли)

Таблица 3.1

№	SiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Na_2O	H_2O 60°	H_2O 400°	Сумма
1	0,42	0,06	32,45	0,15	46,30	0,03	0,11	20,80	100,32
2	0,93	0,02	31,93	0,15	45,55	0,02	0,11	20,50	99,21
3	0,41	0,02	32,10	0,35	45,80	0,02	0,13	20,61	99,44
4	0,55	0,02	32,12	0,35	45,85	0,02	0,09	20,65	99,32
5	0,57	0,05	31,98	0,30	45,90	0,01	0,13	20,61	99,25
6	0,70	0,06	32,02	0,30	45,64	0,02	0,10	20,64	99,48
7	0,24	0,02	32,18	0,35	45,91	0,02	0,08	20,73	99,53
8	0,40	0,06	32,18	0,35	45,97	0,03	0,02	20,69	99,70
9	0,36	0,10	32,12	0,25	46,00	0,03	0,02	20,81	99,69
10	0,39	0,02	32,12	0,15	45,90	0,02	0,09	20,65	99,54
11	0,11	0,06	31,92	0,55	46,00	0,03	0,02	20,70	99,39
12	0,27	0,03	31,92	0,50	45,93	0,02	0,03	20,67	99,37
13	0,32	0,02	31,92	0,35	45,91	0,02	0,02	20,71	99,27
14	0,98	0,06	31,90	0,50	45,61	0,03	0,08	20,51	99,67
15	0,96	0,06	32,10	0,30	45,62	0,03	0,06	20,63	99,76
16	0,40	0,06	32,20	0,25	45,68	0,02	0,03	20,68	99,32
17	0,39	0,05	32,24		45,96	0,02	0,05	20,73	99,44
18	0,29	0,05	32,27	0,05	46,10	0,02	0,03	20,75	99,51

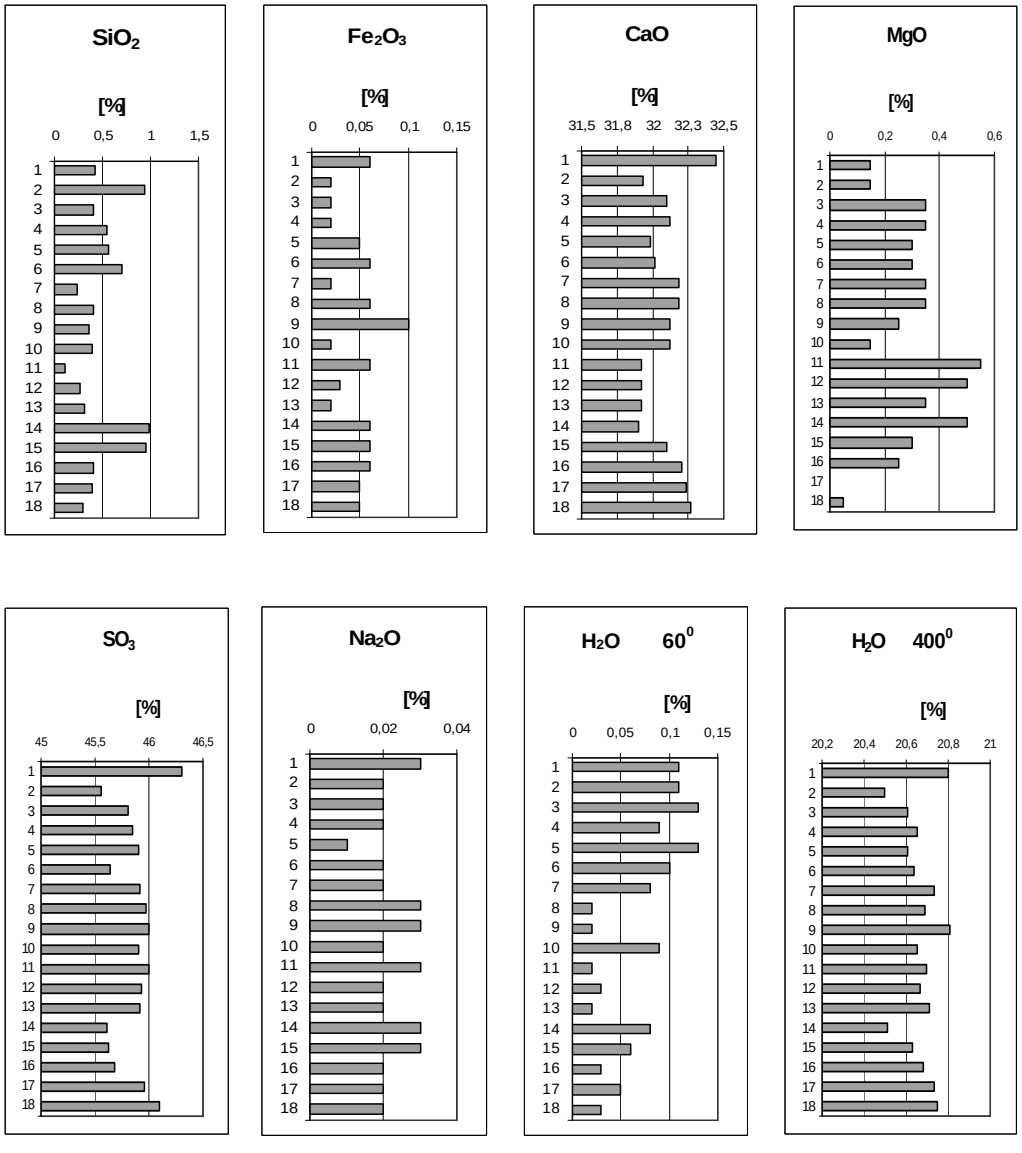


Рис. 3.3. Изменчивость компонентов химического состава гипсов по вертикали в Мамалыжском карьере (*по данным таблицы 3.1*)

В микроэлементном отношении гипсы относительно обогащены V и Co. Другие микроэлементы (Ba, Cu, Sr, Mn), характерные для гипсов региона, на участке пещеры содержатся в более низких концентрациях. По всему разрезу гипсы сохраняют высокую химическую чистоту.

Наиболее примечательной чертой изменчивости гипсов по вертикали, что характерно и для региона в целом, является выраженная зональность их структурно-текстурных характеристик **(рис. 3.4)**.

Верхняя (от кровли вниз на 7,5–8,0 м) часть гипсового слоя характеризуется исключительной неоднородностью структурно-текстурных свойств. Здесь доминируют мозаичные смеси крупно- и среднекристаллических разностей, текстурно укладывающихся в узорчатые мезоструктуры (**фотоприложение 1**). Преобладают среднекристаллические (зернистые) разности с включениями более крупных кристаллов. Размеры кристаллических зерен обычно варьируют от 1-2 до 8-10 см. В более-менее однородной кристаллической массе встречаются скопления и гнезда более крупных кристаллов (**фотоприложение 1**). Цвет гипсов бежевый, светло-коричневый.

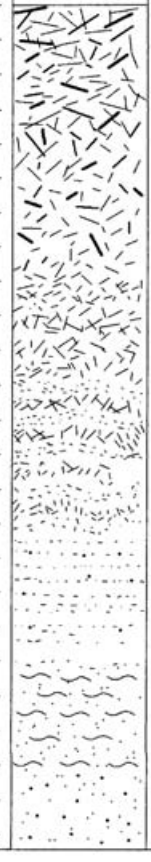
От кровли гипсов	Литология	Размер кристаллов (см)	Характеристика гипсов
0 м 1 2 3 4 5 м 6 7 8 9 10 м 11 12 13 14 15 м 16 17 18 19 20 м 21 22 23 24		3 - 5, до 8 - 10 1 - 3 0,5 - 1 0,1 - 0,5 0,01 - 0,1 0,01 и менее	Среднекристаллическая неравномернозернистая масса серовато-бежевого гипса с многочисленными хаотически-рассеянными включениями крупных (до 8 - 10 см) кристаллов и образуемых ими узорчатых агрегатов Среднекристаллическая неравномернозернистая масса серовато-бежевого гипса с включениями более крупных коричневатых кристаллов и их агрегатов: до 5 - 7 см в верхней и 3 - 5 см в нижней части описываемого (5 - 7,5 м) интервала Среднекристаллические слоистые (волнистые) светло-серые гипсы с отдельными локализованными скоплениями более крупных коричневатых кристаллов Средне- и мелкокристаллические светло-серые и серые переслаивающиеся (волнистые) гипсы с редкими скоплениями-включениями среднеразмерных (1 - 3 см) коричневатых кристаллов Мелкокристаллические мелкослоистые светло-серые гипсы Скрытокристаллические плойчатые светло-серые и серые гипсы Скрытокристаллические плотные темно-серые гипсы

Рис. 3.4. Изменение по разрезу структурно-текстурных свойств гипсов (по обобщенным данным наблюдений в карьере и в пещере - участок озера Филипцово)

Ниже по разрезу, почти до самого основания слоя, в сложении породы проявляется отчетливая слоистость. Средняя часть гипсового слоя, в интервале от 6-8 до 12–14 м, образована волнистыми разностями гипсов **(рис. 3.5, фотоприложение 1)**, а именно - чередованием среднезернистых (бежеватых, коричневых) и мелкозернистых (светло-серых) слоев, мощностью 5-15 см. Ввиду разной растворимости крупно - и мелкозернистых гипсов слоистость пород хорошо подчеркнута морфологически - в виде выступов (среднезернистые слои) и углублений (мелкозернистые слои) на стенах пещерных ходов **(рис. 3.6)**. Волнистость обусловлена, по-видимому, влиянием на кристаллизацию пород их первичной (седиментационной) слоистости. На горизонтальных сводах галерей, заложенных в волнистых гипсах и секущих их по горизонтали наблюдаются живописные концентрические узоры **(рис. 3.7).**

Нижнюю часть разреза, с глубины 13-14 м до подошвы слоя, образуют мелкокристаллические (мелкозернистые) тонкослоистые (плойчатые, строматолитовые), и скрытокристаллические (афанитовые) гипсы. Мелкозернистые разности (светло-серые) слагают верхнюю зону описываемой части. Они характеризуются мелко выраженной слоистостью и плойчатостью. Мощность слойков измеряется миллиметрами, их контакты обогащены карбонатным и карбонатно-глинистым материалом. Основание (нижних 5-6 м) гипсового слоя образуют плотные однородные массивные темно-серые скрытокристаллические гипсы.

Рис. 3.5. Вскрытая карьерным уступом средняя часть гипсового слоя. Селективное растворение средне- и мелкозернистых разностей подчеркивает слоисто-волнистый характер сложения гипсов (*фото Б.Ридуша*)

Таким образом, в разрезе гипсов сверху вниз средне- и крупнокристаллические разности постепенно сменяются слоистыми, чередующимися средне-и мелкокристаллическими разностями, которые книзу переходят в мелко-и скрытокристалли-ческие гипсы. Сверху вниз породы становятся все более однородными в отношении вариаций их структуры и текстуры.

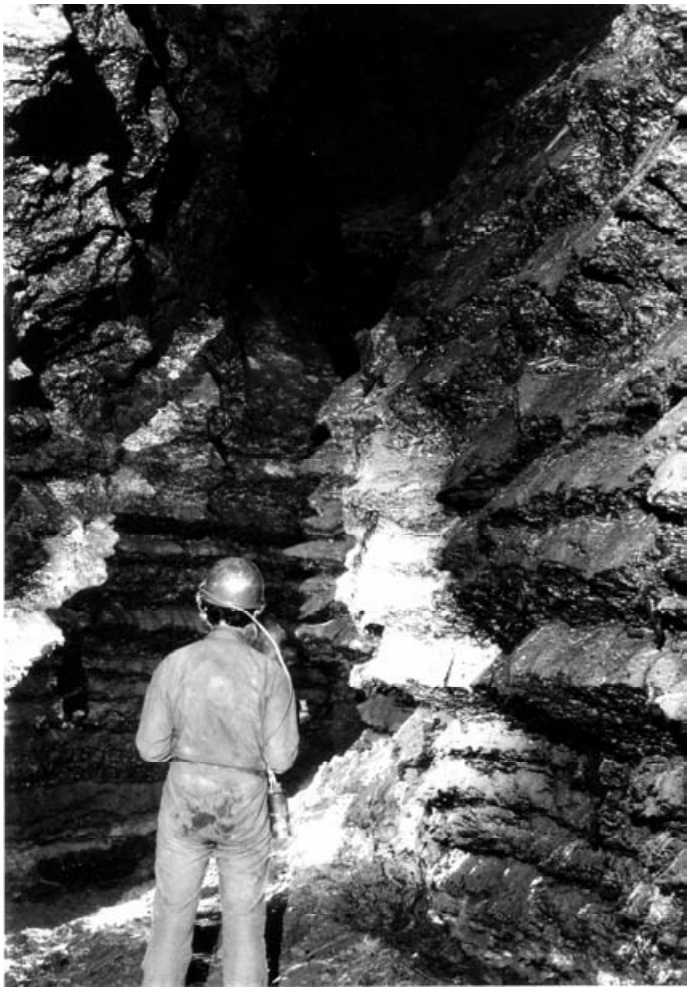


Рис. 3.6. Пещерный ход, заложенный в средней слоистой части разреза гипсов (район Колорадо) (*фото Б. Ридуша*). Неровный «ребристый» профиль стен указывает на избирательный (по скорости) характер растворения средне- (выступы) и мелкокристаллических (углубления) гипсов

По всему разрезу гипсы отличаются высокой химической чистотой. Представляет интерес вопрос: как влияют структурно-текстурные различия профиля гипсов и примеси на их растворимость? С этой целью, в середине 80-х годов, совместно с коллегами из Пермского университета были проведены специальные

исследования. Установлено, что факторами, влияющими на растворимость гипса в данных условиях, являются его химическая чистота и примеси, размер зерна породы, а также степень деформированности и характер макронапряжений кристаллической решетки. Растворимость прямо зависит от чистоты гипсов и степени нарушения кристаллической структуры. В одинаковых условиях более растворимы скрыто- и мелкокристаллические разности гипсов. Суммирование

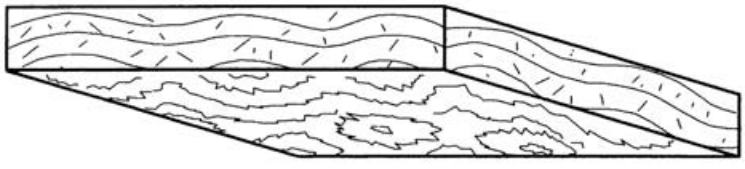


Рис. 3.7. Текстурные узоры на плоских сводах пещерных коридоров, образуемые при поперечном срезе слоисто-волнистых структур средней части гипсового пласта

влияния упомянутых факторов показывает (**рис. 3.8**), что гипсы в верхней части слоя более растворимы - за счет бо̀льшей деформированности кристаллической решетки, наличия микронапряжений, высокой текстурированности породы, обусловленных ее перекристаллизацией.

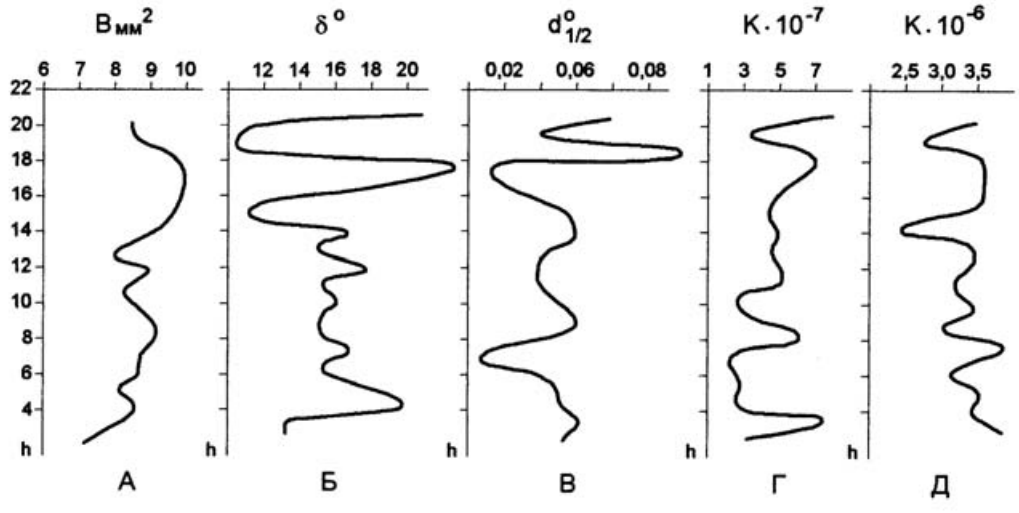


Рис. 3.8. Изменение по разрезу рентгеноструктурных характеристик гипсов (А, Б, В) и их растворимости (Г, Д) при различной скорости движения воды (*по Маклашину, 1988*):

А – степень деформированности кристаллической решетки, Б – значения микронапряжений, В – степень текстуророванности породы, Г – растворимость при скорости движения воды 0 м/мин, Д - растворимость при скорости движения воды 8,5 м/мин

По данным наблюдений в пещере гипсы характеризуются также существенной агрегатной неоднородностью и наличием включений. В разных частях гипсового слоя, особенно в верхней, часто встречаются кристаллические агрегаты прозрачного пластинчатого гипса типа „марьино стекло" **(рис. 3.9, 3.10).** Агрегаты образуют неправильной формы скопления разных размеров: от нескольких сантиметров до 1,5 метров. Крупные образования сложены из блоко-пластин, примыкающих друг к другу под разными углами **(рис. 3.9б)** и содержащих, временами, мелкие полости**.** Агрегаты бесцветны или окрашены в светло–желтые, медовые, иногда янтарные тона. После освещения фотовспышкой пластинчатый гипс люминесцирует на протяжении 1-3 сек, излучая зеленый свет. В прозрачной массе гипсовых монокристаллов, у контакта с вмещающими мелкозернистыми гипсами, просматриваются отдельные зерна-островки мелкозернистых разностей. Агрегаты пластинчатого гипса, вследствие его более низкой растворимости, часто морфологически обособлены: они выступают на сводах и стенах полостей в виде «плафонов» и «люстр» **(рис. 3.10).** Их поверхности иногда также корродированы. Плоские грани пластин покрыты ячеистыми наноформами **(рис. 3.11)**, а их боковые части - линейными микроуглублениями, развитыми вдоль плоскостей спайности кристаллов-пластин.

Рис. 3.9. Агрегаты кристаллов пластинчатого гипса в массе зернисто-кристаллических гипсов:

А – корродированный агрегат с заокругленными гранями (Зал Черновицких Спелеологов), Б – кристалло-блочный агрегат, вскрытый при добыче гипса в стене карьера

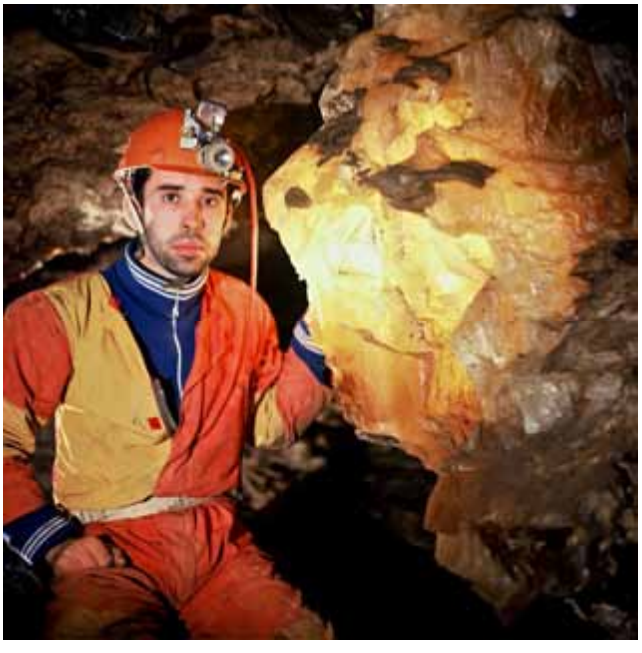


Рис. 3.10. Обособленный в виду более медленного (в сравнении с окружающими гипсами) растворения монокристаллический агрегат пластинчатого гипса в своде пещерного коридора (*фото В. Киселева*)

Рис. 3.11. Корродированная поверхность монокристаллической пластины гипса в своде пещерной галереи (Стометровка*)*

Удивительно, но на тему происхождения столь крупных монокристаллических агрегатов в гипсах региона практически не имеется публикаций. В среде карстологов и спелеологов считается, что кристаллы имеют эпигенетическую природу, т.е. вторичный характер. Будучи плотным кристаллическим телом гипсы являлись хорошими проводниками напряжений и в них возникали трещины, локализованные разрывы и даже мелкие пустоты. Последние могли служить «резервуарами» для отжатых при перекристаллизации остаточных поровых растворов или «свежих», поступающих по трещинам, растворов. Здесь и происходило образование крупнокристаллических агрегатов.

По мнению автора, пластинчатый гипс формировался на этапе раскристаллизации (перекристаллизации?) гипсов, т. е. имеет ранне-диагенетическую природу. Его возникновение могло быть связано с неоднородностями (скопления примесей или поровых растворов, локализованные напряжения и т.д.), неизбежно возникающими в породе при ее кристаллизации (перекристаллизации). В таких местах возникали «зародыши» пластинчатых монокристаллов, которые активно росли за счет существенной разницы кристаллизационного давления на границах сред, «съедая» свое мелкозернистое окружение (крупнокристаллическое состояние вещества энергетически более выгодно, чем мелкокристаллическое, более крупные кристаллы термодинамически предпочтительны при равных условиях - Метасоматизм..., 1998). На такой механизм указывают мелкие зерна-включения гипса в контактной (с вмещающей породой) части кристаллов, само строение кристалло-пластинчатых скоплений, отсутствие видимых трещин, к которым могли бы быть приурочены агрегаты. В пещерах Подолии к этому перечню можно добавить такой признак как «позиционная вживленность» монокристаллов: в зонально-раскристаллизованных структурах (гигантских сфероидах) они занимают определенное, часто центральное положение, в окружении массы мелкозернистого гипса, указывая на определенную сингенетичность кристаллизационных процессов или, во всяком случае, на принадлежность к тому же временному циклу структурно-текстурного преобразования породы.

В распределении монокристаллических агрегатов в гипсовом слое на участке Золушки наблюдается несколько закономерностей, которые, однако, ввиду ограниченности наблюдений, не претендуют на стопроцентную объективность. Во-первых, монокристаллы встречаются по всему разрезу гипсов, однако в верхней части слоя их больше. Во-вторых, агрегаты в верхней части – более крупные, чем в нижней. В нижней части разреза монокристаллы обычно бесцветны, прозрачны, в то время как в верхней они наследуют цветовую гамму вмещающих серовато-бежевых среднекристаллических и коричневатых крупнокристаллических гипсов. Наконец, наиболее крупные скопления имеют в Золушке неправильную форму: обычно они имеют более развитую вертикальную составляющую.

Отмеченные особенности, на наш взгляд, наводят на дополнительные выводы. Преимущественное развитие агрегатов (и их бо̀льшие размеры) в верхних горизонтах гипсов отражает последовательность консолидации гипсового пласта, когда под влиянием возрастающей тяжести перекрывающих пород происходило отжатие поровых растворов в верхнюю часть разреза, где в условиях их избытка протекала неравномерная кристаллизация, сопровождающаяся появлением неоднородностей, в том числе барических. На роль литостатического давления указывает также преимущественно вертикальное развитие монокристаллических агрегатов, использовавших для своего роста направления приложения бо́льшего давления. Цветовое соответствие монокристаллов (по крайней мере - отсутствие цветового контраста) их окружению также может свидетельствовать о

сингенетичности (в целом) кристаллизационных процессов образования зернистых и монокристаллических агрегатов.

В крупных скоплениях пластинчатого гипса нередки пустоты неправильной, но геометрически отчетливой формы – между пластинами-монокристаллами, ориентированными под углом друг к другу. По всей видимости, пустотки эти образовались вследствие вымывания глинистого остаточного материала, выдавленного в контактные зоны монокристаллов в процессе перекристаллизации, которая, как известно, сопровождается очищением минералов от содержащихся в них примесей.

Таким образом, согласно второй точке зрения, монокристаллы пластинчатого гипса являются диагенетическими образованиями, скорее всего – раннего этапа. Их образование представляется нам, по меньшей мере, двухэтапным. Первый этап – появление в кристаллизующейся массе породы крупно-(гиганто)кристаллических зародышей в местах физико-химических неоднородностей (сингенетическая фаза), второй этап – метасоматический рост крупнокристаллических агрегатов за счет растворения мелкозернистых разностей вследствие термодинамического неравновесия фронтальных частей контактирующих кристаллических сред (метасоматическая фаза). Второй этап был, по-видимому, длительным.

По всему разрезу гипсов встречаются также серые мелкослоистые образования с афанитовой структурой - карбонатнные ритмиты **(рис. 3.12, фотоприложение 2).**

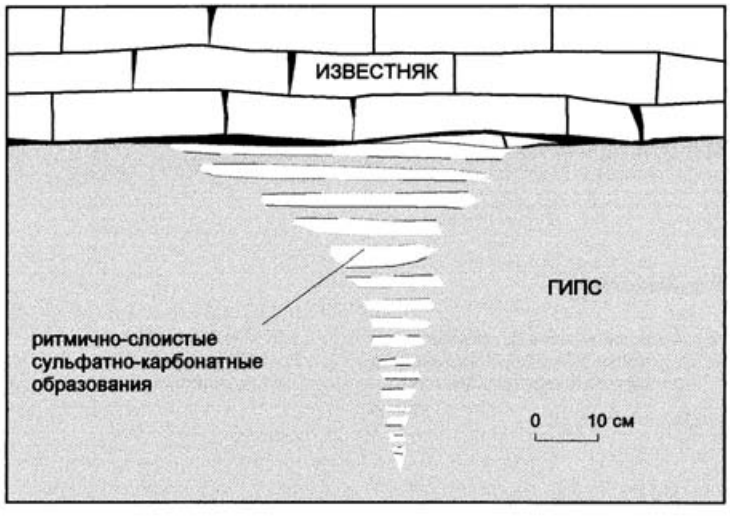


Рис. 3. 12. Характерное слоистое образование-ритмит в контактной части гипсов с ратинскими известняками

Контакт слоистых образований с вмещающими гипсами довольно отчетливый, хотя и не резкий. Форма слоистых включений неправильная, размеры - 0,3-1,0 м. В пещере ритмиты, вследствие своей меньшей химической чистоты (карбонатность, глинизированность), растворяются слабее и образуют на стенах пещер выступы (**рис. 3.13).**

Рис. 3.13. Гипсо-карбонатный ритмит, обособленный коррозией в стенке пещерного хода (*фото Б.Ридуша)*

С целью поиска ответа на вопрос о природе ритмитов для лабораторного исследования отобрано 2 образца: один из пещеры, другой – из Мамалыжского карьера, расположенного в нескольких километрах к западу от пещеры. Материал пещерного образца состоит, главным образом, из кальцита, образующего очень мелкозернистую (микроспаритовую) массу. В кальцитовой массе рассеяны (меньше, чем в образце из карьера) микроскопические таблитчатые ромбовидные кристаллики гипса, укладывающиеся как хаотично, так и (местами) зонально. Гипсовые кристаллики указывают на перекристаллизацию материала (диагенетический процесс). Кристаллы несут на себе следы вторичного растворения и замещения зернами кальцита. Материал пористый, в том числе, вероятно, за счет растворения гипсовых кристалликов. Поры очень мелкие, но эффективная пористость материала очень высокая. Под микроскопом просматриваются очень мелкие объемно-полостные скелетные пустотки выщелачивания - по растворению кристалликов гипса.

Меньшее, чем в пробе из карьера, количество гипса связано, по-видимому, с растворением материала, поскольку проба отобрана в пещере, с выступа ритмита, который имел контакт с подземными водами. Другой же образец отобран из свежей - «взрывной» стенки карьера, поэтому имеет менее измененный вид. В пещерной пробе меньше, чем в карьерной, также органических точек-включений.

Материал образца образуют следующие минеральные фазы[1]: кальцит низкомагнезиальный $CaCO_3$(~ 65%), гипс и брусит $CaH[PO_4]\cdot 2H_2O$ (в сумме 15%), глинистые минералы (смектит – монтморилонит $M_x(Al_{3,33}Mg_{0,67})[Si_8O_{20}](OH)_4$ – $M_xAl_4[Al_{0,67}Si_{7,33}\ O_{20}](OH)_4$, каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$– 15%) и кварц SiO_2(~ 5%). Присутствие в пробе такого значительного количества брусита, который является фосфатным минералом, неясно. Возможно, это связано с присутствием органики

[1] Аналитик Гражина Бжовска, Лаборатория минералогии и геохимии Отдела наук о Земле Силезского университета

(проба отобрана в полости, вскрытой карьером, с доступом света; выступ ритмита мог использоваться птицами, укрывавшимися в ней от дождя и непогоды).

Образец, отобранный в Мамалыжском карьере (верхняя часть гипсового слоя) представляет собой гипсово-карбонатный микрокристаллический материал, содержащий значительное количество таблитчатых, ромбовидных кристалликов гипса, а также – темных неправильной формы включений, скорее всего – органики. Просматривается пространственная связь органических включений с кристалликами гипса. Большинство кристалликов исполосаны поперек черным веществом. Кристаллы автоморфные. Возможно существует генетическая связь гипсовых кристаллов и включений: последние могли служить ядрами кристаллизации.

Из минеральных фаз доминируют доломит $CaMg(CO_3)_2$ (~45%) и гипс (~ 41%). Остальные фазы –это целестин $SrSO_4$(~ 6%), глинистые минералы (смектит, иллит и каолинит ~ 5%) и кварц (~ 3%). Состав материала, прежде всего, присутствие доломита, указывает на его первичную природу (!?).

Столь существенные различия состава образцов усложняют вопрос о природе ритмитов. Обилие кристаллов гипса указывает на диагенетические преобразования, которым они подверглись. Связь кристаллов гипса с органическими включениями (во второй пробе) указывает, что последние могли инициировать диагенетический процесс. Выщелоченный, скелето-пористый характер первого образца указывает также на преобразования, связанные с воздействием на материал подземных вод (на этапе спелеогенеза). Присутствие доломита во второй пробе может (но не обязательно – доломитизация может быть эпигенетическим процессом) указывать на первичную, седиментационную природу образований. Но почему тогда форма тел – локальная, часто в виде «карманов», предполагающих размыв или растворение? Почему материал ритмитов преимущественно карбонатный (кальцит, доломит), а не гипсовый? Вопрос карбонатности материала снимается, если предположить, что ритмиты – метасоматические образования – результат превращения гипсов в известняк. Процесс этот мог иметь очаговое развитие в местах обогащения гипсов органическим материалом в результате биохимических реакций при участии микроорганизмов. Отсутствие самородной серы, как минералогического «следа» процесса можно, в этом случае, объяснить ее выносом в условиях окислительной приповерхностной обстановки.

Данные образования представляют собой, по-видимому, литифицированный сульфатно-карбонатный осадок, выполнявший „карманы", неровности и трещины на поверхности гипсов усыхающего эвапоритового бассейна. Поверхность гипсового осадка, в условиях мелководья, могла время от времени осушаться и подвергаться кратковременному воздействию атмосферных процессов. При повышении уровня воды углубления заполнялись осадком (сезонно-циклическая седиментация). Вопрос этот требует более тщательного минералогического, геохимического и т.д. изучения, возможно, с применением изотопных методов и с обязательным привлечением специалистов-седиментологов.

Перекрывающий гипсы маломощный (0.6-0.8м) слой карбонатных пород представлен пелитоморфными массивными кристаллическими известняками кремовато-серого цвета, известными в литературе под названием *ратинских* (от обнажения на г.Ратин под Львовом, где они впервые были описаны). Известняки перекрывают гипсы на всей площади пещеры, а также на бóльшей части региона. Породы эти отличаются высокой литологической изменчивостью, даже в пределах небольших площадей, что сильно затрудняет те или иные коррелятные литофациальные построения.

В отношении генетической природы известняков среди исследователей до недавних пор не было единой точки зрения. Обилие взглядов сводилось к двум противоположным концепциям: метасоматического (за счет химического преобразования гипсов) и осадочно-седиментационного (фация морских осадков) происхождения. В настоящее время, согласно мнению большинства, известняки представляют собой самостоятельную фацию хемогенных отложений, сформированных на заключительном этапе эволюции верхнебаденского эвапоритового бассейна (Побережский, 1994). Считается, при этом, что на бóльшей части площади своего распространения карбонатные образования отлагались первично в виде известковых микробных и пелитовых илов (скорее всего, арагонитовых) в условиях мелководья с варьирующей соленостью (Peryt и др., 1994). Вместе с тем, не подлежит сомнению, что часть хемогенных известняков, часто образующая с морскими единый карбонатный профиль, образовалась путем замещения гипсов, в том числе в процессе их карстования и сероносного оруденения (Климчук, 2006). Метасоматические известняки отличаются наличием большого количества вторичного кальцита, псевдоморфной структурой, наследованием текстурного облика исходных пород, часто – сопутствующим осернением (Пономарев, 1994), и главное – «облегченным» (в смысле изотопов) характером углерода в них (Климчук, 2006). На участке пещеры ратинские известняки представлены, скорее всего, лишь маломощной фацией морского происхождения с выраженной плитчатой отдельностью **(рис. 3.14).** Однако обращает на себя внимание возрастание к основанию слоя количества гипса.

Главными минеральными компонентами известняков являются кальцит (80-85%) и целестин (10-15%). Остальное приходится на кварц, гипс и глинистые минералы.

В контактной зоне (1-2 м) перекрывающих глин, известняков и гипсов часто встречаются неровности, выполненные каолиноподобными разноцветными (оранжевыми, белыми) плотными глиноподобными массами с кристалликами гипса или рыхлыми образованиями с целестиновой минерализацией. Подобные отложения в большом количестве встречены у озера Крокодила, в куполе крупной высыпки – на контакте глин и известняков (**фотоприложение 3**). Мощность контактной линзы новообразований 60-80см. В разрезе отчетливо выделяются 3 слоя:темно-серых тонкослоистых аргиллитоподобных глин (10-15 см), пестрых тонкослоистых глиноподобных образований (30-50см - чередование светлых и темных слойков 0,5-2,0см) и плотная красноватая и беловатая масса с микротрещинами, выполненными пластинами-слепками гипса (5-25см). Минеральный состав образований контактной линзы приведен в *Приложении 4* (*серия 1*). Подобные образования неоднократно вскрывались скважинами к северу от пещеры - на Прут-Днестровском междуречье. К контакту гипсов с ратинскими известняками приурочено известное среди минералогов целестино-баритовое «месторождение» у с. Дарабаны (Дарабанский мыс). Здесь встречаются кристаллы голубого целестина и слои молочно-белого барита. Отмеченные новообразования имеют, скорее всего, эпигенетическую природу.

Контакт между гипсами и известняками обычно неровный, часто с прослоями глиноподобного материала **(рис. 3.15)** разной мощности (от первых до нескольких десятков см) (**фотоприложение 3**). Среди минеральных фаз, выявленных в двух пробах из разных частей 20-сантиметрового разделяющего слоя - верхней (при контакте с ратинскими известняками) и нижней (при контакте с гипсами), обнаружены кальцит (62-69%), целестин (10-22%), гипс (3-15%), кварц и монтмориллонит (10-14%) (*Приложение 4, серия 3*). При этом, в нижней пробе - ближе гипсов, содержится

Рис. 3.14. Слой ратинских известняков в кровле гипсов

больше гипса (12-15% против 3% - в верхней), в верхней же - ближе известняков, имеется значительно больше целестина – 20-22% против 10% в нижней. Это обстоятельство, возможно, указывает на метасоматически-переходную природу разделяющего слоя.

Явные «усложнения» контакта между гипсами и известняками, вытекающие из сопоставления контактных разрезов разных участков пещеры **(рис. 3.15)**, объясняются, скорее всего, неровностями гипсовой кровли, обусловленными ее закарстованием. Неясно, однако, когда таковое имело место: до перекрытия гипсов фацией карбонатных пород или после (закарстование вдоль контакта слоев). Данные наблюдений предоставляют свидетельства для обоих случаев.

Слой перекрывающих известняков, несмотря на свою незначительную мощность, сыграл важную роль в морфогенезе пещеры - в качестве потолочного каркаса, предохраняющего своды полостей в гипсах от обрушения (см. *гл.7*).

3.3. Перекрывающие породы

На всей площади пещерного лабиринта эвапоритовые породы среднего бадения перекрыты глинисто-карбонатными отложениями верхнего бадения (N_1bd_3 - вербовецкие слои косовской свиты) и террасовыми четвертичными образованиями **(рис. 3.1).** Мощность покровной толщи на участке пещеры изменяется, в зависимости от характера рельефа, от 10 до 60 м. В составе верхнебаденских отложений преобладают слоистые голубовато-серые аргиллитоподобные глины, в нижней части разреза - с прослоями песчаников и ракушечных известняков **(рис. 3.15, рис. 3.16).**

Характерный цвет верхнебаденских глин обусловлен присутствием в большом количестве рассеянного гидротроилита. Нижняя часть (около 5-7 м) глинистой толщи, включая слой (0,4 м) полимиктовых песчаников, характеризуется высокой сульфатностью (содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ в глинах до 10-12%, в песчаниках - до 37%). Трещины и плоскости напластования в глинах заполнены мелкими друзами гипса, сростками типа „ласточкин хвост", прослоями серебристого селенита, а также единичными зернами, кристаллами и пленками гипса, придающими глинистым пластинкам блеск. В нижней части толщи встречены прослои, обогащенные железо-марганцевыми конкрециеподобными агрегатами, переполненными кристалликами гипса. Внутри агрегаты выполнены рыхлыми окислами марганца. Сульфатность отложений имеет, по-видимому, первичный характер, хотя формы нахождения гипса в глинах связаны уже с эпигенетическими процессами.

В нижней части разреза, среди глин залегает 1,5–2,0 метровый слой водорослевых (багрянковых) известняков. Известняки серые, плотные, слабо ожелезненные, с относительно невысоким (65-80%) содержанием $CaCO_3$.

Следует отметить, что нижние 5м разреза глинистой толщи (вверх от кровли хемогенных известняков) отличаются литологической пестротой и выраженной вариабельностью, даже в пределах пещерного поля. Это видно, например, при сравнении **рис. 3.15** и **рис. 3.17** (Лунный Грот) и подтверждается на других участках. Слои известняков и песчаников не выдержаны по простиранию, меняют свою мощность даже на небольших площадях. Глинистые фации отличаются характером огипсования, степенью карбонатности, содержанием органического вещества и раковин моллюсков. Существенно варьирует вторичная минерализация в ратинских известняках (пленки кристаллов гипса, кальцитовые друзы в небольших пустотках и т. д.). Отмеченная закономерность может указывать на неустойчивый морской режим в начальной фазе верхнебаденской трансгрессии, на относительную близость

участка пещеры к береговой зоне бассейна, а также на активность диа- и эпигенетических процессов в породах.

Вверх по разрезу глинистая толща становится литологически все более однородной, постепенно снижается ее сульфатность, содержание органических остатков, но возрастает карбонатность (до 20%). Карбонаты присутствуют в виде тонкодисперсного вещества, порового цемента и известковистых стяжений. Основными минеральными компонентами глин являются монтмориллонит (до 50%),

Рис. 3.15. Изменчивый характер литологического контакта гипсов и перекрывающих ратинских известняков по данным наблюдений на разных участках пещеры

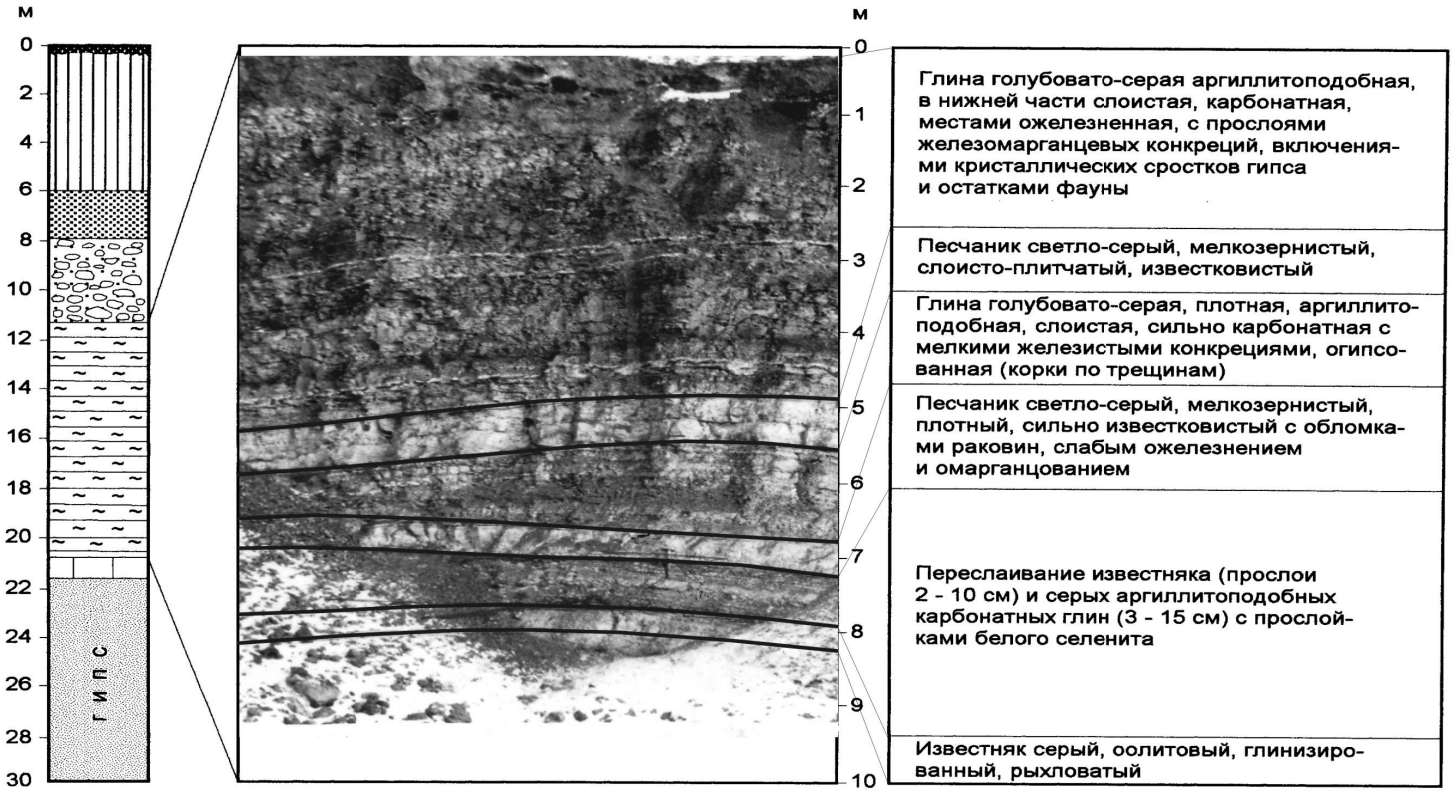


Рис. 3.16. Разрез надгипсовых отложений в северо-восточном борту карьера

гидрослюда (до 25-30%) и каолинит (до 10%). Преобладает (до 40%) алевритовая фракция.

Отмеченные особенности литологии глинистой толщи указывают на изменение условий осадконакопления в верхнебаденском палеобассейне, в частности, на постепенное снижение солености. Вместе с тем, повышенная сульфатность нижней (более проницаемой) части разреза надгипсовых (надратинских) отложений может быть связана и с воздействием сульфатных вод снизу.

По физическим свойствам глины отличаются однородностью. Их естественная влажность составляет 17-18%, число пластичности - 28, объемный вес – 2,09 г/см^3, объемный вес скелета – 1,77 г/см^3, пористость – 35,6% (Волков, Андрейчук, 1986).

На размытой поверхности глин залегают отложения четвертичной системы. На участке пещеры они представлены аллювиальными и, частично, делювиальными (преимущественно оползневыми) образованиями.

Рис. 3.17. Наблюдаемая нижняя часть разреза надгипсовых отложений в обвальном куполе Лунный

В пределах пещерного поля глины перекрыты аллювиальными отложениями III и IV террас Прута, имеющих двучленное строение: в их разрезе литологически отчетливо обособляются русловая и пойменная фации **(рис. 3.1, рис.3.18).**

Рис. 3.18. Аллювиальные отложения Ш террасы Прута – обнажение в карьере

Рис. 3.19. Оползни на склонах р. Пацак, протекающей над пещерой (*фото Б.Ридуша*)

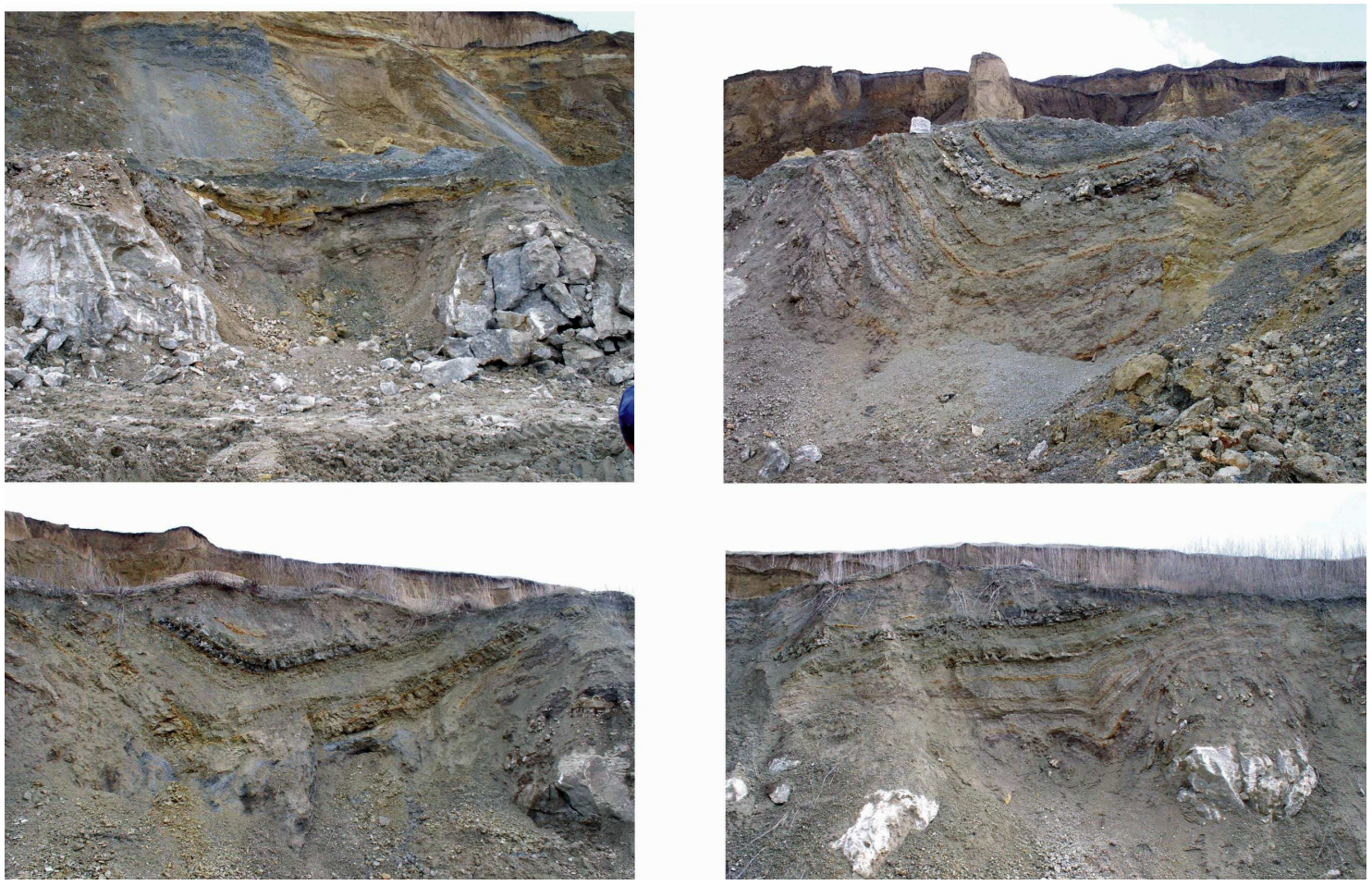


Рис. 3.20. Карстообусловленные деформации глинистых пород надгипсовой толщи

Отложения русловой фации III террасы - песчано-гравийная смесь - залегают непо-средственно на глинах. Мощность песчано-гравийного слоя (1,5–4,5 м) возрастает в направлении р. Прут. Гранулометрически отложения состоят из гравия (54%), песка (30%) и глины (15%). Верхняя часть русловых отложений представлена желтовато-серыми песчанистыми отложениями, мощностью 0,5–3,0 м. Песчаная крупно-зернистая фракция (преобладающая) составляет около 70%, глинистая - 10%, гравийная - до 5%.

Отложения пойменной фации III террасы представлены желтовато-палевым суглинком, мощностью 10-19 м. Суглинок легкий, микропористый, практически бес-карбонатный (выщелоченный). В толще суглинка прослеживаются два горизонта ископаемых почв.Разрез отложений IV террасы литологически и по своему строению идентичен III террасе **(рис. 3.1).** Русловая фация образована 2,5 метровым слоем песчано-гравийных отложений, пойменная - 14-18-метровой толщей суглинков. На суглинках террас сформировались темно-серые лесные почвы.

Строение верхней части разреза надгипсовой толщи, а именно, залегание проницаемых четвертичных отложений на водонепроницаемых (слабопроницаемых) баденских глинах, весьма благоприятно для развития на склонах оползневых процессов. По этой причине, склоны долины р. Пацак в значительной степени нарушены оползневыми деформациями **(рис. 3.19).**

Крайние северо-западные районы пещеры располагаются под оползневыми склонами. Примечательно, что карстовые воронки, возникающие на поверхности оползней, недолговечны. Они „исчезают" вследствие движения оползневых масс вниз по склонам**.**

Во многих местах надгипсовые толщи деформированы карстовой тектоникой **–** проседанием слоев над пустотами в гипсах. Экзотектонические складки особенно характерны для надгипсовых глин **(рис. 3.20),** но иногда охватывают и более высокие части надгипсового разреза, включая четвертичные отложения **(**см. *Происхождение и возраст пещеры*).

Глава 4. Морфология пещеры

4.1. Общие морфологические особенности пещеры и факторы морфогенеза

4.1.1. Сеть ходов пещеры

В морфологическом отношении пещера представляет собой лабиринт, состоящий из сети ходов (**рис. 4.1**). В строении рисунка сети обнаруживается ряд закономерностей.

1. Закономерная ориентация составляющих ее элементов, позволяющая характеризовать ее, в значительной степени, как «регулярную», «решетчатую», «системную» и т.д.

Выраженная системность пещерной сети однозначно указывает на определенную структурную предпосылку ее формирования. В качестве таковой большинство исследователей карста региона считает тектоническую трещиноватость гипсов, в которых развита пещера. Исследования, проведенные в последние 10-15 лет на сетях подольских пещер показывают, что вопрос о структурной предпосылке спелеоморфогенеза не может быть решен однозначно тектонически. Следует принимать во внимание также иные важные факторы, такие как наличие в породах трещин иного (чем тектонические) происхождения (литогенетических).

2. *Латеральная неоднородность пещерной сети*

Сеть ходов пещеры в целом весьма неоднородна, внешний контур пещерного поля очень извилистый. В пределах поля пещеры сильно закарстованныне участки (пещерные районы) чередуются со слабозакарстованными или незакарстованными (межрайонные «целики»), площадь которых соразмерна или несколько уступает площади пещерных районов. Интенсивно закарстованные сетевые участки, в свою очередь, различаются по плотности, ориентации и величине образующих их ходов.

3. Внутрирайонная однородность сетей

В пределах закарстованных участков (внутри пещерных районов) сеть ходов характеризуется сравнительной равномерностью в отношении плотности закарстования, ориентации и размеров ходов, а также их морфологического облика, например сечений ходов. Это обстоятельство может свидетельствовать о гомогенном характере внутрирайонных структурных предпосылок или гидродинамических условий их «проявления».

4.1.2. Морфологические элементы пещерной сети

Пещерное пространство лабиринта образуют морфологические элементы нескольких размерных уровней: макро-, мезо-, микро- и нано. Разделение это имеет, в значительной мере, условный характер. Оно имеет своей целью, прежде всего,

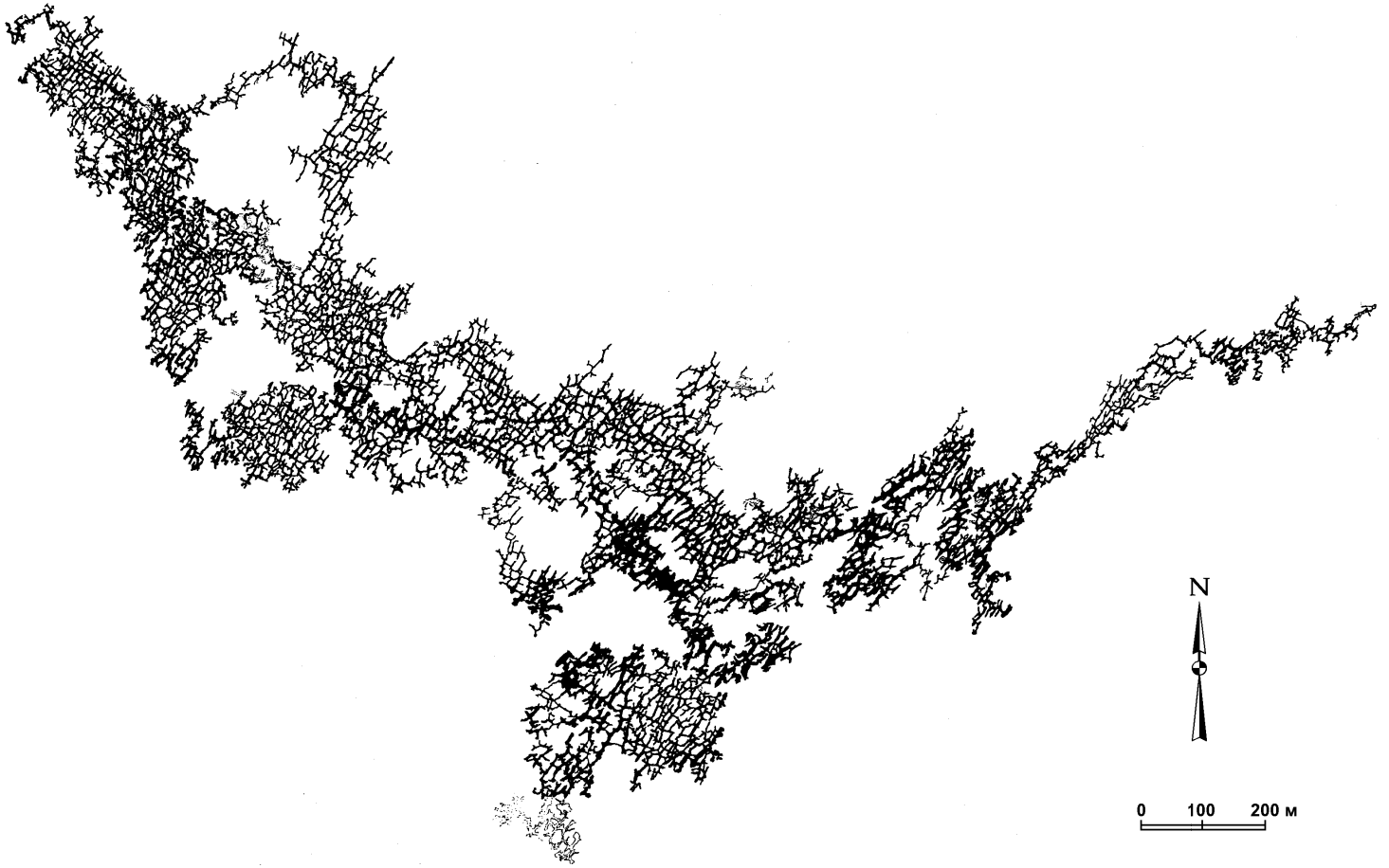


Рис. 4.1. План пещеры Золушка (топосъемка Черновицкого спелеоклуба)

упорядочение фактов, однако не лишено классификационного смысла, поскольку за каждым из морфологичеких уровней стоит определенный фактор-предпосылка или их определенные сочетания (**рис. 4.9**).

Элементы макроуровня

К элементам макроуровня в пространстве пещеры могут быть отнесены, прежде всего, *пещерные районы*, обладающие относительной морфолого-морфометрической самостоятельностью (**рис. 4.1**, а также **рис. 5.1**)**.** Среди районов отчетливо различимы менее закарстованные, в которых суммарная площадь целиков между ходами существенно бóльше площади ходов (*сетевые районы*), и более закарстованные, в которых площадь целиков меньше (40% и менее) суммарной площади пустотного пространства (*районы-колонные залы*). В пещере преобладают сетевые районы. Колонные залы образуют или самостоятельные районы (например, район Зала Черновицких Спелеологов) или занимают значительную (часто бóльшую) часть определенного сетевого района (залы Античный в районе Заблудших, Майский в районе Майском, Динозавра в районе Готическом). Некоторые районы, например Перспектив или Готический, по соотношению площадей пустот и целиков приближаются к *переходным* (от сетевых к колонным), однако при использовании 50%-го критерия (соотношения площадей пустот и целиков) все же оказываются в группе сетевых. К собственно переходным (50-60% пустотность) относится, например, Озерный район.

Площадь сетевых районов колеблется в границах 5-50 тыс**.** $м^2$, колонных залов 6-30 тыс. $м^2$. Площадь и объем крупнейших колонных залов пещеры составляет: Черновицких спелеологов 6 570 $м^2$ и 23 103 $м^3$ (протяженность 172 м, ширина 60 м), Динозавра (с прилегающими галереями) – 4 636 $м^2$ и 25 990 $м^3$, Античного – 3 020 $м^2$ и 5 660 $м^3$ (при длине 100м) (Андрейчук, Коржик, 1984).

По форме среди пещерных районов преобладают изометрично развитые, особенно в центральной и западной частях пещеры, но в восточной части преобладают вытянутые, ориентированные.

Элементы мезоуровня

Это, прежде всего, *горизонтально* развитые хода и их пересечения («узлы»), а также *вертикально* развитые купола обрушения в сводах и колодцеподобные формы в днищах ходов.

Горизонтальные хода, образующие собственно районные сети, различаются по своим размерам и морфологии. По величине (ширине) их можно условно разделить на *щели* (до 1 м), собственно *хода* (1-3 м) (**рис. 4.2**), *галереи* (3-5 м) (**рис. 4.3**) и *коридоры* (> 5 м)(**рис. 4.4**). Обычные сетевые районы образованы преимущественно, щелями и ходами, а переходные – галереями и коридорами. Разделение горизонтальных элементов сети на щели, хода, галереи и коридоры носит условный характер, однако не без морфогенетического подтекста (*см. 4.4*). Данная размерная параметризация горизонтальных элементов отображает морфометрические реалии Золушки и не претендует на какую-либо универсальность, даже региональную.

Высота щелей, ходов, галерей и коридоров пещеры колеблется от 1-3 до 10-16 м и более и зависит, прежде всего, от степени их заполнения отложениями. По характеру открытости горизонтальные элементы пещеры могут быть «сквозными» (проходными) и «слепыми» (тупиковыми). В дальнейшем - для удобства, щели, хода, галереи и коридоры будем называть просто ходами, а типологически конкретизировать лишь в случае смысловой необходимости.

Рис. 4.2. Ход в Центральном районе пещеры (*фото В. Киселева*)

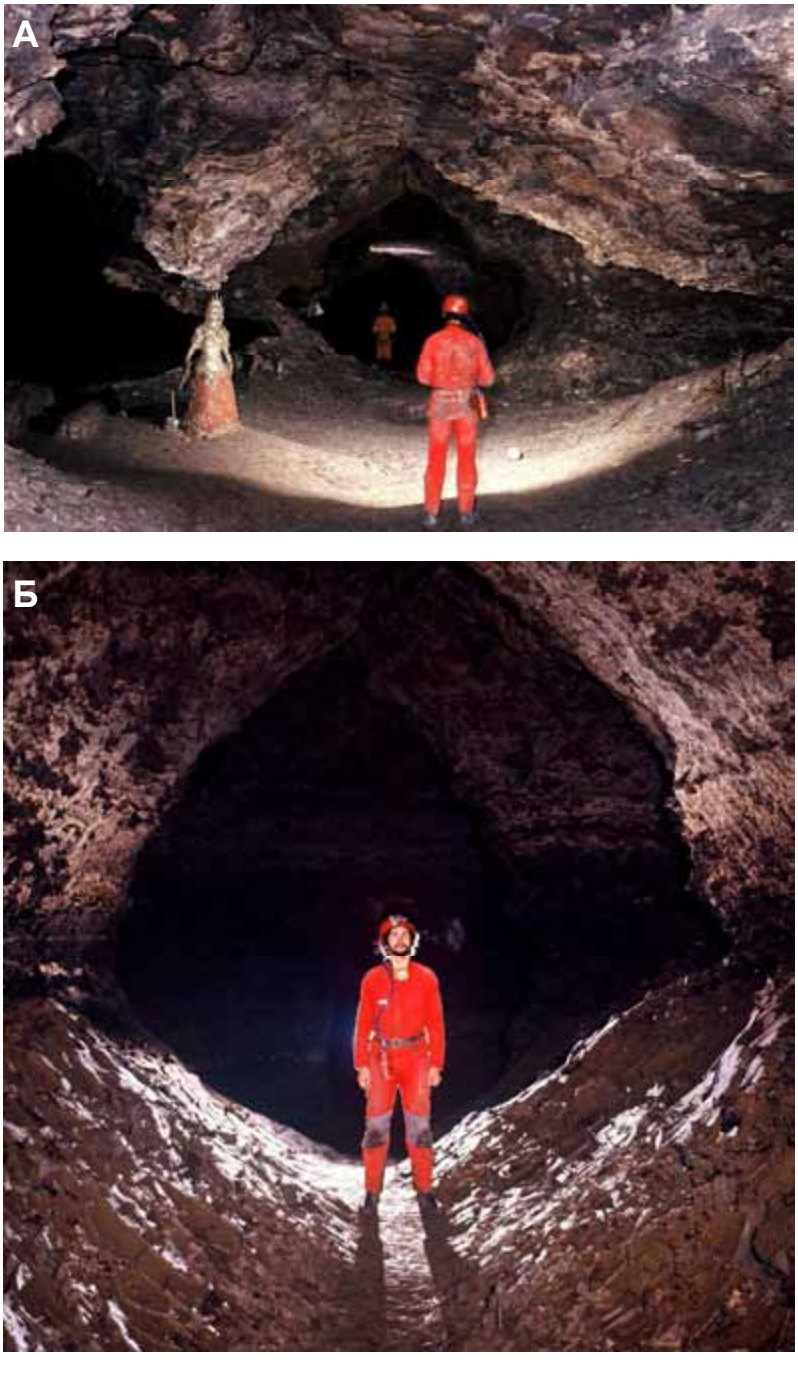


Рис. 4.3. Примеры пещерных галерей Золушки: А – галерея в районе Зала Черновицких Спелеологов, Б – галерея в районе Метрополитен (*фото В. Киселева*)

Морфология ходов пещеры может быть охарактеризована в их поперечном и продольном сечениях. Поперечное сечение подавляющего большинства ходов имеет форму замочной скважины – расширенную, заокругленную верхнюю часть и суженную – нижнюю (**рис. 4.6**). Как правило, на верхнюю, расширенную часть приходится 25-30% от высоты хода, остальное – ни нижнюю, суженную. Прослеживается определенная зависимость между степенью выраженности «замочной скважины» и размерами ходов. Наиболе заокруглена (вплоть до эллипсоидальной) верхняя часть более крупных ходов (галерей и коридоров), менее заокруглена – у ходов, вплоть до невыражения (лишь обозначена) у щелей. Можно отметить также, что морфологический контраст между верхней и нижней частями сечений наиболее выражен на уровне ходов и галерей. В случае щелей верхнее расширение часто ненамного превышает среднюю ширину щели, а в случае коридоров – их нижняя часть – ножка - часто расширена почти до размеров «головы» сечения. Эти обстоятельства имеют, на наш взгляд, эволюционно-гидродинамические причины. Отмеченные морфо-размерные зависимости имеют, однако, нестрогий характер.

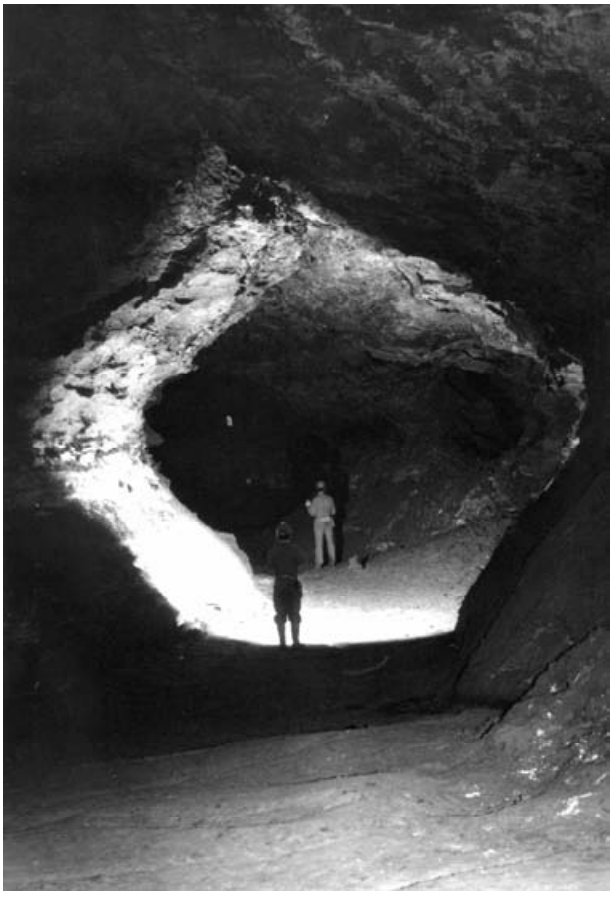


Рис. 4.4. Коридор в районе Перспектив (Система Д)(*фото В.Киселева*)

Вид поперечного сечения пустотной части профиля ходов определяется, как и его высота, прежде всего, степенью заполнения хода отложениями. Упомянутые обстоятельства (размеры ходов и степень их заполнения) контролируют большинство встречаемых разновидностей поперечных сечений. **Рис. 4.5** представляет собой «ключ» к объяснению морфологического разнообразия поперечных сечений и их отклонения от «идеального» профиля замочной скважины. Учитывая производный от размеров, а в еще большей степени - от заполнения отложениями характер сечений, их традиционная геометрическая типизация на «треугольные», «прямоугольные», «овальные» и т.д., практически лишена морфогенетического смысла.

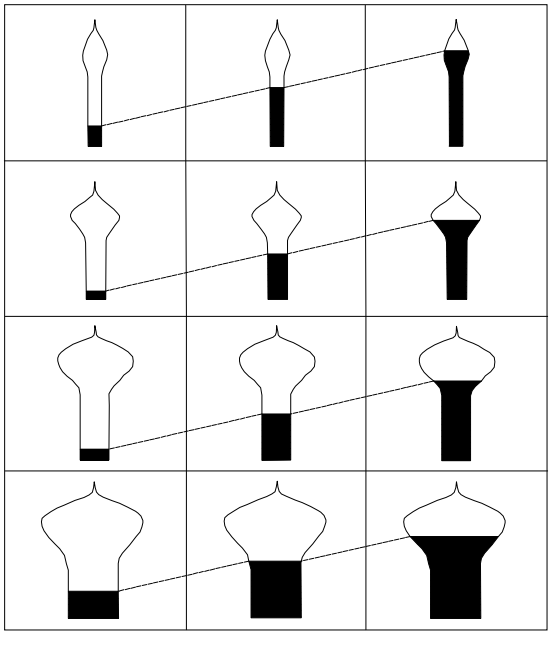


Рис. 4.5. Характерные поперечные сечения ходов пещеры, контролируемые степенью их коррозионной проработки и заполнения отложениями

Вопрос основания «замочного» профиля ходов в значительной мере проблематичен, поскольку основания эти выполнены отложениями и, за редким исключением, скрыты от непосредственного наблюдения. Можно, однако, с большой долей уверенности предполагать, что оно (основание) достигает контакта гипсов с подстилающими породами. Во-первых, это предполагает спелеогенетическая модель пещеры, согласно которой пещера развивалась снизу в условиях напорно-восходящего движения вод (*см. главу 11*). Во вторых, на контакте гипсов с подстилающими породами неоднократно обнаруживались полости как в виде предполагаемых замкнутых полостей (при бурении), так и достоверно-обследованных (спелеологически) фрагментов сетей. На некоторых менее заполненных профилях отмечается расширение «ножки» профиля книзу (**рис. 4.6**). На продолжение хода вниз (вглубъ) часто указывают просадки и провалы в глинистых днищах ходов.

Рис. 4.6. Зал (коридор) Выставочный, примыкающий к Залу Черновицких Спелеологов. В сечении коридора отчетливо проявляется сечение типа «замочной скважины» (*фото С. Волкова*)

Другим наиболее распространенным элементом пещерной мезоморфологии являются *пересечения ходов* (щелей, галерей, коридоров). В отличие от линейных элементов, каковыми являются ходы, пересечения – это изометричные морфологические образования. В зависимости от количества и характера пересечений они могут иметь крестообразную, звездочную, Т-образную и т.д. форму. Степень морфологической тождественности пересечений как самостоятельных морфологических образований тем выше, чем в большей степени разрушены коррозией сходящиеся в пересечениях углы стен. В таких случаях можно говорить о *заловидных расширениях*, которые, собственно, можно без условностей (как в случае с обычными пересечениями) отнести к самостоятельным образованиям, за которыми стоит определенный фактор-предпосылка. Заловидныве расширения в пещере развиты, преимущественно, в условиях сложных узлов – когда в одной точке сходятся 3-5 ходов или когда соседние хода, примыкающие к какому-либо одному, расположены (проработаны) весьма близко и сливаются своими «устьевими» частями. Форма расширений обычно неправильная, извилистая и в каждом случае определяется конкретными морфогенетическими обстоятельствами (**рис. 4.7**).

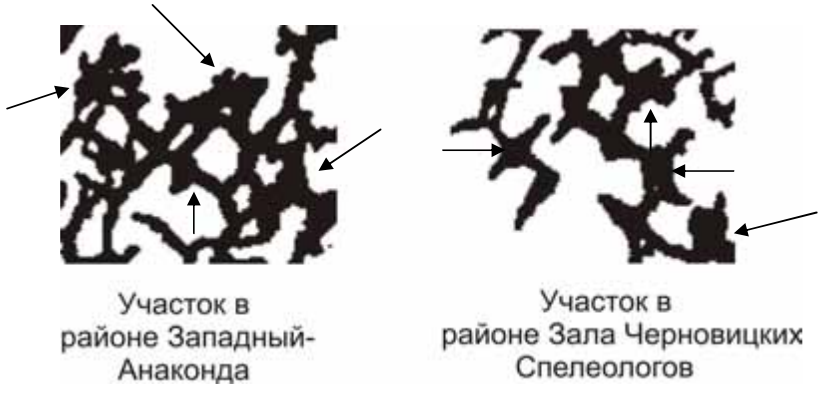


Рис. 4.7. Примеры заловидных расширений ходов в районах Центральном и Западный-Анаконда (участки)

Вертикальными элементами мезорельефа пещеры являются *обвально-осыпные купола* в сводах галерей («выходящие» из гипсов в перекрывающие отложения), а также *вертикальные колодцы*. Купольные гравитационные формы детально охарактеризованы в главе 7. Колодцы же, как вертикальные коррозионные образования, развитые в «пластово-горизонтальной» пещере, представляют большой интерес и имеют большое значение для спелеогенетических построений.

В пещере выявлено около 20 колодцев. Часть из них, прежде всего наиболее крупные, такие как Сухой Колодец в Зале Динозавра или Мокрый Колодец – в Готическом, имеют хорошо выраженную цилиндрическую форму с гладкими стенами. Глубина их достигает 15-18 м при верхнем и нижнем диаметре соответственно 8 и 4-6 м. Стенки колодцев отвесные, а в нижней части – даже с отрицательными углами наклона. На дне колодцев прослеживаются фрагменты полостей нижнего этажа. Верхняя часть колодцев имеет купольный свод, открывающийся в галереи (ходы), на пересечении которых они заложены.

Кроме цилиндрических колодцев для пещеры характерны глубокие (до 10-15 м) спиралевидно закручивающиеся образования, а также щелевые колодцы, открывающиеся в днищах ходов. Наиболее часто колодцы тяготеют к периферийным частям колонных залов (например, Черновицких Спелеологов, Майского, Зала Динозавра). Между размером колодцев, степенью их «цилиндричности» и характером галерей также обнаруживается зависимость: более крупные и лучше проработанные (цилиндрические) колодцы располагаются в районах с бóльшими объемами.

Элементы макро- и мезоуровня в разрезе гипсового слоя

Если посмотреть на расположение описанных морфологических элементов пещеры в вертикальном разрезе, то здесь можно отметить следующее.

1. Полости пещеры развиты по всему гипсовому слою, однако наибольшие объемы наблюдаются в его верхней части, к которой тяготеют расширения ходов. Во многих местах пещерные своды «упираются» в основание перекрывающих гипсы ратинских известняков, образуя «слепые окна» или плоские обнажения в подошве известняков. Форма подобных обнажений чаще всего овальная (в случае упирания коррозионно-напорных куполов) или вытянутая (в случае упирания целого свода галереи). Их площадь

измеряется несколькими кв. метрами, в редких случаях (например, Проспект Кобылянской) несколькими десятками. С подобными участками связаны обрушения перекрывающих пород и формирование купольных форм.

2. В морфологическом отношении можно говорить о ярусности полостей (сетей) пещеры (верхний – расширенные хода треугольного, ромбовидного, овального, полусферического и т.д. сечения, средний – щели, каньоны, коридоры, нижний – фрагменты сетей на контакте с подстилающими породами) отдавая себе отчет в том, что все три яруса морфологически связаны. Они представляют собой лишь морфогенетические звенья вертикального разреза, морфоотличия которых обусловлены особенностями динамики карстовых вод на этапе спелеогенеза, и, в определенной мере, структурными предпосылками.
3. В западных районах пещеры некоторое усложнение в ярусную схему вносят незначительные фрагменты сетей, развитые в средней части слоя (подрайон Подвалов), не соединяющиеся с верхней сетью. Причина их формирования имеет локальную природу и связана с прослоем кристаллического огипсованного известняка, послужившего ограничителем коррозионного роста полостей снизу вверх. Фрагментарно в пещере можно наблюдать также ситуации разобщенного развития ходов верхнего и среднего ярусов. Например, в районе Геохимическом, довольно часто более крупные хода с каньонной (средней) частью соединяются (пересекаются) на уровне верхнего яруса с меньшими ходами, в которых средняя часть (каньонная, щелевая) коррозионно не «выработана». В ближних районах пещеры, например в районе Заблудших, наоборот: своды некоторых щелевидных ходов средней части разреза не имеют вертикального соединения с днищем ходов верхнего яруса (в основном ввиду его отсутствия). В данном случае, как и в предыдущем, щелевидные хода соединяют более крупные хода и галереи с «нормальным» - замочно-профильным сечением. На наш взгляд, подобная фрагментарная «недоразвитость» ходов в вертикальной плоскости обусловлена гидродинамическими обстоятельствами, проистекающими из фреато-артезианской модели спелеогенеза вообще и Золушки – в частности (*см. 4.4*).
4. Модель ярусности полостей пещеры, иллюстрируемая профилем замочной скважины, хорошо «работающая» на мезоуровне, несколько усложняется на макроуровне – порайонных сетей и их фрагментов. Если представить сеть ходов в объемном виде, эти усложнения будут выглядеть следующим образом. Например, в районе Колорадо, с высокой плотностью ходов, в результате слияния ромбовидных галерей верхнего яруса в разрезе слоя сформировались сложные залоподобные полости со сплошным пространством в верхней части и разобщенными каньонами-ходами в днищах (средний ярус). Их образование иллюстрирует **рис. 4.8.** Примером иного типа служит район Голладский Сыр. Здесь морфологическое усложнение (на уровне района) модели заключается в разноуровенности днищ ходов с большим количеством коорозионных окон и проходов между ходами (ввиду высокой их плотности), наличии коротких соединяющих ходов верхнего яруса без каньонного углубления и т.д. Ввиду отмеченных обстоятельств «объемный лабиринт» района приобрел черты кажущейся морфологической хаотичности, что, собственно, отражает его название.
5. В целом для пещеры характерна приуроченность полостей верхнего яруса к крупно-и среднекристаллической части разреза гипсов, среднего яруса – к переслаивающимся крупно-и мелкокристаллическим разностям, а нижнего –

к плойчатым и скрытокристаллическим гипсам нижней части разреза. Морфометрические и морфологические различия ярусов не следует увязывать с ли-

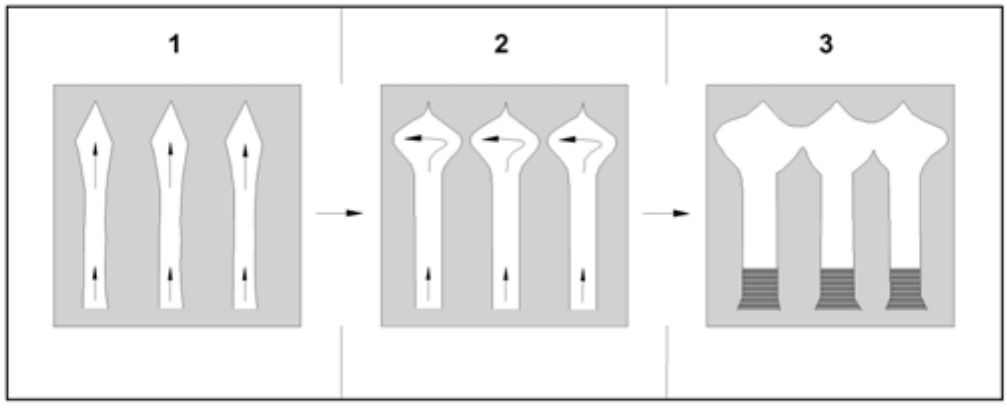


Рис. 4.8. Слияние ходов верхнего яруса с образованием каньонного зала в районе Колорадо:

Условные стадии формирования: 1 – начальная стадия проработки вертикальных каналов, 2-расширение верхней части каналов, 3 – коррлозионное уничтожение стен между ходами и их слияние

тологическими причинами (*см. главу 3*). Причина ярусных морфовариаций имеет гидродинамическую и эволюционную природу (*см. 4.4*).

Иерархия морфологических элементов. Элементы микро- и наноуровня

В развитии описанных выше морфоэлементов макро- и мезоуровня решающую роль сыграли структурные (разломы и трещины) предпосылки, а также специфические условия циркуляции подземных вод. Коррозионные формы низших уровней – микро- и наноуровня – имеют наложенный (на мезоэлементы) характер и обязаны своим формированием свойствам карстующихся пород (структура, текстура, включения) и условиям воздействия на них подземных вод (местный напор, стратификация, смешивание). Соотношение основных морфологических элементов пещеры с факторами-предпосылками их формирования представлено на **рис. 4.9.** Характеристика скульптурных (наложенных) форм микро- и наноуровня, возникновение которых связано со структурно-текстурным фактором, будет дана ниже (*см. 4.3*). В данной части отметим микроформы, происхождение которых обусловлено воздействием на своды и стены пещеры напорных вод.

К таким формам можно отнести крупные *одиночные* или *цепочечные ячеистые формы* на выположенных сводах овальных галерей, а также небольшие *купола* и *камины* в сводах, нанизанные на потолочную трещину (**рис. 4.10**). В поперечном профиле куполов часто обнаруживается «ступенчатость». Некоторые из каминов часто проработаны до подошвы перекрывающих гипсы известняков. При снятии вскрыши с гипсов (во время добычных работ в карьере), такие формы проявляются в виде окон в пещеру (**рис. 4.11**).

К стенным микроформам напорно-коррозионного генезиса можно отнести *ниши* и *овальные углубления разного* размера, хаотически покрывающие (и взаимно-накладывающиеся) стены и своды ходов. В отличие от купольных форм в

N	Уровни спелеоформ	Факторы-предпосылки	Спелеоформы
1	Макроуровень	*Структурный (нарушения, трещиноватость)* *и гидродинамический (гидродинамическая конкуренция)*	Сетевые районы
			Колонные залы
			Каньонные залы
2	Мезоуровень		Щели, ходы, галереи, коридоры
			Пересечения ходов, заловидные расширения на пересечениях ходов
			Купольные формы, связанные с обрушением перекрывающих пород*
			Цилиндрические, спиралевидные и щелеподобные колодцы
3	Микроуровень		Напорные купола и камины в сводах, ниши и углубления в стенах
		Структурно-текстурный (порода)	Текстуропроизводные коррозионные углубления и неровности, связанные с чередованием слоев с разной структурой
4	Наноуровень	*Кристалло-структурный*	Всевозможные коррозионные углубления и неровности, покрывающие потолок и стены пещерных ходов

* В образовании купольных форм главная роль принадлежит гравитации, хотя места их возникновения предопределены структурно и гидродинамически.

Рис. 4.9. Связь спелеоформ разного уровня с факторами-предпосылками их образования

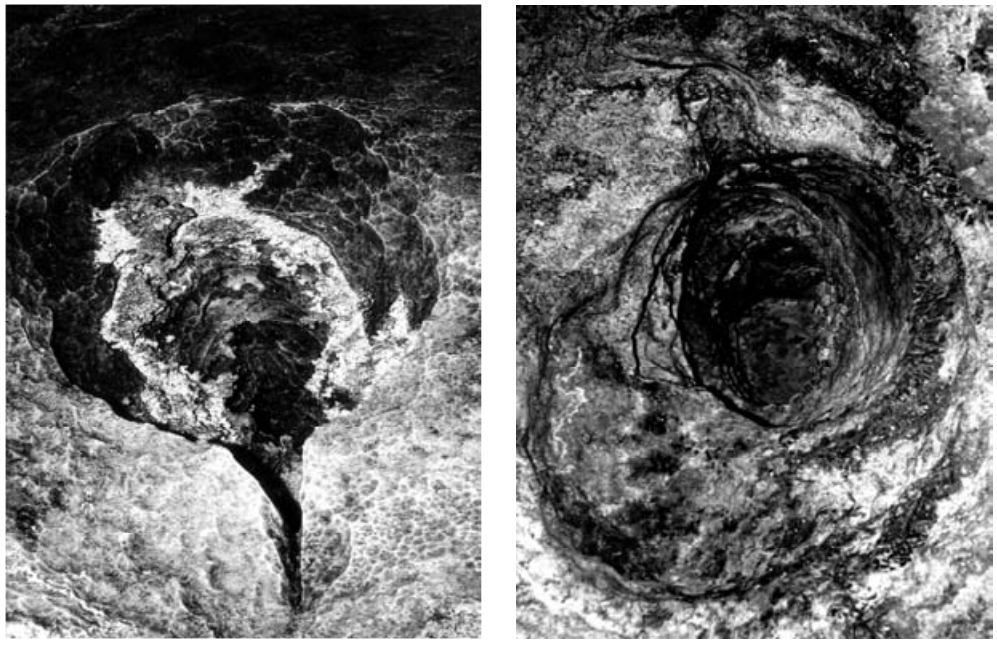


Рис. 4.10. Примеры наложенных купольных форм напорного генезиса в сводах зодов (*фото С. Волкова*)

Рис. 4.11. Напорная форма – коррозионный камин под подошвой ратинских известняков, вскрытый во время добычных работ в Кривском карьере (*фото С. Волкова*)

в сводах они выражены морфологически менее ярко, главным образом, из-за отсутствия трещинной канвы, облегчающей углубление коррозионной формы под давлением.

К наноформам пещерного рельефа могут быть отнесены элементарные (наименьшие, различимые невооруженным глазом) коррозионные неровности и углубления, сплошь покрывающие гипсовые стены и своды ходов. Их «проявление» связано исключительно с действием структурного (в смысле кристаллическогго строения породы, состоящей из зерен различного размера) фактора (*см. 4.3*).

В данном разделе мы сознательно не касаемся также разнообразных пещерных форм, связанных с пещерной аккумуляцией (обвальные нагромождения, осыпные конуса, деформации заполнителя полостей, трещины усыхания, натечные формы и т.д.). Морфология этих образований будет представлена в соответствующих разделах работы.

4.2. Связь морфологии пещеры с сетью трещин в гипсах

Связь пустотного пространства пещеры с сетью трещин в гипсах несомненна и очевидна. Важнее ответить на вопрос: насколько существенна эта связь или точнее – насколько полно структурные предпосылки реализованы в спелеогенезе? В литературе посвященной карсту и пещерам региона сложилось мнение, что морфология «решетчатых» пещер – это почти 100 % проявление (в латеральной плоскости) трещиноватости гипсов, причем трещиноватости исключительно тектонической (Гофштейн, 1967, 1979; Дублянский, Смольников, 1969, Дублянский,

Ломаев, 1980; и др.). Посылка эта казалась настолько очевидной, что посредством анализа планов пещер решалась обратная задача – характеризовалась тектоническая трещиноватость гипсов.

Исходя из „тектонической очевидности" связи и заложения о почти полной проработке трещин (в аспекте плотности сети) считалось, что неравномерность закарстования слоя (в латеральной проекции – на планах пещер) отражает структурно-тектоническую неоднородность гипсов. Как следствие, усилия во многом (и небезуспешно) направлялись на выявление и исследование иерархии трещинного пространства (микроблоки, например), а его площадная неоднородность связывалась с различиями плотности трещин (модель пересечения более и менее плотных зон трещиноватости).

Последующие исследования (Климчук, Рогожников, 1982, Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995) показали, что вопрос о структурных предпосылках спелеогенеза в регионе более сложный. Выяснилось, что кроме тектонических в спелеогенезе участвовали трещины иного происхождения (ранее, в работе 1978 года, на это указывали А.Б. Корженевский и В.Я. Рогожников), что трещиноватость разновозрастна, а ярусность трещин связана не только с литологическими различиями в строении гипсов (мегаслоистостью), но и с их генетическими преобразованиями (перекристаллизацией). Вопрос этот тщательно исследован на примере пещеры Оптимистической в работе А.Б.Климчука, В.Н.Андрейчука и И.И.Турчинова (1995).

Исследования в Золушке привели автора к убеждению, что при всей исключительной значимости структурного фактора в морфогенезе пещеры большая роль принадлежала также гидродинамическим обстоятельствам циркуляции вод (*см. 4.4*).

Чтобы адекватно оценить значение структурного фактора (трещиноватости) в спелеоморфогенезе Золушки рассмотрим детальнее вопрос о трещиноватости гипсов, следуя логике анализа, заданной в работе А.Б.Климчука, В.Н. Андрейчука, Турчинова (1995), и опираясь на принятую в тектонике терминологию и положения, изложенные в работе С.Н. Чернышева (1983) с использованием данных наших непосредственных наблюдений в карьерах, обнажениях и пещерах региона.

4.2.1. Трещиноватость гипсов

Параметры сети

Наблюдения в естественных обнажениях и, особенно, в карьерах показывают, что крупные трещины в гипсах образуют *системы*, то есть множества примерно параллельных трещин, секущих гипсовые массивы. Расстояние между трещинами (шаг системы) зависит от их размеров. В случае крупных, хорошо выраженных трещин оно составляет несколько метров (3-7). Замеры направлений трещин, их визуальные наблюдения на искусственно вскрытой поверхности гипсов, а также планы пещер региона показывают, что системы трещин пересекаются, причем закономерно, образуя *сети*. Учитывая относительное постоянство углов пересечения трещин, видимое на розах-диаграммах трещиноватости, сеть трещин в гипсах может быть отнесена к типу *системных*. Системные сети трещин в породах любого состава – это трещины отрыва (разрыва) и скола, возникающие при специфическом сочетании тензора напряжений, когда все три главных нормальных напряжения различны ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). В связи с пересечениями трещин, плановую структуру трещинных сетей образуют п-угольные (в основном 4-угольные) ячейки, а

вертикальную структуру п-угольные призмы, высота которых в несколько раз превышает их диаметр. Таким образом, гипсовый слой, в первом приближении разбит на вертикально развитые призмы (ближе всего к т.н. столбчатой отдельности), шириной от 3 – 4 до 5 – 7 и более м и высотой около 23 – 25 м. Такая форма отдельностей сети предопределяет общую анизотропию слоя, заключающуюся в ярко выраженной доминации вертикального вектора водопроводящего пространства.

Наблюдения в карьерах показывают, однако, что принципиальная «столбчато – блоковая» модель трещинного пространства гипсов усложняется наличием трещин, „выпадающих" из системных направлений, диагональных (секущих) трещин скола (сдвига), плоскостей напластования гипсов (нераскрытых, но являющихся границами сред с разными физико-механическими свойствами), а также мелких внутрислойных микротрещин, очертания которых часто отражают структурно-текстурную неоднородность гипсов (**рис. 4.12**). Следует, однако, отметить, что в отличие от наклонных секущих трещин, плоскости напластования или текстурные контакты «проявляют» себя лишь в случае появления дополнительных напряжений естественного (подземные полости, выветривание) или искусственного (взрывы) характера. Поэтому, они не могут приниматься в расчет при характеристике трещинного пространства слоя в аспекте структурных предпосылок спелеоморфогенеза.

Рис. 4.12. Разнотипная трещиноватость в гипсах в стене Кривского карьера

Отдельным, очень существенным вопросом является в контексте трещинной сети наличие или отсутствие в разрезе слоя *ярусов* трещин. Вертикальная ярусность трещиноватости установлена в других лабиринтовых пещерах региона, например, в Атлантиде (Климчук, Рогожников, 1982), Оптимистической (Климчук,

Андрейчук, Турчинов, 1995) и других, где ярусные отличия трещиноватости коррелируют (в целом) с литолого-структурной неоднородностью гипсового горизонта. К сожалению, в случае Золушки, наблюдения в карьере не позволяют однозначно ответить на этот вопрос – вследствие наложения на естественную проекцию трещиноватости большого количества вторичных трещин: выветривания, разгрузки и взрывных. Отсутствие факта ярусного расположения сетей ходов (один над другим), как в некоторых случаях подольских пещер, ставит ярусность трещин под вопросом. Наличие же сетей верхнего яруса с неразвитыми в их днищах каньонами также не может являться свидетельством структурной автономности верхней части слоя гипсов. Вопрос о ярусности трещин в гипсах на участке пещеры будет рассмотрен более детально ниже.

Что касается размеров трещин, среди них преобладают образования длиной от нескольких до нескольких десятков метров. По этому параметру они могут быть охарактеризованы как *крупные* и *гигантские* (по Л. Мюллеру, 1971), *трещины* и *макротрещины* (по М.В. Рацу и С.Н. Чернышеву, 1970), *трещины* и *крупные трещины* (по В.Н. Жиленкову, 1975) и т.д. Согласно всем, без исключения, классификациям – это крупные, длинные трещины, граничащие размерами с разрывами, нарушениями и разломами (более высокими уровнями разрывов). По ширине, следуя обобщающей мнения разных авторов классификации С.Н. Чернышева (1983), большинство трещин в гипсах может быть отнесено к *узким* (0,1 – 1,0 мм), *средним* (1,0 – 10,0 мм) реже – к *широким* (1 – 10 см).

Если характеризовать трещиноватость гипсов с точки зрения ее прерывистости (степени расчлененности гипсов на элементарные блоки), скорее всего, мы имеем дело с *непрерывной* (в отличие от прерывистой и разборной) сетью. Такая сеть предполагает полное расчленения массива (слоя) на блоки («разборный массив» – термин С.Н. Чернышева), в противоположность массивам монолитным (не расчлененным на блоки, а лишь содержащим обособленные трещины) и среднетрещиноватым, в которых некоторые блоки отчленены, а другие связаны между собой целиками. Вопрос этот имеет в нашем случае, да и в карстологических исследованиях вообще огромное значение, так как трещинное пространство карстовых массивов предопределяет их потенциальное и фактическое (реализованное в спелеогенезе) пустотное пространство. Как отмечает С.Н. Чернышев, в природе наиболее распространенны среднетрещиноватые (!) массивы, в то же время «большинство задач гидрогеомеханики решено для массивов с непрерывными сетями трещин» (1983, с. 29).

При всей значимости данного параметра сетей для карстологических исследований и оценок (распределение пустот в горных массивах, предпосылка ярусности в пластово-платформенных условиях, степень закарстованности и т. д.) выяснение его связано с существенными методическими трудностями. Предложенные к настоящему времени методы и параметры количественной оценки прерывистости несовершенны. Можно предполагать, что в случае карстовых массивов, сложенных преимущественно, осадочными породами, чаще всего, мы имеем дело с непрерывными и прерывистыми сетями (преобладание внешних трещинформирующих напряжений, а не внутренних, как например, в остывающих гранитных батолитах и т.д.).

В случае гипсов, в пользу непрерывности сети и «полноблочности» слоя косвенно свидетельствуют:

1. Небольшие (в геологическом смысле) размеры и геометрически правильный характер гипсового слоя, его сравнительно небольшая мощность;
2. Однородное, выдержанное по простиранию строение слоя, его монолитный,

скальный характер;
3. Наличие систем трещин, предполагающее однородность проявления трещиноватости на значительной площади;
4. Прослеживаемый секущий (весь слой) характер крупных трещин;
5. Развитие, в ряде случаев, почти на всю мощность гипсового слоя вертикальных элементов пещеры (крупные хода, колодцы).

Тем не менее, наличие в гипсах трещин иных (чем системообразующие тектонические) генетических генераций, в том числе связанных с процессами диагенеза и локализующихся в верхней части гипсового слоя, несколько усложняет картину. Если принимать во внимание только сеть тектонических трещин, то она удовлетворяет определению непрерывной. Если же учитывать трещины иных генераций и характер их соотношения с тектоническими, непрерывность сети снижается, особенно в вертикальном разрезе (*см. ниже*).

Важной количественной характеристикой степени трещиноватости является *пустотность*, выражаемая в процентах. Принимая во внимание незначительную ширину трещин в гипсах (0,1 – 1,0 см), а также их небольшую частоту (через несколько метров) *трещинная пустотность* гипсов при средней ширине трещин 0,5 – 1,0 см составит 0,8 – 1,6% (при шаге трещиноватости 4 м). Фактическая трещинная пустотность гипсов при нераскрытых коррозией или тектоникой трещинах должна быть еще меньшей (< 0,5%), что ставит ее в классификационном ряду С.Н. Чернышева на *среднюю* (0,1 – 1,0%) позицию.

Распространенной характеристикой степени трещиноватости служит *поперечник блоков*, определяемый как расстояние между трещинами (α) в системе по перпендикулярному к ним направлению или через *модуль трещиноватости* Мт – количество трещин на 1 пог. м массива. Исходя из частоты трещин в гипсах, равной нескольким метрам, их трещиноватость по данному показателю может быть определена как *очень редкая* (по классификации В.В. Белоусова, 1952, М.В. Раца и С.Н. Чернышева, 1970), *редкая* и *очень редкая* (по Ч. Джегеру, 1975) или слабая (по В.Н. Жиленкову, 1975; и др.).

Для тектонических трещин используются такие показатели как *суммарная длина трещин* (в м) или *количество* их *пересечений* на единицу площади ($L_т$ и $К_т$) (Печеркин А., 1986 и др.). Согласно подсчетам А. И. Печеркина (1986а, 1986б) на участке Золушки (по данным измерений в карьере и непосредственно в пещере) показатель $L_т$ колеблется в границах 50–300 м на 225 м^2, а $К_т$ – 5–20 на 225 м^2 (участок 15х15 м) (**рис. 4.13**). В пересчете на показатель α (*см. выше*) это составляет 3,5 – 5,0 м.

Генетические типы трещин образующих трещиноватость

Исследования последних 15–20 лет, проведенные в пещерах левобережья Днестра (Подолия) достаточно убедительно указывают на главную роль трещин *контракционных* (по крайней мере для верхнего яруса полостей) в предопределении трещинного пространства пещерных сетей. В буковинской части региона, судя по розам-диаграммам трещиноватости (карьеры и пещеры), существенную роль в качестве трещинной предпосылки спелеоморфогенеза играют тектонические трещины. Достаточно убедительные доказательства эндокинетической природы спелеоинициирующей трещиноватости в большинстве подольских лабиринтов, с одной стороны, и значительное участие тектонических трещин в

морфогенезе буковинских пещер – с другой, переводят данный вопрос в региональную плоскость и указывают на необходимость его тщательного анализа.

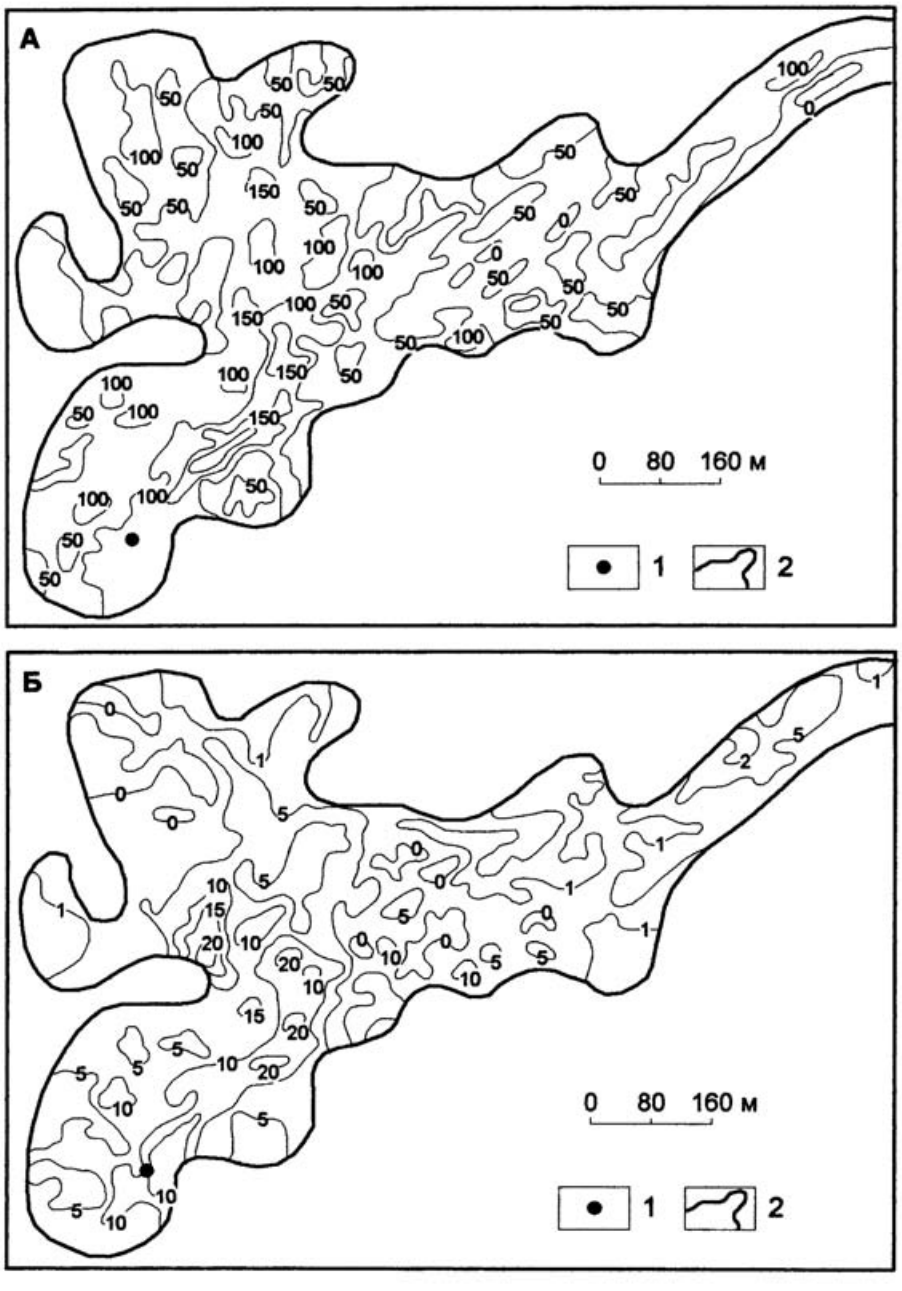


Рис. 4.13. Карстосхемы изолиний длины (А) и количества пересечений (Б) трещин на 225м^2 поверхности пещерного поля (*по Печеркину А., 1986*):
1- вход в пещеру, 2 – фрагмент пещерного поля, охваченный исследованиями (ближняя и центральная части пещеры)

Как выглядит ситуация в случае Золушки, т.е. в районе пещеры? Проанализируем вопрос следуя *историческому* (геолого-генетическому) *принципу*. Его суть по отношению к анализу трещиноватости заключается в выделении генетических типов сетей в соответствии с этапами развития трещиноватости (Нейштадт, 1957, Рац, 1962, Чернышев 1983). С.Н. Чернышев отмечает (1983), что почти в каждом случае трещиноватость массива в своем развитии проходит через ряд этапов: 1) первичное растрескивание при литогенезе, 2) тектонические деформации, 3) гипергенез, 4) техногенез. На каждом этапе (кроме первого) унаследованно развиваются трещины, возникшие ранее, но возникают и новые трещины.

Еще один принцип, которому мы будем следовать при анализе - *принцип унаследованности* в развитии трещин. В той же работе, основываясь на данных многолетних исследований, С.Н. Чернышев излагает вывод, что большинство трещин в массиве развивается унаследованно (этот тезис нетрудно обосновать с физико-механических позиций). В связи с этим каждая трещина обычно «несет на себе черты, полученные при литогенезе, тектонической деформации массива, гипергенезе и, нередко, техногенезе» (с.34). Это обстоятельство порождает разногласия по части отнесения трещин или их систем к тому или иному типу, если исследователи опираются лишь на избранные их параметры. Логично, поэтому, следовать схеме анализа, базирующейся на упомянутых принципах. Рассматривая кратко каждый из упомянутых этапов (литогенетический, тектогенетический, гипергенеза и техногенеза) последовательно охарактеризуем:

- унаследованные старые трещины, преобразуемые на новом этапе;
- новообразованные трещины;
- законсервированные (залеченные, закольматированные) трещины, оставшиеся от предыдущего этапа в неизменном виде.

Первичные (контракционные) трещины

Первичные трещины возникают в осадке в процессе его литификации (обезвоживания, уплотнения, кристаллизации). На скорость их образования, характер и размеры влияют состав осадка, количество запасенной энергии, степень его гидратированности (влагосодержание), мощность слоя и прочие факторы.

Гипсовый осадок, откладывающийся химическим путем в мелководных заливах, лагунах или озерах (себха) под тонким слоем воды характеризуется значительным запасом энергии и воды в разных состояниях (в т.ч. связной). Это определяет его потенциально высокие энергетические возможности в обеспечении (энергией) процесса трещинообразования, в т.ч. формирования трещин *значительных размеров*. Естественно, образование трещин начинается после полного высыхания водоема и «выставления» его на действие внешних факторов среды. В случае свежего гипсового осадка, представляющего собой в верхней части фактически водную взвесь мелких кристаллов, главным импульсным фактором литогенеза будет обезвоживание вследствие испарения влаги. Обезвоживанию, т.е. последовательной потере воды, вначале свободной, а затем все «менее свободных» ее форм (исключая химически связанную) сопутствует гравитационное уплотнение осадка. Эти две силы (стяжения и веса) определяют характер распределения напряжений в слое осадка. Стяжение в изотропном материале (каковым является гипсовый осадок) дает шаровой тензор напряжений, а сила тяжести создает вертикальное сжимающее главное нормальное напряжение (Чернышев, 1983). В результате сложения полей напряжений, эллипсоид напряжений приобретает форму эллипсоида вращения с короткой вертикальной

осью и равными горизонтальными. В таких условиях, пишет С.Н. Чернышев, «при наличии растяжения во всех направлениях с ростом контракционных напряжений в первую очередь возникают вертикальные трещины отрыва» (с. 40) с произвольной ориентировкой – в силу равенства главных нормальных напряжений в горизонтальной плоскости.

Возникая на поверхности осадка и развиваясь (удлиняясь и расширяясь) трещины смыкаются (сочленяются), образуя вначале отдельные полигоны, а затем автономно развивающиеся фрагменты *полигональных сетей* вплоть до формирования единой сети. В однородных средах возникают преимущественно ортогональные трещины (Достовалов, 1959) с преобладанием *трехлучевого* их смыкания (исследования А. Веба, М.В. Раца и С.Н. Чернышева). Такое смыкание укладывается в концепцию *автономного* (одновременное зарождение трещин во множестве точек по всей обнаженной поверхности слоя) *развития каждого участка сети.* Этот вывод обосновывается С.Н. Чернышевым (1983) и представляется весьма важным для дальнейших рассуждений.

Ширина трещин и поперечник возникающих полигонов прямо зависят от величины энергии, запасенной в осадке и, прежде всего, что важно в нашем случае, связно́й воды. Чем ее больше, тем больше будет размер трещин. Специфика гипсового осадка, заключающаяся помимо всего прочего, *в значительной способности удерживать воду* (что так важно и широко используется в строительстве) предопределяет его исключительно высокие предпосылки для формирования крупных трещин, а также – сравнительную растянутость процесса трещинообразования (месяцы и годы) в отличие от осадков, быстро отдающих влагу. Можно в таком случае предполагать, что контракционные трещины в гипсах должны быть сравнительно широкими (до нескольких десятков см, а не несколько см, как обычно), а поперечники полигонов - большими (первые метры). Но здесь «вступает в игру» еще одно очень важное обстоятельство – глубина трещин. От того как глубоко могут развиваться контракционные трещины зависит во многом их ширина и длина и, соответственно, поперечник полигонов.

Глубина развития первичной трещины определяется, прежде всего, вертикальной мощностью осадка или его верхней зоны, в которой происходит (может происходить) литификация, т.е. зоны, в которой не исчерпана «энергия литификации», подразумевающиеся в числе прочих, наличие связной влаги, которая может испаряться. Исходя из ряда предпосылок, логично вытекающих из сказанного ранее, в гипсовом осадке такие условия сохраняются по меньшей мере в нескольких (5-10?) метрах верхней части слоя. Эти предпосылки следующие:

1. Способность гипсового осадка длительное время удерживать связную воду. По этой причине осадок мог оставаться существенно влагонасыщенным на значительную глубину. Даже если в нижних частях слоя вода в осадке вследствие его уплотнения содержалась лишь в связном виде, всеравно это предопределяло возможность их вовлечения в дегидратационный процесс при появлении соответствующих условий (вскрытии трещиной).
2. Сравнительно постепенный, растянутый во времени характер отдачи влаги в пространство, заключающийся в последовательном продвижении (углублении) «фронта испарения» на острие трещины вглубь. Процесс дегидрата-ции происходил, по-видимому, этапно, отражая потерю осадком разных форм воды – от свободной до связной. При этом, длительность каждого последую-щего этапа была намного бо́льшей в связи с неуклонной потерей осадком энергии, с одной стороны, и всевозрастающими трудностями отрыва молекул воды при переходе к более связным (с частичками осадка) ее состояниям – с другой.

Сказанное означает, что в специфической ситуации, каковой является литифицирующийся гипсовой осадок, процесс образования первичных, контракционных трещин растягивается во времени и принимает макромасштабное выражение. Формирующаяся сеть полигональных трещин, с преимущественно трехлучевыми смыканиями, по своим размерным параметрам (длина трещин, поперечник полигонов, плотность трещиноватости) приближается к параметрам тектонических сетей (*см. ниже*). Это обстоятельство, учитывая принцип унаследованного развития трещиноватости, имеет большое значение, так как предполагает «гашение» тектонических напряжений в слое гипсов (или его верхней части) существующими первичными трещинами и, соответственно, меньшую выраженность тектотрещинных новообразований. Несущественно исправляет ситуацию факт залечивания первичных трещин: плотный, литифицированный заполнитель трещин становится проводником тектонических напряжений, вследствие чего поле напряжений в слое становится непрерывным и он «работает» как монолит, системно реагирующий на внешнее силовое воздействие.

Итак, на первом, начальном этапе, в верхней части гипсового слоя (предположительно 5-10, а может и больше метров) сформировалась сеть контракционных трещин. Геологическим (палеогеографическим) условием ее формирования является наличие перерыва (пусть кратковременного – вплоть до нескольких лет!) в накоплении осадков после образования гипсов. Существуют доказательства наличия такого перерыва (*см. Главу 11,12*). Одним из наиболее убедительных является литифицированный заполнитель первичных трещин, обнаруживаемый в ряде гипсовых пещер региона, но наиболее широко и многоаспектно представленный собственно в Золушке.

Тектонические трещины

Трещины этого типа образуются на следующем этапе трещинообразования, когда осадок по мере литификации постепенно приобретает „чувствительность” к внешним (тектоническим) напряжениям, а превратившись в твердое, скальное тело становится, вместе с окружающими породами, проводником и ареной наложения полей внешних напряжений (планетарных, региональных, локальных). Реакцией на эти напряжения является возникновение ориентированных (в зависимости от направления воздействия) систем трещин, а вследствие их наложения – сетей. Внешний характер напряжений, несоразмерность масштаба их полей (несравненно крупнее) и величины слоя предопределяют однотипное растрескивание слоя по «силовым линиям поля напряжений», вследствие чего тектонические сети приобретают системный характер. Системность – основная особенность тектонических трещин (Чернышев, 1983). В зависимости от источника напряжений, тектонические трещины делят на *планетарные* (связанные с ротационными силами – вращением Земли вокруг собственной оси), *складок* (связанные с напряжениями, возникающими при формировании тектонических структур) и *приразрывные* (сопуствующие разрывам - нарушениям и разломам).

Наличие в твердых скальных породах тектонических трещин той или иной генерации или нескольких генераций – имманентное свойство этих пород, в данном случае, гипсов. Вопрос о них не может обсуждаться в аспекте их наличия или отсутствия, но в аспектах:

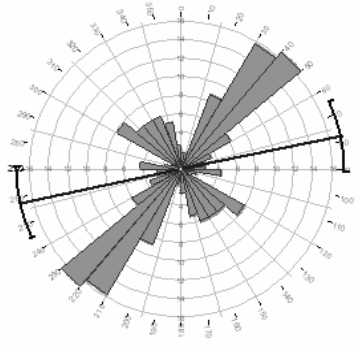
- насколько широко и в каком виде тектонические трещины представлены на участке исследований, в регионе?
- насколько унаследованный по отношению к ранее возникшим (первичным)

трещинам характер имеет тектоническая трещиноватость?

- каково соотношение унаследованно развитых и новообразованных трещин, каковы признаки тех и других?

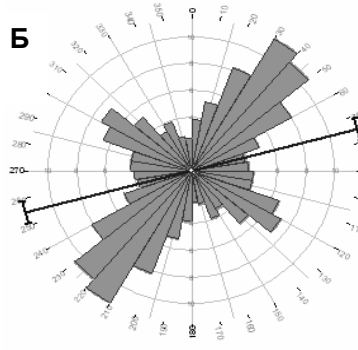
Судить о присутствии и виде тектонических трещин на участке пещеры можно исключительно опираясь на данных измерений в Кривском карьере. Измерения трещин производились в карьере в разное время (конец 70-х, 80-е, частично в 2006 г.). В связи с высокой закарстованностью и разрушением верхней части слоя (верхний уступ) замерялись трещины на нижнем уступе, соответствующим нижней половине разреза гипсов (средняя часть и бóльшая часть нижней). Изучались трещины заведомо тектонические, т.е. прямолинейные, вертикальные, секущие всю видимую часть разреза гипсов, повторяющиеся через определенное расстояние и т.д. Данные замеров отражены на **рис. 4.14 –А.**

А



Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Min.Length Filtering ..	Deactivated
Max.Length Filtering ..	Deactivated
Azimuth Filtering	Deactivated
Data Type	Bidirectional
Population	115
Maximum Percentage	16,5 Percent
Mean Percentage	5,6 Percent
Standard Deviation	4,38 Percent
Vector Mean	77,94 Degrees
Confidence Interval ...	12,97 Degrees
R-mag	0,65

Б



Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Min.Length Filtering ..	Deactivated
Max.Length Filtering ..	Deactivated
Azimuth Filtering	Deactivated
Data Type	Bidirectional
Population	998
Maximum Percentage	11,4 Percent
Mean Percentage	5,6 Percent
Standard Deviation	2,56 Percent
Vector Mean	74,94 Degrees
Confidence Interval ...	4,03 Degrees
R-mag	0,69

Рис. 4.14. Ориентация тектонических трещин в Кривском карьере (А) и направлений пещерных ходов в пещере Золушка (Б)

На рисунке прослеживается сеть с явным преобладанием двух пересекающихся систем с пиками в интервалах 20 – 40^0 и 120 – 150^0. Трещины систем скрещиваются под углом примерно 90 – 110^0, что позволяет говорить о взаимоперпендикулярном (или близком к нему) их пересечении. Это обстоятельство, а также СЗ и СВ их ориентировки могут свидетельствовать в пользу их общего

(планетарного) характера. Выделяя признаки планетарных трещин С.Н. Чернышев в качестве первого признака отмечает «… две взаимно перпендикулярные системы, которые в недислоцированных толщах вертикальны и простираются, чаще всего, по направлению СВ и СЗ или на север и восток» (с. 48, 1983). Еще два признака – присутствие в разновозрастных платформенных отложениях, лучшая выраженность в прочных породах, (в которых они перпендикулярны слоистости) – также не противоречат выводу о общепланетарном характере трещин в гипсах.

Отмеченные признаки характеризуемых трещин как планетарной разновидности тектонических трещин отличают их от литогенетических трещин, однако имеют одну общую с ними особенность: и в литогенетических, и в планетарно-тектонических трещинах наблюдается одинаковая (подчиняющаяся тому же самому закону $\alpha = LM^k$) зависимость расстояния между трещинами от мощности разбиваемых ими слоев.

Несколько смущает факт неравнозначной развитости систем (крыльев) двух главных направлений на **рис. 4.12-А**. Чернышев С.Н. не отмечает, правда, что взаимопересекающиеся системы, образующие сеть планетарных трещин, должны быть параметрически близки, но это следует из представленных в его работе (1983) фотографий, а также из логических предпосылок. Довольно существенное ($10\text{-}20^0$) отклонение главных пиков пересечений от 90^0, наряду с предыдущим обстоятельством также, ослабляет убежденность автора в исключительно общепла-нетарной природе сети тектонических трещин в гипсах района. Вполне возможно, что поле общих напряжений, распространившееся на гипсовой слой после литификации осадка, дополнительно индуцировалось региональными напряжениями, связанными с тектоническими движениями, охватившими юго-западную окраину Восточно-Европейской платформы в связи с горообразованием в Карпатах. Как следует из многочисленных публикаций, в том числе автора (Андрейчук, 1984, 1988), в доплиоценовое время (баден, сармат) в окраинном регионе платформы преобладали опускания (формирование Карпатского предгорного прогиба), которые привели к появлению многочисленных разрывов преимущественно СЗ простирания (параллельно прогибу), разбившие платформенную окраину на «ступени», в которых гипсы погружаются в сторону прогиба. Естественно, что на этом этапе формировалась трещиноватость с доминирующим северо-западным вектором (приразрывная и др.).

Сменившие опускания (в конце сармата - начале плиоцена) поднятия имели дифференцированный характер и привели к эволюции «ступенчатой» структуры в «клавишно-блоковую». В это время наиболее существенные напряжения возникали на границе клавишей-макроблоков, ориентированных перпендикулярно прогибу (СВ), что отразилось в преимущественном развитии северо-восточного вектора трещиноватости. Следуя отмеченной логике, геологически «вялое» формирование планетарной трещиноватости в гипсах могло быть дважды индуцировано региональными тектоническими событиями: в доплиоценовое время – пассивное (в т.ч. в связи с опусканиями) развитие планетарной - с локальной активизацией северо-западного направления, в постсарматское время – активное раскрытие с преимущественным развитием северо-восточной составляющей. Таким образом, может иметь место пространственное наложение на общий фон медленно формирующейся планетарной сети (с характерными для нее пересекающимися СЗ и СВ системами) региональных напряжений, ориентация которых в разное время *была близкой двум векторам общего фона*. Роль региональных напряжений в этом случае свелась к дву-этапной стимуляции раскрытия планетарной трещиноватости, вначале ее северо-западного, а позже – северо-восточного «крыла». При этом,

импульс второго этапа – тектонических поднятий – был более мощным, что проистекает из самой природы поднятий, сопровождающихся раскрытием трещин. Возможно по этой причине северо-восточное направление трещиноватости обозначилось более высокой частотой случаев, чем северо-западное (**рис. 4.14**). Предложенная модель развития тектонической трещиноватости гипсов, учитывает, таким образом, планетарные ее признаки, некоторые несоответствия (асимметрию развития направлений), связываемые с региональным фактором и целиком согласуется с принципом унаследованного развития трещин (трещиноватости).

Невзирая на бóльшую или меньшую ценность вышеприведенных рассуждений является фактом наличие в гипсах системной тектонической трещиноватости, отраженной на **рис. 4.14-А.** Несомненно, тектонические трещины изученные в нижней половине слоя (где отсутствуют контракционные), так или иначе должны быть выражены и в его верхней части. И здесь мы переходим к следующему вопросу, обозначенному в начале параграфа:

- как соотносятся между собой более поздние, в данном случае тектонические, трещины и более ранние, первичные, наличие которых проистекает как из общей схемы эволюции трещин, так и из факта перерыва в осадконакоплении после отложения гипсов, и особенно – из прямых доказательств в виде закольматированных трещин?

Чтобы ответить на этот вопрос обратимся вновь к **рис. 4.14**, к его правой части (Б). Он представляет розу-диаграму направлений ходов почти всей (80%) пещеры (1663 значения). Сравнение правой и левой частей рисунка (А и Б) позволяет заметить как существенное их сходство, так и значимое различие. Сходство рисунков заключается, прежде всего, в азимутальном соответствии основных направлений развития ходов пещеры и направлений тектонической трещиноватости. В обоих случаях прослеживается элемент системности сетей, а пики главных направлений совпадают. Это является убедительным доказательством связи ходов пещеры (если не большинства, то значительного их количества) с тектонической составляющей трещиноватости.

Вместе с тем, роза-диаграмма направлений пещерных ходов характеризуется существенно (примерно вдвое) меньшим развитием северо-восточного вектора (22% направлений интервала 30–50^0 против 43% в случае тектонических трещин), меньшей асимметрией «крыльев» (25–30%-ная разница между количеством ходов СВ и СЗ направления против 50–55% разницы на рис. А) и существенно бóльшим удельным весом других направлений (бóльшим разбросом).

Сравнивая рисунки можно сделать общий вывод о бóльшей (по меньшей мере в два раза) *системности* сети на рис. А, чем на рис. Б и, соответственно о бóльшей степени *полигональности* сети на рис. Б, чем на рис. А. Это значит, что в спелеоморфогенезе оказались задействованы не только тектонические, но и трещины иного происхождения, которыми могут быть только первичные, контракционные.

Анализируя две части **рис. 4.14** можно попробовать количественно оценить тектоническую и контракционную составляющие на рис. Б. Если тектоническими считать интервалы 20–60^0 (СВ направления) и перпендикулярные им 110 – 140^0 (СЗ направления), то в сумме это даст около 57 % общего количества направлений, т.е. чуть больше половины. Но значит ли это, что более половины трещин, использованных в спелеогенезе, тектонические? Следуя принципу (закону!) унаследованного развития трещин можно предположить, что тектонические напряжения должны были использовать соответствующие их полю уже существующие первичные трещины. Чтобы определить какой процент первичных трещин мог быть охвачен

прогрессирующим тектоническим раскрытием (т.е. количество трещин СЗ и СВ направлений) обратимся к следующим данным.

Как известно из специальной литературы (Рац, Чернышев, 1970, Чернышев, 1983; и др.) и что подтверждено на примере пещеры Оптимистической (Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995), первичные трещины образуют в плане полигональные сети (в отличие от системных - тектонических) с резким преобладанием (71,8 – 88,5%) трехлучевого их смыкания. В тектонических сетях чаще наблюдаются четырехлучевые пересечения. Статистическая обработка данных по бóльшей (>85% площади) части пещеры позволила установить, что на трехлучевые смыкания ходов приходится 63% от общего их количества варьируя от 56,0 до 72,0 в разных районах (*см. ниже*), а на четырехлучевые пересечения 22% (13,0–30,0%). Остальные 15 % – это «коленообразные» изгибы ходов, а также сложные «звездчатые» (пятилучевые, например) их смыкания.

Если допустить, что количество трехлучевых сочетаний первичных трещин в гипсах составляло 80% (средняя цифра из литературных данных), а фактическое количество трехлучевых пересечений ходов в пещере равняется 63 % (тоже среднее), то оставшиеся 17% разницы следует отнести на счет тектонических трещин. Скорее всего, это были новообразованные трещины (эта цифра близка к 22% четырехлучевых пересечений). Тогда 40% (57% минус 17%) или 35% (57% минус 22%) трещин тектонического интервала направлений можно считать *унаследовано развитыми* (под действием тектонических сил) *первичными трещинами*, направления которых (СЗ и СВ) совпадали с полями тектонических напряжений (планетарных и этапно-региональных). Если принять, что на теоретической круговой диаграмме направлений трещин полигональной сети все направления, собранные в 30^0-ные интервалы, представлены одинаковым количеством, то из 180^0 (360^0) на тектонические направления (40^0 СВ интервала – $20\text{-}60^0$ и 30^0 СЗ интервала – $110\text{-}140^0$), см. **рис. 4.14-Б**) придется около 39 %. Таким образом, оценка количества унаследовано развитых контракционных направлений около 35 – 40%, данная выше, выглядит довольно правдоподобно.

Таким образом, ответ на второй поставленный вопрос - о соотношении и генетическом сопряжении трещин более ранней (первичных) и последующей (тектонических) генераций может быть следующим: более трети первичных трещин (СЗ и СВ направления) приняло непосредственное участие в «гашении» тектонических напряжений, получая также некоторое развитие (раскрытие, удлинение углубление). Оставшиеся - «непогашенные» напряжения нашли выражение в образовании 17 % новых, собственно тектонических трещин.

Процесс «модификации» полигональной сети первичных трещин и «адаптации» слоя к новому полю – внешних напряжений, сопровождался, по-видимому, некоторой ее «геометризацией» и возрастанием системности. Но процесс этот был длительным. Образование сети планетарных трещин происходит геологически вяло, а региональные движения также были сравнительно медленными, к тому же этапными, со сменой знака и активности тех или иных направлений. Сказанное поясняет, почему среди направлений пещерных ходов явно преобладают трехлучевые пересечения, характерные для полигональных сетей первичных трещин. Первичная сеть «приняла на себя» значительную (40%) часть тектонических воздействий не позволив (в верхней части слоя) незначительному (17%) количеству новообразованых тектонических трещин изменить радикально геометрию сети. Если говорить о соотношении характера пересечений, то трещинная сеть осталась преимущественно, полигональной. Но если говорить о выраженности направлений ходов (57%), то «отдав» в пользу тектоники почти 40%

своих направлений (СЗ и СВ - унаследованное развитие) в дополнение к 17% новообразованных, трещинная сеть приобрела черты системности. В этом заключается переходный (от полигональной к системной) характер трещинного пространства гипсов. Процесс «перехода» в упрощенном виде представлен на **рис. 4.15**.

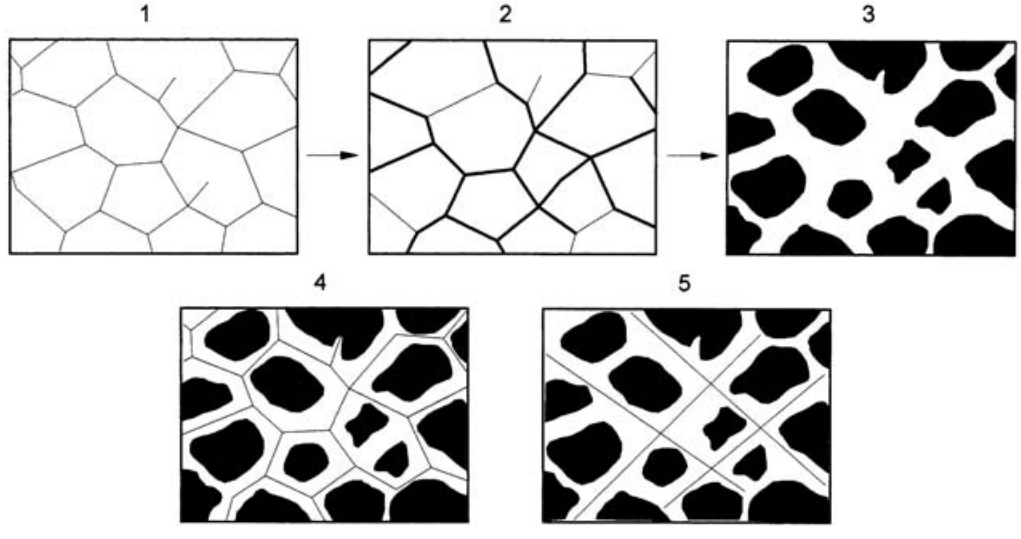


Рис. 4.15. Условно-этапная тектообусловленная геометризация первичной полигональной сети:

1 – полигональная сеть первичных (контракционных) трещин, 2- оживление планетарными напряжениями СЗ и СВ элементов полигональной сети и возникновение новых напряжений на данных направлениях, соединение подобно-направленных элементов в ориентированные более крупные трещины (зигзаго-сквозные), образование новых тектонически обусловленных элементов в местах напряжений, 3 – фрагмент пещерного лабиринта, развитый по трещиноватости 2,4 – 5 – разные возможные способы интерпретации (фрагмента плана пещеры - 3) спелеоинициирующей трещиноватости: 4 – контракционный, 5 – тектонический

Итак, сочетание реликтовых элементов первичной полигональной сети (трехлучевые пересечения ходов) и ее тектонически геометризированной (СЗ и СВ) составляющей предопределило сложный характер трещиноватости и последующего спелеоморфогенеза. **Рис. 4.15** дает определенный ключ к расшифровке вопросов, связанных также с «порядковой» структурой сети, что будет рассмотрено несколько позже.

Таким образом, в планово-эволюционном аспекте развития трещиноватости имело место преимущественно унаследованное развитие первичной ее генерации с последующей всенарастающей модификацией, отражающей этапное изменения поля напряжений. Реакция трещиноватости на новые напряжения заключалась не в радикальном изменении геометрии сети, а в энергетически более выгодной «отдаче» для развития соответствующих элементов (СВ и СЗ ориентировки) и тем самым сработки формирующихся напряжений. Развитие «пожертвованных» элементов первичной сети (их было около 35–40%) заключалось в их «оживлении», соединении в направленные вытянутые зигзагообразные трещины и зоны, которые неизбежно пересекаясь формировали на более высоком масштабном уровне чисто «систем-

ный» каркас трещиноватости! Поэтому, отдаляясь от уровня отдельно взятой контракционной трещины ко все более протяженным их соединениям (что спровоцировано тектоникой!) мы, тем самым, теряем из поля зрения истинную полигональность сети в пользу становящейся все более видимой (и тоже истинной!) системности сети. Вот почему анализируя планы пещер «под лупой» мы видим преобладание трехлучевых пересечений, несомненно свидетельствующих о первичной природе трещиноватости, а глядя на планы «в целом» – видим закономерно ориентированные и пересекающиеся крупные элементы, тектонический характер которых также очевиден (**рис. 4.15**).

Зигзагообразность «спаянных» и удлиненных тектоникой ориентированных отрезков контракционных трещин вуалируется или нивелируется вообще последующей коррозионной проработкой этих трещин и зон. Поэтому, на планах пещер они выглядят ровнее (**рис. 4.15-3**). Поскольку средняя ширина ходов Золушки существенно выше, чем подольских пещер, например Оптимистической, то, соответственно, и выше степень ее «камуфляжа» по отношению к контракционной предпосылке морфогенеза: план Золушки выглядит существенно более системным, чем других подобных пещер, размеры ходов которых меньше. Если посмотреть на план пещеры через призму вышеизложенного, сразу бросится в глаза множество зигзаподобных соединений ходов. Извилистая форма большого числа протяженных ходов отразилась и в их названиях (например, Зигзаг Удачи, Анаконда и др.).

Следует упомянуть еще одно возможное обстоятельство «системовуализации» первичной сети. Под воздействием тектонических напряжений в первичной сети раскрывались, оживлялись и получали преимущественное развитие ее СЗ и СВ элементы. В силу этого, они могли иметь гидродинамическое преимущество на этапе спелеогенеза и, соответственно, получить лучшее морфологическое выражение. Особенно это касается северо-восточного направления, преобладающего в ориентировке ходов и связываемого нами с наиболее молодым, плиоценовым оживлением и раскрытием трещиноватости в гипсах.

Из всего сказанного выше вытекает еще один вывод – о вертикальной неравномерности распределения трещин в слое гипсов. Если тектонические трещины секут весь слой, то первичные, контракционные, сосредотачиваются лишь в его верхней части, до глубины 5 – 10 м. Следовательно, количество и плотность трещин в верхней части слоя должны быть больше, чем в нижней. Это справедливо лишь отчасти, поскольку значительная (не менее 40% - *см. выше*) часть тектонических трещин в своем развитии в верхней части слоя использовала канву контракционных трещин (унаследованное развитие). Точнее, развитие тектонических трещин заключалось в углублении до подошвы слоя контракционных трещин СЗ и, особенно, СВ направления. В спелеоморфогенезе это выразилось в том, что наиболее крупные и глубокие галереи имеют собственно СВ направление (районы Восточный, Готический). В районах пещеры с ярко выраженным СВ направлением (в основном, восточная часть пещеры) сеть ходов имеет меньшую плотность, их объем больше, а степень вертикальной проработки (разреза замочной скважины) выше. Здесь же встречаются наиболее крупные колодцы.

В районах с меньшим удельным весом тектонически активированных первичных трещин (западная часть пещеры) плотность сети ходов выше. Значительная часть из них (*см. 4.1.*), например в районах Веселый, Голландский Сыр или Геохимический, характеризуется отсутствием каньйонной части разреза. Более глубокие (СВ хода) с каньйоноами соединяются поверху меньшими, из-за чего морфология районов приобретает «веселый» вид или напоминает голландский сыр. Вполне возможно, что хода–соединения развились здесь исключительно по

первичным трещинам. Данный вопрос будет детальнее проанализирован в следующем разделе.

Из соотношения количества первичных трещин неактивных и тектонически активных направлений следует, что из-за наличия контракционных трещин плотность трещин вообще в верхней части разреза должна быть, по меньшей мере, в 2 раза выше, чем в нижней. Возможно так и есть, однако это обстоятельство не находит яркого морфологического выражения (визуального, например) в различии плотности пещерных ходов (хотя вполне возможно, что статистика бы подтвердила этот вывод). Это можно объяснить исключением части первичных трещин из спелеоморфогенеза по причине их заполненности вторичным материалом (литификации), тектонической пассивности (ненапряженных направлений), а также нереализованности в связи с гидродинамическими причинами (слабая раскрытость, закрытие на этапе опусканий).

Анализируя развитие трещин в гипсах на втором – тектоническом – этапе их эволюции, рассмотрев вопрос о соотношении разных генетических генераций трещиноватости и их коэволюции, мы не охарактеризовали еще первичных законсервированных (залеченных, закольматированных) трещин, оставшихся от предыдущего – литогенетического этапа. Вопрос этот очень интересный и важный, поэтому остановимся на нем подробнее.

В Золушке, как ни в одной другой пещере региона, обращает на себя внимание обилие закольматированных первичных трещин, точнее трещин с литифицированным заполнителем. «Освобожденные» в процессе литогенеза слепки трещин получили среди спелеологов название «драпировок», а в научной литературе «известковых кулис». Оба названия удачно отражают главное свойство слепков – их «вырастание» из стен и сводов вдоль или поперек ходов. Кулисы торчат из стен, перегораживают хода, пересекают их под разными углами (**рис. 4.16**).

Рис. 4.16. Обособленная коррозией известковая кулиса в Зале Черновицких Спелеологов (*фото С. Волкова*)

В подавляющем большинстве случаев кулисы разрушены и образуют на стенах и в сводах выступающие «оторочки», окаймления сечений, шириной от нескольких до нескольких десятков сантиметров. Реже кулисы сохраняют свою сплошность, хотя также несут на себе следы разрушения в виде «дыр», «окон» и т.д. (**рис. 4.17-А,Б)**. В таких случаях они перегораживают хода, иногда разделяют их на параллельно-идущие или на отдельные камеры.

Толщина кулис весьма изменчива: от 1–2 до 20–30 см и более. Крупные кулисы имеют в основном выдержанное (по меньшей мере – первые метры) простирание, более тонкие и мелкие могут искривляться (**рис. 4.18**), сохраняя при этом свою вертикальность. Нередко в сводах пещерных коридоров можно наблюдать смыкания (пересечения) кулис (**рис. 4.19**).

Материал кулис представляет собой в разной степени (в основном – сильно) литифицированную алеврито-песчано-карбонатную массу, но встречаются также пористо-рыхлые и плотные кристаллические разновидности. Среди минералов, присутствующих в составе кулис, кроме тонкозернистого кальцита встречается кварц (10 – 25%), глауконит, лимонит, коллофан, мусковит, рутил, хлорит и другие.

Подавляющее большинство кулис располагается вертикально по отношению к гипсового слою, но встречаются и субвертикальные. Из 435 замеров, осуществленных в пещере, только 28 кулис (около 6%) имели субвертикальный характер, остальные 94 % – это вертикальные образования (**Приложение**, **табл. 4.1**).

Плотность кулис на участке пещерного поля довольно высокая. Косвенное представление о ней может дать параметр «расстояние между кулисами», померенное в пещере маршрутно образом. По данным тех же 435 замеров (наиболее полный из всех предпринятых измерительных циклов) среднее расстояние между кулисами равно 5 м (**Приложение 3, табл. 4.2.).** К сожалению, измерениям не сопутствовали топографические приемы, которые позволили бы восстановить топологию (геометрию) сетей кулис. Это очень интересная задача, которой следует заняться в будущем.

Особенностью кулис является изменчивость их толщины, рельефный характер стенок, наличие «раздувов» и «уплощений». Средняя толщина кулис, рассчитанная на основании усреднения 435 замеров (в пещере) составляет 5,8 см (**Приложение 3, табл. 4.3**). При этом, почти ¼ кулис (103 из 435) имеет «раздувы» повыше 10 см (10–40 см). Неровный, «скульптурный» характер кулис-слепков указывает на их закарстование на этапе перерыва в осадконакоплении – перед трансгрессией и отложением перекрывающего гипсы слоя известняка.

Есть все основания полагать, что сеть эта имеет выраженный полигональный характер. Это проистекает, прежде всего, из ее «первичной» природы. На **рис. 4.20** приведены розы-диаграммы ориентировки кулис, построенные по данным разных (по времени и площади пещеры) измерительных циклов (с разным количеством данных – от нескольких десятков до нескольких сотен). Все рисунки указывают на две главные закономерности: отсутствие выраженной системности в целом (полимодальное распределение), что свидетельствует о полигональности сети, и преимущественное развитие «снопа» направлений в ССЗ направлении. Наиболее репрезентативным из всех (выборка 320 замеров) является **рис. 4.20-Г** На рисунках с меньшей выборкой (**рис. 4.20-А,Б,В**) и поэтому более «растрепанным» снопом направлений просматриваются системы взаимоперпендикулярных направлений ($140 – 150^0$ х $50-60^0$), но ее «истинность» учитывая **рис.4.20-Г** сомнительна, а природа – загадочна. На вопросе о причинах вытянутости снопа в ССЗ направлении остановимся ниже.

Рис. 4.17. Примеры «дырявых» кулис, перегораживающих хода (район Центральный) (*фото В.Киселева*)

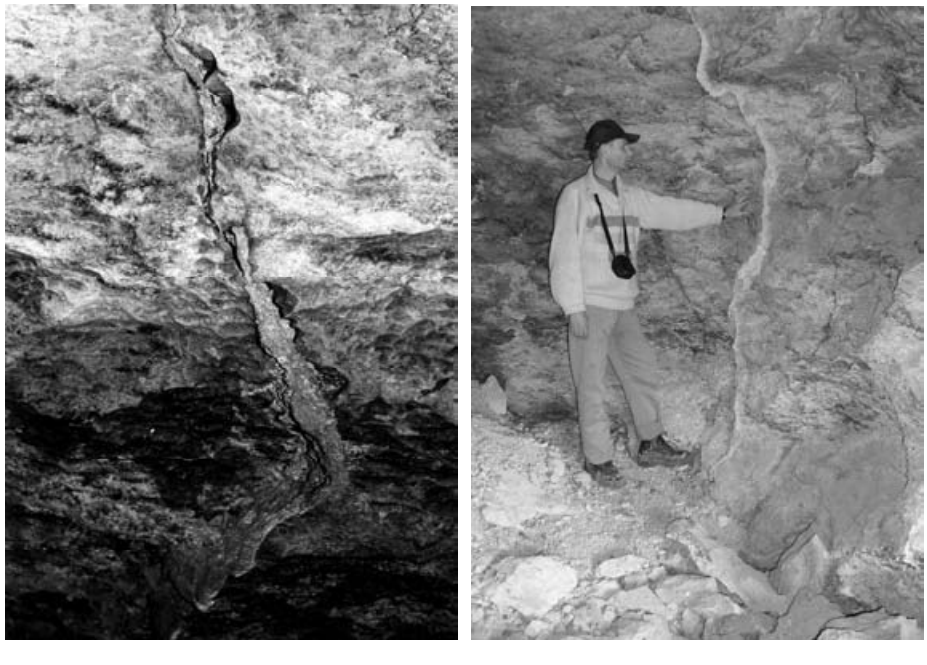


Рис. 4.18. Примеры искривления тонких кулис (район Привходовый) (*фото В.Андрейчука, Б.Ридуша*)

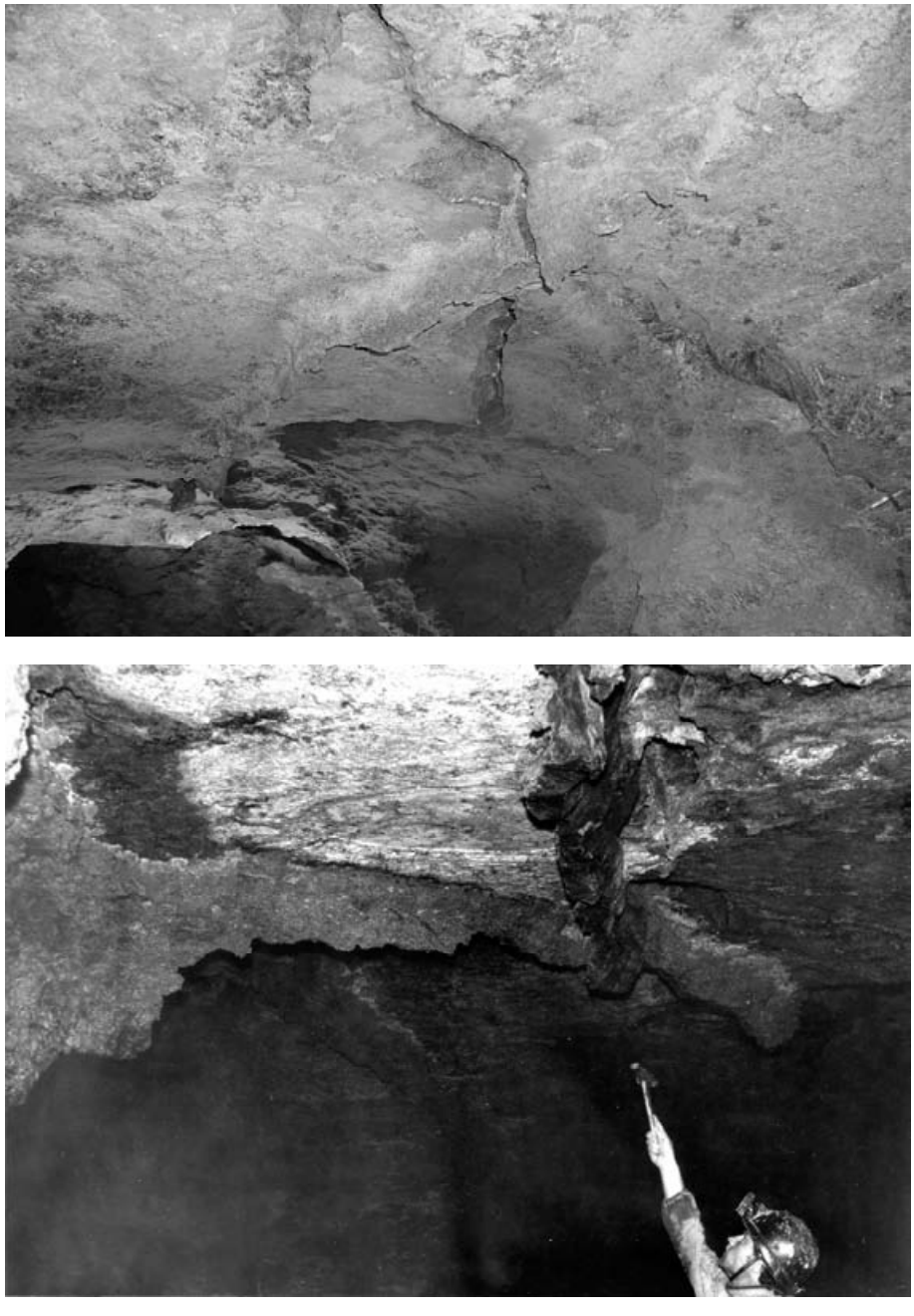
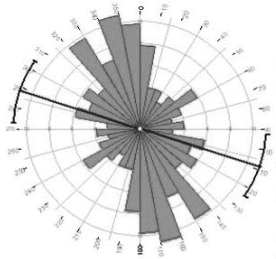


Рис. 4.19. Примеры смыкания кулис в сводах пещерных ходов (А - район Привходовый, Б – галерея Стадион) (*фото Б. Ридуша, С. Волкова*)

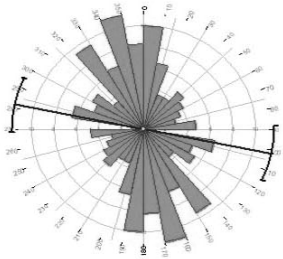
А



03.1981

Calculation Method .... Frequency
Class Interval .... 10 Degrees
Min.Length Filtering .. Deactivated
Max.Length Filtering .. Deactivated
Azimuth Filtering ..... Deactivated
Data Type .... Bidirectional
Population 103
Maximum Percentage .... 10,7 Percent
Mean Percentage .... 5,6 Percent
Standard Deviation .... 2,43 Percent
Vector Mean .... 288,29 Degrees
Confidence Interval ... 15,6 Degrees
R-mag 0,59

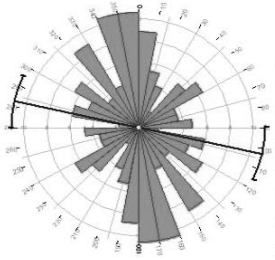
Б



05.1985

Calculation Method .... Frequency
Class Interval .... 10 Degrees
Min.Length Filtering .. Deactivated
Max.Length Filtering .. Deactivated
Azimuth Filtering ..... Deactivated
Data Type .... Bidirectional
Population 170
Maximum Percentage .... 11,2 Percent
Mean Percentage .... 5,6 Percent
Standard Deviation .... 2,65 Percent
Vector Mean .... 281,79 Degrees
Confidence Interval ... 13,27 Degrees
R-mag 0,55

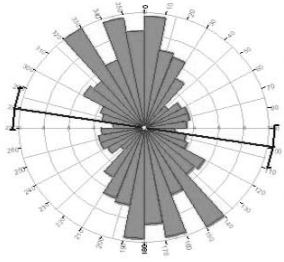
В



05.1982

Calculation Method .... Frequency
Class Interval .... 10 Degrees
Min.Length Filtering .. Deactivated
Max.Length Filtering .. Deactivated
Azimuth Filtering ..... Deactivated
Data Type .... Bidirectional
Population 170
Maximum Percentage .... 10,6 Percent
Mean Percentage .... 5,6 Percent
Standard Deviation .... 2,62 Percent
Vector Mean .... 282,52 Degrees
Confidence Interval ... 12,73 Degrees
R-mag 0,57

Г



03.1986

Calculation Method .... Frequency
Class Interval .... 10 Degrees
Min.Length Filtering .. Deactivated
Max.Length Filtering .. Deactivated
Azimuth Filtering ..... Deactivated
Data Type .... Bidirectional
Population 320
Maximum Percentage .... 10,0 Percent
Mean Percentage .... 5,6 Percent
Standard Deviation .... 2,48 Percent
Vector Mean .... 279,05 Degrees
Confidence Interval ... 10,1 Degrees
R-mag 0,53

Рис. 4.20. Ориентация известковых кулис в пещере Золушка

Очень важен вопрос: как глубоко кулисы проникают в гипсовый слой? Наблюдения в пещере свидетельствуют, что кулисы встречаются до глубины по меньшей мере 12 – 15 м. Они «секут» стенки колодцев почти на всю (цилиндрическую часть) их глубину, проступают в сводах галерей, отходящих от основания колодцев, наблюдаются в каньйонной части поперечных сечений ходов. К сожалению, нижние части ходов заполнены отложениями и водой и недоступны для непосредственного обследования. Но по данным обследования нижнего уступа карьера, в нижней части слоя кулисы не прослеживаются. Это обстоятельство также свидетельствует в пользу литогенетической природы вмещающего их пространства.

Очень важно с точки зрения структурных предпосылок спелеоморфогенеза, что «шаг» первичной трещиноватости (5 м – среднее раасстояние между кулисами) попадает в диапазон расстояний между тектоническими трещинами, измеренный в карьерах (3-7 м). Это значит, что шаг тектонической трещиноватости в гипсах, следуя принципу унаследованного развития трещин, мог быть задан именно первичными трещинами.

Наблюдения над пространственным взаимоотношением кулис и пещерных ходов показывают, что между ними нет азимутального соответствия: часто в сводах ходов прослеживаются остатки разрушенной кулисы, но еще чаще кулисы перегораживают хода. То, что между направлениями ходов и кулис нет соответствия ярко подтверждают и розы-диаграммы (**рис. 4.14-Б и 4.20**). Сопоставляя **рис. 4.14-Б и 4.20** скорее можно говорить о явном несоответствии направлений закольматированных трещин первичной сети и направлений пещерных ходов. Не означает ли это, что первичная полигональная сеть трещин оказалось весьма слабо задействованной в спелеогенезе (спелеоморфогенезе), а сеть пещерных ходов развилась по тектоническим трещинам более поздней генерации? Как быть с принципом унаследованности развития трещин и логичными предположениями о тектоническом оживлении соответствующих направлений первичной сети (и как следствие ее геометризации, «систематизации»), пропагандируемыми выше? Если же они неверны (этого нельзя исключить), то почему в сети безоговорочно преобладают трехлучевые смыкания, являющиеся главным признаком первичности сетей? Возможно, разгадку следует искать в более тщательном анализе сетей различного генезиса и прежде всего, особенностях сочетания ее элементов (смыкания трещин) исходя из конкретных условий. Но на данном этапе автору более правдоподобным представляется следующее объяснение, которое не противоречит логике ни предыдущего анализа, ни последующих построений.

Отсутствие у снопа кулисных направлений ССВ части (**рис. 4.20-Г**), к которой тяготеют направления пещерных ходов, связано с разрушением кулис этой ориентировки во время тектонического оживления (плиоцен-плейстоцен) северо-восток-юго-западного направления (*см. выше*). Оживление первичных трещин этого направления означало возникновение в кулисах трещин, их частичное дробление, дезинтеграцию т.д., т.е. ослабление трещинных «швов», и таким образом, формирование их вторичной проницаемости, допускающей возможность участия в спелеогенезе. Ослаблению швов СВ направлений способствовали их неровный, скульптурный характер, литологическая неоднородность заполнителя, наличие в нем рыхлых участков. Свою лепту в увеличение проницаемости заполненных трещин вносили землетрясения, часто случающиеся в этом районе (до 7 баллов по шкале Рихтера). Факт потенциального влияния сильных землетрясений (более 5 баллов) на ослабление швов подтверждается непосредственными аналогиями: почти всегда после серии взрывов в карьере (ближе к входной части) на полу пещерных ходов (особенно в ближней части пещеры) появляется прерывистая

дорожка песчано-карбонатного материала, осыпавшегося из сводовых трещин. Это наблюдение дополнительно свидетельствует о наличии в сводовых трещинах, по которым развились хода, остатков заполнителя, что, в свою очередь, указывает на формирование ходов по первичным заполненным трещинам. Наличие трещинных «пробок» в сводах может являться причиной того морфологического обстоятельства, что верхняя часть ходов не упирается (хотя такое встречается тоже) в подошву известняков, а образует «ярус расширений» (латеральная разгрузка несколько ниже (1-2 м) контакта гипсов с ратинскими известняками). Если эта «пробковая гипотеза» верна, то ответ на вопрос о причине пробкованния трещин в контактной части нужно искать в различии литификации заполнителя по вертикали или в гидродинамической сфере.

Таким образом, тектонически ослабленные кулисы ССВ и СВ направлений (равно как и ЗЗС также отсутствующие на «снопе»), не являлись непреодолимым препятствием на пути напорного фильтрационного потока. Более того, по мере коррозионного воздействия вод и дезинтеграции материала, кулисы разрушались, а материал смещался (по растущим вширь трещинам) вниз и накапливался в последующем в днищах ходов, образуя первый (снизу) слой пещерных отложений! (*см. главу - Отложения пещеры*).

Таким образом, недостающее (с точки зрения «совершенного» полимодального распределения направлений) ССВ – ЮЮЗ «плечо» снопа направлений кулис оказалось «сьеденным» в процессе спелеогенеза. По этой причине, в пещере сохранились в основном кулисы, торчащие под разными углами из стен, которые собственно и мерялись, и которые представляют собой литифицированные слепки не оживленных тектоникой первично-реликтовых трещин-направлений.

Тектоническое оживление СВ направлений имело, кроме подготовки проницаемости кулис, еще одно важное для спелеоморфогенеза следствие. На плане пещеры, на фоне сети ходов, предпосылкам формирования которых уделено столько внимания, выделяются линейно вытянутые зоны повышенного закарстования, с которыми связаны колонные залы. Имеются признаки, что они связаны с зонами собственно тектонических нарушений, выходящими за пределы гипсового слоя. Ранее эти зоны были названы нами зонами микроблоковых нарушений (Андрейчук, 1984, 1988). Предполагалось, что они ограничивают (разделяют) микроблоки с относительно автономной трещиноватостью, чем объяснялись морфолого-морфометрические различия пещерных районов. Из вышеприведенного анализа трещиноватости следует ошибочность подобного объяснения. Плановая неоднородность сети связана, скорее всего, со следующими обстоятельствами:

1. Латеральной неоднородностью сети первичных трещин (очаговое разрастание полигонов), наличием участков с более и менее густыми сетями, с разной глубиной проникновения трещин в гипсовый слой, возможным наложением вторичных (внутри полигонов) трещин и их генераций на первичную сеть (на это указывают тонкие, извилистые кулисы в верхней части слоя).

2. Неравномерным тектоническим оживлением первичной сети как по направлениям (преимущественно СЗ и СВ), так и в плане разрушения литифицированного заполнителя трещин, наличием участков более и менее разрушенных.

3. Гидродинамической конкуренцией, использовавшей структурную неоднородность тектонически оживленной сети первичных трещин и увеличившей морфологический и морфометрический контрасты между отдельными районами и участками.

Что касается природы «микроблоковых» нарушений, то их тектоническая трактовка представляется справедливой. В пользу этого свидетельствуют:

1. Выраженная линейность, вытянутость зон, причем в «тектонических» направлениях, характерных для региона;

2. Наличие подобных нарушений в других пещерах, например в Оптимистической, где они менее закарстованы, а их тектонические признаки (вертикальные смещения слоя, участки дробления пород и др.) не уничтожены коррозией (объемами галерей), как в Золушке;

3. Газово-эманационная активность зон, выраженная в повышенном содержании в пещерном воздухе радона в их пределах (*см. Главу 9 - Микроклимат пещеры*).

4. Наличие в пределах зон резких перепадов напряжения естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИМПЗ), что обычно связывается с тектоническими разрывами (Саломатин и др.,1984) (**рис. 4.21**).

Микроблоковые нарушения на участке пещеры имеют разрывной характер, но представлены, судя по характеру закарстования, не крупными единичными разрывами, а скорее всего, веером параллельных (местами сливающихся, ветвящихся) разрывов, образующих зону шириной 20–50 м. Такой характер микроблоковых разрывов подтверждается отсутствием признаков вертикального смещения слоя, хотя таковые возможно скрыты под высыпками перекрывающих отложений.

Таким образом, тектонический этап развития трещиноватости в гипсовом слое проявился в:

- общем оживлении сети первичных трещин, особенно СЗ-СВ направлений, ее геометрической модификации в плане и углублении (до подошвы слоя) в разрезе;
- раскрытии и возникновении вторичной проницаемости закольматированных трещин, прежде всего, тектонически активных направлений;
- формировании новых (микроблоковых) разрывов с размерной сетью, превышающей по меньшей мере на один-два порядка ячеи-полигоны первичной сети (первые сотни метров).

Каждое из перечисленных выше следствий сыграло важную роль в спелеоморфогенезе.

Гипергенные и техногенные трещины

Трещины следующего этапа развития трещиноватости, каковым является гипергенный этап, в районе пещеры отсутствуют, так как гипсовый слой располагается под днищем р. Пацак, а в русле Прута он покрыт мощными отложениями аллювия. Однако, в связи со вскрытием гипсового слоя карьером на участке пещеры были искусственно созданы условия для образования трещин выветривания, а также техногенных трещин, завершающих эволюционную цепочку трещинообразования.

В естественных условиях (обнажениях, бортах речных долин и т.д.) гипергенные трещины развиваются унаследовано по отношению к трещинам предыдущих генераций (литогенетическим, тектоническим). Их развитие чаще всего заключается в расширении существующих трещин и сетей, преобразовании (разрыхлении, выносе) заполнителя и т.д. Если скорость релаксации напряжений мала по сравнению со скоростью эрозионной разгрузки массива (или техногенной – в случае карьера), то некоторый запас упругой энергии, которую заключают в себе породы, может освобождаться посредством возникновения новых трещин (трещины разгрузки, бортового – Лыкошин, 1953 и донного – Бондарик, 1959, отпора). Часть трещин в гипсовых уступах карьера имеет, по-видимому, релаксационное

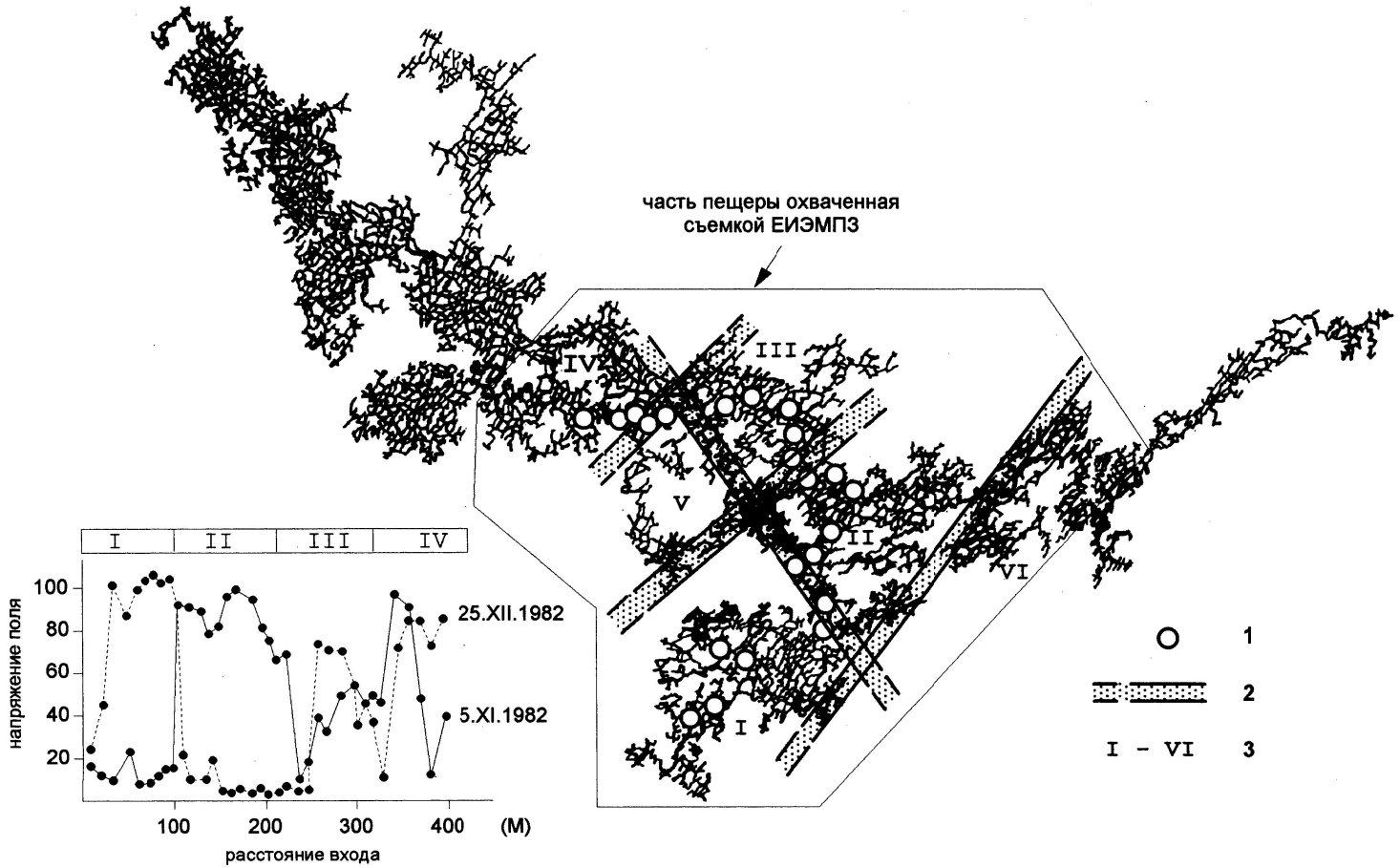


Рис. 4.21. Расположение зон микроблоковых нарушений на фоне пещерного поля Золушки (*по Саломатину и др., 1985*):

1 – пункты измерения напряжения естественного импульсного электромагнитного поля, 2 – зоны микроблоковых нарушений, 3 – условные микроблоки с близкими значениями напряжений ЕИЭПЗ и его резкими перепадами на границах микроблоков

происхождение, но бóльшую часть ново-возникших напряжений унаследованно приняла на себя лито-тектоническая трещиноватость предыдущих генераций.

Бóльшее, чем трещины разгрузки, распространение в уступах карьера получила сеть хаотически ориентированных трещин выветривания, которые развиваются по техногенным трещинам взрывов, производимых в карьере. Трещины выветривания также развиваются унаследованно, расширяя существующие сети. С другой стороны, они формируют также «паутину» более мелких порядков, часто хаотическую, не связанную с существующими трещинами. Их форма (сети) определяется релаксационными условиями (трещины в отколовшейся глыбе, которые приведут к ее распаду на части), отношением к воздействию экзогенных факторов (холод, тепло), структурно-текстурным особенностями породы и т.д.

Говоря о техногенных трещинах, взрыва например, следует отметить, что и они развиваются наследуя, прежде всего, трещины и поверхности ослабления, уже существующие в массиве (слое), т.е. в соответствии с законом «приемственного развития», на который мы опираемся в нашем анализе. Чернышев С.Н. (1983) отмечает, что после взрыва обычно происходит расширение и сгущение трещин в уже существующих системах, а А.В. Количко (1966) пишет, что даже при разрушении массива в результате взрыва оживляются преимущественно трещины, существовавшие в массиве ранее. В связи с этим, по характеру обвального (от взрывов) материала (более крупным блокам) можно судить о блочности и трещиноватости массива.

Рис. 4.22. Гипергенные и техногенные трещины в гипсах верхнего уступа Кривского карьера

Гипергенные и техногенные трещины имеют в карьере чрезвычайно широкое распространение (**рис. 4.22**). Однако все они, ввиду своей молодости (от 50 лет и менее), являются по отношению к спелеопространству «постспелеогенными». Их мофрогенетическая роль в Золушке сводится исключительно к ее привходовой (до 30 м) части и заключается во вскрытии полостей, открытии доступа в них воды (инфильтрация, ручьи) и вскрышного материала в способствовании обрушению блоков и сводов на входах в пещеру (со стороны карьера). В самой же пещере, даже на небольшом удалении от входа, трещинные новообразования не отмечаются.

Таким образом, решающее спелеогенетическое (и спелеоморфогенетическое) значение в формировании пещерного пространства имели трещины тектонического этапа развития. Именно тектонические напряжения (тектодвижения) и события (землятрясения). обусловили направленное развитие (углубление и геометризацию) первичной сети контракционных трещин и вторичное раскрытие значительной их части. Тектонически оживленные трещины, а также нарушения явились спелеоинициирующими структурными элементами, предопределившими возможность и особенности циркуляции подземных вод, сформировавших столь сложный объемный лабиринт.

4.3. Гидродинамический фактор спелеоморфогенеза

4.3.1. Особенности водообмена в горном и равнинном карсте

Гидродинамический фактор спелеогенеза подразумевает морфообразующее воздействие подземных вод: скорости и характера их движения по трещинам, температуры, химического состава и агрессивности. Степень гидродинамического воздействия на спелеоморфогенез, а также роль его отдельных составляющих определяется в целом гидродинамической обстановкой. В гидрогеологии карста традиционно различаются фреатическая и вадозная обстановки, соответствующие в общей гидрогеологии зонам инфильтрации и насыщения.

Применительно к обстановкам спелеогенеза, Климчук (Klimchouk, 2000, 2003) предложил ограничить использование термина "фреатический" гидродинамическими условиями зоны полного насыщения, ограниченной сверху свободной поверхностью карстовых вод, что характерно для гидрогеологически открытой обстановки. Отдельные каналы в безнапорном водоносном горизонте могут быть фреатическими. Напорные условия в масштабе водоносного горизонта, свойственные артезианским комплексам, необходимо рассматривать отдельно - ввиду выраженной специфики гидродинамического контроля спелеогенеза в этой обстановке.

Многочисленные предложенные карстологами схемы циркуляции вод – в виде гидродинамических зон – имеют, как правило, большое теоретическое, учебно-познавательное значение, но из-за своего обобщающего характера малопригодны для практики, а также для построения локальных (для конкретных условий) моделей водообмена (и спелеогенеза).

Одним из многих недостатков общих схем, применительно к нашему случаю, является недоучет весьма существенной разницы характера водообмена в горных условиях (складчатых областей), гидродинамический «спектр» которых богаче и равнинных условиях (платформ). Последние толкуются часто маргинально, как обстановки «уплощенные» в вертикальном разрезе - с неразвитым спектром зон. Между тем, водообмен в горных и равнинных условиях следует рассматривать

концептуально-отдельно. В случае горноскладчатых областей стержневым гидрогеологическим понятием является «водопроницаемый массив», в случае платформенных - «водоносный горизонт». В «горной» гидрогеологии карста мы чаще говорим о гидрогеологической эволюции массивов, а в «равнинной» – водоносных горизонтов (см. Пиннекер, 1977, Дублянский, Кикнадзе, 1984, Klimchouk, Ford, 2000; и др.).

Не углубляясь в вопрос о принципиальных различиях циркуляции вод в горах и на равнинах отметим: в изучении водообмена в карстовых толщах (лучше слоях, толщи – в горах) платформенных областей необходимо опираться на иных концептуальных предпосылках. Платформенные толщи часто представляют собой «слоеный пирог» разновозрастных и литологически пестрых образований, в том числе, водонепроницаемых. В горном карсте, чаще всего имеем дело с литологически однородными толщами. (Несмотря на литологическую однородность горные массивы анизотропны по характеру проницаемости и эта анизотропия имеет структурно-тектоническое предопределение). Платформенные же образования (слои, горизонты, пачки и т.д.), как правило, изотропны на уровне слоя (горизонта, пачки), но анизотропны – на уровне геологического разреза (по вертикали), прежде всего, из-за наличия водонепроницаемых слоев (природа анизотропии иная – литологическая). Пестрота геологического строения платформенного пирога часто делает модели водообмена на тех или иных его участках весьма сложными.

Важное для понимания характера водообмена в горном и равнинным карсте значение имеет факт различия эволюционных тенденций массивов и горизонтов на фоне восходящих тектонических движений. Гидродинамическая эволюция массивов (и соответственно спелеогенез) имеет нисходящее направление и заключается в увеличении мощности зоны аэрации, ее продвижении вниз. В циркуляции вод и развитии «спелеопроницаемости» также однозначно превалирует *нисходящий* вектор.

Гидродинамическая эволюция горизонтов (и спелеогенез) в равнинно-платформенных условиях (речь идет, естественно, о верхней части разрезов платформенных толщ) более сложна. Она характеризуется наличием как *восходящего*, так и *нисходящего* векторов и определяется, прежде всего, литологическими (проницаемые и малопроницаемые породы, коллектора и покрышки), структурными (разломные проницаемые зоны) и эрозионными (глубина дренирующих базисов) предпосылками. То или иное сочетание упомянутых предпосылок предопределяет циркуляционную структуру регионального водообмена, наличие в структуре бассейновой циркуляции питающих и разгрузочных «ветвей» и делает в целом водообмен в платформенных обстановках более сложным и пространственно дифференцированным. Специфика водообмена в платформенных условиях раскрыта в работах В.М. Шестопалова (Водообмен..., 1989, и др.), Тота (Toth, 1995) и других исследователей. Применительно к спелеогенезу (в частности, в артезианских условиях), вопросы эти детально рассмотрены в публикации А.Б.Климчука и В.М. Шестопалова (1990), а также других работах А.Б.Климчука, опирающихся на упомянутую концепцию водообмена (Климчук, 2004, Klimchouk, 2000, 2003 и др.).

Отмеченные обстоятельства показывают, что эволюционные концепции водобмена в карстующихся толщах и, соответственно, спелеогенеза в горном и равнинном (платформенном) карсте должны базироваться на разных концептуальных предпосылках. Что касается участка пещеры в целом, его гидрогеологическая эволюция на протяжении последнего миллиона лет происходила в условиях гидродинамической изоляции подземных вод (горизонтов и комплексов) в

гипсах и подстилающих их образованиях под мощной (сотни метров) толщей слабопроницаемых глинистых отложений верхнего бадения и сармата. Застойный режим активизировался лишь в момент, когда подземные воды получили возможность разгружаться (восходящая разгрузка напорных вод) в днище Прута (*см. Происхождение пещеры*). Гипсовый слой был особым звеном восходящей разгрузки с быстро улучшающимися (вследствие карстования) коллекторскими свойствами. Достигая слабопроницаемой покрышки восходящие воды двигались под ней горизонтально – в сторону Прута. Поперечное сечение ходов указывает, что латеральное движение вод было характерно для верхних 5–7 м разреза гипсов. Как вертикальная, так и (на более поздних этапах) горизонтальная составляющие их движения характеризовались незначительными скоростями движения вод и значительным напором. Эти особенности движения вод, наряду с квазиоднородными условиями трещинной проницаемости, составили, по мнению автора, предпосылку для проявления гидродинамической конкуренции трещин с целым рядом морфогенетических эффектов-следствий.

4.3.2. Гидродинамическая конкуренция

Явление гидродинамической конкуренции (трещин) заключается в том, что из множества водопроводящих трещин на инициальном этапе развития карста гидродинамически «выигрывают» более раскрытые трещины. Коррозионно расширяясь, они увеличивают свою водопропускную способность и постепенно сосредотачивают фильтрацию, оставляя (за счет снижения напора) менее раскрытым трещинам все меньше шансов на гидродинамическую (и спелеоморфогенетическую) реализацию. В явлении гидродинамичесокй конкуренции действует принцип обратной положительной связи, когда взаимодействие элементов приводит к усилению («подстегиванию») инициального воздействия или причины (**рис.4.23**).

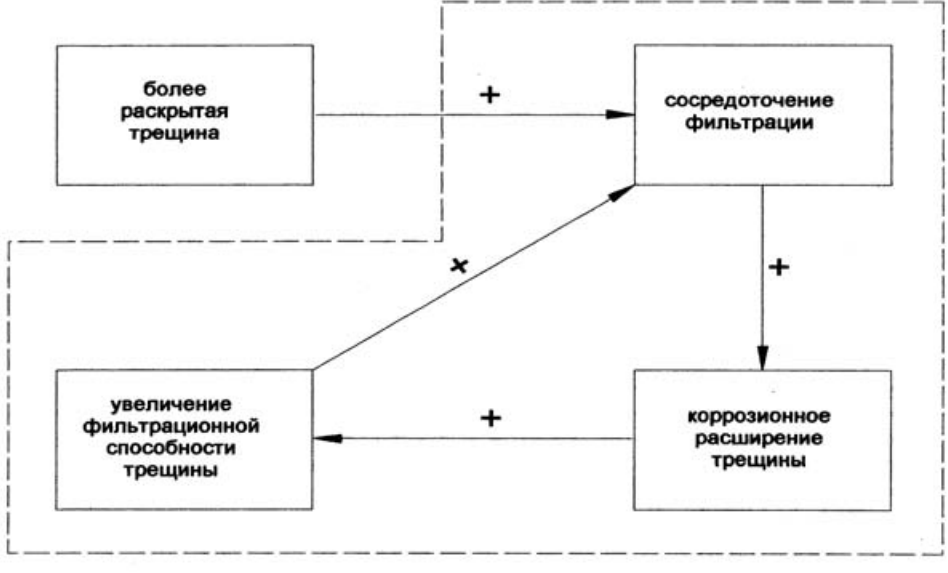


Рис. 4. 23. Усиление коррозионного расширения фильтрующей трещины в процессе взаимодействия напорного потока и стенок трещины

Математически (на основе экспериментальных данных) это явление описано С.Н. Чернышевым (1983). Опираясь на основополагающие понятия геохимической гидродинамики (Шестаков, 1961) и собственные эксперименты он показал, что «рост трещины ускоряется при движении через нее потока жидкости, растворяющей стенки при сохранении постоянными градиента напора на концах трещины и концентрации раствора на входе в трещину» (с. 87). Математически моделируя процесс расширения трещин он пришел к выводу, что скорость расширения трещины в принятых условиях пропорциональна кубу ширины трещины. Закономерность эта действует на начальном этапе – до увеличения ширины трещины на порядок больше от исходной величины, но далее, в процессе роста и увеличения водопроводимости трещины, скорость ее расширения будет увеличиваться (согласно гиперболической зависимости).

Таким образом, в результате гидродинамической конкуренции более широкие трещины развиваются значительно быстрее более сомкнутых. Явление имеет место до тех пор, пока сохраняются неизменными условия взаимодействия. На участке пещеры такие условия (полное обводнение гипсов и напор подземных вод) сохранялись от момента гидравлического раскрытия водоносного комплекса в баден-сеноманских отложениях до последних тысяч лет, т.е. на протяжении всей активной фазы спелеогенеза. Поэтому, гидродинамическая конкуренция нашла в пещере свое морфологическое выражение на всех уровнях спелеоформ – од макро- до микроформ.

Прежде, чем перейти к описанию ее конкретных примеров-следствий отметим большое значение явления гидродинамической конкуренции для развития сульфатного карста вообще. В свое время (1966) В.С. Лукин пришел к выводу о сосредоточении карста в процессе его развития, которому придавал значение одного из главных его закономерностей.

Эффект опережающего развития более проницаемых трещин или более крупных полостей сохраняется и на вадозном этапе развития горизонтов, и даже при переходе к турбулентному режиму движения вод.

Какие же особенности морфологии пещеры можно отнести на счет гидродинамической конкуренции?

Макроуровенные особенности

Неравномерное тектоническое раскрытие первичных трещин, а также их кольматация в доспелеогенный период обусловили квазиоднородную проницаемость гипсового слоя как по вертикали, так и в латеральном направлении. На плане пещеры отчетливо прослеживается несколько зон повышенного закарстования северо-западного (Зал Черновицких Спелеологов, залы Майский и Античный) и северо-восточного (Перспектив, Динозавра, Готический) направлений. Как было показано выше, эти вытянутые участки лабиринта приурочены к зонам тектонических нарушений (микроблоковым). В пределах этих зон встречаются колодцы, в том числе наиболее крупные и хорошо выраженные (цилиндрические) из них (в зале Выставочном и Майском – северо-западная ветвь, в Динозавре и Готическом - северо-восточная ветвь). В этих зонах лучше всего проработана средняя, каньонная часть сечений ходов и только в ней имеется (через колодцы) доступ к фрагментам нижнего контактного этажа. Нет сомнения, что отмеченные зоны являлись участками сосредоточения восходящей разгрузки вод (**рис. 4.24**). Именно они в силу своей тектонически обусловленной раскрытости послужили главной канвой вертикального транзита напорных вод. Сосредотачивая воды, они

получили преимущественное развитие (как в ширину, так и по вертикали), обрекая прилегающие к ним районы на условное «недоразвитие». Можно отметить, что по мере удаления от характеризуемых осей закарстования, в особенности к северу, размеры ходов уменьшаются вплоть до выклинивания (сужения трещин), как это имеет место в районах Венеция, Камикадзе и других.

Сказанное вовсе не означает, что пещерный лабиринт является лишь затухающим к периферии обрамлением двух закарстованных зон. Подобные зоны наверняка существуют за его пределами, на это указывает поверхностное закарстование и анализ трещиноватости гипсов. Тем не менее, пример иллюстрирует гидродинамически зависимый факт неравномерности закарстования, претендующий на региональную (для южной части Хотинско-Мамалыжского макроблока) закономерность (связь с микроблоковыми нарушениями).

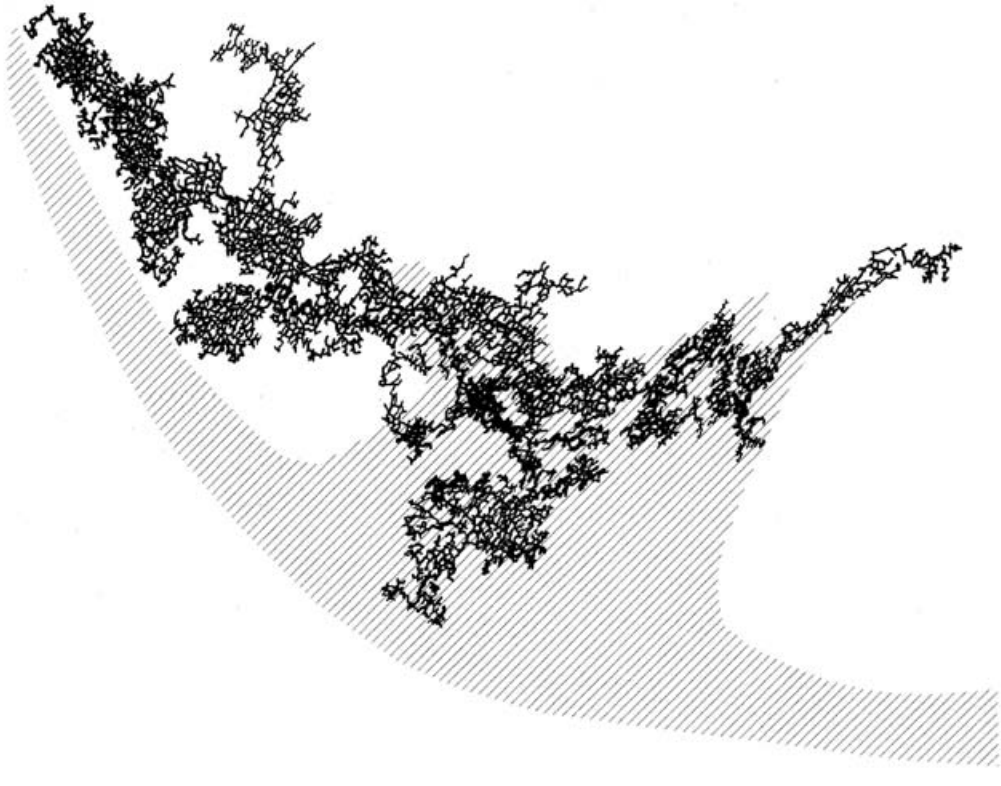


Рис. 4. 24. Расположение главных зон выходящей разгрузки напорных вод (штриховка) в пещере и за ее пределами

Еще одним, производным от данной закономерности морфологическим обстоятельством макроуровня, является факт различной «приподнятости» днищ ходов по мере удаления от зон сосредоточенной разгрузки. Так, на востоке пещеры обращает на себя внимание резкий перепад высот днищ (и величины ходов) соседствующих районов Восточного (северо-восточная окраина зоны) и Дальневосточного (вне зоны). Хода Дальневосточного района расположены на 3-6 м выше,

чем в Восточном и, в большинстве своем, имеют неразвитую или отсутствующую каньонную часть! Те же примеры можно найти на западе пещеры: начиная с Западного и Веселого районов днища ходов располагаются все выше, а в их вертикальном сечении все чаще отсутствует или слаборазвит каньонный элемент профиля. В целом же, можно отметить, что классическое для пещеры сечение замочной скважины хода имеют, как правило, в районах и участках, расположенных в границах отмеченных зон. По мере удаления от них, количество ходов с полновыраженым профилем уменьшается вплоть до исчезновения. Эта закономерность имеет бесспорный для пещеры в целом характер, однако модифицируется в своих конкретно-районних проявлениях.

Таким образом, гидродинамическая конкуренция предопределила некоторые важные особенности морфологии пещерной сети, в частности, площадную неравномерность закарстования. Это обстоятельство ставит по важности гидродинамический фактор спелеоморфогенеза в один ряд с его структурными предпосылками.

Мезоуровенные особенности

Влияние эффекта гидродинамической конкуренции трещин на развитие морфоэлементов мезоуровня наиболее ярко прослеживается на примере размеров и поперечных сечений ходов, а также в формировании цилиндрических колодцев. Из отмеченного выше (макроуровенные особенности) логически следует вывод о гидродинамически производном (в связи с неоднородностью спелеоинициирующих трещин в масштабе пещеры) характере поперечных сечений ходов (и их размера) от удаления от главных зон и участков разгрузки. Показанные на **рис. 4.5** главные типы сечений ходов различаются степенью проработки (по двум осям) напорными водами. Степень расширения «голов» сечений (форма) и величина ходов определяются не продолжительностью воздействия на них вод (все ходы одновозрастны), а их положением относительно осей закарстования, «выигравших» в гидродинамической конкуренции. Так, ходы овального и ромбовидного сечения (наиболее развитые и крупные, в основном коридоры, галереи и даже «залы») характерны именно для ориентированных зон повышенного закарстования. При этом, в северо-западной зоне, чаще встречаются овальные хода (например, галереи Увертюра, Стадион – в начале зала Черновицких Спелеологов), а ромбовидные хода-коридоры – в восточной зоне (Система Д, районы Готический, Восточный). В центральной части пещеры (например, в районе Метрополитен) также преобладают галереи ромбовидного сечения (**рис. 4.3-Б**). Но по мере удаления от закарстованных зон к периферии, сечения сужаются вплоть до щелевого вида, как например, в районе Камикадзе. В меньшем масштабе (не пещеры, а района) явления зависимости облика ходов от удаления от закарстованного (разгрузочного) участка можно наблюдать на примере зала Майского (**рис. 4.25**).

Примером морфологического эффекта гидродинамической конкуренции в вертикальном разрезе слоя может служить развитие цилиндрических колодцев. Наблюдения показывают, что колодцы, как водопроводящие каналы развивались на пересечениях трещин. Логично предположить, что места их заложения – это более раскрытые пересечения, сосредотачивающие подъем вод согласно модели на **рис. 4.26-Б**.

Рис. 4.25. Изменение размеров и морфологии ходов в зале Майском от центра к его периферии. Стрелки – направления восходящей разгрузки вод

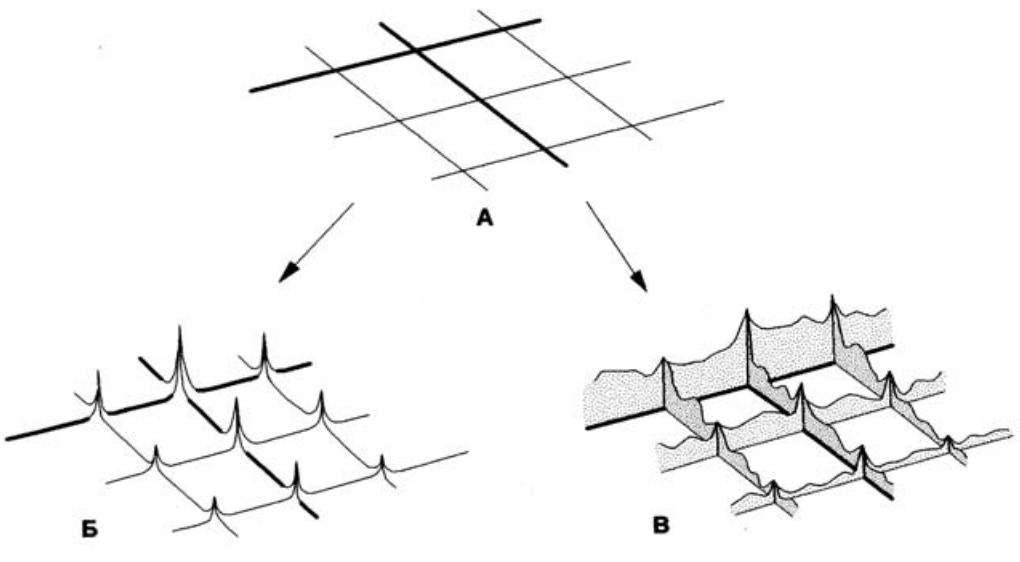


Рис. 4.26. Модели подъема напорных вод по трещинам (линейная – В) и их пересечениям (очаговая – Б)

Вместе с тем обращает на себя внимание факт, что *собственно цилиндрических* колодцев в пещере имеется только два: сухой, на периферии зала Динозавра, и Мокрый Колодец (Ларисы) – в Восточном районе. Несколько «полуколодцев» - с разрушенной верхней частью – имеется в районе Зала Черновицких спелеологов, прежде всего, размытый колодец в Зале Выставочном. Привлекает внимание идеально цилиндрическая форма отмеченных колодцев, отшлифованный характер стен и наличие полусвода над ними: верхние части колодцев как бы открываются в стенах галерей, примыкая обрывами к их днищам. Нет сомнения, что колодцы представляют собой замечательные примеры форм, сформированных восходящим напорным потоком. Но если они формировались на пересечениях трещин согласно модели на **рис.4.26-Б**, то:

- почему их так мало в пещере?
- почему они имеют цилиндрическую (а не овальную, крестообразную, вытянутую и т.д.) форму, отражающую их локализацию в местах пересечений трещин?

Редкостный, феноменальный, единичный и т.д. характер распространения цилиндрических колодцев, с одной стороны, и наличие, в большинстве случаев, проработанной вертикальной части в сечениях ходов – с другой, убедительно свидетельствуют, что восходящая разгрузка подгипсовых вод имела на участке пещеры не очагово-замкнутый, как на **рис. 4.26-Б**, а линейно-открытый характер (**рис.4.26-В**). Это обстоятельство отвечает на первый из поставленных вопросов. Ответ на второй вопрос находим на стенах колодцев: это – выступающие со стен на 10-50 см вертикальные «ребра» кулис и полное отсутствие обычных, незакольматированных трещин. Этот факт позволяет предположить, что колодцы развились на пересечениях первичных закольматированных трещин - наиболее крупных и глубоких из них, тех у которых тектоническое раскрытие имело место лишь в нижней части (**рис. 4.27)**. Поступая вначале вверх по пересечению трещин согласно модели на **рис. 4.26-В**, по достижению концов трещинных «клиньев» движение напорных вод сосредотачивалось лишь в месте их пересечения (нарушенном, ослабленном - дробление) и происходило далее вверх согласно очаговой модели – вплоть до выхода в верхнюю часть слоя и смены вектора движения на горизонтальный.

Вертикальное сечение колодцев подтверждает этот вывод. После некоторого сужения с глубиной, их диаметр в нижней части снова увеличивается и с определенной глубины (еще достаточно далеко от основания гипсов) у них появляются полостные «корни» - отходящие в стороны галереи. Некоторые из них имеют слепые купола (**рис. 4.28**).

Из сказанного следует, что цилиндрические колодцы – уникальные формы, сформировавшиеся благодаря стечению ряда обстоятельств: тектонического раскрытия (углубления) оснований закольматированных первичных трещин, и дробления (тектоническая активация) заполнителя в месте смыкания кулис, обусловившего его вертикальную проницаемость.

На счет гидродинамической конкуренции можно отнести также имеющие место случаи морфологического не-развития продолжений трещин в местах их пересечениия. Это касается так называемых «тупиков». Образование тупиковых (нераз-витых) ходов можно объяснить меньшей раскрытостью трещины после ее пересечения с другой трещиной. Это явление может иметь место, если пересекаются разновозрастные трещины, когда новообразующаяся (или удлиняющаяся) трещина, пересекая уже существующую теряет энергию (снижение напряжений) роста, и, соответственно, уменьшается. Затухание, выклинивание может

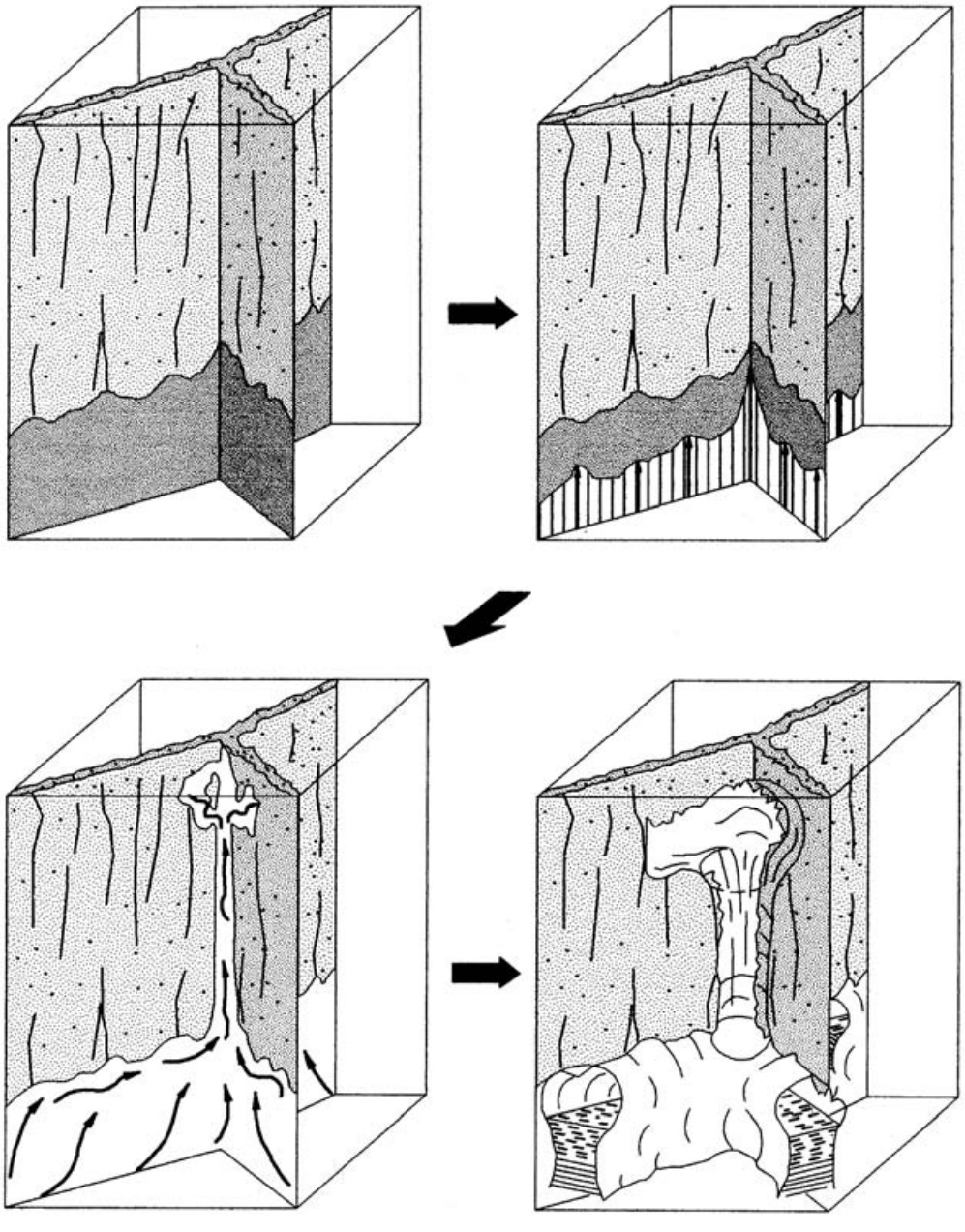


Рис. 4.27. Схема формирования вертикальных цилиндрических колодцев:
1 – структурные предпосылки (смыкание нескольких кулис и их глубокое проникновение в гипсовый слой), 2 – начальная стадия: восходящая фильтрация напорных вод по трещинам и их пересечению (смыканию), 3 – активная стадия: сосредоточение напорного потока в центральном канале на пересечении кулис, его коррозионное расширение , 4 – современная стадия: вертикальный колодец, открывающийся в стене галереи верхнего яруса, с „корневыми" галереями в основании

сопутствовать (один из эффектов) тектонической активации сети первичных трещин (*см. 4.2*), т.е. их унаследованному развитию в напряженных направлениях.

Конечно же, явление гидродинамической конкуренции и сопутствующие ему морфогенетические эффекты проявились в наибольшей мере при вертикальной проработке трещин и формировании каньонной части сечений пещерных ходов. Здесь степень первичной раскрытости трещин имела решающее значение в определении их водопроводимости и, соответственно, спелеореализации. Зависимость вертикальной проработки сети от структурных предпосылок (на уровне пещеры) рассмотрена нами выше (*см. макроуровенные особенности*). На макроуровне главным фактором конкуренции являлось наличие зон макроблоковых нарушений, сосредотачивавших восходящий транзит подземных вод. На мезоуровне действовали локальные факторы-предпосылки, которые также нашли свое морфологическое выражение в характере вертикальной проработки трещин. К таким факторам, кроме разной степени раскрытости, можно отнести кольматацию трещин, утруднявшую, а в некоторых случаях целиком исключавшую возможность проработки трещины вверх, а также – сужение трещины на том или ином участке ее развития.

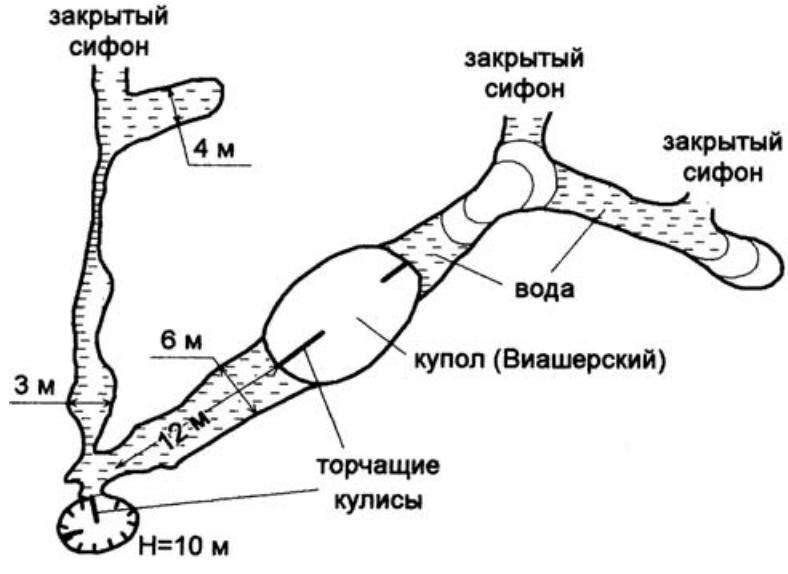


Рис. 4.28. Зарисовка галерей, отходящих от дна Сухого Колодца, с большим слепым куполом в сводах (*рис. Ю.Смирнова, спелеоклуб Примус, Пермь*)

Главными морфологическими следствиями вертикальной гидродинамической конкуренции трещин являются:

1. Наличие или отсутствие у ходов каньонной части
2. Разная ширина каньонной части ходов
3. Наличие «слепых», неразвитых по вертикали вверх морфологических элементов

Следует особо остановиться на последней группе следствий. Они также весьма разнообразны, но к сожалению, почти недоступны для непосредственного наблюдения. На **рис. 4.29** представлены лишь выборочные ситуации, для которых в пещере имеется достаточно подтверждающих примеров. Левая половина **рис. 4.29- 3**

характеризует случай, когда сужение (может быть залечивание, цементация, перекристаллизация, смыкание вследствие пластических деформаций и т.д.) трещины на среднем участке или на всем ее протяжении вверх делает невозможным дальнейшее развитие полости и она «тупо» заканчивается с небольшим расширением в головной части. Такие хода, примыкающие к более крупным вертикально проработанным ходам, открываются в нижней половине их верхнего сечения, иногда вскрываются в виде «окон» на контакте днищ и стен. Они могут служить соединениями проработанных соседних ходов или даже образовывать мини-сети из нескольких ходов (тоже вертикально нереализованных), создавая локальные участтки псевдоэтажей на разных уровнях. Такие ходы довольно часты в районах Привходовый и Заблудших (например, боковой ход от главной галереи-«трассы» в направлении Лунного Грота и др.) и других районах пещеры.

Правая часть **рисунка 4.29-3** показывает слепое завершение растущих снизу полостей вследствие их утыкания в процессе роста в концовки кулис, т.е. в заполнитель трещин. Ярким примером такой ситуации может служить озеро Филипцово, представляющее собой обводненную галерею (видимый полуовал), в центральной части свода которой отчетливо (на несколько десятков см) проступает карбонатная кулиса, вдоль которой развита галерея. Другим ярким примером могут служить

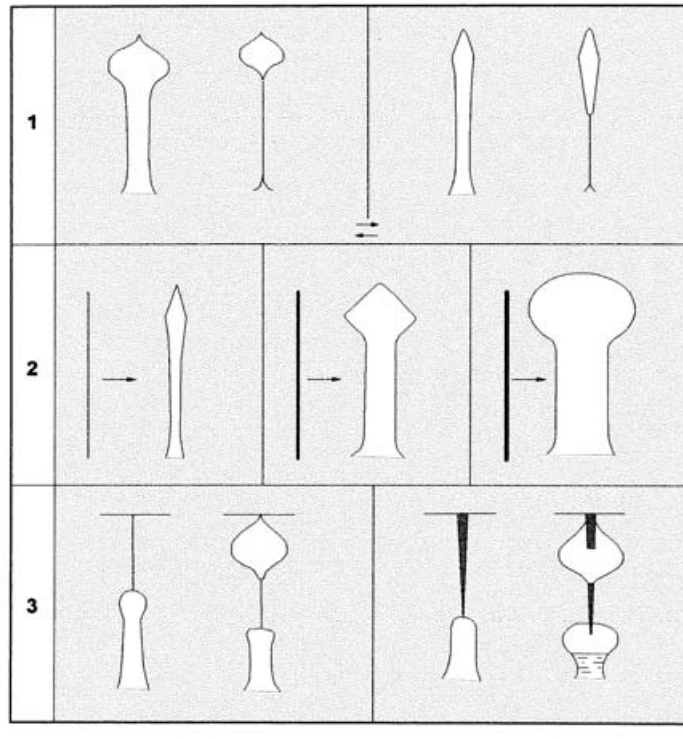


Рис. 4.29. Морфологические следствия гидродинамической конкуренции трещин:

1 – разная степень проработки вертикальной трещины в связи с ее неравномерной шириной, 2 – разная степень проработки ходов в зависимости от исходной ширины трещин, 3 – морфологические ситуации, связанные с закольматированными (кулисы) трещинами

галереи-ответвления («корни») в основаниях цилиндрических колодцев с фрагментами кулис на сводах и слепыми куполами.

Несомненно, слепые формы разной степени проработки – как по высоте, так и по ширине - имеют большое распространение в нижней части гипсового слоя. Скорее всего, они также образуют сеть, но прерывистую, неравномерную, разорванную. Каркас этой сети образуют «сквозные» (доверху), реализованные на всю высоту (слоя) трещин полости-хода, в нижней части заполненные отложениями или обводненные. Внутри каркаса располагаются фрагментарно (единично, группами и небольшими сетями) линейно развитые низкие полости разной степени проработки, с выраженной напорной морфологией сводов. Гипотетический фрагмент сети полостей в нижней части разреза представлен на **рис. 4.30- Б**.

Плотность каркаса ходов нижней сети, по всей видимости, должна быть меньшей, чем верхней, в пределах которой латеральное движение вод послужило дополнительным фактором ее гидродинамического и спелеогенетического проявления. Возможно даже, что нижний каркас сети является более системным, чем верхний, так как вглубь унаследованно развивались, прежде всего, трещины тектонических направлений. Можно предположить, исходя из логики рассуждений и единичных фактов, что каркасные хода должны быть довольно прямолинейными с небольшими вариациями по ширине. В то же время, хода, не имеющие верхнего продолжения, скорее всего отличаются существенными вариациями ширины, наличием напорных куполов, а также расширением верхней части своих сечений (головки, овальные или даже плоские своды), что подтверждается непосредственными наблюдениями в пещере.

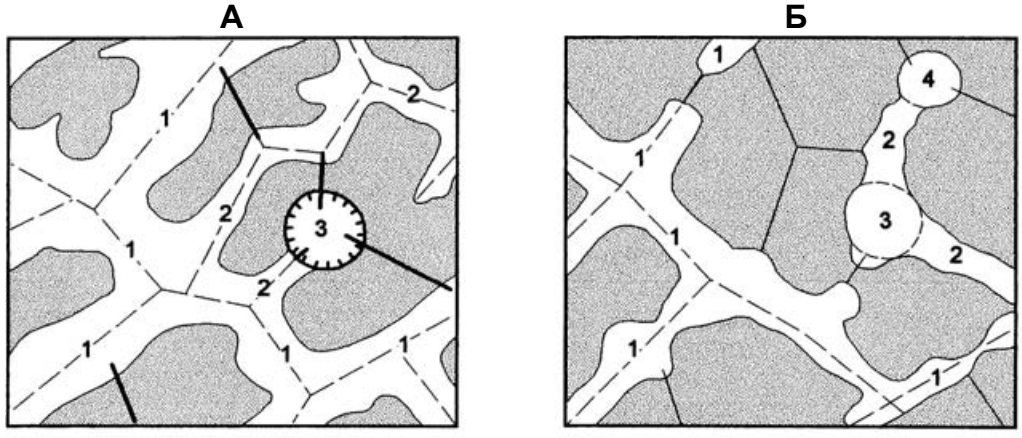


Рис. 4.30. Гипотетический фрагмент структурно-полостного сопряжения верхней (А) и нижней (Б) сетей:

А: 1 – хода, развитые по первичным трещинам, заполнитель трещин разрушен на этапе спелеогенеза, 2 – хода меньших размеров, развитые по кулисам, с неразвитой каньонной частью, 3 – цилиндрический колодец (устье), утолщенные линии – кулисы в верхней части слоя. Б: 1 – хода восходящего дренажа, сопряженные с 1 на рис. А, развитые по тектонически активизированным (углубленным) первичным трещинам (1 на рис. А) СВ-СЗ направлений, 2 – хода нижнего яруса, не получившие развития вверх из-за кулис или слабого раскрытия трещин, с кулисами в сводах (нижние окончания кулис), 3 – цилиндрический колодец (основание в своде), 4 – слепой купол. Тонкие линиии – основания кулис (выклинивание), обозначенных на рис. А

Причина этого явления – все в той же гидродинамической конкуренции. Достаточно раскрытая трещина фильтрует поток более-менее одинаково по все своей длине-высоте. При этом наблюдается эффект выполаживания неровностей и выглаживания ее стенок.

Выступающие бугорки и неровности «съедаются» коррозией (в силу большей поверхности контакта воды и породы) быстрее, чем соседние плоские участки. Поэтому, по мере коррозионного расширения раскрытой трещины при неизменных гидродинамических условиях происходит выполаживание стенок (**рис. 4.31**). В сомкнутых трещинах наоборот: фильтрационный поток ососредотачивается в местах (очагах) большей раскрытости (меньшей сомкнутости), обусловливая их прогрессирующее расширение (**рис.4.32**). При этом действует тот же закон, что и в первом случае – быстрее растут неровные поверхности (с большей площадью контакта воды и породы), в данном случае, локальные микрораскрытия в сомкнутых трещинах. Процесс этот действует во всех направлениях, но в зависимости от степени раскрытия или сомкнутости трещин может приводить к разным морфогенетическим эффектам: образованию ровных ходов с выположенными стенками (это же касается цилиндрических колодцев с «отполированными» стенками) или неровных ходов с овальными расширениями в плане и куполами в сводах, как это имеет место в нижних ответвлениях колодцев. Следует отметить, что однозначно более раскрыты и ровны тектонические трещины, в отличие от литогенетических. Возможно, что в процессе тектонического оживления лучше раскрылись первичные трещины СЗ-СВ направлений, а оживление (в т.ч. углубление) трещин иных направлений, в том числе заполненных, проявилось лишь в продвижении вглубь неровного фронта разрыва с сохранением в значительной степени первичного неровного характера.

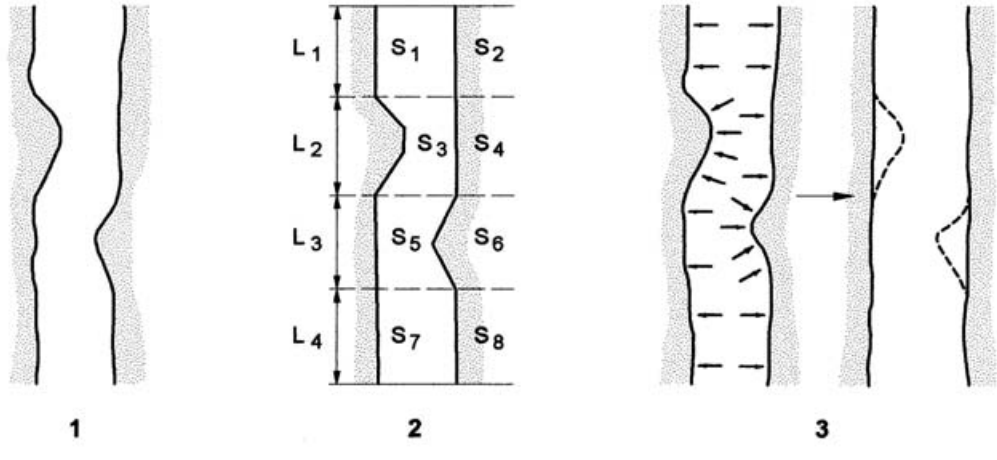


Рис. 4.31. Коррозионное выглаживание стенок тектонически раскрытых трещин с выступами и неровностями:

1 – трещина в условно-исходном состоянии, 2 – разделение трещины на участки равной длины **(L_1-L_4)** с разной площадью (**S_1-S_8**), что обусловлено наличием неровностей (**$S_1=S_2$, $S_3>S_4$, $S_5<S_6$, $S_7=S_8$**), 3 – дифференцированное (сосредоточенное на неровностях) коррозионное воздействие вод на стенки трещины, приводящее к исчезновению неровностей

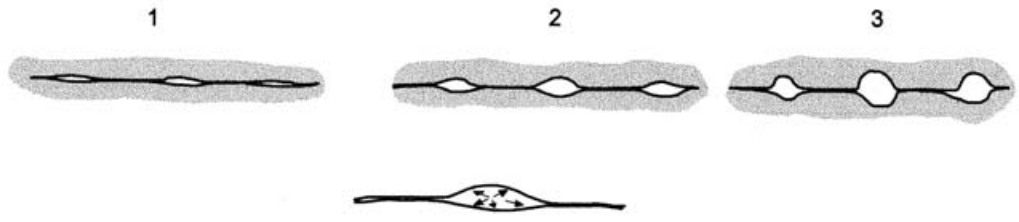


Рис. 4.32. Коррозионное развитие сомкнутой трещины с локальными расширениями:

1-3 – стадии: 1 – условно-исходное состояние, 2 – сосредоточение коррозионного воздействия в местах расширений (микрорасширений), 3 – трещина с коррозионными „отверстиями"

Вопрос о расширенной верхней части (головки) вертикально-слепых ходов объясняется напорным характером циркуляции вод, не имеющих выхода в верхние части слоя. Процесс их развития был идентичным формированию ходов в верхней части слоя: полости росли вширь, достигая в отдельных случаях энергетически оптимальной округлой формы – с наименьшей поверхностью контакта воды и породы. Далее они могли развиваться изометрично, увеличивая свои размеры, или превращаться в овал, если основания стен покрывались изолирующим слоем отложений. Полости нижних сетей представлены (в силу меньшего масштаба проявления того же гидродинамического процесса) образованиями меньшей величины, чем полости верхних сетей (или нормальные, секущие слой с профилем замочной скважины). По видимому, они менее разнообразны также морфологически, например в отношении ряда переходных форм между щелью и овалом. Они также имеют среднюю каньонную часть, но гораздо менее развитую, чем «полноценные» сквозные хода **(рис. 4.29-3).**

«Карликовые» полости нижних межкаркасных сетей имеют, несомненно, широкое распространение в пещере, однако наблюдать их непосредственно можно лишь в редких случаях (из-за глубокого положения и заполненности каркасных ходов отложениями) – если их «головы» проникают достаточно высоко в среднюю часть слоя и открываются (примыкают) в стенах (незаполненных отложениями каньонных частях) магистральных ходов, как например, в случае озера Филипцова – спуск из Зала Перспектив **(рис. 4.33).**

Микроуровенные особенности

Из микроуровенных морфоследствий гидродинамической конкуренции можно отметить формирование в сводах и на стенах ходов небольших (несколько десятков см) коррозионных трещин четковидного характера **(рис. 4.34-А).** Принципиально те же, но значительно больших размеров «четки» с «нанизанными» на осевые трещины напорными цилиндрическими куполами, диаметром до полуметра, можно наблюдать в сводах полостей **(рис. 4.34-Б).** В случае А причиной возникновения четковидных образований могут служить зигзагоподобные «швы-соединения" структурных разностей гипсов в местах их контакта (характерны для верхней части пещеры).

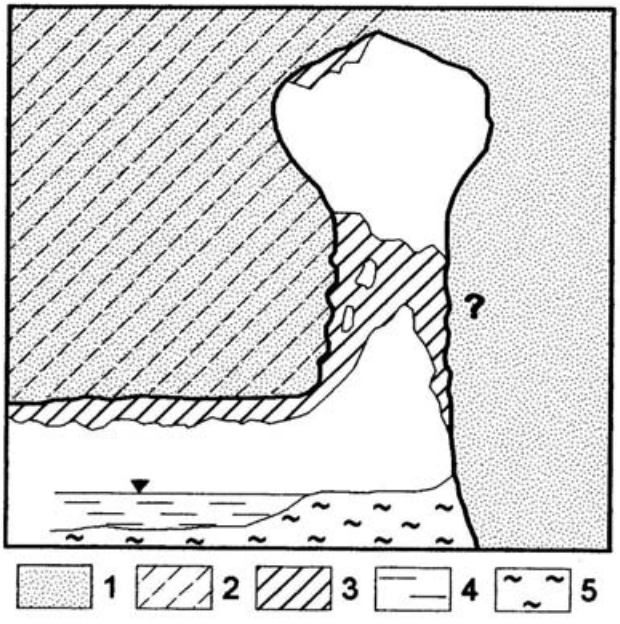


Рис. 4.33. Ситуация у озера Филипцово. Галерея нижнего яруса, „доросшая" по раскрытой в нижней части трещине до заполнителя (основания кулисы), открывающаяся в каньонной части крупного хода:

1 - гипс, 2 – скрытая в гипсах часть известковой кулисы, 3 – обнаженная (торчащая) часть кулисы, 4 – обводненная галерея, 5 – глинистые отложения

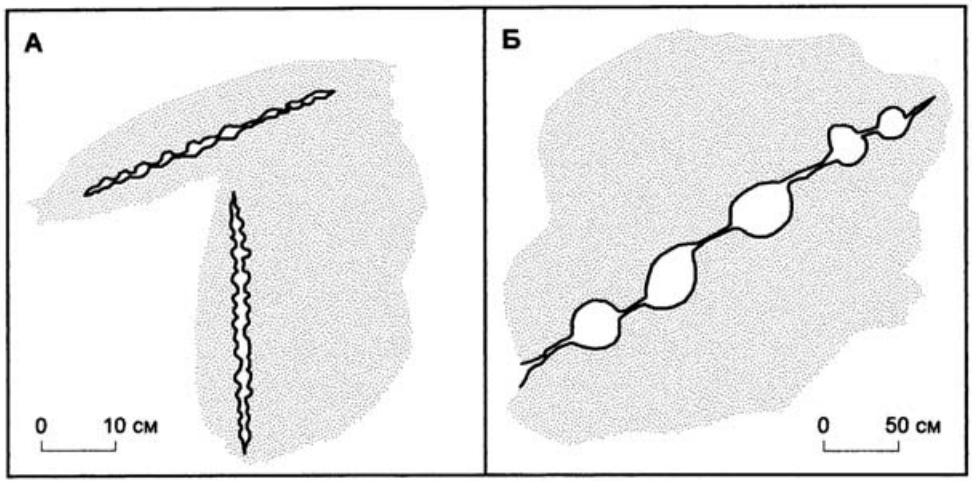


Рис. 4.34. Примеры четковидных микроформ разной величины в стенах (А) и в сводах (Б) пещерных ходов.

В случае Б решающую роль в их формировании сыграло, несомненно, явление прогрессивного развития более раскрытых фрагментов трещины (см. **рис. 4.32).** Математической моделью процесса неравномерного расширения трещины по ее длине может служить экспериментальная кривая **(рис. 4.35),** полученная Чернышевым. С.Н. при изучении скорости роста стенок трещин в зависимости от их ширины (1983).

Таким образом, явление гидродинамической конкуренции проявляется на разных масштабных уровнях проницаемости – от слоя в целом (нарушения - макроуровень) через отдельные трещины (раскрытые, сомкнутые, заполненные – мезоуровень) и до неодинаковой раскрытости по длине-высоте отдельно взятой трещины (микроуровень). Оно имеет большое спелеоморфогенетическое значение и сыграло в морфогенезе пещеры важную роль.

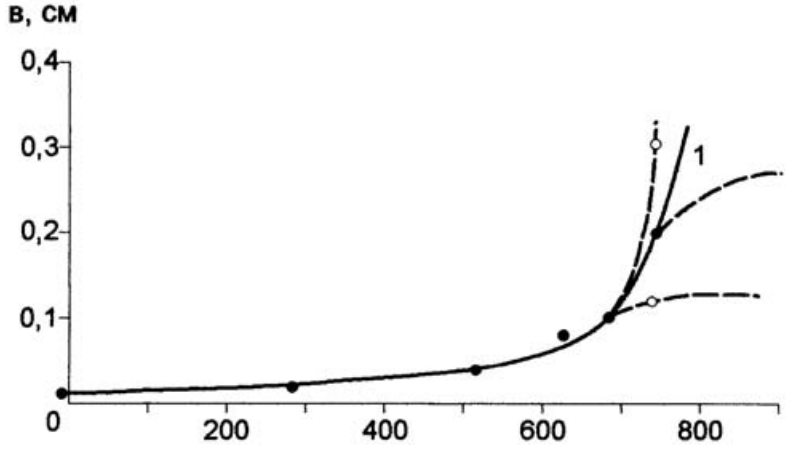


Рис. 4.35. Рост ширины трещины во времени под действием потока воды.Сплошной линией показано изменение средней ширины трещины, пунктиром – изменение ширины отдельных участков (*по Чернышеву, 1983*)

4.3.3. Прочие гидродинамические обстоятельства спелеоморфогенеза

К таковым следует отнести латеральную составляющую движения подземных вод под кровлей гипсов, а также изоляцию части сечений пещерных ходов от растворяющего воздействия вод глинистыми отложениями.

Наиболее выраженными морфологическими следствиями сосредоточения восходящих напорных вод под слабопроницаемой покрышкой и их напорно-принудительного горизонтального движения в сторону дрены – днища Прута, является расширение верхней части поперечных сечений пещерных ходов, проработка некоторых из трещин исключительно в верхней части (соединяющие хода), а также образование в определенных участках интенсивно закарстованных зон, в которых суммарная площадь полостей превышает площадь целиков. Следует, однако, заметить, что в расширении ходов на уровне верхнего яруса значительная (а может быть и решающая ?) роль могла принадлежать и коррозионным процессам последней фазы дотехногенного развития пещеры – на этапе «водного уровня».

Первые из перечисленных следствий довольно очевидны, а закономерности их вариаций по пещере описаны выше. Что касается закарстованных зон, то в самом начале главы они были выделены нами как один их двух главных типов сетей-районов и названы *колонными залами*. Из предпринятого выше анализа и плана пещеры со всей очевидностью проистекает, что колонные залы располагаются в тектонических зонах, на участках сосредоточенной (в прошлом) разгрузки подземных вод. Механизм формирования колонных залов достаточно прост. Он заключается в том, что при сравнительно продолжительном развитии лабиринта и близком расположении соседних галерей разделяющие их стены становятся тоньше (**рис. 4.36-А**) вплоть до исчезновения и слияния соседствующих полостей в единое пустотное пространство. На происхождение залов таким путем обычно указывают сохранившиеся в отдельных местах колонны (целики) или их разъединенные (на своде и на полу) фрагменты (**рис. 4.36-Б**).

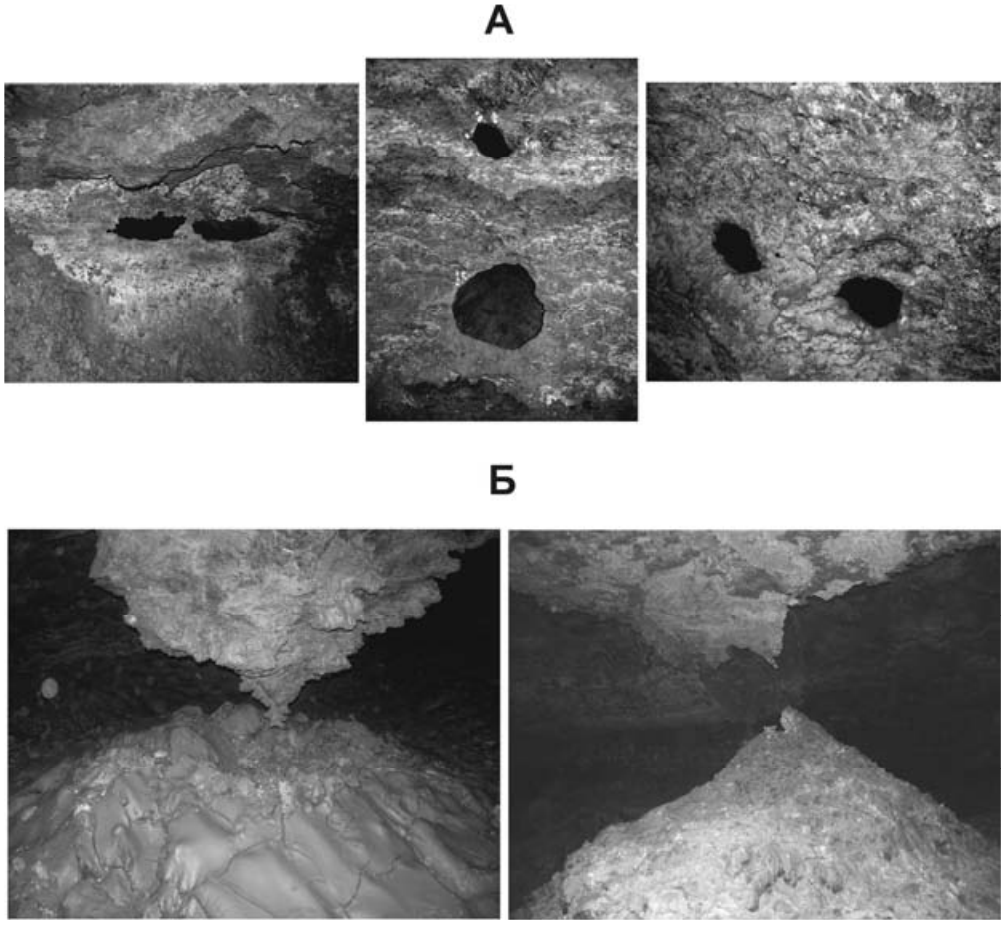


Рис. 4.36. Примеры коррозионного утоньшения стенки, разделяющей соседние (смежные) хода, с образованием в ней коррозионных отверстий (А), а также фрагменты разрушенных растворением колонн (Б) (*фото В. Андрейчука*)

Наиболее ярким примером колонного зала является Зал Черновицких Спелеологов (**рис**. **4.37-А,** в центре). Центральная часть зала наиболее «пустотелая» и представляет собой полость высотой 4-8 м, по периферии которой расположены колонны-целики и устья выходящих к залу ходов. В центральной части зала целиков меньше, они тоньше, много также фрагментов «съеденных» коррозией колонн (пирамидальной формы), напоминающих в разрезе песочные часы. Своды колонных залов обычно имеют волнистый профиль, который образуют своды соединившихся ходов („гребни волн") и нависающие выступы между ними – фрагменты бывших целиков.

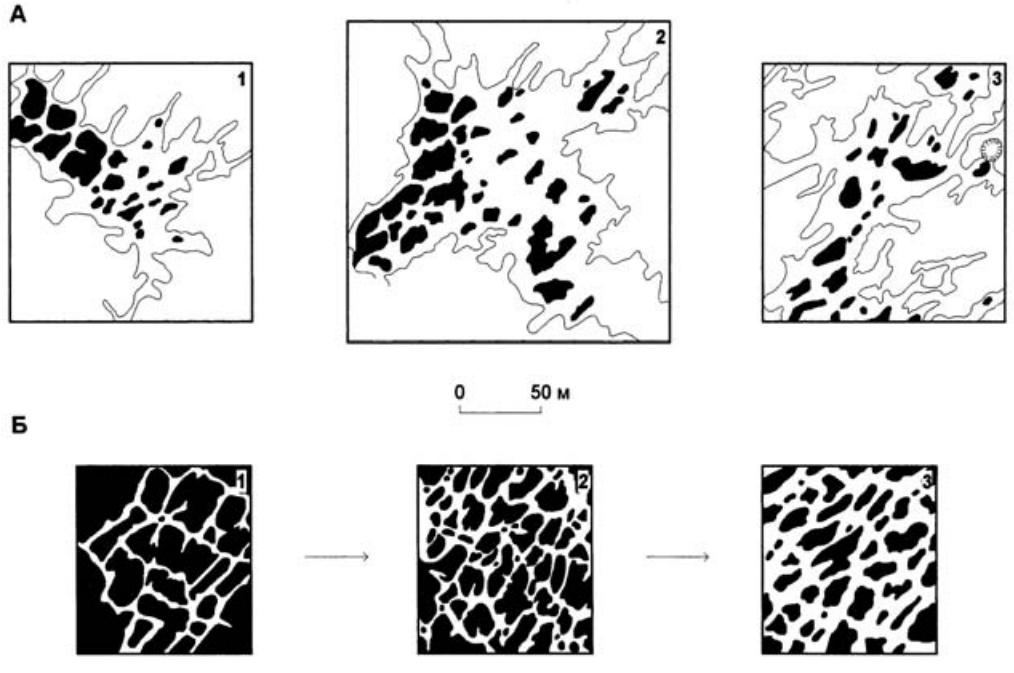


Рис. 4.37. Формирование колонных залов путем коррозионного слияния пещерных ходов:

А – примеры колонных залов пещеры: 1 – Майский, 2 – Черновицких Спелеологов, 3 – Динозавра. Б: условные стадии морфологического развития пещерного участка от трещинной сети до лабиринта (выкопировки из разных районов пещеры)

Кроме Зала Черновицких Спелеологов, сходным образом развились другие крупные колонные залы пещеры – Античный, Майский (**рис. 4.37-1**), Динозавра (**рис. 4.37-3**), а также ряд меньших по размеру участков колонных сетей. В развитии колонных залов можно выделить ряд условных стадий их последовательного коррозионного расширения (ходов) и увеличения полостного пространства. На **рис. 4.37-Б** показаны (на конкретных примерах, взятых из разных районов пещеры) первые три стадии (фрагменты районов Камикадзе, Центрального и Метрополитена). Четвертой стадией можно считать любой из представленных на рисунке **4.37-А** колонных залов. Между представленными стадиями (за исключением четвертой, последней) нет качественных различий, речь идет лишь об увеличении размеров ходов при сохранении структуры полостного пространства участка, района. Переход к

четвертой стадии имеет качественную природу: площадь пустотного пространства начинает превышать площадь целиков, и по мере их исчезновения изменяется структурный план (рисунок) лабиринта.

Конечно, стадия(и) колонного зала в развитии сети не последняя. Если бы продолжалось воздействие вод, колонный зал со временем превратился бы в обычный пещерный зал, последующее развитие которого определялось бы устойчивостью пролета его сводов. В Золушке таких залов - последних стадий развития – нет. Следует подчеркнуть, что морфологический феномен колонного зала – как стадии развития сетевого лабиринта – в других лабиринтовых пещерах региона не реализован в спелеоморфогенезе или реализован слабо (потенциально - пещера Озерная, некоторые участки Оптимистической). Эволюционные обстоятельства спелеогенеза на Подолии (активные восходящие тектонические движения, меньшая мощность гипсового слоя, гидродинамические условия и т.д.) не позволили пещерным сетям развиться даже до качественной стадии колонных залов.

Тем же способом – путем полостного слияния соседних ходов – образуются *каньонные залы*. Они являются разновидностью колонных залов. От последних их отличает отсутствие заполнителя в каньонной части ходов, из-за чего они приобретают специфический профиль (**рис. 4.8**) и вертикальное развитие. Каньонные залы развиты более фрагментарно и занимают меньшие площади, чем колонные. Наиболее ярким примером является упоминавшийся ранее район Колорадо, ближняя часть которого собственно и представляет собой каньонный зал.

Еще одно обстоятельство-фактор, имеющее определенное морфогенетическое значение в Золушке – это покрытие оснований стен глинистыми отложениями, обычно 0,5-2,0 миллиметровой пленкой или несколькосантиметровым слоем, увеличивающим свою мощность к днищам ходов. Глинистые пленки часто наблюдаются на нижних наклонных (к днищам) поверхностях сечений пещерных ходов. Они связаны с оседанием в водной среде мути, появлявшейся во время вывалов глинистых отложений в пещеру. Муть представляет собой очень мелкодисперсные глинистые частицы, которые могли достаточно долго удерживаться в воде и переноситься во взвешенном виде на значительное расстояние, постепенно оседая на поверхностях стен (естественно, более интенсивно на горизонтальных). С осаждением мути на наклонных «цоколях» ходов мы связываем некоторые диспропорции в развитии верхней части сечений пещерных ходов, в частности, имеющее место в случае овальных сечений (в меньшей мере ромбовидных) расширение хода в его горизонтальной плоскости.

Если исходить из того, что по достижению оптимальной (округлой) формы - наиболее «рациональной» (минимальная поверхность контакта воды и породы), сечение целиком обводненного хода должно развиваться пропорционально-изометрически, то наличие некоторого уплощения овальных ходов (или коррозионных выемок на концах горизонтальных осей ромбовидных ходов) представляется нелогичным и наводит на мысль о действии определенных факторов. В качестве таковых предполагались: бóльшая растворимость (скорость растворения) пород на уровне оси, наличие на последних этапах развития пещеры свободной поверхности вод, которая, соответственно запечатлелась в стенных выемках и другие. На наш взгляд, эти в общем-то малозначительные отклонения связаны с изолирующим влиянием глинистой пленки, в силу которого коррозионный процесс (на последних этапах развития пещеры) происходил быстрее на уровне, выше наклонных цоколей, покрытых пленкой. Естественно, морфогенетические следствия этого явления можно наблюдать только в ходах, цоколи которых действительно покрыты пленкой или слоем глины (как например, на Стадионе). В принципе,

явление это сходно с описанным В.С.Лукиным на примере Кунгурской пещеры образованием наклонных цоколей в стенах ходов и залов, хотя там причинно-следственные отношения несколько иные, чем в Золушке.

4.4. Структура и текстура гипсов как фактор спелеоморфогенеза

4.4.1. Структура гипсов как морфогенетическая предпосылка

Гипсовые стены и своды пещеры покрыты различного рода коррозионными микро- и нанообразованиями. В отличие от более крупных форм, встречающихся единично, участками или прерывисто-закономерно, микроформы имеют сплошное распространение на поверхностях, ненарушенных обрушениями или покрытых отложениями. Подавляющее большинство микроформ – это мелкие, измеряемые миллиметрами, реже сантиметрами, ячеистые углубления, со сглаженными стенками плавно переходящие друг в друга. Степень выраженности, глубина и морфологический характер углублений определяются кристаллическим строением гипсов, точнее размерами слагающих их кристаллов. На крупнокристаллических гипсах ячеистый рельеф выражен слабо: нанoформы малозаметны, имеют овальный вид, неглубоки, достаточно крупны (сантиметры), разноразмерны. Более выраженный вид они приобретают в напорно-коррозионных нишах, куполах и «карманах», особенно в местах перехода их краев в стенные поверхности. Поверхность крупнокристаллических гипсов местами шероховата из-за выступающих граней отдельных кристаллов и их коррозионного расщепления по плоскостям спайности.

С уменьшением размеров зерен (кристаллов) снижается «шероховатость» и возрастает «ячеистость» коррозионных поверхностей. Лучше всего сплошной ячеистый нанорельеф выражен на поверхности микрокристаллических плойчатых гипсов. В случае последних ячеистость (0,5–3 см) накладывается на латерально-развитые по слоистости (плойчатости), точнее контакту слойков, слабо выраженные канавки, в результате чего стены приобретают мелковолнистый профиль.

Таким образом, с уменьшением размера кристаллов изменяется характер коррозионных поверхностей, а также уменьшается влияние структурно-кристаллический предпосылки на их формирование. В образовании ячеистости на мелко- и скрытокристаллических поверхностях, наряду со структурной неоднородностью гипсов, существенное значение имеет гидродинамический фактор.

4.4.2. Текстура и слоистость как факторы морфогенеза

В главе 3 – Геология пещеры – при характеристике структурно-текстурных особенностей гипсов отмечалось, что гипсы верхней части разреза отличаются неравномерной зернистостью: среднекристаллическая масса содержит концентрически ориентированные и радиально-центрические скопления более крупных кристаллов, а также узорчатые концентрические структуры с чередованием слоев крупно- и средне (иногда – мелко) кристаллического гипса. При внимательном осмотре структур просматривается некоторая их рельефность, наличие слабых выпуклостей и углублений, соответствующих слоям с разной величиной кристаллов. Слабая выраженность текстурного микрорельефа не позволяет однозначно (как например, в подольских пещерах, где концентрическое (сфероидальное, шаровое и т.д.) сложение гипсов выражено несравненно лучше) судить о приуроченности углублений к слоям с меньшими размерами кристаллов, а выпуклостей – с бóльшими.

В средней же части разреза (*см. главу 3*), где чередуются слои средне- и мелкокристаллических гипсов, эта связь прослеживается очень ярко. Стены пещерных ходов, заложенных в этой части слоя (обычно – каньонные, средняя часть ходов, «ножки» профиля замочной скважины) имеют волнистый характер. Слоистость пород – хорошо подчеркнута морфологически: выступам соответствуют среднезернистые слои, углублениям – мелкозернистые (мелкокристаллические) (**рис.3.6**). В верхней половине слоистой (средней) части разреза, где мощность чередующихся слоев немного меньше, чем в нижней, а слои вследствие процессов перекристаллизации гипсов волнисто-деформированы, стены ходов коррозионно «гофрированы» («проявленная» слоистость и волнистость).

Микрорельеф на стенах, сложенных слоистами гипсами с разной величиной кристаллов, указывает на разную скорость растворения более крупнокристаллических (меньшая скорость) и менее кристаллических гипсов. В научной литературе, по крайней мере с постсоветского пространства, нет специальных публикаций, посвященных этому вопросу. А.И.Печеркин (1986) цитирует старую работу Ю.В.Порошина (1934), который установил следующий ряд скорости растворимости гипсов: селенит → крупно -и мелкозернистый алебастр → прозрачный (пластинчатый ?) гипс.

Почему порода того же химического состава и с той же растворимостью, но с разной величиной слагающих ее зерен-кристаллов растворяется с разной скоростью? Насколько велика (существенна) разница скоростей? Ответы на эти вопросы могут дать лишь специальные исследования, прежде всего, экспериментальные. На сегодняшней день имеются только предположения, из которых внимания заслуживают два из них. Согласно первому, мелкокристаллические разности пород (вообще, не только гипсов) растворяются быстрее из-за их большей удельной поверхности (следовательно, площади контакта породы и воды), чем в крупнокристаллических разностях. Это предложение поверхностное, требующее проверки посредством специальной методики подсчета или теоретических расчетов. Более убедительной кажется точка зрения, связывающая различия скоростей со степенью деформированности кристаллической решетки слагающих породу кристаллов (Печеркин, 1986). Считается, что чем порода менее раскристаллизована, тем более дислоцирована решетка ее «стесненных» окружением кристаллических зерен. В крупных кристаллах имеется больше завершенных (совершенных), кристаллографически «реализованных» плоскостей и граней, соответственно – меньше их дислоцированность. Дислоцированность означает наличие внутри, а особенно на поверхности кристалла, зерна, большого количества атомов, связанных с атомами решетки слабее (отсутствие нескольких соседних связей). Это определяет бóльшую легкость их отрыва от поверхности кристалла, например, при переходе в раствор. Следовательно, дислоцированная поверхность кристалла имеет бóльшую энергию взаимодействия, чем относительно ненарушенная поверхность.

Дислокации в кристаллах – явление закономерное. Они возникают в процессе роста любого кристалла. Их плотность колеблется обычно от 10^2 до 10^8 шт/см^2 (Чернышев, 1983). Появлению дислокаций способствуют различные физические воздействия на растущие кристаллы в том числе, пространственное ограничение роста. На поверхности дислокации проявляются в виде локальных дефектов кристаллической решетки.

Таким образом, мелкокристаллические разности гипсов имеют более высокую поверхностную энергию взаимодействия, что является причиной более высокой скорости их растворения. Сравнивая морфологическую разницу (1–2 – 15–20 см)

Глава 5. Морфологическая структура пещерного лабиринта

5.1. Морфолого - морфометрическое районирование пещеры

Сеть ходов, образующих план пещеры, неоднородна. Главная её особенность заключается в наличии сравнительно автономных участков, различающихся по плотности ходов, их ориентации, величине и морфологии и названных пещерными районами.

В Золушке, как и в других крупных пещерах Подольско-Буковинского региона, термин *пещерный район* приобретает весьма конкретный смысл, отходящий от бытового понятия района пещеры (западного, восточного, центрального, периферийного, дальнего и т. д.). Пещерные районы крупнейших гипсовых пещер существенно различаются в пределах каждой пещеры топографически (сетями) и физиономически (обликом). Кроме того, они часто обособляются пространственно, соединяясь, друг с другом отдельными (иногда лишь одним) ходами. Выраженные черты относительной автономности связаны не только со структурным предопределением сетей, но и с производными от него гидрофункционально-спелеогенетическими обстоятельствами. Исследования в пещере Оптимистической (Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995), а в некоторой степени и в Золушке показывают, что функционально-генетическая специфика районов заключается в их разной функциональной роли в системе вертикальной циркуляции «питание-транзит-разгрузка» подземных вод и, соответственно, разной степени и характера проработки (закарстования). Таким образом, пещерный район – это относительно обособленный фрагмент сети пещеры, её часть, обладающая выраженной автономностью морфолого-морфометрических характеристик, обусловленных её функциональной спецификой.

Выделение так понимаемых районов, т.е. районирование пещеры, приобретает смысл исследовательской процедуры, устанавливающей различия, с одной стороны, а с другой – синтезирующей данные о формировании пещеры в целом и составляющих её частей.

На основании морфолого-морфометрических критериев пещерная сеть Золушки разделена нами на 18 районов (**рис.5.1, табл.5.1**). В пределах некоторых районов могут быть выделены подрайоны – на тех же критериях, что и районы. Как было показано, предпосылки автономизации весьма сложны: она является конечным результатом длительного взаимодействия структурных условий и гидродинамических обстоятельств.

Ниже приведены комплексные характеристики всех пещерных районов Золушки за исключением новейших, пройденных и закартографированных в начале 90-х.

5.2. Морфолого-морфометрические и физиономические особенности пещерных районов

1. Привходовый район

Расположен в привходовой части пещеры, в ее южной части. Суммарная длина ходов района достигает 5,6 км, площадь – около 15 тыс.м^3, средняя ширина ходов 2,7, средняя высота 2,2 м (**табл. 5.1**) План и морфометрия района приведены на **рис. 5.2**. В морфологическом отношении район разнообразен. Большую часть

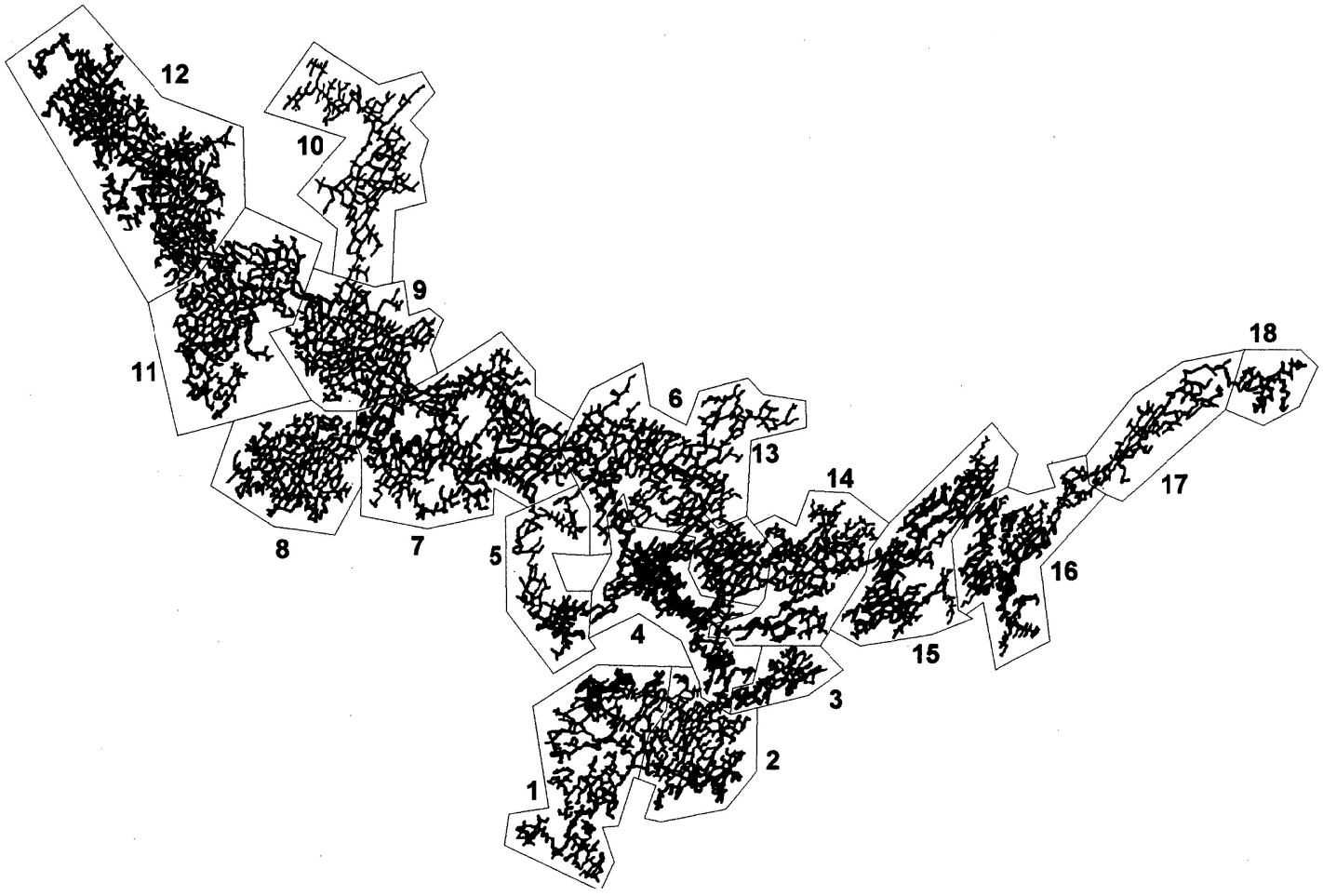


Рис. 5.1. Морфолого-морфометрическое районирование пещеры

Главные морфометрические показатели пещерных районов Золушки **Таблица 5.1.**

	Район	Средняя высота ходов H, м	Средняя ширина ходов B, м	Коэффициент изометричности хода (верхней части) $K_1 = {}^{H}/_{B}$	Суммарная длина ходов L, м	Площадь ходов S, м^2	Объем Ходов V, м^3	Коэффициент площадной закарстованности K_S %	Коэффициент объемной закарстованности K_V %	Плотность ходов $G = {}^{L}/_{S}$, ${}^{Км}/_{Км2}$	Уделная площадь $Su = {}^{S}/_{L}$ м^2/м	Удельный объем $Vu = {}^{V}/_{L}$ м^3/м
1	**Привходовый**	2,2	2,7	0,80	5600,3	15195,4	33772,5	43,2	4,2	160	2,71	6,03
2	**Заблудших**	2,7	2,4	1,13	4330,5	10483,5	28671,2	47,1	5,9	198	2,42	6,62
3	**Перспектив**	3,0	3,5	0,86	1237,5	4362,2	13260,5	63,3	8,4	180	3,50	10,70
4	**Зал Черновицких спелеологов**	3,2	3,7	0,86	3918,7	14439,1	45663,0	61,1	8,0	165	3,70	11,65
5	**Майский**	2,7	2,1	1,29	1424,2	2958,0	8101,4	26,3	3,1	135	2,10	5,68
6	**Центральный**	2,9	2,6	1,11	7879,1	20301,0	59700,4	43,2	5,6	168	2,58	7,58
7	**Западный-Анаконда**	2,8	2,8	1,02	8905,8	24048,6	68331,8	43,4	5,0	161	2,70	7,67
8	**Веселый**	2,3	2,2	1,04	5316,9	11833,1	27039,5	48,4	4,8	218	2,23	5,08
9	**Голландский Сыр**	2,4	2,0	1,20	3000,0	6000,0	14400,0	41,5	4,3	208	2,00	4,80
10	**Камикадзе**	7,0	1,0	7,00	2500,0	2500,0	17500,0	13,7	4,2	136	1,00	7,00
11	**Геохимический**	2,5	2,6	0,96	~ 5000,0	~ 16000	~ 30000,0	~ 44,0	~ 3,6	~ 210	3,20	6,00
12	**Дикий Запад***	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	**Метрополитен**	3,7	3,7	1,00	2337,4	8635,7	37556,9	72,6	13,7	195	3,70	16,10
14	**Озерный**	3,8	3,1	1,23	4128,5	12922,1	49110,2	54,0	8,8	169	3,13	11,89
15	**Готический**	4,5	3,0	1,50	4091,5	12416,3	56239,4	45,9	9,8	153	3,03	13,75
16	**Восточный**	3,6	3,1	1,16	4769,1	14678,3	53100,1	60,7	9,6	210	3,10	11,10
17	**Дальнево-сточный**	3,4	2,3	1,48	2414,0	5616,0	19039,2	39,1	5,8	168	2,33	7,89
18	**Камчатка**	2,4	2,4	1,00	1084,4	2638,0	6250,7	52,8	5,2	215	2,43	5,76
		$^{55,1}/_{17}$	**$^{45,1}/_{17}$**	**$^{24,6}/_{17}$**	**Σ**	**Σ**	**Σ**	**$^{800,3}/_{17}$**	**$^{108,0}/_{17}$**	**$^{3049}/_{17}$**	**$^{45,86}/_{17}$**	**$^{145}/_{17}$**
Усредненные для пещеры в целом данные		**3,24**	**2,65**	**1,45**	**67937,9**	**185027,3**	**567736,8**	**47,1**	**6,5**	**179,4**	**2,70**	**8,53**

* отсутствие данных по району (не отснят до конца)

занимает Античный зал (площадь около 7 тыс. м^2). Длина зала 60 м, высота сводов 1,5 – 2,5 м. С востока к залу примыкают широкие (до 5 м) галереи эллиптического сечения, с юга и северо-востока сравнительно узкие, каньонообразные и щелевидные хода небольшой высоты (2,0 – 5,0 м), заполненные отложениями. В южной и западной частях района имеется несколько небольших залов (Ромео и Джульетты, Китайский). Здесь же имеется большое количество крупных конусообразных высыпок.

Район в значительной степени заполнен отложениями. В спектре отложений преобладают голубовато-серые, тонкодисперсные глины с отчетливо выраженной микрослоистостью. Они заполняют бóльшую часть разреза галерей. На потолке в стенках ходов имеются значительные скопления ноздреватого карбонатного материала. В узких ходах, а также некоторых залах много гидрооксидоов железа и марганца (бернессит, гидрогетит и др.). В целом ряде мест обнаружены глиняные сталактиты в виде «ниточек», длиной до 20–35 см при диаметре 1 мм. В гротоподобных углублениях Античного зала встречаются весьма оригинальные «елочные» сталактиты, образованные «слипшимися» частицами-кристалликами смоляно-черного бернессита (*см. Отложения пещеры*). Длина сталактитов 3-10 см. Гипсовые стены, здесь же, покрыты почковидными агрегатами марганцевых гидрооксидов.

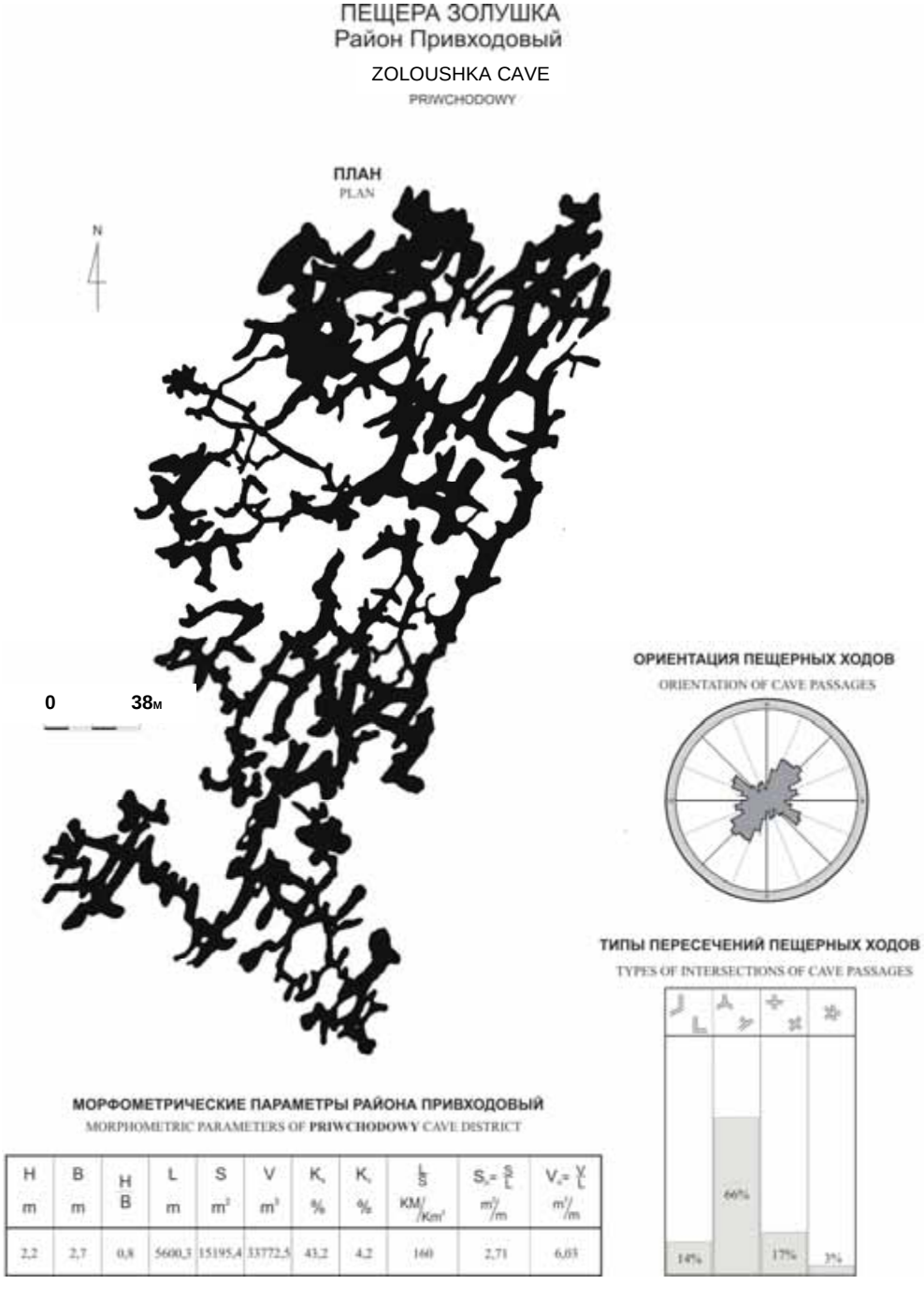
Локально, в местах разрушения бронирующей кровли известняков, в днищах ходов встречаются обвальные отложения, состоящие преимущественно, из глыб ратинского известняка. Район сухой. Подземные озера и водоемы отсутствуют, поскольку район непосредственно прилегает к карьеру, из которого производится откачка вод. В южной части Античного зала, в месте вскрытия полости разведочной скважиной, имеет место интенсивная капель.

Содержание CO_2 в воздухе в районе не превышает 0,5 – 0,8%. Средняя температура воздуха равна 11,0–13,0^{0}С. В привходовой части района, относящейся к переходной (уравнивающей) микроклиматической зоне, температура воздуха неустойчива (50–100 м от входа) и определяется во многом погодными условиями на поверхности (в карьере). Район в значительной мере вытоптан, глинистые отложения сухие, покрытые глубокими (часто затоптанными) трещинами.

Главные „достопримечательности" района - зал *Античный* (крупные размеры), зал *Китайский* (обилие красно-черных глин), гроты с шнуровидными глиняными и елочными беренесситовыми сталактитами, купола в сводах галерей, глубоко проникающие в надгипсовые отложения (*Лунный грот, Морское Око* и др.), крупный участок обрушения кровли ратинских известняков (*Проспект Кобылянской*) и др.

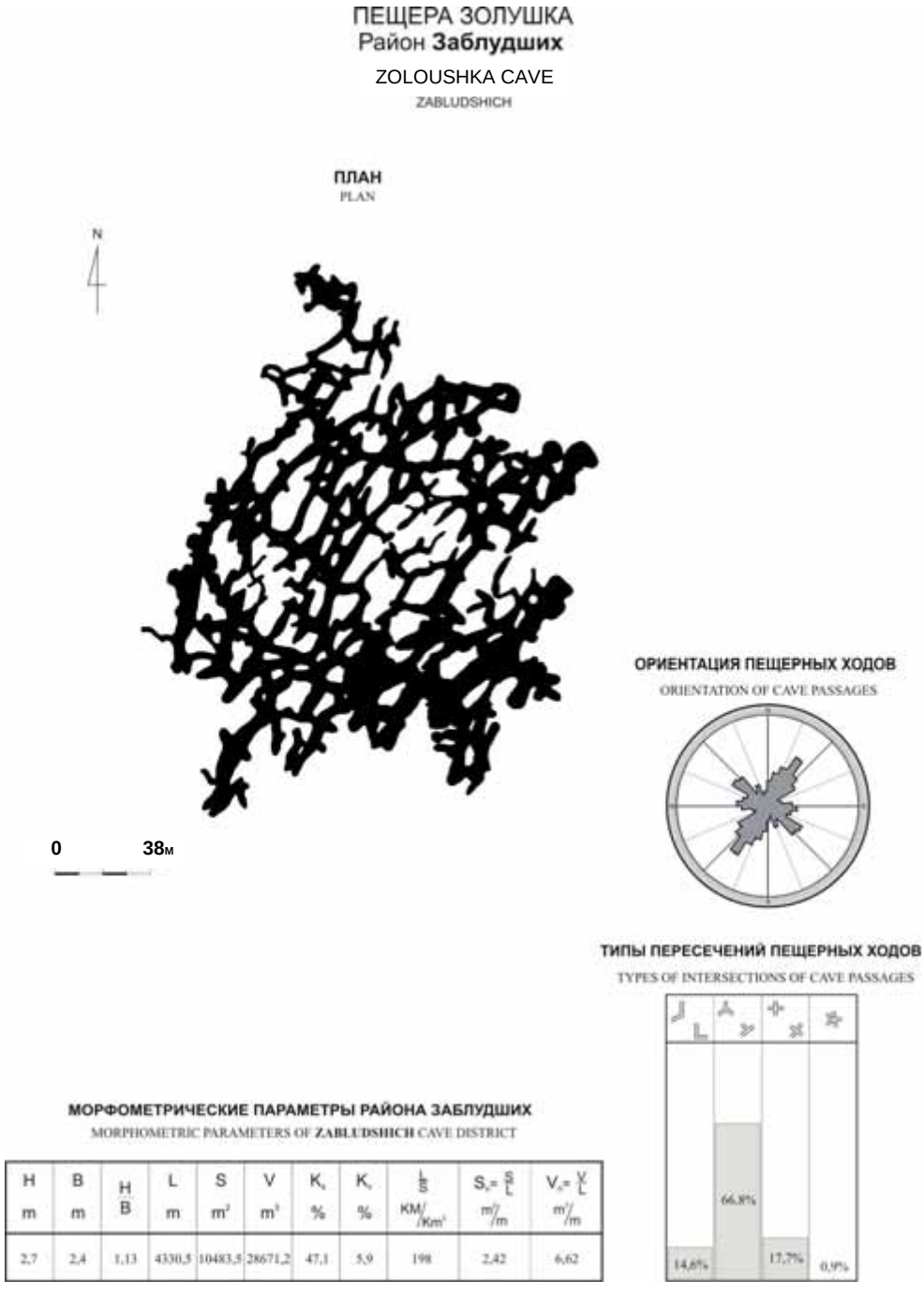
2. Район Заблудших

Примыкает к Привходовому району с востока и вместе с ним образует южную часть пещеры. Протяженность ходов района 4.3 км (**табл. 5.1**), площадь около 10,5 тыс. м^2, объем – около 28,9 тыс.м^3. Средняя ширина ходов в районе – 2,4 м, высота – 2,7 м (**рис. 5.3**). Морфологически район сравнительно однороден. Центральная его часть образована густой сетью узких (0,1–2,0 м) ходов-каньонов и ходов-щелей, высотой до 7–12 м. В ходах-каньонах много уступов, неровностей, перемычек, ступеней и других образований, усложняющих их морфологию. Каньоно- и щелеобразные хода имеют длину до 5–20 м, часто пересекаются (в верхней части) с горизонтальными галереями, днища которых заполнены глинистыми отложениями. По периферии района (особенно западной и восточной) развиты широкие (3-6 м) галереи овального сечения с низко нависающими сводами (1,5–2,0 м). Крупные залы в районе отсутствуют за исключением юго-восточного участка, где имеется сравнительно небольшой зал с глыбовыми накоплениями.



H m	B m	H/B	L m	S m²	V m³	K_s %	K_v %	L/S KM/Km²	$S_v = S/L$ m²/m	$V_v = V/L$ m³/m
2,2	2,7	0,8	5600,3	15195,4	33772,5	43,2	4,2	160	2,71	6,03

Рис. 5.2. Привходовый район



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ЗАБЛУДШИХ

MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **ZABLUDSHICH** CAVE DISTRICT

H, m	B, m	H/B	L, m	S, m^2	V, m^3	K_s, %	K_v, %	L/S, KM/Km^2	S_p= S/L, m^2/m	V_p= V/L, m^3/m
2,7	2,4	1,13	4330,5	10483,5	28671,2	47,1	5,9	198	2,42	6,62

Рис. 5.3. Район Заблудших

Среди отложений преобладают глинистые в днищах ходов. Серые микрослоистые глины заполняют днища широких периферийных галерей, их мощность достигает 6 м и более. В узких ходах центральной части на стенках и сводах много карбонатных новообразований, большое распространение имеют также известковые кулисы. Обвально-осыпные отложения в виде глыбово-глинистых осыпей приурочены к периферийным галереям. Красно-черные железомарганцевые образования наиболее развиты в северной части района. Здесь же, в наиболее низком месте района имеется обводненная галерея – озеро Филипцово **(рис. 5.4).** Длина обводненного участка около 12 м, ширина – 3, глубина – до 1 м.

Рис. 5.4. Спуск к озеру Филипцово (*фото В.Киселева*)

На большéй части района температура воздуха, как и во всей пещере, неизменна (11,3–12,0^{0}С) за исключением части, примыкающей к входу (переходная зона). Содержание CO_2 не превышает 0,5–1,0%. Температура воды в озере Филипцовом около 11^{0}С.

Эстетический интерес представляет участок у оз. Филипцово. Высокие (до 12 м) и широкие (до 3 м) хода–каньйоны перегорожены здесь большими кулисами, в стенах ходов верхнего яруса открываются „оконные виды" на каньонные части прилегающих ходов (например, *Окно в Европу*). Днища и стенки углублений-кулуаров пестрят красными и черными гидрооксидами железа и марганца. Впечатляют также глубокие щелеобразные хода в центральной части района, прохождение которых возможно только способом в «распор» или с навешенными веревочными перилами.

Несмотря на близкое от входа расположение район относится к малопосещаемым (за исключением Филипцова озера), поскольку изобилует труднопроходимыми распорами. Соответственно, ниже степень его затоптанности и загрязнения. Как и в Привходовом районе, в районе Заблудших глинистые отложения, особенно в широких периферийных ходах, сильно высохшие, с глубокими трещинами усыхания.

3. Район Перспектив

Представляет собой переходный район между южной частью пещеры и основным лабиринтом. Протяженность ходов района около 1,2 км, площадь 4 362 м^2, объем – более 13 000 м^3 (**табл. 5.1**). Средняя ширина ходов 3,5 м, высота – 3,0 м. Это один из крупных по объемам галерей районов пещеры (высокий удельный объем) (**рис. 5.5**). Например, участок *Система Д* состоит из сети крупных ходов ромбовидного сечения, шириной и высотой до 5 – 8 м (**рис. 5.6**). *Зал Перспектив* (25 х 6 х 10 м) соединяет широкие галереи Стадиона и Системы Д.

В составе отложений района преобладают серые глины, заполняющие каньонообразные части ходов. Много обвально-осыпных конусов, особенно в широких галереях Системы Д. Своды галерей покрыты пористо-карбонатных образованиями.

В качестве достопримечательностей района можно назвать: зал *Перспектив*, широкие «проспектные» хода Системы Д (**рис. 5.6**), рябь на супесчаном днище одного из ходов, напоминающую морскую, глубокие обводненные каньоны (спортивный интерес – прохождение в распоре), большую высыпку с почвенным материалом (с поверхности) и следами выдавливания глины, крупный плафон, глубокий эрозионный ход, вымытый водным потоком (перетоки при водопонижении) и т.д.

4. Район Зал Черновицких Спелеологов

Располагается в центральной части пещеры и представлен, большей частью одноименным залом. Суммарная длина ходов района около 4,0 км, их площадь 15,5 тыс.м^2, объем более 45 тыс. м^3 (**табл. 5.1**). Хода в районе имеют среднюю ширину 3,7 м, среднюю высоту – 3,2 м. Центральную часть района занимает Зал Черновицких Спелеологов. С восточной стороны к нему примыкают несколько крупных галерей, с запада он ограничен низкими ходами, переходящими в глубокие щелевидные колодцы. С юго-востока к нему примыкает морфологически родственный подрайон *Стадион-Увертюра.* Днища ходов ровные, сухие. На участке *Свинья* преобладают глубокие узкие хода (**рис. 5.7**), на участке *Стадион* - хода эллиптического сечения (**рис. 5.8**).

Зал Черновицких Спелеологов состоит из двух морфологически разных частей: северо-западной и юго-восточной (**рис. 5.9**). Северо-западная часть представляет собой большой зал с множеством останцев-колонн, „подпирающих" своды (**рис. 5.10**). При иной трактовке эта часть лабиринта может быть обозначена как густая

ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Перспектив**

ZOLOUSHKA CAVE
PERSPECTIVE

ПЛАН
PLAN

ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ПЕРСПЕКТИВ
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **PERSPECTIVE** CAVE DISTRICT

H, m	B, m	H/B	L, m	S, m^2	V, m^3	K_s, %	K_v, %	$\frac{L}{S}$, $км/Km^2$	$S_c=\frac{S}{L}$, m/m	$V_c=\frac{V}{L}$, m^2/m
3	3,5	0,86	1237,5	4362,2	13260,5	63,3	8,4	180	3,5	10,7

Рис. 5.5. Район Перспектив

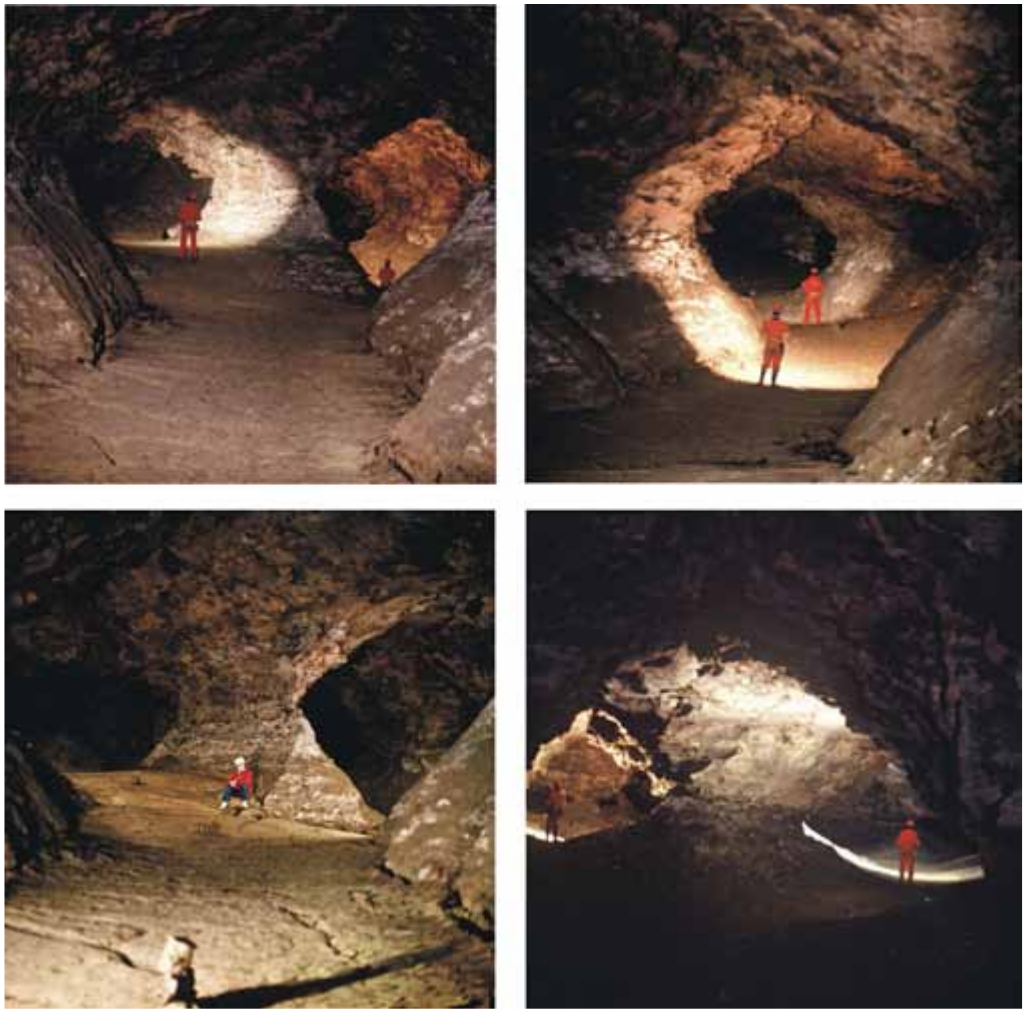


Рис. 5.6. Характерные крупные хода ромбовидного сечения в подрайоне Система Д района Перспектив (*фото Б. Ридуша, В. Киселева*)

сеть широких галерей, сливающихся между собой (**рис. 5.11**). Юго-восточная часть более пустотелая, не имеет колонн, однако ее объемность скрадывается мощными скоплениями серых глин со своеобразным эрозионным рельефом.

Помимо серых пещерных глин в составе отложений встречается в большом количестве песчано-гравийный материал, попавший в пещеру при обрушении сводов. Обводненных участков или галерей в районе нет. Единственным гидрологическим объектом здесь является *Источник жизни* – родник (0,1 л/с), просачивающийся в пещеру по крупной высыпке. В связи с периодическим закупориванием выходного отверстия - в результате подвижек в обвальной трубе - родник то прекращает, то восстанавливает свою деятельность. Температура воздуха в районе, как и во всей остальной части пещеры, удаленной от неустойчивой привходовой зоны, равна 12.0 – 13,0^{0}С, относительная влажность воздуха – 100%.

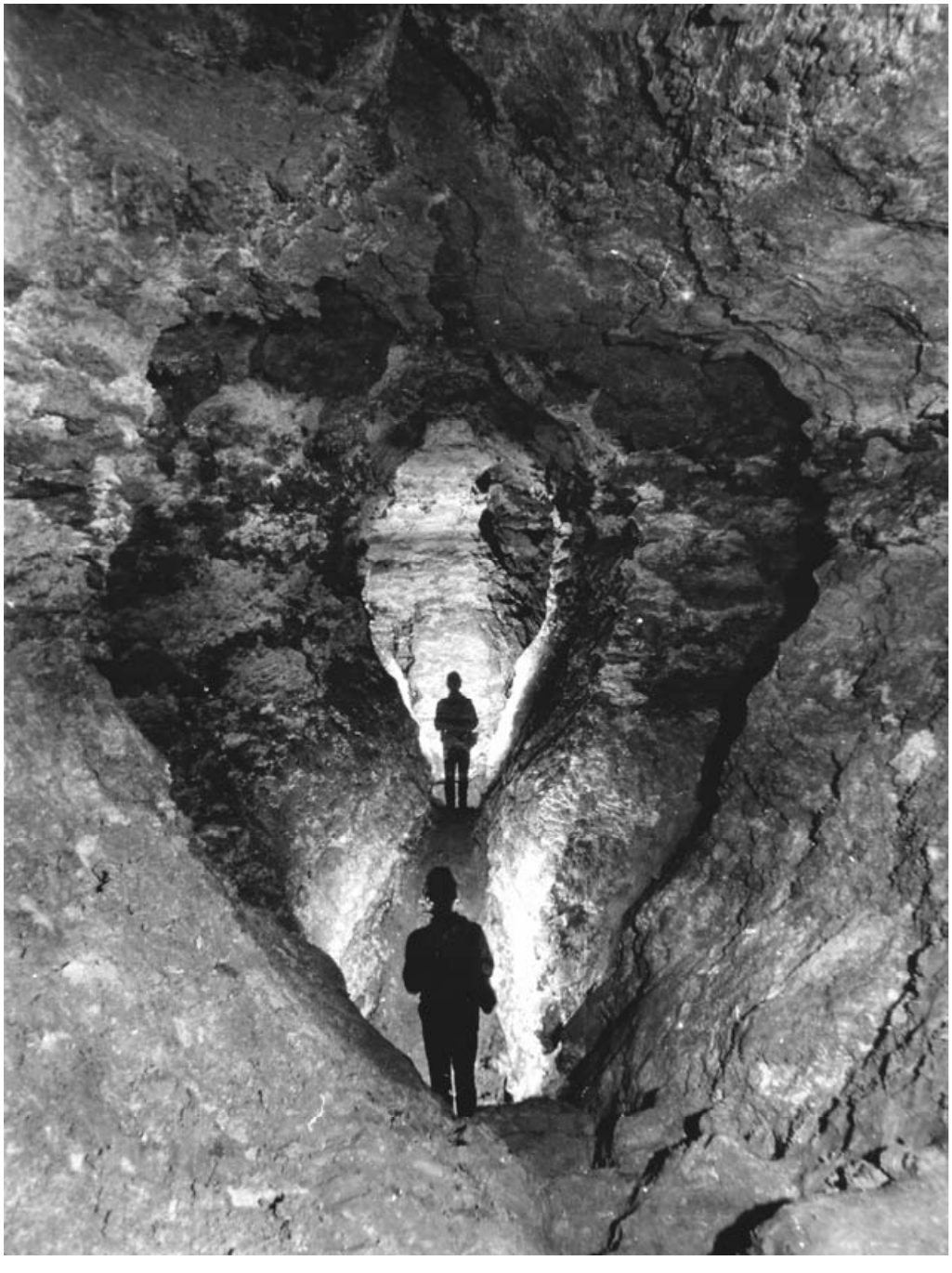


Рис. 5.7. Высокий ход на участке Свинья (*фото Б.Ридуша*)

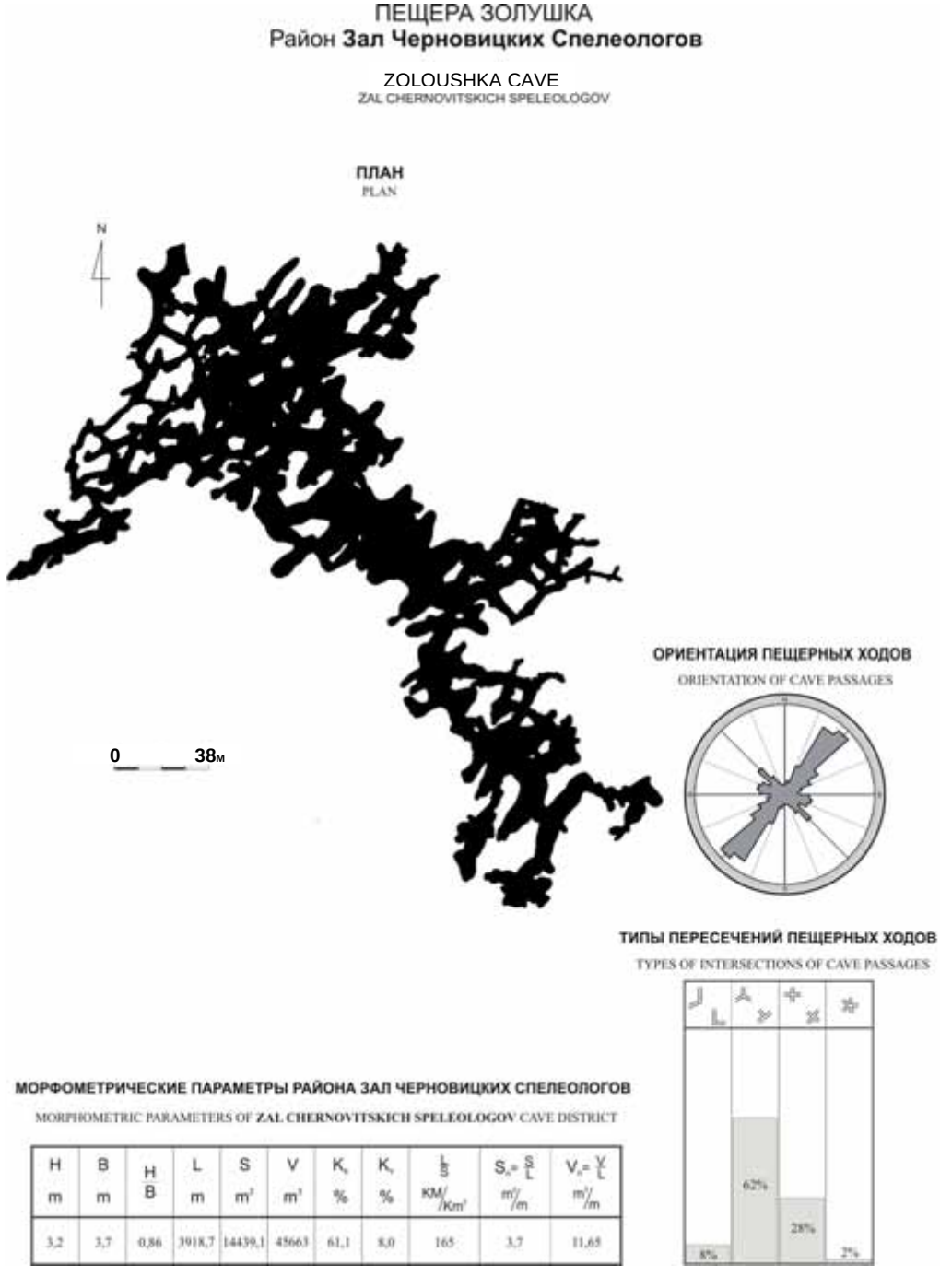
Углекислый газ содержится в количестве 0,5–2,0%. На участке Свинья CO_2 скапливается (до 3–4%) в глубоких щелях. Ранее (в начале 80-х годов) здесь отмечалось и присутствие метана. Здесь же имеются обводненные участки слепых щелей-каньонов (шириной до 1 м и более), открывающихся сводами в широкие галереи, например, *Каньон*. Глубина обводненной части ходов 1-4 м.

Район впечатляет своими размерами. В центре зала из серой глины вылеплен большой стол - место отдыха и подземных встреч спелеологов, а иногда, например на Новый год – празднования торжеств. В настоящее время стол служит постаментом для глиняных изделий. Рядом со столом располагается статуя «хозяйки» пещеры – сказочной Золушки (**рис. 5.12**). Она «одета» в красное платье (из гидрогетита), у ног ее – богатства пещеры – крупные кристаллы гипса - плафоны, красные глиняные сталагмиты, бернесситовые россыпи. Приветливый взгляд Золушки обращен в сторону, откуда обычно подходят посетители пещеры.

Рис. 5.8. Галерея Стадион (*фото В. Киселева*)

Помимо «творений рук человеческих» в районе имеется целый ряд естественных явлений и объектов, достойных внимания исследователя. Это *Резонирующий ход*, в котором издаваемые звуки приобретают металлический звон, крупные высыпки со шлейфами подводных оползней, звенящий в подземной тишине *Источник жизни*, воронкообразный колодец в *Зале Выставочном*, плафоны в сводовых трещинах и т.д.

Район легкодоступен, учитывая крупные размеры и центральное положение он является наиболее посещаемым в пещере местом.



H m	B m	H/B	L m	S m^2	V m^3	K_s %	K_v %	S/S KM/Km^2	S_v= S/L m^2/m	V_v= V/L m^3/m
3,2	3,7	0,86	3918,7	14439,1	45663	61,1	8,0	165	3,7	11,65

Рис. 5.9. Район Зал Черновицких Спелеологов

Рис. 5.10. Участок Зала Черновицких Спелеологов в его северо-западной (колонной) части (*архив Черновицкого спелеоклуба*)

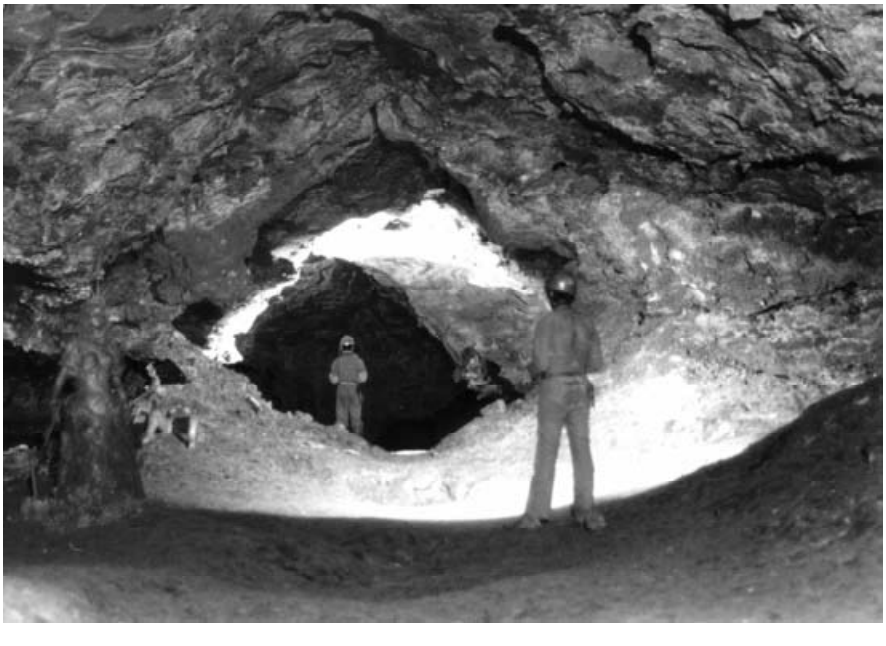


Рис. 5.11. Широкие галереи северо-западного нефа Зала Черновицких Спелеологов, разделенные узкими колонными перемычками (*фото В. Киселева*)

Рис. 5.12. Глиняная статуя Золушки в Зале Черновицких Спелеологов (*архив Черновицкого спелеоклуба*)

5. Майский район

Расположен к западу от Зала Черновицких Спелеологов. Отделяется от него несколькими крупными и узкими вертикальными ходами. Переход между районами морфологически резкий. Бóльшая часть района представлена *Майским Залом* (**рис. 5.13**), изобилующим колоннами, часто более крупными, чем в Зале Черновицких Спелеологов (типичный колонный зал). Протяженность ходов района составляет около 1,5 км, площадь 3 тыс.м^2, объем – более 8000 м^3 (**табл. 5.1**). Хода (проходы между колоннами) в среднем имеют ширину 2,1 м, высоту – 2,7 м. Полости центральной части района (зал) в значительной мере заполнены отложениями. Периферийные хода имеют вид высоких (до 10 м) и узких (до 0,3 м) щелей, уходящих значительно глубже днищ ходов основного района (менее заполнены отложениями).

Характерной особенностью района является то, что почти по всей площади Майского Зала серые глины покрыты сплошным слоем (толщиной 0–25 см) красно-черных железо-марганцевых образований, причем преобладают сажистые покровы гидрооксидов марганца. Преобладание в подземном пейзаже района темных цветов делает его угрюмым и неуютным. Эмоциональный дискомфорт усиливается физиологическим - из-за высокого содержания CO_2 (1,6 – 2,8 %).

Расположение района в стороне от основного лабиринта, сложный переход от Зала Черновицких Спелеологов (требует веревки), невысокие эстетические качества – причины слабой посещаемости района. Несмотря на относительную близость от входа пещерная среда района во многом сохранила первозданный вид.

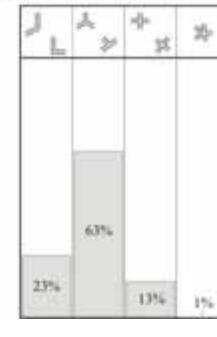
ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Майский**

ZOLOUSHKA CAVE
MAJSKIJ

ПЛАН
PLAN

ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА МАЙСКИЙ
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **MAJSKIJ** CAVE DISTRICT

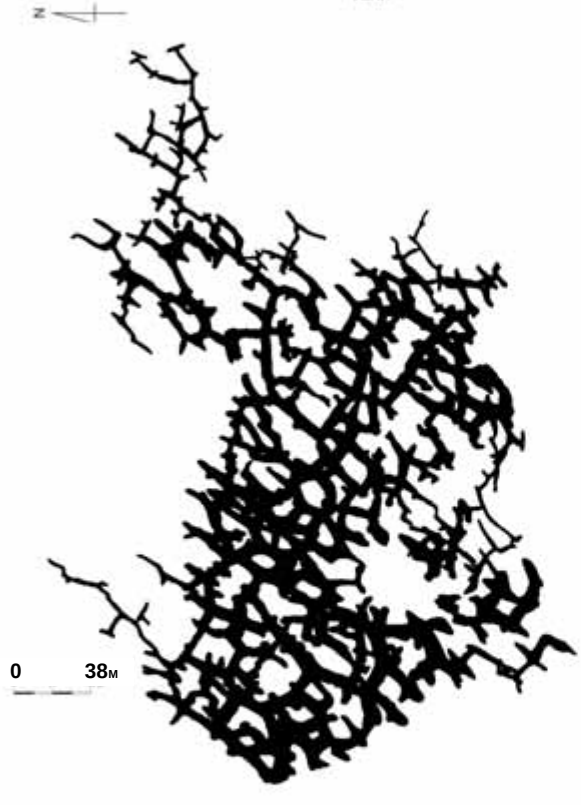
H m	B m	H/B	L m	S m^2	V m^3	K_1 %	K_2 %	L/S KM/Km^2	S_x= S/L m^2/m	V_x= V/L m^3/m
2,7	2,1	1,29	1424,2	2958	8101,4	26,3	3,1	135	2,1	5,68

Рис. 5.13. Майский район

ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Центральный**

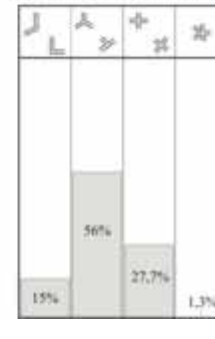
ZOLOUSHKA CAVE
CENTRALNY

ПЛАН
PLAN



ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **CENTRALNY** CAVE DISTRICT

H, m	B, m	H/B	L, m	S, m²	V, m³	K_s, %	K_v, %	L/S, KM/Km²	S_n=S/L, m²/m	V_n=V/L, m³/m
2,9	2,6	1,11	7879,1	20301	59700,4	43,2	5,6	168	2,58	7,58

Рис. 5.14. Центральный район

6. Центральный район

Район располагается, как это следует из названия, в центральной части пещеры. Он является первым из районов западного «крыла» пещеры. Это один из наиболее крупных по протяженности районов (**табл. 5.1**). Суммарная длина его ходов составляет примерно 7,9 км, их площадь более 20 тыс. м^2 , объем – 59,7 тыс. м^3. В плане район образует достаточно однородную по морфологическим признакам сеть средней плотности (**рис. 5.14**). Хода имеют среднюю ширину 2,6 м, среднюю высоту 2,9 м. Преобладают хода одинаковых размеров. Несколько выделяется (более крупными размерами и глыбовыми навалами) участок более узких и высоких ходов в северной части района.

Сеть ходов развита в приповерхностной части слоя, каньонные части развиты не у всех ходов, часто узки или отсутствуют. Главными пунктами восходящего дренажа являлись пересечения более крупных ходов. При них часто обнаруживаются углубления, заполненные глинами (**рис. 5.15**). Район изобилует известковыми кулисами, которые часто перегораживают хода впоперек, некоторые – наискось, прослеживаясь (отпрепарированы) до 10 м. На площади района имеется несколько озер, а также лабиринт обводненных ходов – *Венеция*.

Рис. 5.15. Боковой каньонный ход, примыкающий к галерее в Центральном районе, заполненный в нижней части глинистыми отложениями (*фото Б. Ридуша*)

Из отложений наиболее широко распространены глинистые, но их количество (в связи со сравнительно слабой проработкой каньонной части ходов и небольшим количеством высыпок) по сравнению с другими районами пещеры незначительно. В углублениях встречаются подвешенные озера, некоторые водоемы реагируют на режим откачки. В углублениях и на подходе к озерам много железо-марганцевых пленок. По северной периферии района наблюдается выклинивание ходов (сужение трещин), южная же окраина - в основном обвальная (*Лунный Зал* и др. с крупными высыпками), указывающая на продолжение района и увеличение размеров ходов в этом направлении.

Наибольшую эстетическую ценность в районе представляют кулисы с глиняными сталактитами и рельефными корами на их поверхности (**рис. 5.16**). В *Сталактитовом Уголке* висит более 100 красноватых сталактитов одинаковой (10 – 15 см) длины. Неподалеку располагается *Зал Тысячи Сталактитов*. Потолок, горизонтальные выступы, карнизы покрыты здесь небольшими (до 10 см) сталактитами с ребристыми поверхностями. Кончики большинства сталактитов изогнуты, искривлены. Это связано с их усыханием, приводящим к деформациям.

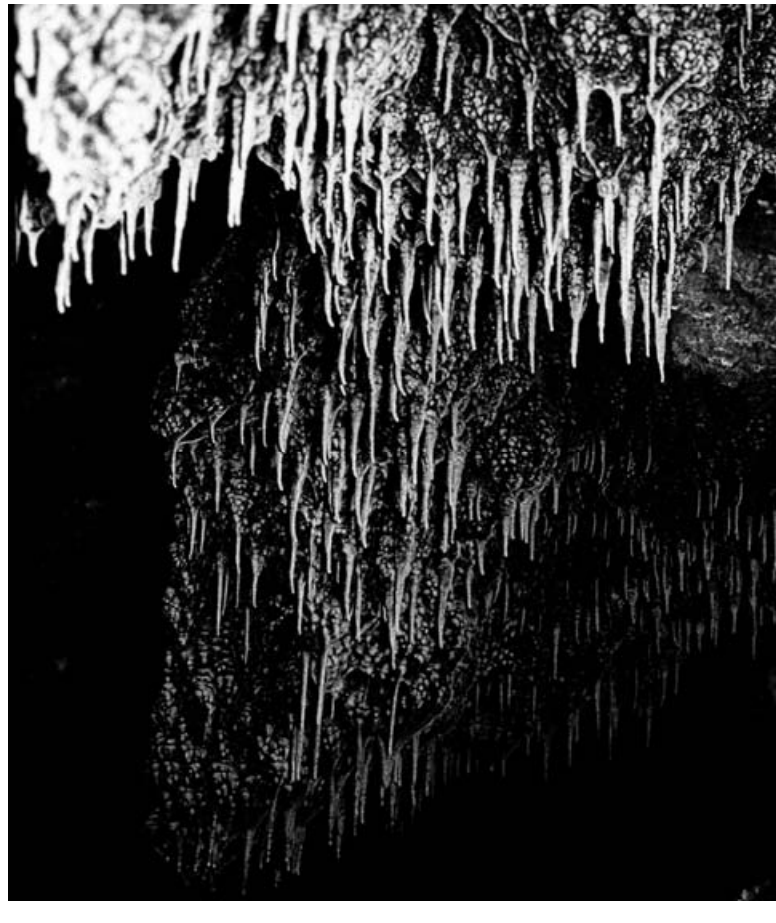


Рис. 5.16. Глиняные сталактиты на неровной поверхности известковых кулис (*фото С. Волкова*)

Начиная с Центрального района в западном направлении происходит постоянное увеличение содержания CO_2 в пещерном воздухе. Если в начале района оно равно 1,2–1,8 %, то на *Западном Перекрестке* оно достигает иногда 2,5% и более.

В центральной части (трасса на запад) район в значительной степени вытоптан, периферийные же участки ввиду слабой посещаемости нарушены в меньшей степени.

7. Район Западный-Анаконда

Располагается к западу от предыдущего района, с которым соединяется лишь двумя ходами. Представляет собой объединенные подрайоны Западный и Анаконда. Статистическая обработка морфометрических данных указывает на целесообразность объединения указанных подрайонов в один район, несмотря на их некоторые морфологические отличия. Средние морфометрические показатели по всему району составляют: ширина ходов – 2,8 м, высота – тоже 2.8 м. Общая протяженность ходов – 8,9 км, что делает его наиболее протяженным районом пещеры. Из-за большой протяженности, несмотря на невысокие средние показатели ширины и высоты, район этот имеет наибольшие площадь и объем (**табл. 5.1**).

Морфология района разнообразна. Его осевую часть образуют галереи *Анаконды*, вытянутые в виде неширокой зоны интенсивной закарстованности с юго-востока на северо-запад (**рис. 5.17**). Ширина главной „извивающейся" галереи достигает 4–7 м при высоте 2–5 м. Боковые хода, примыкающие к ней, также крупны, но постепенно (к северу и югу) их размеры уменьшаются до 1,0–2,0 м ширины и 1,5–6,0 м высоты. Северная часть района образована монотонной сетью ходов примерно одинаковых размеров. Встречаются колодцеобразные впадины, заполненные водой. Наиболее южный участок сети (на юго-восток от Анаконды) образуют неширокие проходы, постепенно переходящие в каньонообразные щели и высокие хода.

Среди отложений района преобладают, как и везде в пещере, серые глины. Глинистых отложений много, но в связи с неравномерным распространением «питающих» высыпок при общей высокой заполненности отложениями днища ходов неровные. В северной части района глины покрыты желтовато-бурой пленкой гидрооксидов железа. В некоторых углублениях гидрооксиды образуют слоистые тела и скопления. На Анаконде много обвально-осыпных тел.

Газовый состав воздуха отличается повышенным содержанием CO_2 (2,5–3,0 %) и азота.

Район малопривлекателен. Для продвижения удобны лишь галереи Анаконды. В северной части определенные трудности создают низкие своды (0,8–1,6 м), в южной – узкие хода с резкими высотными перепадами днищ. Впечатляет глинистый «паркет» галерей Анаконды и сдвоенный в виде восьмерки обвальный купол в своде одной из галерей.

8. Район Веселый

Располагается западнее района Западный-Анаконда с которым соединяется единственным проходом. Общая протяженность ходов района превышает 5,3 км, их площадь около 12 тыс. $м^2$, объем – примерно 27 тыс. $м^3$. Хода имеют среднюю ширину 2,2 м, среднюю высоту – 2,3 м. Они образуют довольно плотную сеть,

наибольшую из всех районов пещеры (**табл. 5.1, рис. 5.18**). Морфология района сравнительно однообразна. Здесь преобладают одинаковых размеров хода с разноуровенными днищами (отсюда – „Веселый"). Высотная разница днищ соседних ходов или даже его начального и концового отрезков может достигать 1,5–6,0 м. Связано это с хорошей проработкой каньонной части сечений ходов, а также усыханием и усадкой (на 1,0 – 5,0 м) глин в днищах.

Из отложений преобладают серые глины. Встречаются красноватые пленки гидрооксидов железа и марганца. Обвальные отложения имеют локальное (западная периферия) и незначительное распространение.

Район относится к малопосещаемым. Помимо сложностей морфологического строения, затрудняющего не только продвижение по нему, но и ориентирование, присутствия в больших количествах углекислоты, сказывается еще и его значительная удаленость от входа. Физиономическую аттрактивность района определяют, кроме морфологии, глубокие просадочные каньйоны с блестящими от оползшей глины стенками, «гудящие» глиняные полы, под которым пустота, формы усыхания глинистых отложений.

9. Район Голландский Сыр

Район расположен севернее Веселого. Отличается густой сетью ходов, частыми и значительными перепадами днищ, в целом – достаточно беспорядочной морфологией, „дыроватостью". Понятия средней ширины и средней высоты ходов для района гораздо более условны, чем для других районов. Составляют они 2,0 м и 2,4 м соответственно. Суммарная длина ходов района достигает 3,0 км, площадь – 6 тыс. $м^2$, объем – почти 14,5 тыс. $м^3$ (**табл. 15.1**). Морфологическая неоднородность района обусловлена, с одной стороны, спелеогенетическими причинами (разная степень вертикальной проработки трещин, наличие внутригипсовых карбонатных прослоев, известковые кулисы), с другой – разной степенью заполненности полостей глинами. Несмотря на внутреннюю морфологическую сложность, плановый характер сети ходов района достаточно компактен и однороден (**рис. 5.19**).

Отложения района представлены, в основном, серыми глинами, почти всюду покрытыми желтовато-бурой или черной пленками. Локально, главным образом, в углублениях, встречаются значительные скопления слоистых гидрооксидов железа и марганца. Их мощность (особенно красных, железистых образований) достигает 10–30 см. Из-за гидрооксидов район отличается существенными цветовыми контрастами подземного пейзажа. На одном из участков гидрооксидами железа образованы сталагмитоподобные постройки.

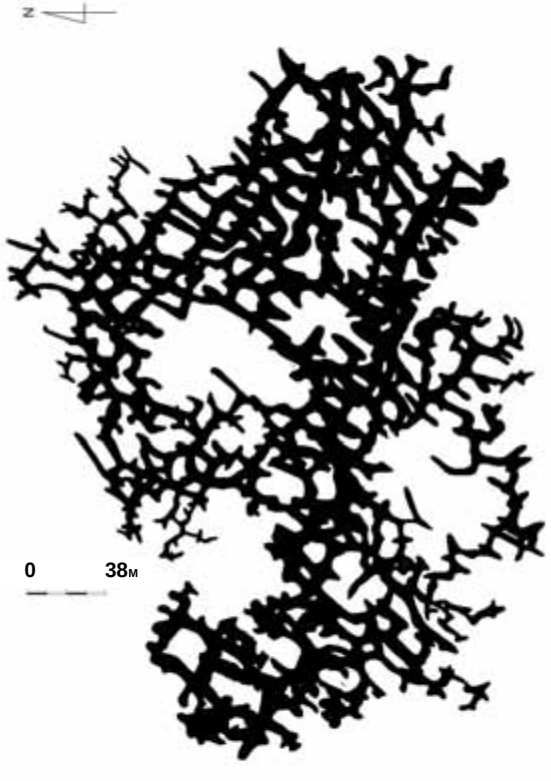
На Голландском Сыре имеется несколько небольших озер, заполняющих низко положенные чаши просадочных днищ. Подходы к озерам заболочены, берега представляют собой топи из разжиженной красноватой глины.

Содержание углекислоты в воздухе района иногда достигает 2,0-3,0 и более процентов. Долгое (свыше 2–3-х часов) пребывание в районе чревато появлением выраженных признаков углекислотного отравления. Распространение CO_2 контролируется морфологией: как более тяжелая, чем воздушная смесь, углекислота скапливается в углублениях и понижениях ходов.

ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район Западный-Анаконда

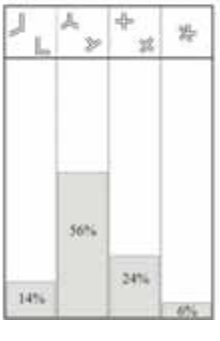
ZOLOUSHKA CAVE
ZAPADNY - ANAKONDA

ПЛАН
PLAN



ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ЗАПАДНЫЙ-АНАКОНДА
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **ZAPADNY - ANAKONDA** CAVE DISTRICT

H, m	B, m	H/B	L, m	S, m^2	V, m^3	K, %	K, %	L/S, KM/Km^2	S_o= S/L, m^2/m	V_o= V/L, m^3/m
2,8	2,75	1,02	8905,8	24048,6	68331,8	43,4	5,0		2,7	7,67

Рис. 5.17. Район Западный-Анаконда

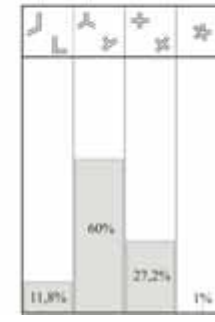
ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Веселый**

ZOLOUSHKA CAVE
WESOLY

ПЛАН
PLAN

ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ВЕСЕЛЫЙ
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **WESOLY** CAVE DISTRICT

H m	B m	$\frac{H}{B}$	L m	S m^2	V m^3	K_s %	K_v %	$\frac{L}{S}$ KM/Km^2	$S_x = \frac{S}{L}$ m^2/m	$V_x = \frac{V}{L}$ m^3/m
2,3	2,2	1,04	5316,9	11833,1	27039,5	48,4	4,8	218	2,23	5,08

Рис. 5.18. Район Веселый

10. Район Камикадзе

Образован вытянутой в северном направлении сетью узких каньйоно- и щелеобразных ходов шириной от 0,5 до 2,0 м, высотой – от 3,5 до 10,0 м и более (**рис. 5.20**). Значительная часть ходов заполнена водой. Глубина водоемов лабиринта достигает 3–6 м. Общая протяженность ходов района составляет 2,5 км, площадь - 2,5 тыс.м^2, объем – 17,5 тыс.м^3.

Район существенно отличается от других районов пещеры слабой проработкой верхней части ходов (периферийное положение по отношению к главным зонам разгрузки и т.д.), их незначительной шириной, но большой (наибольшей в пещере) высотой, незначительным (ввиду отсутствия высыпок) количеством глинистых отложений. В отличие от других районов, это единственный обводненный (бóльшая часть) район пещеры. По отношению к занимаемой площади, район отличается наиболее низкой из всех районов пещеры площадной закарстованностью, что закономерно проистекает из малой ширины его ходов (**табл. 5.1**).

Район труднопроходим (слишком широко для хождения в распоре, но узко для применения плавсредств) и практически непосещаем.

11. Район Геохимический

Находится западнее Голландского Сыра, соединяется с ним одним проходом через „подвальный" этаж. Подвальный участок отличается низкими сводами (до 1,0 –1,5 м), заболоченностью и высокой (более 3%) загазованностью. Своды подвалов периодически открываются в шарообразные купольные формы над ними, нанизанные на «оси» подвальных ходов. На выступах и карнизах купольных полостей, образованных прослоем известняка, залегает слой растрескавшейся глины. Съезжая по наклонным стенкам шарообразных полостей блоки-отдельности глин опрокидываются и образуют скопления, напоминающие глыбовые.

За подвальным участком днища галерей повышаются, образуя весьма плотный лабиринт изометричных (2,6 х 2,5 м) ходов (**рис. 5.1**). Характерно чередование (и пересечение) более крупных и менее крупных (поперечных) ходов с более или менее высоко положенными днищами. Основная черта морфологии района – наличие довольно широких (1,5 – 5,0 м) галерей верхнего яруса, которые внезапно обрываются редкими, но очень глубокими (12–20 м) колодцами. Колодцы представляют собой крупные вертикальные щели, часто изменяющие форму с глубиной. Обычно отвесной части колодца предшествует крутонаклонный (до 65 – 80^0) спуск, покрытый комковатой глиной. В некоторых колодцах имеется вода.

Галереи верхнего яруса имеют овальное сечение. Здесь много свежих осыпей, участков с обвалами. Обвалами Геохимический район отделяется от располагающегося западнее новоотснятого района.

Размеры района оцениваются (по подсчетам отснятой на тот момент площади) как: протяженность ходов – 5 км, площадь ходов – 16 тыс.м^2, объем – 30 тыс.м^3. Данные эти будут уточнены после статистического анализа плана новоотснятого соседнего района (Дикий Запад) и его разграничения с Геохимическим.

Глинистые днища ходов района обычно ровные (в пределах хода), покрыты трещинными полигонами усыхания, но без существенных деформаций. Иссушение отложений не достигло здесь из-за большой удаленности от входа такой степени, как в центральных районах, не говоря о ближних. Кое-где намечаются небольшие овальные просадки. Глины покрыты желтоватой, очень скользкой пленкой.

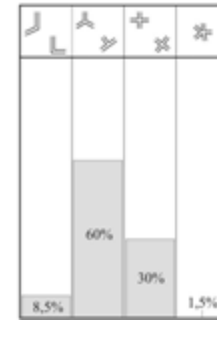
ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Голландский Сыр**

ZOLOUSHKA CAVE
GALANDSKIJ SYR

ПЛАН
PLAN

ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

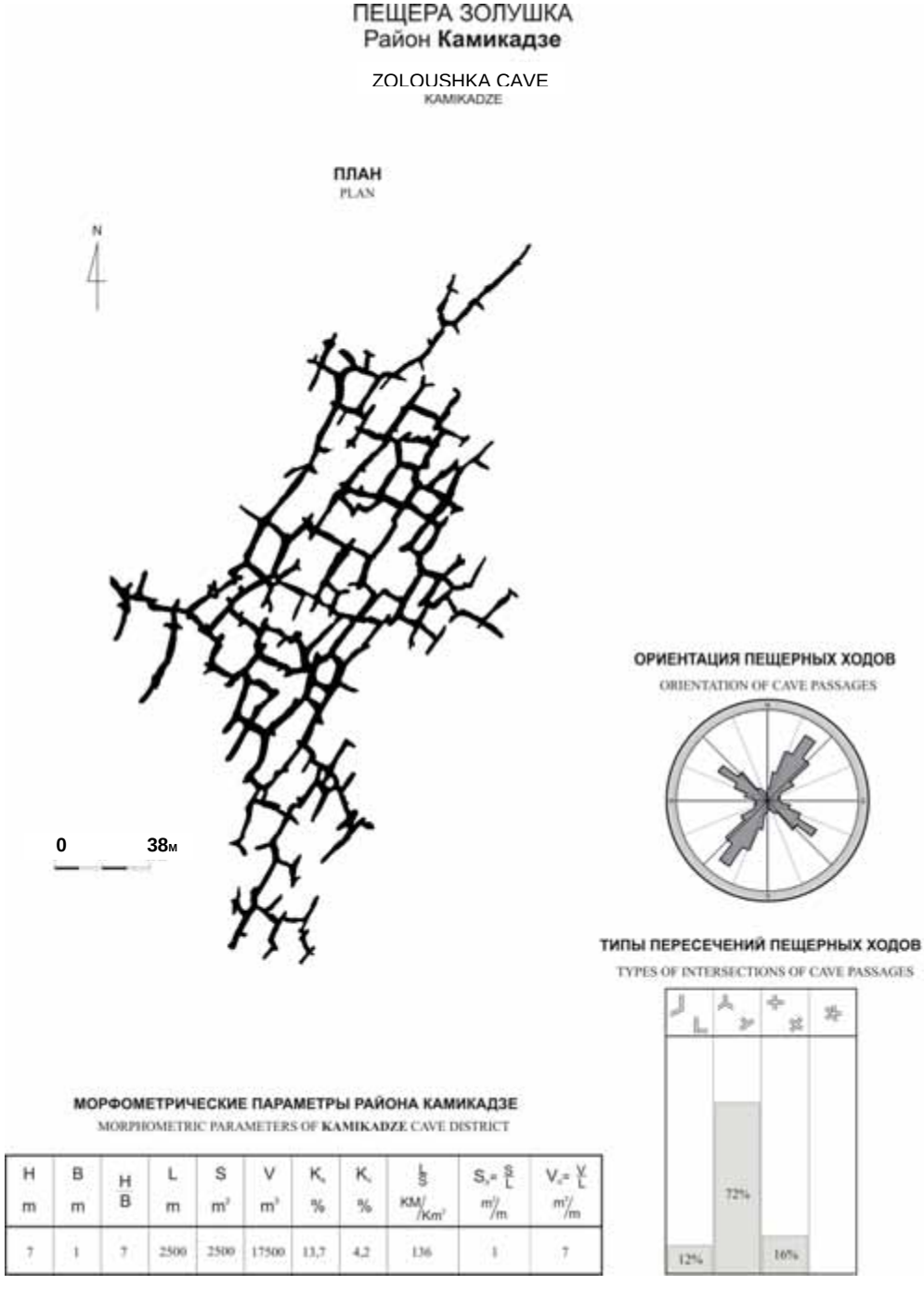
ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ГОЛЛАНДСКИЙ СЫР
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **GALANDSKIJ SYR** CAVE DISTRICT

H, m	B, m	H/B	L, m	S, m^2	V, m^3	K_s, %	K_v, %	L/S, KM/Km^2	S_n=S/L, m^2/m	V_n=V/L, m^3/m
2,4	2	1,2	3000	6000	14400	21,5	2,3	108	2	4,8

Рис. 5.19. Район Голландский Сыр



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА КАМИКАДЗЕ

MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **KAMIKADZE** CAVE DISTRICT

H m	B m	H/B	L m	S m^2	V m^3	K_s %	K_v %	L/S KM/Km^2	$S_y = S/L$ m^2/m	$V_y = V/L$ m^3/m
7	1	7	2500	2500	17500	13,7	4,2	136	1	7

Рис. 5.20. Район Камикадзе

Практически повсюду, особенно в понижениях, днища ходов покрыты желтой пленкой и сажистым порошком, а нижние участки стен – покровами почковидных марганцевооксидных агрегатов. В днищах ходов, например в *Зале Ферсмана*, заметны следы переотложения железо-марганцевых образований в виде цветных полос, зафиксировавших направления движения пещерных вод (водопонижение при осушении).

В просторных галереях района ощущается свежесть воздуха. Содержание CO_2 здесь гораздо ниже, чем на подвальном участке, дышится сравнительно легко. Передвижение по району не вызывает особых затруднений, но опасно возможным соскальзыванием в загазованные колодцы, выбраться из которых без навешенной веревки или лестницы невозможно.

Это наиболее отдаленный и довольно трудный для изучения район пещеры. но вместе с тем, очень своеобразный и интересный.

12. Район Дикий Запад

Представляет собой последний из отснятых фрагментов пещеры (**рис. 5.1).** Район малоизучен. Представляет собой наиболее перспективный для дальнейшего прохождения участок пещеры.

13. Район Метрополитен

Располагается в самом центре пещеры, где лабиринт разветвляется на два крупных крыла: северо-западное и северо-восточное. Район представляет собой сеть крупных морфологически однообразных (преимущественно ромбовидных) ходов (**рис. 5.21**). Их протяженность составляет примерно 2,4 км, суммарная площадь днищ – около 8,6 тыс. м^2, объем примерно 37,5 тыс. м^3. Средняя ширина и высота ходов одинаковы – 3,7 м. Морфологическое однообразие, одноразмерность ходов, напоминающих тоннели метро – главная особенность морфологии района (**рис. 5.22**). В отличие от других районов, здесь нет морфологически разнотипных участков. Хода в южной части района несколько крупнее, чем в северной.

Метрополитен - один из наиболее объемных районов пещеры. Здесь нет крупных залов, однако сами галереи весьма крупны. По показателю площадной закарстованости (72,6%) район следует отнести к колонным залам. Об объемности района свидетельствуют наибольшие во всей пещере показатели его объемного закарстования (13,7%) и удельного объема (16,1) (**табл. 5.1**).

Отложения района почти всецело представлены серыми глинами, покрытыми желтовато-красной планкой. Обвально-осыпных конусов немного. В некоторых местах встречаются известковые кулисы с глиняными сталактитами (длиной до 20 см). В северной части имеется несколько усыхающих подвешенных озер. Одно из них - *Зеленый Лабиринт* - глубиной до 2 м очень живописно. От берега к днищу озера прослеживается последовательная смена ярко-красных осадков черными, в днище же преобладает голубой цвет. Вода в озере имеет насыщенный зеленовато-серый цвет. Пестрые красно-черные стенки ходов у озера, само озеро образуют неповторимую цветовую гамму. Это одно из красивейших мест в пещере. Привлекательны также *Сталактитовый Ход* и *Сталактитовая Драпировка*, где неровные, бугристые поверхности кулис покрывает бахрома красноватых сталактитов и „барельефы" натечно-глиняных кор.

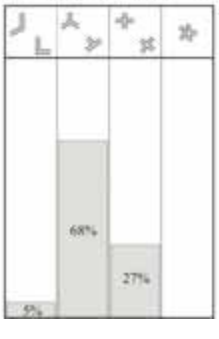
ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Метрополитен**

ZOLOUSHKA CAVE
METROPOLITEN

ПЛАН
PLAN

ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА МЕТРОПОЛИТЕН
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **METROPOLITEN** CAVE DISTRICT

H m	B m	H/B	L m	S m^2	V m^3	K, %	K, %	L/S KM/Km^2	S_n= S/L m^2/m	V_n= V/L m^3/m
3,7	3,7	1	2337,4	8635,7	37556,9	72,6	13,7	195	3,7	16,1

Рис. 5.21. Район Метрополитен

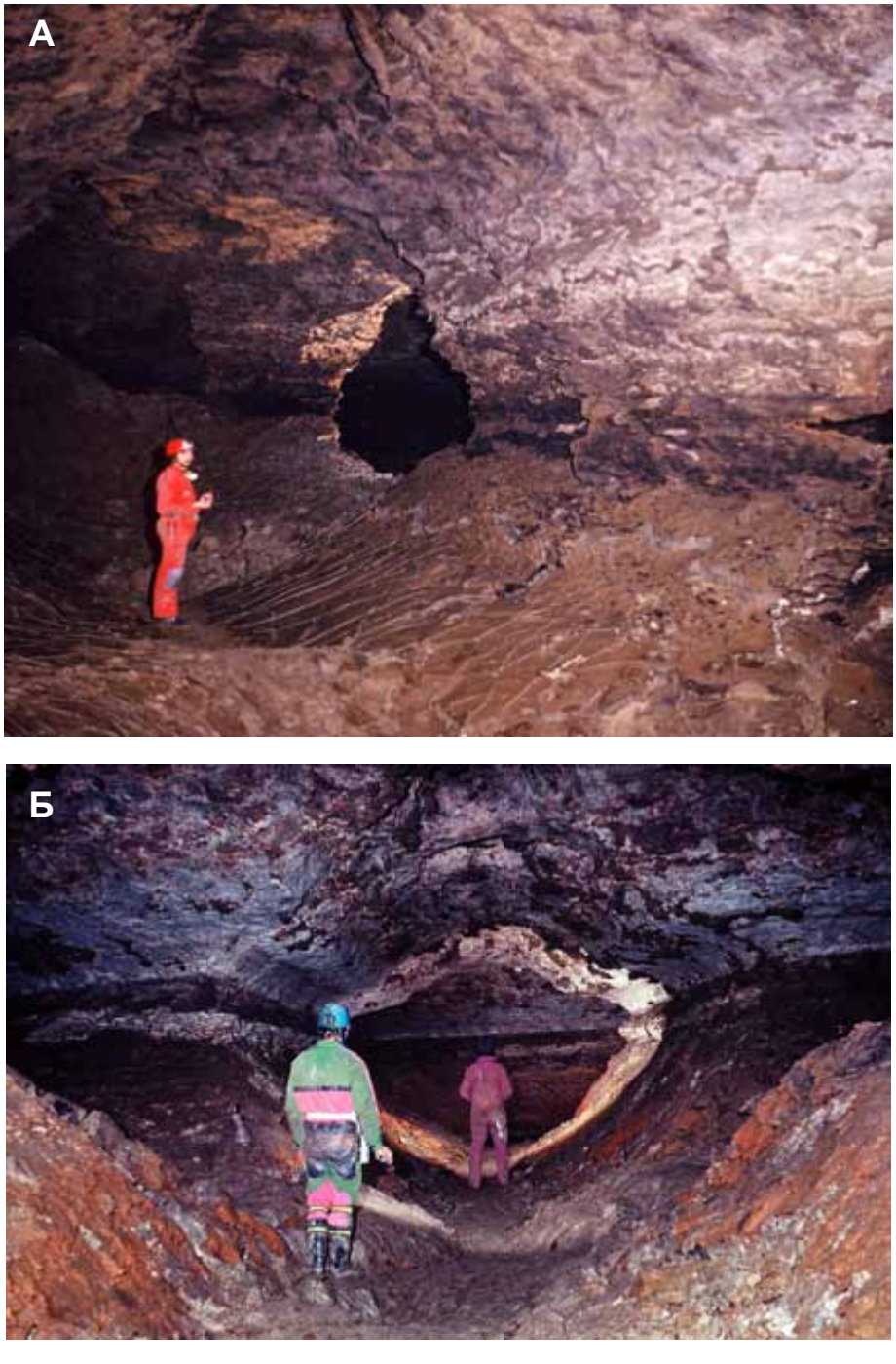
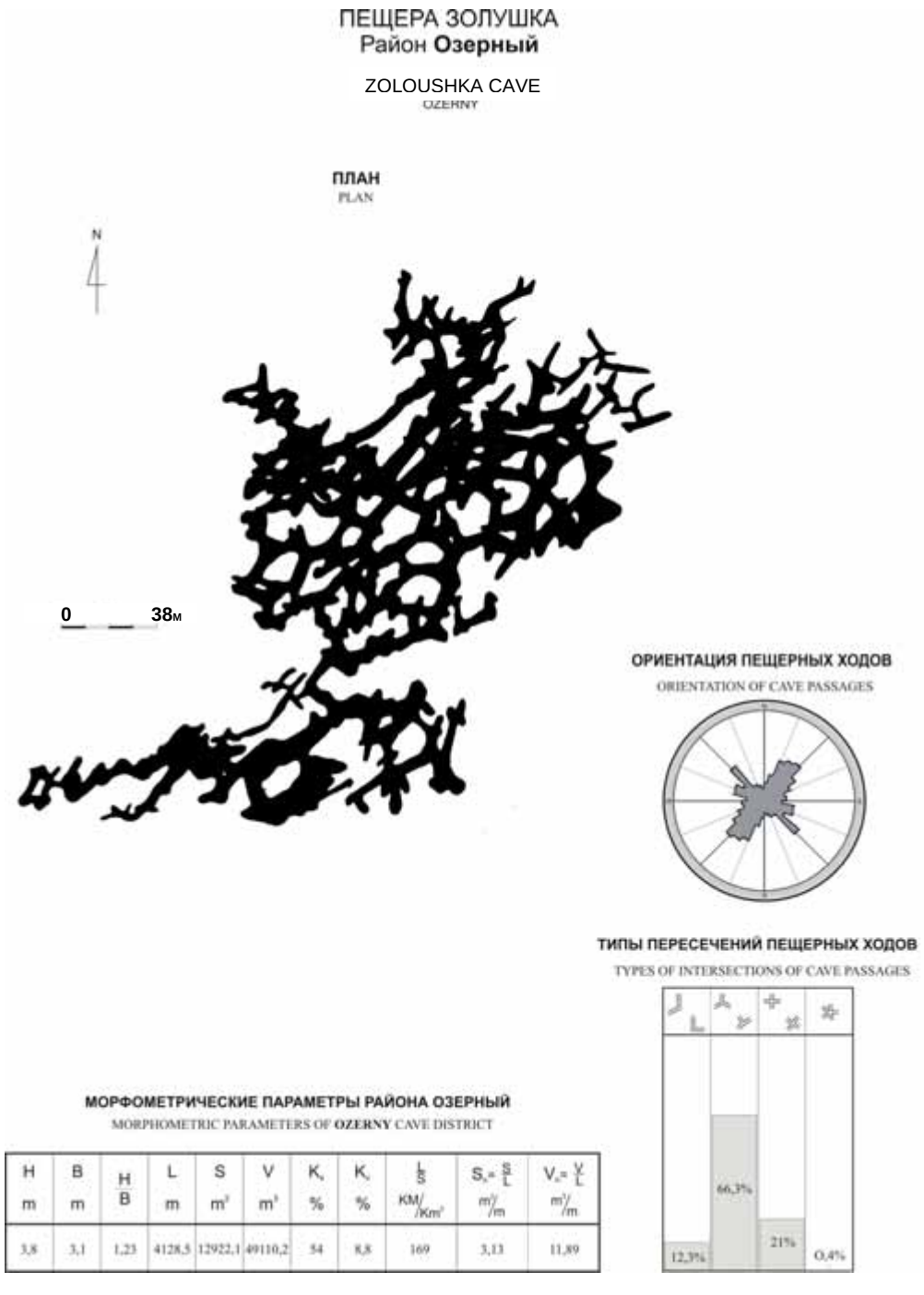


Рис. 5.22. Характерный вид ходов района Метрополитен:
А – крупный коридор, характерный для южной части района, Б - тоннель ромбовидного сечения в северо-западной части района (*фото В. Киселева, Б. Ридуша)*



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ОЗЕРНЫЙ

MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **OZERNY** CAVE DISTRICT

H m	B m	$\frac{H}{B}$	L m	S m^2	V m^3	K_v %	K_c %	$\frac{L}{S}$ KM/Km^2	$S_L=\frac{S}{L}$ m^2/m	$V_L=\frac{V}{L}$ m^3/m
3,8	3,1	1,23	4128,5	12922,1	49110,2	54	8,8	169	3,13	11,89

Рис. 5.23. Озерный район

Центральное положение района делает его перекрестком на пути из западных районов в восточные и наоборот. Днища ходов района истоптаны до самых стен, глинистые отложения осели почти на полметра. Район значительно замусорен.

14. Озерный район

Расположен к востоку от Метрополитена и является первым районом восточного „крыла" пещеры. Как и предыдущий район, Озерный образован достаточно равномерной сетью (**рис. 5.23**) крупных ходов средней шириной 3.1 м, высотой 3,8 м (**рис. 5.24**). Площадь ходов района составляет немногим более 4 тыс. $м^2$, объем – почти 50 тыс.$м^3$. По удельным показателям и степени закарстования район также относится к пустотным, объемным (**табл. 5.1**). От Метрополитена район отличается существенными высотными перепадами днищ, наличием низко положенных участков с небольшими водоемами-озерами (*Наутилус, Фрагменты, Крокодила*). Северная половина района отличается более плотной, но менее объемной сетью ходов, чем южная, и более высоким их расположением.

Рис. 5.24. Характерные галереи и коридоры Озерного района (*фото Б. Ридуша, В. Киселева*)

Отложения представлены серыми пещерными глинами, образующими у берегов озер „топи". Имеется несколько обвальных конусов и купольных форм над ними, проникающими в толщу надгипсовых глин. Наиболее примечателен купол у озера Крокодил. От подножия озера до его вершины почти 15 м. В северной части района коррозией отпрепарирован крупный плафон - скопление янтарно-желтого монокристаллического гипса, являющийся одной из достопримечательностей района.

Как и Метрополитен, район сильно вытоптан, особенно южная его часть (трасса на восток).

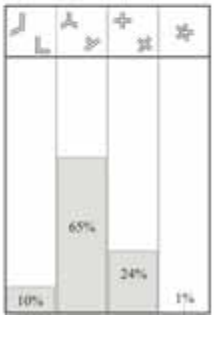
ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Готический**

ZOLOUSHKA CAVE
GOTICHESKIJ

ПЛАН
PLAN

ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ГОТИЧЕСКИЙ
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **GOTICHESKIJ** CAVE DISTRICT

H m	B m	H/B	L m	S m^2	V m^3	K_u %	K_r %	L/S KM/Km^2	S_u= S/L m^2/m	V_u= V/L m^2/m
4,5	3	1,5	4091,5	12416,3	56239,4	45,9	9,8	153	3,03	13,75

Рис. 5.25. Готический район

15. Готический район

Располагается далее на восток от Озерного района, с которым соединяется единственной, но широкой галереей. Готический район вытянут в виде зоны интенсивного закарстования с юго-запада на северо-восток более чем на 350 м (**рис. 5.25**). Длина ходов района около 4,0 км, суммарная их площадь примерно 12,5 тыс. м^2, объем – более 56 тыс. м^3. Средняя ширина ходов равна 3,0 м, высота 4,5 м. Это наиболее объемная, просторная часть пещеры. Значительную часть района образуют широкие (до 5,0 м) и высокие (до 7,0 – 9,0 м) галереи и коридоры, сливающиеся местами в крупные заловидные расширения с „колонными стенами". Наиболее крупное расширение - *Зал Динозавра* в центральной части района (**рис. 5.26**). Вместе с крупными прилегающими галереями – это наиболее крупный по объему фрагмент пространства пещеры, превышающий по объему Зал Черновицких Спелеологов.

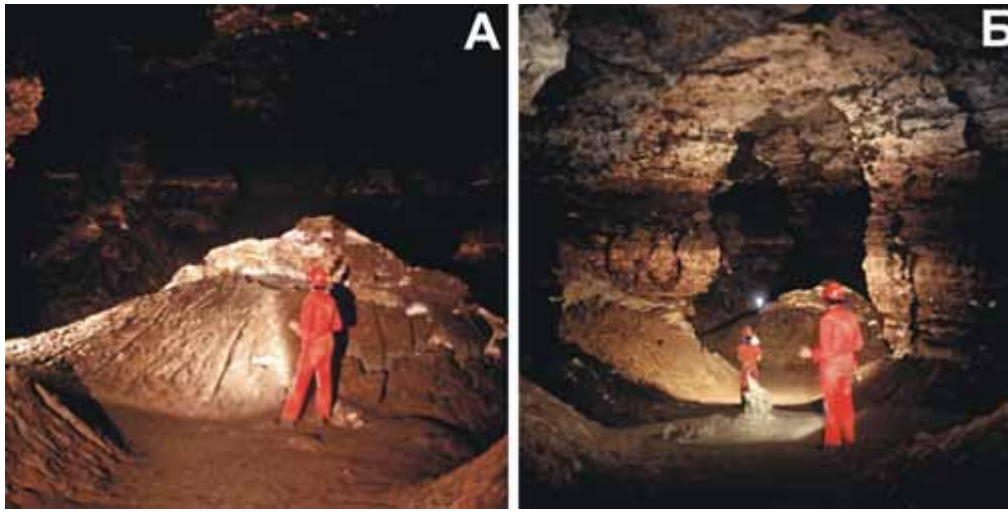


Рис. 5.26. Зал Динозавра (А) и характерный коридор, примыкающий к залу (Б) (*фото В. Киселева, Б.Ридуша*)

Район состоит из нескольких морфологически разнотипных участков. Помимо Зала Динозавра особо выделяется южный участок – подрайон Колорадо. По своим размерам хода здесь менее крупны, чем в районе в целом (оставаясь достаточно большими). Район выделяется характерными сечениями ходов: ввиду отсутствия заполнителя каньонная часть поперечных сечений ходов здесь свободна для продвижения (**рис.5.27**) и образует своеобразный каньонный лабиринт. Ширина ходов-каньонов 1,0-2,5 м, глубина (от условного днища расширений верхнего яруса) 6-10 м. Дно каньйонов покрыто влажной, местами полужидкой глиной с красноватым оттенком. Верхние, расширенные части ходов «сливаются» между собой, образуя зал с иссеченным каньонами днищем.

В северной части района крупные хода пересекаются местами вышерасположенными меньшими ходами (верхний уровень). В районе имеется несколько крупных высыпок. Степень заполненности полостей глинистыми отложениями в

целом незначительна. Постоянных водоемов в районе нет. Вода периодически появляется в *Сухом Колодце*, каньйонах *Колорадо* и *Готическом Коридоре*.

Район весьма зрелищен. Впечатляют крупные размеры ходов. Корродированные стены изобилуют в каньонных частях сечений фигурными выступами (птица *Феникс, Белка* – в *Зале Сказок*), уничтоженные коррозией колонны напоминают грузные фигуры чудовищ (*Спина Динозавра, Дед Мороза*). Особой достопримечательностью района является *Сухой Колодец* – „цилиндр" диаметром 7 м с отвесными стенками (18 м), неожиданно разверзающийся у ног.

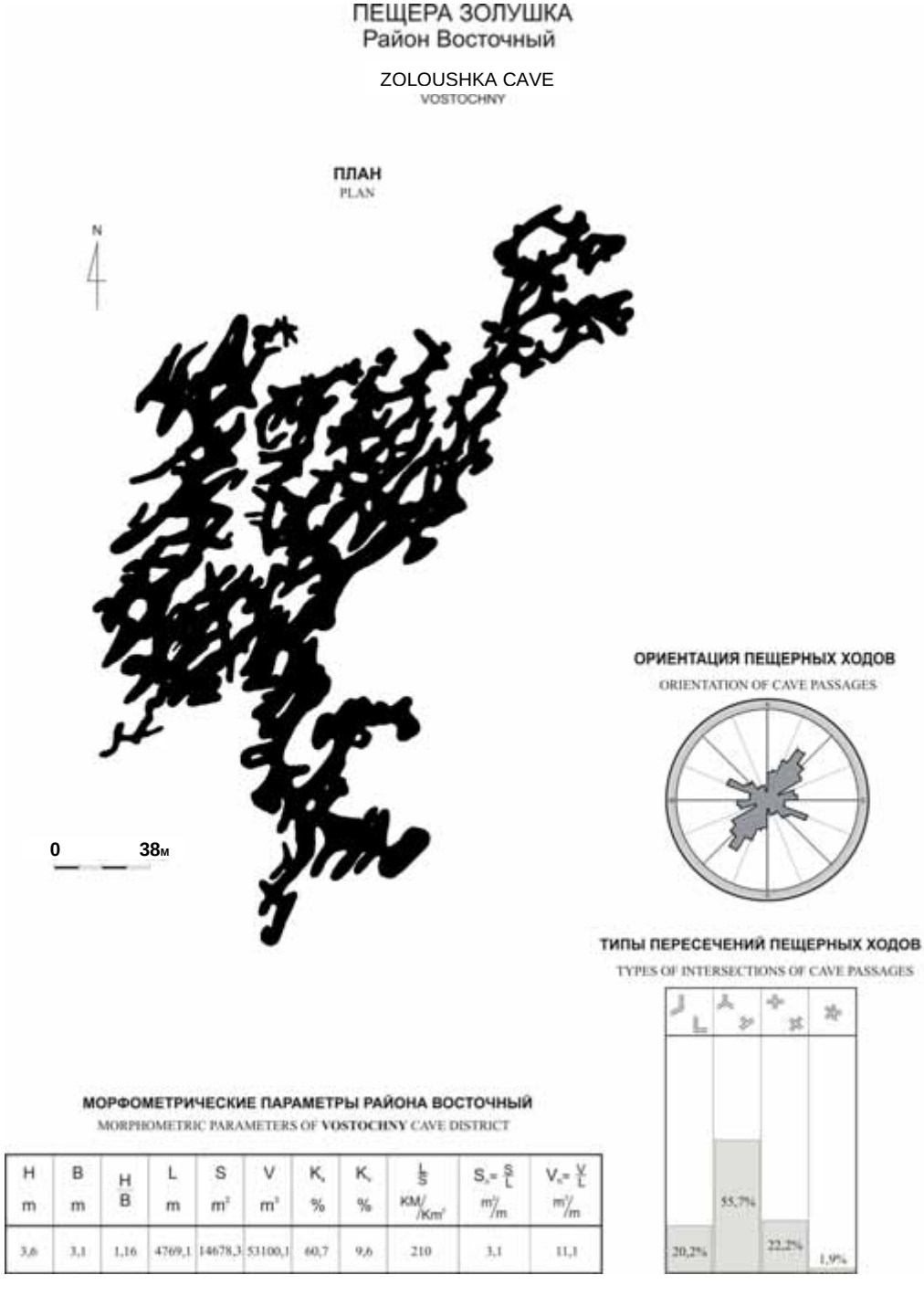
Рис. 5.27. Каньонные хода в южной части Готического района (подрайон Колорадо)(*фото Б. Ридуша, В.Киселева*)

16. Восточный район

Прилегает с Востока к Готическому району. По многим признакам – размерам, морфологии, характеру отложений этот район напоминает предыдущий. Общая длина ходов района около 4,7 км, площадь более 14,5 тыс. м^2, объем около – 53 тыс.м^3. Хода в среднем имеют ширину 3,1 м, высоту – 3,6 м. Бóльшая часть сети образована крупными галереями (**рис. 5.28**). В отличие от Готического, Восточный район морфологически более однороден. Наряду с крупными, высокими (6–7 м) галереями здесь имеются участки с небольшими вышерасположенными ходами (слабая проработка каньонной части или ее отсутствие). В южной части района достаточно много обвально-осыпных конусов.

Глинистых отложений сравнительно немного. Постоянные водоемы в районе отсутствуют, но в отдельные годы (погодные условия или режим откачки) район обводняется. Содержание углекислоты в воздухе невысокое (до 1-1,5 %).

Наиболее интересным местом района является Мокрый Колодец. Форма его также цилиндрическая, глубина около 20 м, диаметр – 6 м. На дне колодца – вода. Со дна в разные стороны расходятся обводненные галереи. Спуск в колодец, а также исследование его обводненной части, требует специального снаряжения.



H m	B m	H/B	L m	S m^2	V m^3	K_s %	K_v %	L/S KM/Km^2	S_x= S/L m^2/m	V_x= V/L m^3/m
3,6	3,1	1,16	4769,1	14678,3	53100,1	60,7	9,6	210	3,1	11,1

Рис. 5.28. Восточный район

17. Дальневосточный район

Представляет собой северо-восточное продолжение Восточного района, соединяется с ним двумя проходами.В плане район образует узкую, вытянутую с юго-запада на северо-восток зону (**рис. 5.29**). Сеть ходов имеет общую протяженность около 2,5 км, площадь района 5,6 тыс. м^2, объем 19 тыс. м^3. Средняя ширина ходов 2,3 м, высота 3,4 м. Район несколько „приподнят" по сравнению с Восточным: днища его ходов располагаются на 3-6 м выше. Район однообразен: длинные, параллельно идущие, достаточно высокие хода соединяются здесь узкими и короткими ходами-перемычками. Залов или расширений (за исключением небольшого – *Красного*) нет. Высота ходов возрастает в северо-восточном направлении.

Район характеризуется обилием известковых кулис. Они перегораживают хода, разделяют их на параллельно-идущие. Поверхность кулис часто покрыта глиняными корами. В северо-восточной части района имеется несколько небольших озер, занимающих наиболее глубокие части высоких ходов.

Объектами, достойными внимания в районе являются, прежде всего, *Красный Зал* – крупный ход, стены и кулиса в котором покрыты ярко-красными гидрооксидами железа, *Исаакиевский Купол* – один из наиболее крупных в пещере (высотой до 7 м), озера с замечательно синей водой, например, *Небесный Треугольник*.

Неширокие хода, обилие кулис, значительная удаленность района создают определенные трудности, однако в целом район легкодоступен.

18. Район Камчатка

Наиболее восточный район пещеры. С районом Дальневосточным соединяется единственным широким, но заболоченным ходом, именуемым *Переправой*. Район не имеет, в отличие от предыдущего, выраженной азимутальной ориентации ходов (**рис. 5.30**). В районе закартировано около 1,0 км сети, общей площадью 2,6 тыс. м^2 и объемом 6,2 тыс. м^3. Средняя ширина и высота ходов одинаковы - 2,4 м. Морфология района однообразна. Галереи целиком приурочены к верхнему ярусу, каньонная часть ходов заполнена глинистыми отложениями. Имеется значительное количество крупных высыпок, напоминающих конуса вулканов (чему район обязан своим названием – наряду с крайне-восточным положением). Среди отложений преобладают комковатые глины слабо размытых высыпок.

Район мало аттрактивен, определенный интерес представляют узорчатые рисунки на выглаженных коррозией поверхностях сводов, отражающие сильную текстурированность гипсов верхней части слоя.

Передвигаться по району несложно. В ряде случаев нужно преодолевать узости, связанные с низким сводом, обвально-осыпными накоплениями, кулисами. Удаленность района от входа делает его малопосещаемой частью пещеры.

5.3. Общие морфометрические закономерности

Как следует из приведенного выше описания, пещерные районы характеризируются существенными морфологическими и морфометрическими различиями. Рассмотрим последние, используя для сравнения морфометрические показатели, приведенные в таблице, а также на схемах – **рис. 5.32-5.34.**

ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Дальневосточный**

ZOLOUSHKA CAVE

DALNEVOSTOCHNY DISTRICT

ПЛАН

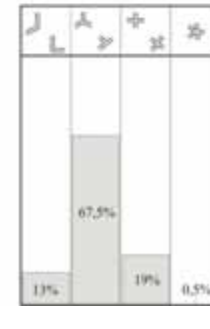
PLAN

ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ

ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ

TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ

MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **DALNEVOSTOCHNY** CAVE DISTRICT

H m	B m	$\frac{H}{B}$	L m	S m^2	V m^3	K_s %	K_v %	$\frac{L}{S}$ KM/Km^2	$S_x=\frac{S}{L}$ m^2/m	$V_x=\frac{V}{L}$ m^3/m
3,4	2,3	1,48	2414	5616	19039,2	39,1	5,8	168	2,33	7,89

Рис. 5.29. Дальневосточный район

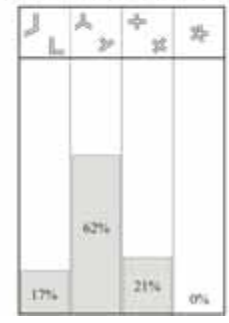
ПЕЩЕРА ЗОЛУШКА
Район **Камчатка**

ZOLOUSHKA CAVE
KAMCHATKA

ПЛАН
PLAN

ОРИЕНТАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
ORIENTATION OF CAVE PASSAGES

ТИПЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЕЩЕРНЫХ ХОДОВ
TYPES OF INTERSECTIONS OF CAVE PASSAGES



МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЙОНА КАМЧАТКА
MORPHOMETRIC PARAMETERS OF **KAMCHATKA** CAVE DISTRICT

H m	B m	$\frac{H}{B}$	L m	S m^2	V m^3	K_s %	K_v %	$\frac{L}{S}$ KM/Km^2	$S_n = \frac{S}{L}$ m^2/m	$V_n = \frac{V}{L}$ m^2/m
2,4	2,4	1	1084,4	2638	6250,7	52,8	5,2	215	2,43	5,76

Рис. 5.30. Район Камчатка

5.3.1. Морфометрические показатели

Для отображения морфометрической неоднородности пещеры для каждого из пещерных районов были рассчитаны следующие показатели.

1-2. Средняя высота (H) и средняя ширина (B) ходов, измеряемые в метрах. Это наиболее простые и традиционно исчисляемые параметры. Данные берутся из съемочных журналов. В журналах отмечается максимальная, средняя и минимальная ширина и высота, для расчетов берутся усреднённые для отдельного хода (от пикета до пикета) величины.

3. Коэффициент изометричности хода K_i – отношение высоты к ширине хода. Чем ближе K_i к 1, тем изометричнее ход, т.е. меньше разница между его шириной и высотой. Если K_i уменьшается, это значит, что ход становится все более “сплющенным” по горизонтали, если увеличивается – то “вырастает” по вертикали. Показатель K_i является весьма общей характеристикой формы ходов.

4. Коэффициент площадного закарстования – K_s. Представляет собой отношение суммарной площади ходов района (S_2), к площади его контура (S_1), выраженное в %:

$$K_S = \frac{S_2}{S_1} \cdot 100\%$$

Район оконтуривается посредством соединения прямыми линиями окончаний пещерных ходов по периметру района (**рис. 5.31**). Собственно таким образом измерялся показатель S_1 (площадь района), используемый при расчете коэффициента площадного закарстования для того или иного района пещеры. Подобное оконтуривание предполагает появление существенных погрешностей (до 5-15%) в исчислении K_s, так как районы различаются морфологически, имеют разную плотность ходов, могут быть вытянуты, иметь далеко выступающие хода и т.д. Чем более “растрёпан” район по своей периферии, тем погрешность может быть больше: за счет присоединения белых полей между отчетливо выступающими концовками ходов показатель S_1 будет увеличиваться, а K_s, соответственно уменьшаться.

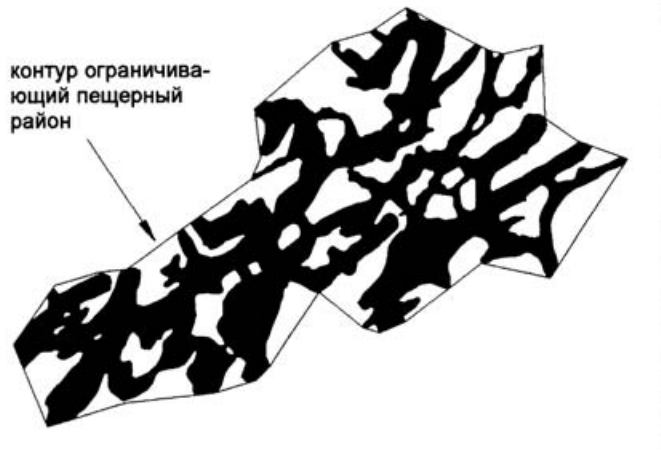


Рис. 5.31. Способ оконтуривания пещерного района для расчета площади его поля и объема блока

5. Коэффициент объёмного закарстования K_v. Представляет собой отношение суммарного объёма ходов района (V_z) к объёму блока (V_1), в котором они содержатся. Объём блока V_1 исчисляется умножением оконтуренной площади района (верхняя или нижняя поверхность блока - S_1) на его высоту (H), соответствующую мощности гипсового слоя (для участка пещеры принятой равной 23 м):

$$K_v = \frac{V_2}{V_1} \cdot 100\%$$

В отличие от K_s, коэффициент объёмного закарстования более полно и объективно характеризует степень закарстования (участка, района, массива и т.д.). Часто, однако, не представляется возможным учесть все полости в измеряемом блоке, значительная их часть может быть заполнена отложениями и т. д. Поэтому, K_v часто, особенно в равнинном, платформенном карсте, отражает не реальное, а минимальное объёмное закарстование. Морфометрические параметры, принятые для подсчета K_s и K_v приведены в **таблице 5.2.**

Параметры пещерного поля и пещерного блока для расчёта K_s и K_v

Таблица 5.2

№	Район	Площадь ходов района, S_2, м^2	Площадь района в целом, S_1, м^2	Объём ходов района, V_2, м^3	Объём расчётного блока в целом, V_2, м^3
1	Привходовый	15195,4	35174,5	33772,5	804095,2
2	Заблудших	10483,5	22258,0	28671,2	485952,5
3	Перспектив	4362,2	6891,3	13260,5	157863,1
4	Зал Черновицких Спелеологов	14439,1	23631,9	45663,0	570787,5
5	Майский	2958,0	11247,1	8101,4	261335,5
6	Центральный	20301,0	46993,1	59700,4	1066078,6
7	Западный-Анаконда	24048,6	55411,5	68331,8	1366636,0
8	Весёлый	11833,1	24448,6	27039,5	563322,9
9	Голландский Сыр	6000,0	14457,8	14400,0	334883,7
10	Камикадзе	2500,0	18248,2	17500,0	416666,6
11	Геохимический	16000,0	36363,6	30000,0	836362,8
12	Метрополитен	8635,7	11894,9	37556,9	274137,9
13	Озёрный	12922	23929,8	49110,2	558070,4
14	Готический	12416,3	27050,7	56239,4	573871,4
15	Восточный	14678,3	24181,7	53100,1	553126,0
16	Дальневосточный	5616,0	14363,2	19039,2	328262,1
17	Камчатка	2638,0	4996,2	6250,7	120192,3
18	В целом по пещере	185027,3	401542,1	567736,8	9271644,5

6. Плотность пещерных ходов – G. Представляет собой отношение суммарной длины ходов (L) района к его оконтуренной площади (S_1):

$$G = \frac{L}{S_1}\left(\frac{km}{km^2}\right)$$

G является площадным показателем и характеризует как плотность сетей ходов, так и – косвенно – степень закарстования. Показатель малоинформативный, однако,

удобный для сравнения решётчато-лабиринтовых пещер в целом или их отдельных районов. Может служить мерой плотности трещинной сети, по которой развились хода. В этих целях измеряются линии, соединяющие пересечения ходов, проводимые по центру хода.

7. Удельная площадь – S_u. Представляет собой отношение суммарной площади ходов (S_2) к суммарной их длине (L):

$$S_u = \frac{S_2}{L}\frac{(m^2)}{(m)};$$

8. Удельный объём – V_u. Представляет собой отношение общего объёма ходов (V_2) к суммарной их длине (L):

$$V_u = \frac{V_2}{L}(\frac{m^3}{m});$$

Показатели S_u и V_u характеризуют величину ходов, а также степень их развития “вширь” и “ввысь”. В целом, служат дополнением к характеристике закарстования района.

5.3.2. Морфометрическая дифференциация пещерного пространства

Рассмотрим вариации отмеченных выше показателей по пещерным районам с указанием особенностей и закономерностей применительно как к районам, так и пещерному полю в целом.

1. Высота ходов. Варьирует от района к району от 2,2 м (Привходовый) до 7,0 м (Камикадзе), в среднем для пещеры составляя 3,24 м (**табл. 5.1**). Наибольшей высотой отличаются хода-щели района Камикадзе (**рис. 5.32-1**) по причине незаполненности отложениями, а также хода-коридоры центральной и восточной частей (3,6-4,5 м).

Следует отметить, что при данном показателе речь идёт не об истинной высоте хода, которая в нормальном для Золушки случае его развития от подошвы к кровле слоя составляет около 20 м, а о высоте пространства, свободного от глинистого заполнителя (*см. главу 4, 4.1*). Поэтому, высота ходов, поданная в таблице и показанная на **рис. 5.32-1** отражает не особенности и степень закарстования отдельных районов, но лишь совокупно (и неточно!) характеризует их размер и степень не-заполненности отложениями, т.е. высоту части вертикального сечения ходов, свободной от отложений. Если бы не факт, что не все хода, особенно по периферии пещеры, реализованы в спелеогенезе на всю свою потенциальную высоту (от подошвы гипсов – к 1-2 метрам от кровли, т. е. ~ на 20-22 м), то можно было бы рассчитать для каждого района (21 м – высота хода) мощность заполнителя.

Учитывая, что принятая для Золушки модель спелеогенеза предполагает сквозную проработку гипсов от подошвы к их кровле (минус 1-2 м от кровли) можно, отняв от истинной высоты хода (в среднем 21 м) высоту незаполненной части (характеризуемый нами показатель высоты ходов) получить мощность (высоту) заполненной части профиля (**табл. 5.3**).

Идя далее, можно попробовать оценить объём заполненной отложениями и водой каньонной части ходов. Но здесь необходимо учитывать два обстоятельства.

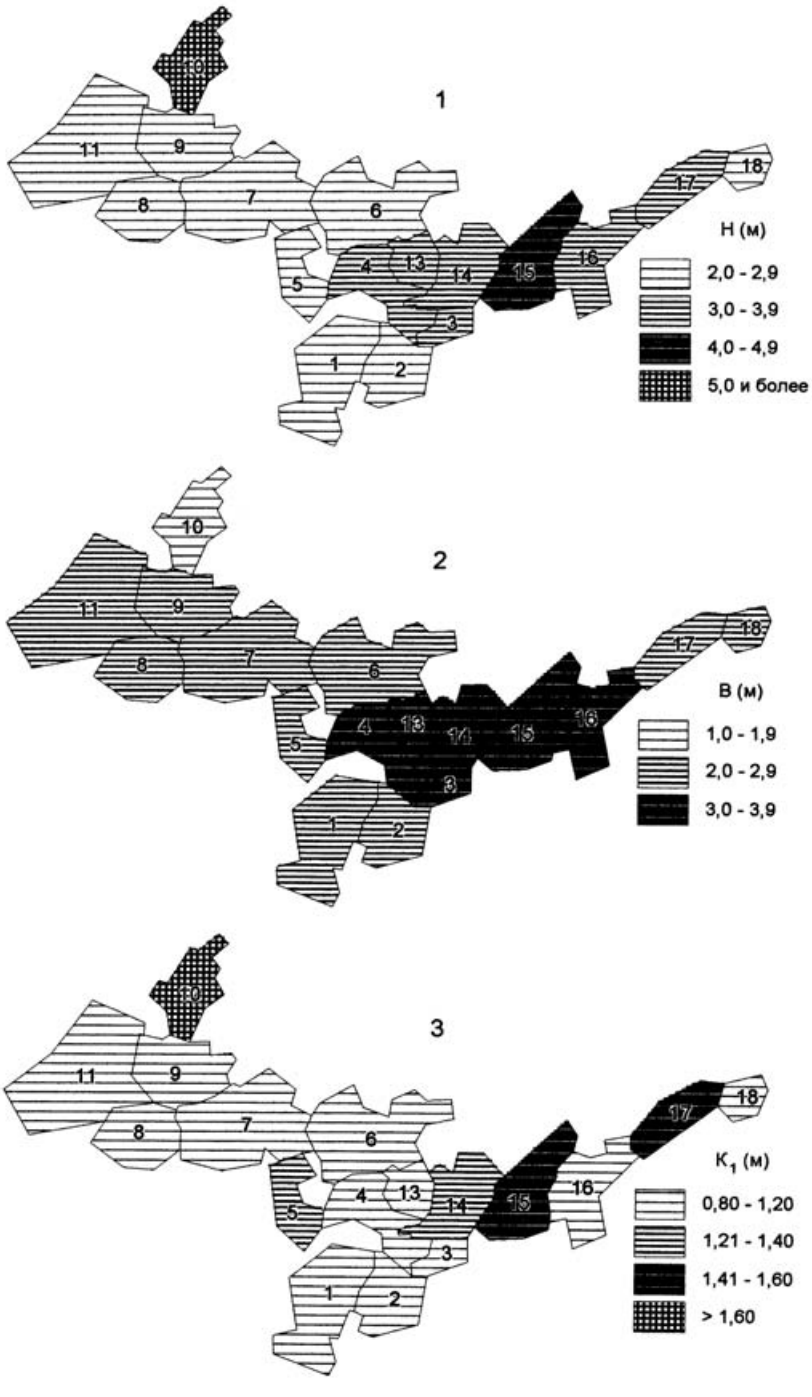


Рис. 5.32. Дифференциация пещерного поля по морфометрическим показателям высоты (1), ширины (2) ходов и их изометричности (3)

Заполнение полостей пещеры глинистыми отложениями по районам

Таблица 5.3

№	Пещерный район	Средняя высота, Н, м	Мощность заполненной части 21-Н, м	% реализации в спелеогенезе полного сечения ходов	Объём заполнителя, $м^3$
1	Привходовый	2,2	18,8	50	28567
2	Заблудших	2,7	18,3	50	19185
3	Перспектив	3,0	18,0	90	14132
4	Зал Черновицких Спелеологов	3,2	17,8	90	46263
5	Майский	2,7	18,3	90	9744
6	Центральный	2,9	18,1	70	51443
7	Западный-Анаконда	2,8	18,2	70	61274
8	Весёлый	2,3	18,7	50	22127
9	Голландский Сыр	2,4	18,6	50	11160
10	Камикадзе	7,0	14,0	90	6300
11	Геохимический	2,5	18,5	50	29600
12	Метрополитен	3,7	17,3	90	26889
13	Озёрный	3,8	17,2	90	40006
14	Готический	4,5	16,5	90	36875
15	Восточный	3,6	17,4	90	45971
16	Дальневосточный	3,4	17,6	50	9884
17	Камчатка	2,4	18,6	50	4906

Первое – не все хода, особенно в периферийных районах пещеры обладают проработанной каньонной частью. На основе наблюдений и личного опыта исследований в Золушке, а также научной интуиции можно принять, что в периферийных районах лишь около 50% ходов спелеореализованы “во весь рост”, а в центральных районах и к востоку – 90%. Эти цифры достаточно осторожны, хотя и весьма условные. Второе обстоятельство – хода книзу (в каньонной части) сужаются. Сужение зависит от размеров хода, его морфологии, изменяется от района к району и т. д., поэтому оценить его очень трудно. Тем не менее, положим, что в каньонной части хода сужены в 5 раз (!), что также является допущением с запасом. Уменьшая, таким образом, площадь района сначала на 50 или 10% (учёт количества реализованных во весь рост ходов), а затем еще в 5 раз (сужение хода в каньонной части) и умножая на мощность заполнителя получаем приблизительные данные о величине (объёме) заполненной части ходов отдельных районов (**табл. 5.2**). В целом же для пещеры этот объём составит около 460 000 $м^3$ (без учёта нового района). Цифра эта основывается в большой мере на интуиции автора (специальные исследования были бы очень времязатратны и трудоёмки!), тем не менее, она даёт возможность оценки масштаба как спелеогенеза, так и аккумуляционных процессов в пещере. С учётом приведённой цифры общий объём полостей разведанной части пещеры (без нового района) существенно превышает 1 млн.$м^3$. Как на гипсовую пещеру цифра эта весьма внушительна.

2. Ширина ходов. Этот показатель варьирует от района к району в пределах 1,0-3,7 м, в среднем составляя 2,65 (**табл. 5.1**). По пространству пещеры он изменяется следующим образом (**рис.5.32-2**): наибольшие значения (3 м и более) имеют хода центральной части пещеры (Черновицких Спелеологов, Перспектив, Метрополитен, Озёрный) и ближней части восточного крыла пещеры (Готический и Восточный). По

направлению к периферии она уменьшается до 2-2,5 м, а на северо-западе даже 1-2 м (Голландский Сыр и Камикадзе).

Как уже упоминалось в предыдущей главе (см. 4.1), ширина ходов в целом коррелирует с их морфотипами: в центральной – "ближневосточной" частях, где она превышает 3 м, развиты в основном галереи и коридоры, сменяясь к периферии ходами (в смысле морфотипа) и щелями (Камикадзе).

3. Коэффициент изометричности. Из данных таблицы следует, что в сечениях ходов большинства районов пещеры вертикальная составляющая превалирует над горизонтальной (K_i=1,0-1,50, в отдельном случае 7,0). Средний по пещере показатель K_i равен 1,45, т.е. высота ходов в среднем почти наполовину больше, чем их ширина. Из сравнения средней для пещеры высоты (3,24 м) и ширины (2,65 м) ходов также следует, что высота ходов больше их ширины на 0,6 м.

Что касается изменчивости показателя K_i по полю пещеры, то его наибольшие значения наблюдаются в щелевых районах (Камикадзе) или щелевых участках (микрорайонах) отдельных районов (например, северная часть Майского: из-за неё весь район получил повышение показателя, хотя его южная часть – колонный зал – характеризуется преобладанием ширины ходов над их высотой). Повышенной "вертикальностью" (K_i>1,20) отличаются некоторые районы восточного крыла пещеры, особенно Готический (с крупными коридорами) и Дальневосточный (со значительным количеством щелевых ходов) (**рис. 5.32-3**). Как уже отмечалось, информативность данного показателя как такового невысока. К тому же, в случае пещеры, степень изометричности ходов является производной от степени их заполнения. Кроме того, само понятие изометричности бессмысленно для ходов сложного морфологического строения, той же "замочной скважины", например.

4. Коэффициент площадного закарстования. В целом коррелирует с показателем средней ширины ходов **(рис. 5.33–1, рис. 5.32-2**). Участки с максимальными значениями тяготеют к центральным районам и Восточному району (>60%), постепенно уменьшаясь к периферии вплоть до наименьших (<20%) значений в районе Камикадзе. Следует обратить внимание на определённое несоответствие технического характера. Оно касается района Майского (5 на схеме районирования). Район этот состоит из большого колонного зала (Майский) в южной части и лабиринта высоких узких трещин – в центральной и северной частях. Последние, а также способ расчёта K_s (оконтуривания района) обусловили снижение в целом для района значения K_s до 26%, в то время как в южной части он несомненно выше 60%. Отмеченное обстоятельство (внутрирайонная неоднородность) следует принимать во внимание и при всех других показателях. В случае района Майского нарушен принцип однородности сети при выделении районов пещеры. В будущем, район следует разделить на два самостоятельных района.

В среднем по пещере K_s составляет 47,2%. Это значит, что почти половина площади пещерного поля приходится на закарстованную пустотную часть.

5. Коэффициент объёмного закарстования варьирует по пещерным районам от 3,1 до 13,7% в среднем составляя 6,65%. Отчётливо проявляется закономерность его уменьшения от центрально-ближневосточных районов (8,0-13,9%) к периферийным (**рис. 5.33-2**). Наименьшие значения характерны для крайних западных районов – Камикадзе (4,3), Голландский Сыр (4,3), Весёлого (4,8) и южного – Привходового (4,2). По выше рассмотренным причинам в эту же категорию низких значений попадает район Майский (3,1% в целом, а фактически не

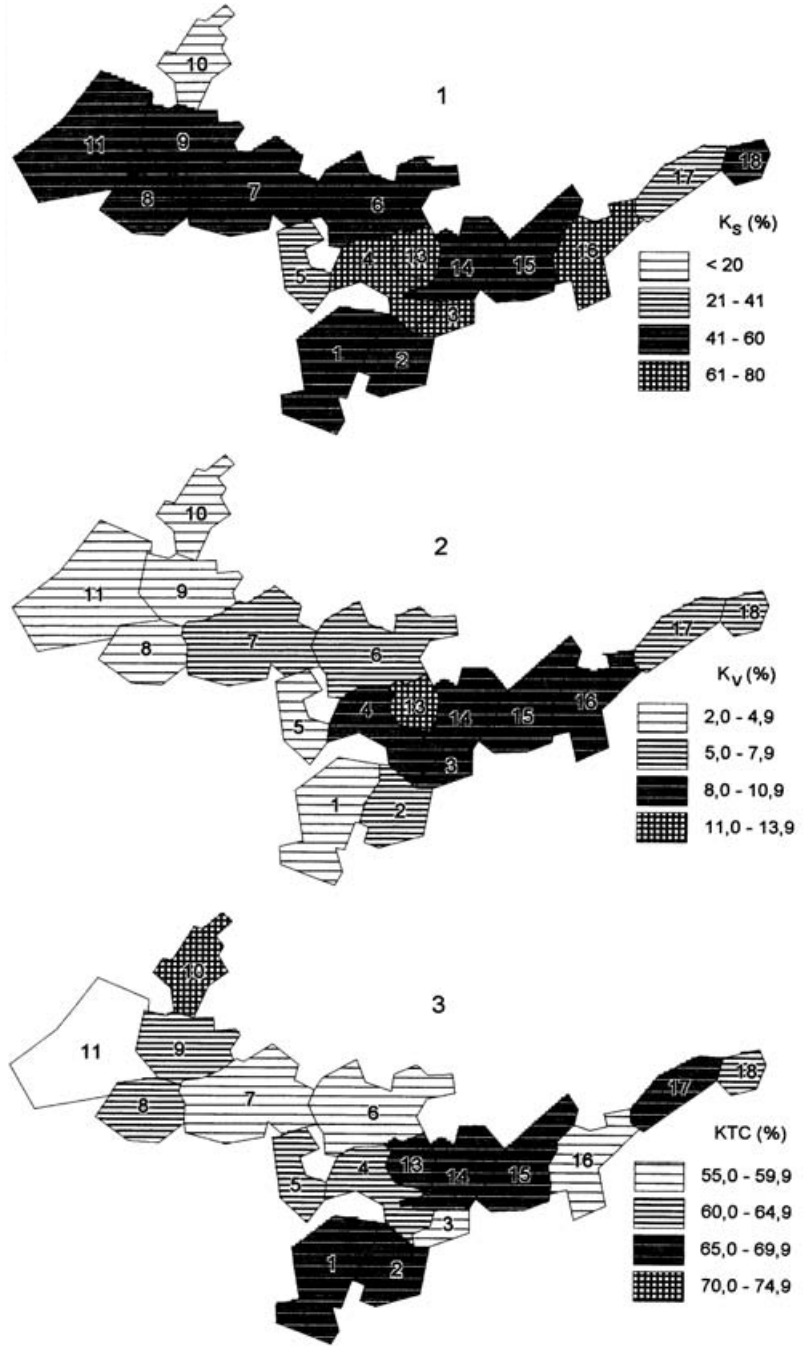


Рис. 5.33. Дифференциация пещерного поля по показателям площадного (1) и объемного (2) закарстования, а также количеству трехлучевых пересечений (3)

более 3% для центральной и северной частей и больше 8% - для южной).

Этот важный показатель существенно занижен, так как рассчитан лишь для свободного объёма пустот без учёта заполненной отложениями части. Если воспользоваться весьма осторожной оценкой объёма отложений в пещере (*см. выше)*, то K_v следует увеличить почти вдвое. Тогда в среднем по пещерному блоку он достигнет 13-14%. Это минимальное значение, которое следует принимать в карстологических оценках, а также практических расчётах (подсчёт запасов и т. д.).

6. Плотность сети изменяется по пространству пещеры от 135 до 218 км/км^2, составляя в среднем 177,4 км. (**рис. 5.34-1**). Каких-либо явных закономерностей пространственной изменчивости этого показателя не прослеживается: районы с бóльшей плотностью сети соседствуют с менее плотными. Бóльшей, в т. ч. максимальной, плотностью отличаются средние (по площади) районы с компактной формой и более правильными очертаниями, как например, Весёлый (9), Голландский Сыр (8), Метрополитен (13), Заблудших (2), Камчатка (18). Более крупные, а особенно, вытянутые районы, как, например, Камикадзе (10), Майский (5), Привходовой (1) и Готический (15) обладают наименьшей плотностью сетей. Может быть, учитывая факт очагового разрастания первичных полигональных сетей (*см. 4,2*) компактные районы представляют собой околоочаговые фрагменты сетей, в которых плотность трещин, учитывая большую длительность развития, была гуще.

7. Удельная площадь. Этот показатель хорошо коррелирует с размерами ходов (высота и ширина), а также K_s и K_v. Он дополняет их, ещё раз подчёркивая закономерность уменьшения размерных показателей от центрально-ближне-восточной части пещерного лабиринта к его периферии (**рис. 5.34-2**). Максимальная площадь пустотного пространства (>3 м^2) на погонный метр лабиринта наблюдается в районах – колонных залах и переходных, минимальная (1м^2/м) – в щелевых районах (Камикадзе) и подрайонах.

Удельная площадь, как показатель, может в случае Золушки характеризовать ширину (степень расширения) ходов в верхней части их “замочного” профиля. На рис. – **рис. 5.34-2** видно, что S_u превышает 3 м^2/м не только в колонных залах (3,4), но и в ближневосточных районах (13-16), отличающихся наибольшими размерами (галереи с овальными сечениями и коридоры). В среднем для пещеры показатель S_u составляет 2,70 м^2/м.

8. Удельный объём. Варьирует по районам пещеры от 4,80 до 16,10 м^3/м, в среднем составляя 8,55 м^3/м. Как и предыдущий показатель, V_u даёт неплохое размерное представление и служит показателём объёмности ходов. В данном случае следует помнить также о заполненности примерно половины (по меньшей мере) пустотного пространства пещеры отложениями. Их отсутствие также существенно увеличило бы данный показатель закарстования.

Относительно закономерностей порайонных вариаций показателя в целом отмечается, причём в подчёркнутом виде (**рис. 5.34-3**), сосредоточение объёмов в центрально-ближневосточной части пещеры и их постепенное уменьшение к перифериям (в 3-4 раза по показателю V_u).

9. Количество трехлучевых соединений (пещерных ходов) (КТС). Этот показатель не относится к размерным, но характеризует степень полигональности (первичности) трещинной сети и, соответственно, ее реализации в спелеогенезе.

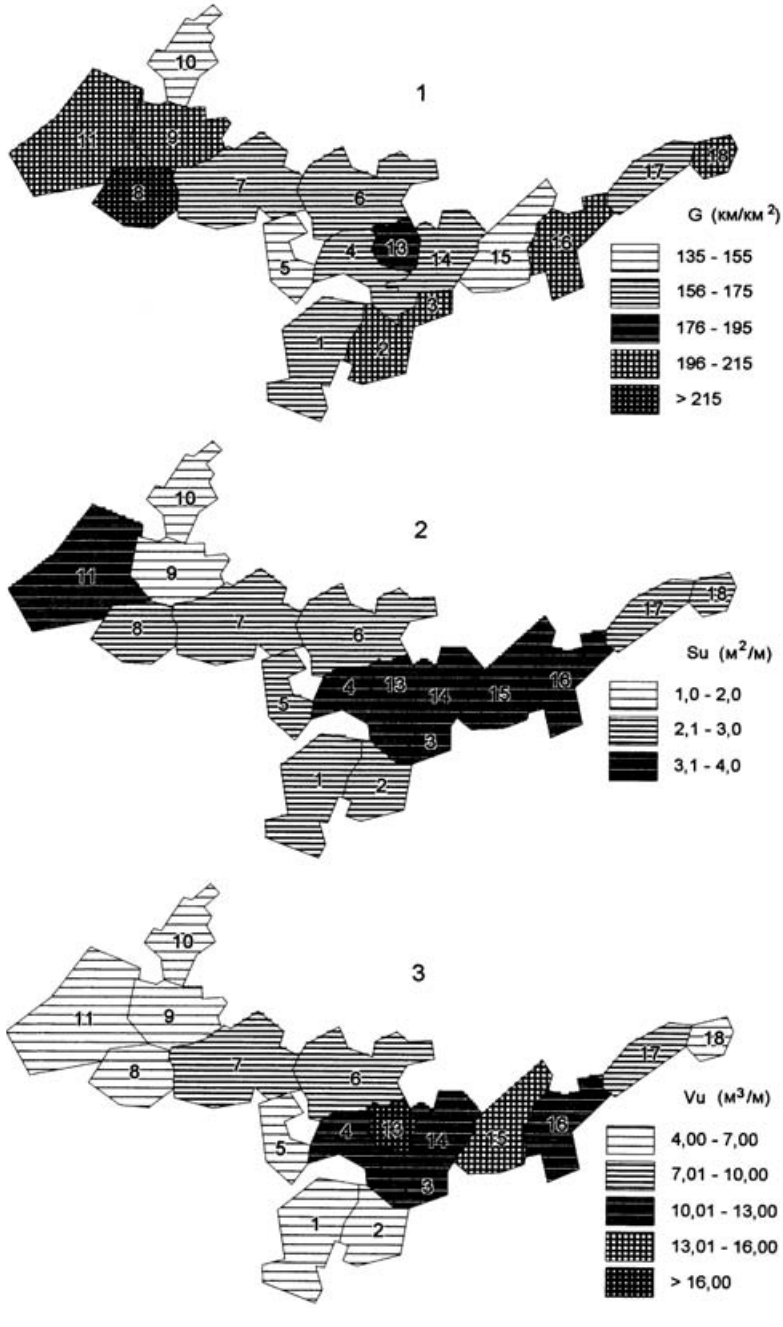


Рис. 5.34. Дифференциация пещерного поля по показателям плотности ходов (1), удельных площади (2) и объема (3) пещерных районов

Данные показателя приведены в таблице, а его порайонные вариации показаны на **рис. 5.33–3.**

По пространству пещеры показатель меняет свои значения от 55,7% до 72%. В явном виде какие-либо закономерности прослеживаются слабо. Можно обратить внимание, что меньшие значения КТС характерны для районов – колонных залов (Черновицких Спелеологов, Майский, Перспектив) и переходных (Восточный), развитых по зонам микроблоковых нарушений. Это логично, поскольку в зонах нарушений возрастает доля тектонически-производных четырехлучевых пересечений.

Обобщая данные по пещере в целом можно отметить, что наиважнейшей закономерностью её морфометрической дифференциации является уменьшение значений размерных показателей от центрально-ближневосточной части к окраинным частям пещеры. Прочие, более частные закономерности (связь сетей с очагами формирования первичных трещин, тяготение районов с меньшим КТС к зонам микроблоковых нарушений и другие) имеют, во многом, гипотетический характер и нуждаются в дополнительных доказательствах. Отмеченная главная закономерность указывает на важную функциональную (в гидродинамическом отношении) роль, которую сыграла центрально-ближневосточная часть в спелеогенезе Золушки, что уже частично рассмотрено в разделе 4.4.

выступов и углублений на стенах и принимая во внимание длительность (тысячи лет) формирования полостей можно предположить, что разница в скорости растворения гипсов с разной структурой – небольшая. Естественно, она тем выше, чем больше разница в величине кристаллов сравниваемых пород. Вопрос этот требует, однако, специального исследования.

Подобные исследования – влияния структуры пород на скорость их растворения – представляются важными для карстологии и спелеологии. Для сульфатных пород – в связи с огромным диапазоном их структурно-кристаллических разностей, от скрытокристаллических – до гигантокристаллических., образованных чуть ли не монокристаллами полуметровой величины (например, зоны замещения в гипсовых пещерах района Сорбас, Алмерия, Испания). Скорость развития карста и формирования пещер в разностях гипсов крайних вариантов их структурного ряда может различаться, предположительно, в несколько раз.

Для карбонатных пород вопрос этот менее значим, поскольку их литоструктурный «разброс» очень несущественен. Подавляющее их большинство образовано скрыто- и мелкокристаллическими типами. Тем не менее, в классификациях карбонатных пород по степени их метаморфизации выделяется отдельный ряд, главными звеньями которого являются *известняки неметаморфизированные, метаморфизированные и мраморы*. Последние обладают выраженной зернистостью, иногда крупной, измеряемой миллиметрами. Как известно, мраморы «менее растворимы», чем известняки. Вопрос этот, как раз и, следует рассматривать в плоскости «кристалличности» карбонатных пород, зависящей от степени их метаморфизации. Мраморы (а вероятно и сидериты, магнезиты) растворяются медленнее своих некристаллических или микрокристаллических хемоаналогов ввиду собственно, своей кристалличности. Это логическое предположение также нуждается в экспериментальных доказательствах.

Отдельным аспектом влияния структурно-кристаллической неоднородности гипсов на морфологию карстовых образований является морфогенетическая роль включений в гипсах. К таковым, учитывая их вторичную природу, можно отнести крупно(мега)кристаллические агрегаты пластинчатого гипса (**рис. 3.9**), а также глинизированные сульфатно-карбонатные ритмиты (**рис. 3.12, 3.13**), описанные в главе 3. Ввиду существенно меньшей скорости растворения – первых за счет «крупнокристалличности» (*см. выше*), а вторых – химического состава (существенного количества илисто-карбонатных примесей) – кристаллические агрегаты и ритмиты обособляются на стенах и в сводах ходов, образуя «плафоны» и «люстры» (**рис.3.10),** иногда также корродированные. Плоские грани кристаллических пластин покрыты ячеистыми наноформами (**рис.3.11**), а их боковые части – линейными наноканавками, развитыми вдоль плоскостей спайности кристаллов-пластин. Отмеченные на монокристаллах типы наноформ (ячеистые и линейные) еще раз показывают насколько существенной в морфогенетическом отношении является структура сульфатных пород. Мелкая ячеистость на плоских гранях кристаллов возможно отражает внутреннюю (закономерную) дислоцированность их кристаллической решетки.

4.5. Прочие факторы-предпосылки морфогенеза

Среди них выделяются, прежде всего, заполнитель первичных трещин в гипсах (кулисы), а также редко встречающиеся (в пещере встречены только в одном месте) прослои (до 8–15 см) кристаллического известняка. Морфогенетическая роль первых описана при характеристика трещиноватости гипсов. Второй случай – роль

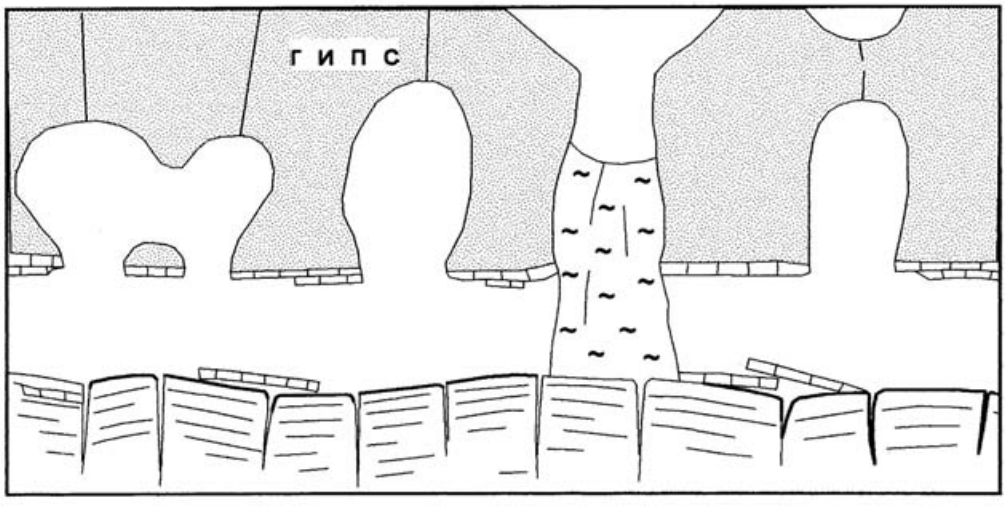


Рис. 4.38. Морфология полостей на участке Подвалов

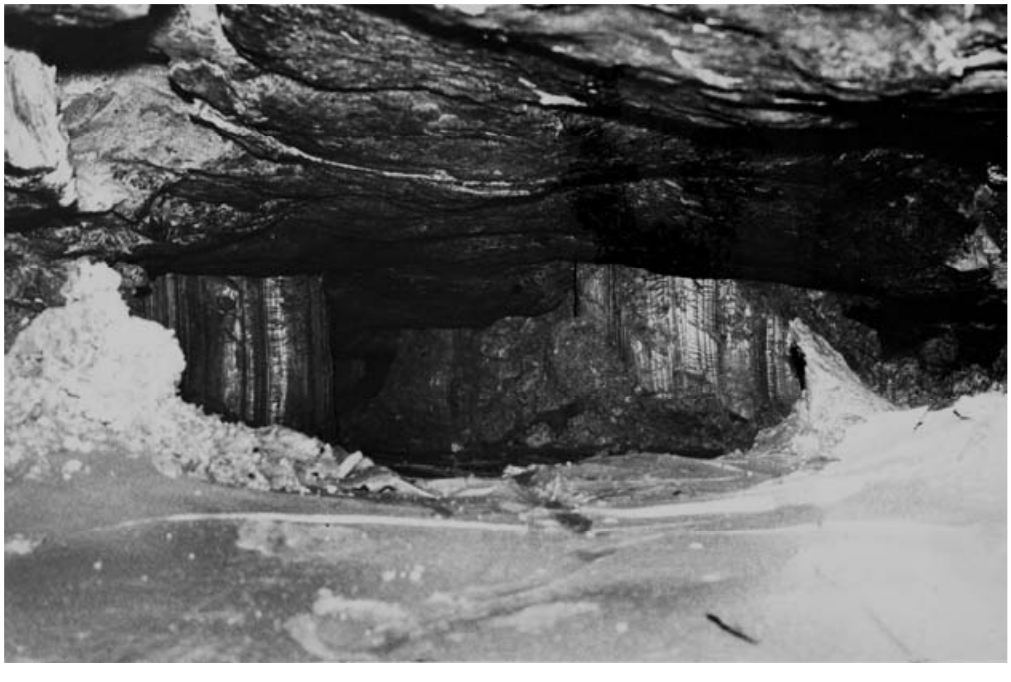


Рис. 4.39. Оседание-выдавливание пластичных глин из галереи верхнего яруса в подвальный этаж полостей под прослоем кристаллических известняков

прослоя известняка – рассмотрим на примере небольшого участка пещеры, т.н. Подвалов. Участок Подвалов располагается в переходной от района Голландский Сыр к Геохимическому части и отличается весьма своеобразным, нехарактерным для остальной части пещеры, обликом. Он представляет собой низкую (0,5-1,0 м) латерально-развитую полость со «слепыми», разной величины полостями-расширениями. Их разделяет прослой известняка в местах отсутствия которого (воздействие напорных вод, трещины) собственно и развиты полости-расширения (**рис. 4.38**).

Исходя из принятой нами концепции формирования пещеры в условиях напорно-восходящего движения вод через гипсы с латеральным оттоком в сторону дрены, морфология участка может быть прояснена как иллюстрация «деформи-рующего» влияния прослоя на общий спелеоморфогенез Золушки. Прослой сыграл одновременно роль проницаемой зоны, по контакту которой (нижнему) в условиях гидродинамического напора развилась невысокая горизонтальная полость, и в то же время – ограничителя роста полостей в вертикальном направлении. Те из них, которые развились до контакта с полостями верхнего яруса, стали на заключительных этапах формирования пещеры своеобразными каминами, через которые влажные и пластичные пещерные глины верхнего яруса, обезвоживаясь оседали вслед за падением уровня вод, выдавливаясь в подвалах в виде глиняных колонн с «отполированными» трением стенками (**рис.4.39**).

На субаэральном этапе развития пещеры участились обрушения (отслаивание) известняковых плит от свода (**рис. 8.20**). На свежий характер обрушений указывает тот факт, что плиты лежат на покрытой трещинами усыхания глинистой поверхности днищ. Активизация обрушений, если таковая имеет место, связана, по видимому, с общим усыханием пещеры, т.е. со своего рода подземным выветриванием.

Глава 6. Пещерные воды

6.1. Водообмен в пещерном блоке

В циркуляции подземных вод в пределах пещеры и ее окружения принимают участие пресные воды горизонта четвертичных аллювиальных отложений, а также минерализованные воды гипсов и подстилающих их трещиноватых карбонатных и песчаниково-карбонатных пород.

Подземные карстовые (в закарстованных гипсах) и трещинные (в трещиноватых подстилающих мергелях (N_1bd_1), известняках (K_2s_2) и песчаниках (K_2s_1) воды образуют единый водоносный комплекс. На участке карьера и в его окружении водоносный комплекс в значительной мере сдренирован откачкой вод. Понижение уровня вод достигло здесь примерно 15 м, что составляет около 40% вертикальной мощности его водоносного разреза. В результате откачки бóльшая часть гипсового слоя осушилась, обводненными остались только 4-6 м его основания.

Гипсовый карьер, вскрывший пещеру, был заложен в 1946 году. Практически от начала его эксплуатации из гипсов стала производиться откачка карстовых вод, а вокруг карьера формироваться депрессионная воронка. С углублением котлована в гипсы на 2-3 м в днище карьера стали появляться обильные источники с притоком воды до 20 м^3/ч (Воропай и др., 1985). Водоотлив из котлована производился первоначально с помощью пожарных насосов. На первых порах откачка была незначительной - 20-50 м^3/ч. С углублением карьера на 8-10 м ее объемы возросли до 100-500 м^3/ч. Примерно с середины 60-х годов, в связи с нарезкой третьего, нижнего уступа на общую глубину 18-22 м притоки вод достигли 700-800 м^3/ч. С тех пор объем откачек остается неизменным - около 18 000 - 22 000 м^3/сут (**рис. 6.1**).

Наиболее активно водопонижение происходило в 60-е годы. Именно в это время оказалась осушенной бóльшая часть полостей Золушки. Следы былого обводнения - блестящие, влажные, очень скользкие глинистые днища ходов - можно было наблюдать еще в 1976-1978 гг, в первые годы картирования лабиринта.

До заложения карьера гипсовый слой был обводнен на бóльшую часть своей мощности. Уровень карстовых вод располагался всего в 2-3 м ниже его кровли. Подземные воды медленно двигались в направлении р. Прут и разгружались в его русловые отложения (**рис. 6.2-А**). Движение вод было замедленным, о чем свидетельствуют (по архивным данным разведки месторождения) существенные концентрации сероводорода (более 100 мг/л) и высокая минерализация вод – 3,0 – 4,5 г/л. Относительно застойный режим карстовых вод, несмотря на наличие свободной поверхности горизонта, был обусловлен затрудненными условиями разгрузки. Несмотря на то, что в прирусловой части реки гипсы в значительной мере размыты, интенсивно закарстованы, все карстовые и эрозионные неровности выполнены глинами, перекрывавшими гипсы. При инженерных изысканиях вдоль железной дороги, проложенной между рекой и карьером, вскрыты многочисленные глинизированные зоны (мощностью до 10-20 м, длиной до 50-200 м), разделенные целиками-останцами полуразрушенных гипсов (*см. Глава 2, рис. 2.14*). Подобные зоны являлись естественной преградой на пути движения вод, замедляли его. Разгрузка вод происходила в обход водонепроницаемых участков, локализуясь в гипсовых „коридорах” между ними, а также проникая в русловые отложения, перекрывающие гипсы **(рис. 6.2-А).**

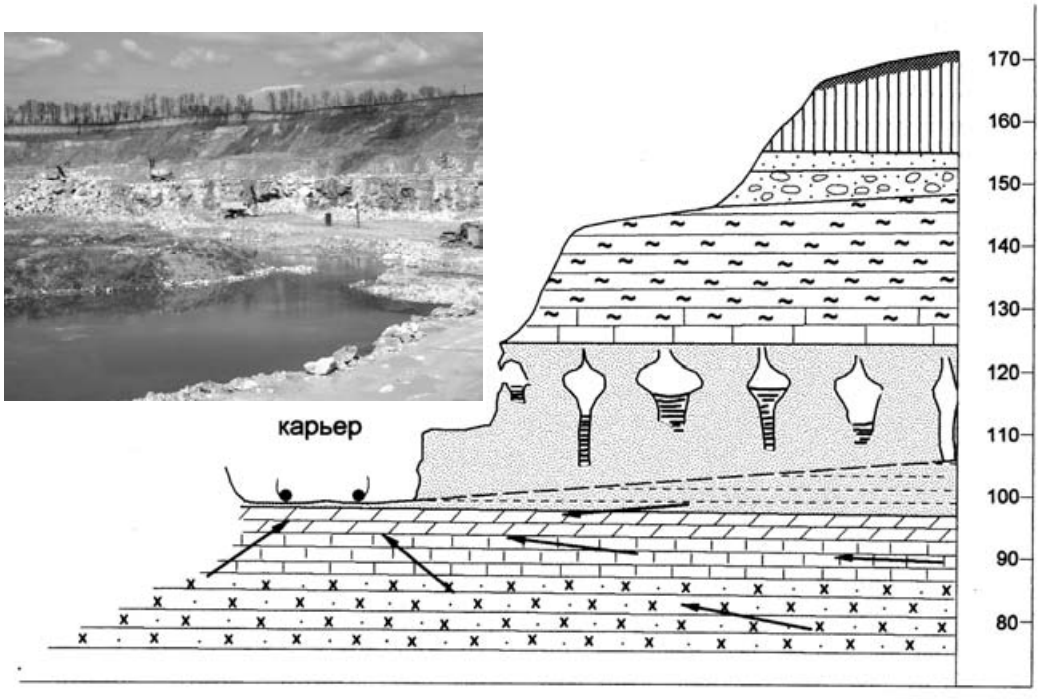


Рис. 6.1. Днище карьера с озером из которого производится откачка вод и их сброс в р. Пацак (условные обозначения см. рис. 3.1). По вертикали – абсолютные отметки в метрах н.у.м.

С началом эксплуатации карьер стал искусственной дреной карстовых вод и новым локальным базисом карстования. В радиусе нескольких километров направление движения вод к Пруту сменилось на радиальное - к карьеру. Вокруг карьера сформировалась депрессионная воронка **(рис. 6.2-Б),** площадью, по разным оценкам, от нескольких десятков до первых сотен км^2 с уклоном водной поверхности в направлении карьера. Выборочные гидрогеологические наблюдения показывают, что уклон этот довольно крутой **(рис. 6.3-А)**, что, в свою очередь, косвенно свидетельствует о высокой водообильности комплекса. Существенный уклон депрессированной поверхности горизонта подтверждается данными наблюдений в пещере. Если в Привходовом лабиринте нет водоемов даже в наиболее пониженных участках, то в зале Перспектив (0,25 км к северу) вода появляется в низах среднего яруса (озеро Филипцово), а в районе Венеция (еще 0.45 км к северу) - в верхней части среднего яруса (**рис. 6.3-Б).**

Однако, столь выраженный уклон депрессионной воронки наблюдается не во всех направлениях от карьера, что хорошо заметно и в пределах его пещерного сектора. Из наблюдений в пещере следует, что наибольший уклон поверхность депрессии имеет в северном направлении, а к востоку и западу он уменьшается. Так, водоемы в северо-восточной части пещеры (районы Восточный, Дальневосточный и др.) занимают гипсометрически низкое (нижний ярус полостей, днища колодцев) положение, несмотря на свою относительную удаленность (0,6 км) от карьера. Т.е. располагаясь на том же расстоянии от карьера, что и район Венеция,

уровень горизонта здесь находится на 5-6 м ниже. К югу от карьера, в направлении р. Прут, поверхность горизонта также имеет менее выраженный уклон. Таким образом, депрессионная воронка вокруг карьера имеет неправильную, ассиметричную, по-видимому, эллипсоидную форму. Длинная ось эллипса простирается в запад - восточном направлении, в бóльшей мере вытягиваясь к востоку. Последнее подтверждается, в частности, тем, что в колодцах с.Крива (1,5 – 2,0 км к востоку от пещеры) со времени эксплуатации карьера значительно понизился уровень воды.

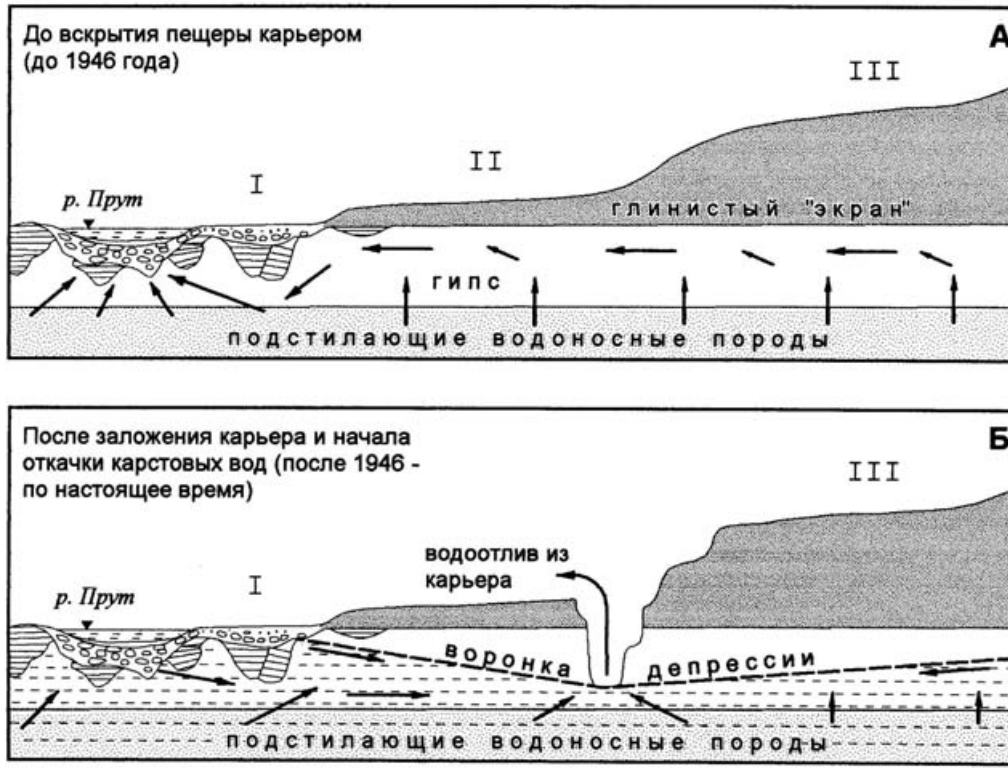


Рис. 6.2. Направления движения подземных вод на участке пещеры: А – до заложения карьера (в естественных условиях), Б – после заложения карьера и наращивания объема откачек

Сложная форма депрессионной воронки обусловлена, на наш взгляд, несколькими причинами. Главная из них заключается в неравномерном (в разных направлениях) закарстовании гипсов. В восточном направлении - параллельно р. Прут - их закарстованность выше. Так, галереи с наибольшими объемами располагаются именно в восточной части лабиринта**.** По восточной периферии районов Перспектив, Готический, Восточный наблюдаются крупные обрушения, указывающие на продолжение объемных галерей. В то же время, по северной периферии лабиринта, в большинстве случаев, имеет место сужение ходов и их выклинивание до непроходимых трещин. В рельефе также заметно, что

поверхностные проявле-ния карста образуют зону, вытянутую с запада на восток вдоль поверхности II-ой и уступа III-ей террас - параллельно реке. На высокую закарстованность гипсового слоя в восточном от карьера направлении указывают также факты вскрытия полостей в гипсах колодцами в с.Крива. Если предложенное объяснение верно, то форма воронки депрессии может служить признаком, указывающим на расположение более или менее закарстованных зон, и соответственно, являться спелеопоисковым признаком. Очевидно, что, в свою очередь, пещера предоставляет хорошую возможность для спелеологического диагностирования размеров депрессионной воронки и ее динамики (Ридуш, 1988).

Что касается иных причин деформации уклона поверхности карстовых вод, следует отметить и фактор неоднородности заполнения карстовых полостей глинистыми отложениями. Последние, являясь водонепроницаемыми, разобщают карстовый коллектор на множество разноразмерных микробассейнов **(рис. 6.3-А).** Это обстоятельство объясняет и некоторые „аномальные" явления водного режима пещеры: разноуровенность зеркал пещерных озер, расположенных неподалеку, асинхронный и разноамплитудный характер колебаний уровня вод в разных районах пещеры и т.д., особенно на этапе активного водопонижения.

В связи с появлением мощной локальной дрены и формированием депрессионной воронки на участке пещеры произошла существенная активизация водообмена. За счет этого снизилась минерализация вод (до 1,9 – 2,7 г/л), произошла их дегазация. В начале 80-х содержание H_2S в подземных водах упало до 2-6 мг/л (1981г), а в начале 1986 года - 0-1,3 мг/л, полностью исчезнув к концу 80-х. Активизации водообмена способствовало, по-видимому, и понижение уровня карстовых вод.

Возникает закономерный вопрос: на каком расстоянии от карьера сказывается его дренирующее влияние в направлении р.Прут? Достигла ли депрессионная воронка русла реки и не происходит ли „подтягивание" карьером русловых (аллювиальных) вод? Вопрос этот имеет большое практическое значение. По мере нарастающего „захвата" речных вод, как это не раз случалось на других месторождениях, карьер может быть затоплен в течение нескольких дней.

Данные наблюдений позволяют ответить на этот вопрос отрицательно. Хотя река расположена на расстоянии всего 1,5 км от карьера, т.е. в пределах воронки депрессии, в этом (южном) направлении поверхность подземных вод депрессирована в гораздо меньшей степени. Причина этого явления заключается, по-видимому, в высокой водообильности интенсивно закарстованной зоны между карьером и рекой. Определенное (изолирующее) значение могут иметь водонепроницаемые глинистые участки, характерные для этой зоны, а также общий характер разгрузки подземных вод – в сторону Прута.

Вместе с тем, имеются факты, указывающие на дренирование карьером, по крайней мере, ближней (0,3-0,5 км) к нему части территории между карьером и рекой. Здесь, в 0,3-0,4 км от карьера, на пойме и даже в русле р. Пацак, начиная с середины 60-х годов, неоднократно имели место массовые провалы. Их образование было связано, по всей видимости, с суффозионным выносом из карстовых пустот рыхлого заполнителя водами, движущимися к карьеру (чего не могло быть при замедленном водообмене). Случались провалы у железной и автомобильной дорог, расположенных в 150-300 м от карьера, в связи с чем на данном участке предписано снижение скорости проходящих поездов до 30-40 км/час.

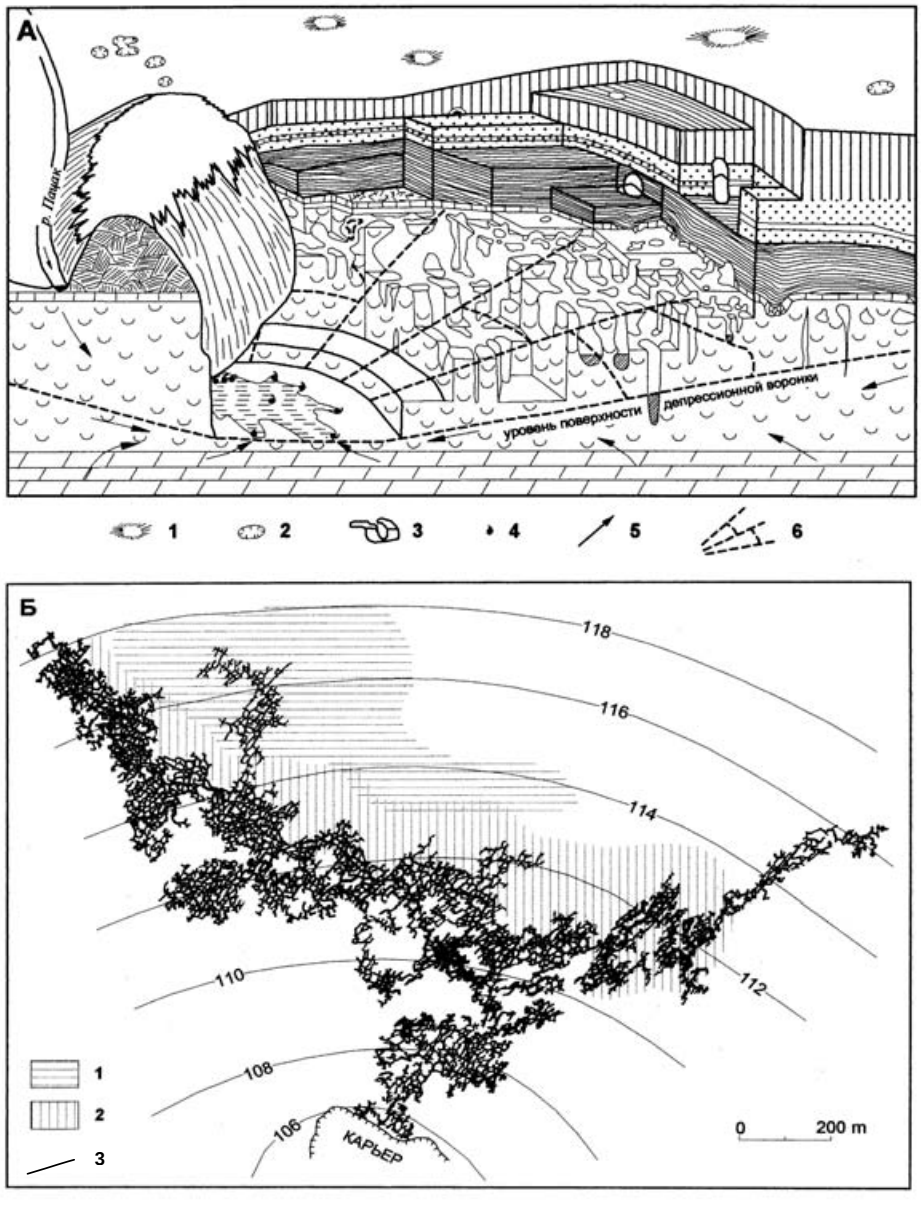


Рис. 6.3. Гидрогеологическая ситуация на участке пещерного поля: А – блокдиаграмма пещерного блока, Б – обводненность лабиринта (*состояние на 1981 г*):

А: 1 – старые карстовые воронки, 2 – свежие провальные формы, 3 – полости пещеры, 4 – водоприток в карьер, 5 - направления движения карстовых вод, 6 – депрессированная и деформированная (на участке пещеры) поверхность водоносного горизонта.Б: 1 – зона слабых (до 1м) колебаний уровня депрессированной поверхности водоносного горизонта, 2 – зона значительных (1-3 м и более) периодических (циклических и нециклических) колебаний уровня депрессированной поверхности водоносного горизонта 3 – изолинии уровня подземных вод (интерполяция)

Активизация водообмена привела к усилению провальных процессов и на других участках, прилегающих к карьеру. Так, в апреле 1977 года, после паводка на р. Пацак (и прорыва вод через воронки в карьер - с сопутствующим промывом полостей) в пойме реки возникло более 20 свежих провалов. Всего к началу 80-х годов на поверхности, в радиусе 3 км от карьера, отмечено появление более 70 новых провалов (Воропай и др.,1985).

В результате искусственного понижения уровня подземных вод гидравлически единая система (водоносный горизонт в гипсах как верхняя часть водоносного комплекса) начала распадаться в латеральном отношении на отдельные звенья - деградирующие микробассейны, разобщенные глинистыми накоплениями, а затем - на отдельные водоемы и озера - с относительно автономным гидродинамическим режимом. В конце 80-х годов в ней насчитывалось около 50 небольших водоемов и обводненных участков. Площадь их от нескольких до 1000 м^2 и более, глубина 0,5-6,0м **(рис. 6.4).**

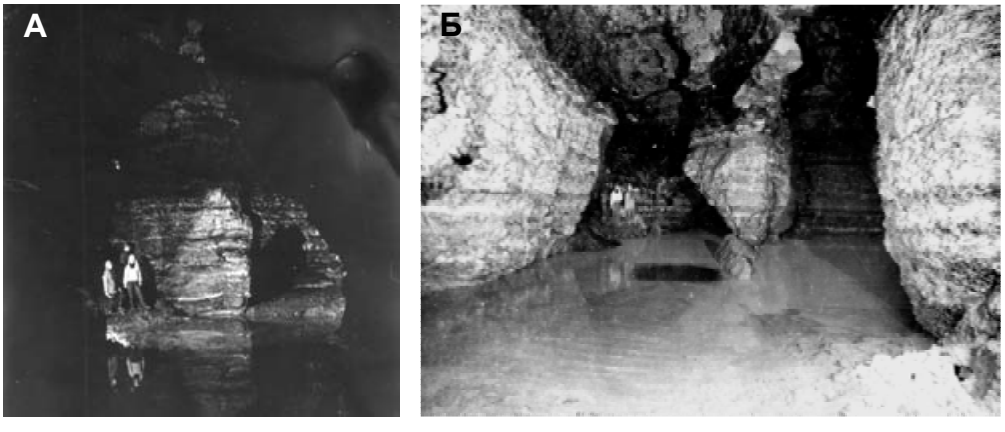


Рис. 6.4. Типичные деградирующие водоемы центральной части пещеры: А - оз. Наутилус, Б – оз. Крокодила (*фото С.Волкова*)

Количество и площадь водоемов постепенно уменьшаются, однако не так быстро как ранее. Небольшие „подвешенные" водоемы исчезают со временем бесследно (инфильтрация, испарение), оставляя влажные поверхности, иногда с кристалликами гипса. В начале 80-х годов их можно было выявить по характеру водного режима: несмотря на временные повышения уровня вод в других водоемах, несомненно фиксирующих собой зеркало подземных вод, в подвешенных водоемах происходило неуклонное (хотя и медленное - сантиметры в год) снижение уровня и уменьшение площади. К середине 80-х годов первичных подвешенных водоемов в пещере практически не осталось. Но с момента открытия пещеры и до недавнего времени можно было наблюдать периодическое появление «эфемерных» подвешенных озер – небольших водоемов, остающихся в замкнутых кулуарах и понижениях пещерных ходов после очередного (временного) повышения уровня воды. Подобные озерки появлялись чаще в конце 70-х - начале 80-х годов, когда влажные глинистые днища ходов еще обладали водоупорными свойствами. По мере высыхания пещеры и растрескивания глинистых отложений, теряющих водоудерживающую способность, отмеченное явление перестало иметь место.

Следы еще одного интересного гидродинамического явления - в виде борозд, канав, а иногда и небольших каньонов, глубиной до 1,5 м можно наблюдать в днищах ходов во всех районах пещеры. Это – эрозионные формы, возникшие на этапе активного водопонижения в связи с перетоками вод между водоемами распадающегося на пещерные микробассейны водоносного горизонта. Один из наиболее крупных «каньонов» в пещерных глинах **(рис. 6.5)** располагается между залом-галереей Стадион и примыкающим к нему залом Перспектив, днище которого расположено на 1-4 м ниже и «уходит» с наклоном к постоянному водоему – озеру Филипцово**.** Рельеф днища Зала Черновицких Спелеологов с его неровностями во многом обусловлен эрозионно-переточными процессами.

Колебания уровня в пещерных водоемах, наблюдавшиеся в последние 30 лет, связаны, в основном, с режимом откачки вод из карьера, накладывающимся на незначительные колебания естественного фона. Оценить раздельно влияние естественных факторов (сезонные причины, осадки и т.д.) и вариаций объема откачки на колебания уровня вод в пещере без специальных режимных наблюдений сложно. Отметим лишь, что в годовом и многолетнем (последние 15-20 лет) разрезе колебания уровня отличаются в целом малыми (0,1-0,3 м) амплитудами, иногда – асинхронностью (**табл. 6.1**).

Однако, на их фоне происходят иногда весьма существенные изменения: уровень подземных вод может подниматься на 1-5 м. Так было, например, в 1983-1984 годах, когда оказались подтопленными целые районы (Восточный, Готический) восточной части лабиринта. Редкий и нерегулярный характер подобных крупно-амплитудных колебаний, их растянутость (2-10 месяцев и более) во времени указывают на совместное влияние откачки точнее - работы насосов (аварии, экономия энергии и т.д.) и естественных факторов (осадки, сухой год и т.д.). К последним можно отнести также катастрофические прорывы поверхностных вод (через карстовые формы на поверхности) в подземные пустоты. Во время одного из таких прорывов р.Пацак (1977) за несколько дней вода в карьере поднялась на 5 метров.

Еще один важный фактор подтопления пещеры – дренирование вод четвертичного горизонта. В весеннее время, когда горизонт отличается существенной водообильностью, возможно накопление вод в понижениях галерей (на участках дренирования) и даже – подтопление целых участков пещеры. Условием сохранения таких временных водоемов является плохая проницаемость глинистых днищ ходов. На подтопление «вскрышными» водами указывают факты соседства подобных водоемов с участками более глубокими, и в то же время безводными. Так, например, в мае 2007 года, днище Зала Динозавра оказалось подтопленым, в то время как в соседнем Сухом Колодце, днище которого расположено по меньшей мере на 10м ниже, воды не было.

По характеру занимаемого в пещере пространства современные пещерные водоемы можно разделить на *изолированные озера*, например, водоемы-окна в днищах колодцев, водоемы в понижениях ходов среднего яруса **(рис. 6.4)**, а также *водоемы-лабиринты* - обводненные районы или их части **(рис. 6.3-Б).** Первые располагаются в ближней к карьеру части пещеры, где гипсовый слой сдренирован в бóльшей степени, вторые - по периферии лабиринта, где уровень карстовых вод выше. В ближних ко входу (карьеру) районах водоемы весьма редки, имеют небольшие размеры и встречаются лишь в наиболее пониженных участках. В периферийной, удаленной от входа части, подземные воды располагаются выше, обводняя целые районы, например, Камикадзе и Венеция. Продвигаться здесь можно только вплавь или с помощью плавсредств.

Описанные выше особенности обводнения гипсового слоя предопределяют локализацию коррозионных процессов в пещере на современном этапе ее развития. На всей площади лабиринта растворение гипсов происходит лишь в основании (6-8 м) гипсового слоя. По мере удаления от карьера обводненность гипсов повышается и в периферийной части лабиринта коррозии подвержены и стены среднего яруса полостей. За пределами изученной части пещеры обводнены также трещины и галереи верхнего яруса. Таким образом, в последние десятилетия происходит увеличение пещерной системы за счет карстовых процессов в ее периферийных районах и в основании слоя. Насколько существенна со спелеогенетической точки зрения активизация водообмена, имеющая место на участке пещеры с момента эксплуатации карьера, т.е. примерно за 50 лет?

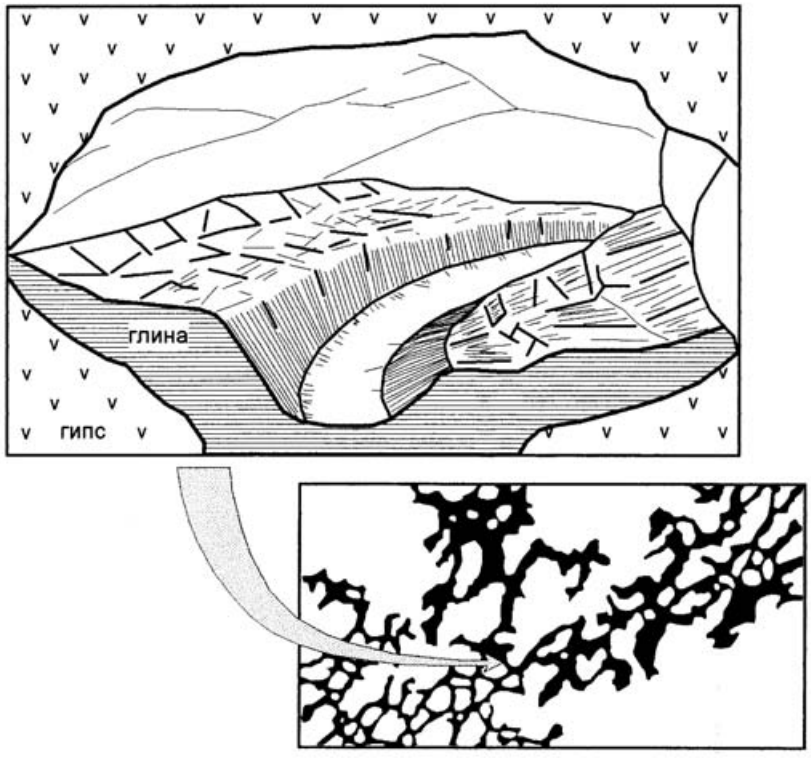


Рис. 6.5. Вторичный эрозионный каньон, возникший в глинистых отложениях днища пещерного хода вследствие их размыва во время перетока вод между внутрипещерными водоемами и микробассейнами

За год из карстовой системы искусственным путем (откачка) удаляется около 6 570 000 м^3 карстовых вод. Каждый кубический метр содержит 2,42 кг растворенных минеральных веществ (883,3 кг/год). В целом за год из карстовой системы выносится 15899,4 т солей. Если от этой цифры отнять 3482,1 т материала, поступающего с инфильтрационными грунтовыми водами, получим 12417,3 т. Из этого количества

1235,1 т составляют гидрокарбонаты, содержание которых в водах равно 0,366 мг/л. За год из карстовой системы удаляется за счет откачки 11182,2 т $CaSO_4$. Это соответствует, примерно 10% от всего добываемого в карьере за год гипса. Плотность гипса равна 2,3 т/м^3. Следовательно, за год размеры карстовой системы увеличиваются на 4861 м^3 (13,3 м^3 за сутки). Через 100 лет при таком же объеме искусственного удаления вод пустоты Золушки увеличились бы на 486180 м^3. С учетом 30-ти уже «откачанных» лет через столетие пещера станет почти в два раза больше (если за условную точку отсчета принять современную величину пещеры).

Колебания уровня воды в некоторых пещерных водоемах (*по данным наблюдений 8 ноября 1981 года в сравнении с наблюдениями 20 сентября 1981 года*)

Таблица 6.1

№	Водоем	Относительное изменение уровня воды, см
1	Озеро Бликов	- 30
2	Обводненный лабиринт Венеция	-30
3	Сухой Колодец	-100
4	Коридор Готический	- 25
5	Лабиринт Колорадо	+ 40
6	Озеро Крокодила	+20

Приведенные оценки довольно близки к данным, приводимым другими исследователями. По расчетам Л.И. Воропай и др. (1985) за год из карстовой системы выносится в растворенном виде около 14 600 т гипса, что соответствует приросту подземных пустот на 6500 м^3.

В водообмене на участке пещеры принимают также участие воды горизонта в четвертичных песчано-гравийных отложениях III и IV террас, питающиеся за счет атмосферных осадков. Естественным водоупором для вод горизонта являются подстилающие их верхнебаденские глины.

Над пещерным лабиринтом воды горизонта имеют спорадическое (линзы) распространение. Это связано с тем, что сплошность глинистой толщи на участке пещеры во многих местах нарушена провальным процессом. Во многих местах пещеры купола обрушения сводов проникли сквозь глины в обводненные аллювиальные отложения, превратившись в пункты локализованного подземного дренажа. В местах дренирования горизонта подземные осыпи увлажнены, иногда здесь (в пещере) наблюдаются периодические или постоянные источники. Один из них, длительно (более 10 лет) функционировавший в Зале Черновицких Спелеологов, имел расход до 0,1 л/с. В целом же, участие вод четвертичных отложений (и атмосферных осадков) в водообмене на участке пещеры может быть оценено как весьма незначительное.

Еще менее существенной может быть признана роль конденсационных вод, хотя специальные исследования в этом направлении не проводились.

Температура воды в пещерных водоемах на всем пространстве пещеры колеблется в границах 11-11,5ºС. Разница в 0,5ºС обусловлена, скорее всего, точностью (неточностью) измерений, хотя нельзя исключить также возможное влияние среды и геохимических процессов, происходящих в водоемах.

6.2. Гидрохимия вод

Состав вод пещеры является следствием взаимодействия вод с вмещающими породами, а также отражением особенностей их динамики. Изменения состава определяются, прежде всего, активностью водообмена на разных этапах развития водоносного коллектора. До его вскрытия карьером, как упоминалось ранее, застойный режим карстовых вод предопределял их высокую минерализацию (до 4-5 г/л) и насыщение сероводородом (до 120 мг/л). В режиме активизации водообмена минерализация вод упала до 2,5 – 2,9 мг/л. В конце 80-х - начале 90-х годов средняя минерализация карьерных вод составляла около 2,7 мг/л **(табл. 6.2),** вод в пещере - 2,9 мг/л. Разница объясняется нарастающим увеличением в карьерных водах доли вод, «подтягиваемых» откачкой из подстилающего баден-сеноманского горизонта, а также некоторым разбавлением поступающих в карьер подземных вод атмосферными осадками и пресными водами из четвертичных отложений. Последние имеют среднюю минерализацию 580 мг/л и гидрокарбонатно-магниево-кальциевый состав. pH пещерных вод равен 7,8-9,0 (в среднем 8,1), карьерных - 7,4-7,7.

Химический состав вод в Кривском гипсовом карьере, г/л (по Воропай, Коржик, Костюк, 1985)

Таблица 6.2

Место отбора проб	Na+ K	Mg	Ca	Σ	Cl	SO_4	HCO_3	NO_3	Σ	CO_2	Минерализация
Источник №5	0,142	0,033	0,631	0,806	0,030	1,474	0,509	0,030	2,043	0,026	2,845
Источник №6	0,134	0,039	0,641	0,814	0,032	1,501	0,503	0,030	2,066	0,022	2,902
Источник №7	0,133	0,045	0,635	0,813	0,337	1,526	0,518	-	2,381	0,025	3,219
Источник №8	0,137	0,038	0,607	0,782	0,025	1,496	0,442	0,014	1,977	0,021	2,780
Источник №9	0,032	0,034	0,633	0.699	0,023	1,321	0,467	-	1,820	0,022	2.541

Распад водоносного горизонта на пространстве пещеры на отдельные водоемы предопределил также автономизацию их гидрохимического режима. В подвешенных, деградирующих озерах минерализация воды была несколько выше (на 0,1-0,5 мг/л). На их поверхности временами появлялась минеральная пленка. По сведениям Б.Т.Ридуша отложения пленки в виде корок обильно покрывают днища галерей во вскрытой колодцем в с. Крива пещере Фыктына. Воды озер с колебательным режимом также имеют высокую минерализацию. Несмотря на связь с водоносным горизонтом, движение вод в условиях глинистого тампонажа галерей весьма затруднено. Главной же, естественно, причиной высокой минерализации карстовых вод является их взаимодействие с хорошо растворимыми вмещающими породами и застойный режим водообмена.

Солевой и компонентный состав вод приведен в **таблицах 6.3 и 6.4.**

Солевой состав подземных вод, циркулирующих в пещерном блоке

Таблица 6.3

№	Водоносный горизонт	Участок опробования и количество проб	Содержание солей, мг-экв					
			$CaSO_4$	$CaCO_3$	Na_2SO_4	NaCl	$MgSO_4$	$MgCO_3$
1	Баден-сеноманские отложения (гипсы, известняки, песчаники)	Пещерные озера 23	43,64	14,29	14,87	0,99	9,35	-
		Родники в карьере 3	37,27	12,87	10,20	1,98	12,84	-

Химический состав вод, циркулирующих в пещерном блоке (усредненные для каждой разновидности вод данные)

Таблица 6.4

№	Водоносный горизонт	Участки опробования, количество проб		Содержание компонентов, *мг/экв*										pH	Сухой остаток при 105°С
				Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	CO_3^-	SO_4^-	Cl^-	NO_3^-	SiO_2 *мг/л*		
1	Воды баден-сеноманского водоносного комплекса (гипсы, мергели, известняки, песчаники)	Пещерные озера 23	1	8,02	0,31	28,29	4,68	7,45	-	33,93	0,53	-	13,26	7,3	2913
			2	3,79-11,93	0,19-0,41	26,0-30,65	3,30-8,51	5,41-10,35	-	30,90-37,85	0,23-0,85	-	10,0-18,0	6,50-7,84	2630-3344
		Родники в карьере 3	1	6,45	0,26	25,15	6,41	6,76	-	30,24	0,99	0,27	14,0	7,61	2581
			2	2,75-13,49	0,16-0,35	18,43-30,20	4,05-7,72	6,00-7,60	-	29,49-31,01	0,96-1,04	0,07-0,42	12,00-16,00	7,50-7,70	2530-2628
2	Подпочвенные грунтовые воды и воды четвертичных отложений	Источники на оползневых склонах 12	1	2,22	0,07	4,06	4,65	7,14	1,20	1,39	1,26	0,29	11,5	8,1	580
			2	1,0-3,4	0,05-0,10	2,80-5,80	3,30-5,70	5,50-8,90	0,60-2,00	0,42-2,90	0,59-2,09	0,06-0,64	8,00-14,00	7,79-9,00	436-650

1 – среднее значение содержания компонента
2 – пределы изменчивости

Микроэлементный состав вод, циркулирующих в пещерном блоке (усредненные для каждой разновидности вод данные)

Таблица 6.5

№	Водоносный горизонт	Участок опробования, количество проб		Концентрация, *мкг/л*														
				Sr	Mn	Li	Zr	Ba	Fe^{3+} *мкмоль*	Mo	Co	Pb	Fe^{2+} *мкмоль*	Ni	Cr	Cu	Ag	Сорг сум., *мг/л*
1	Воды баден-сеноманского водоносного комплекса(гипсы, мергели, известняки, песчаники)	Пещерные озера 23	1	12085	235	103,4	62,9	51,4	26,6	25,9	19,3	15,1	13,8	7,3	6,5	6,3	-	27,8
			2	4872-21770	3,0-3031	0,0-487,0	3,2-148,0	0,7-211,8	0,01-444,8	2,7-118,0	7,4-75,0	7,0-45,0	0,01-234,2	1,5-60,6	1,5-12,0	2,0-9,7	-	5,0-80,6
		Родники в карьере 3	1	8958	41,3	-	63,9	48,5	0,04	2,7	13,9	4,3	0,1	6,2	4,7	6,1	3,1	18,7
			2	8096-10510	20,2-65,0	-	26,0-101,2	0,0-81,0	0,0-0,1	2,5-3,1	12,6-16,2	0,0-13,0	0,04-0,17	6,3-8,3	3,9-5,1	5,1-6,6	3,1-6,3	15,75-20,16
2	Подпочвенные грунтовые воды и воды четвертичных отложений	Источники на оползневых склонах 3	1	2467	41,7	59,9	20,0	376	0,23	0,5	3,13	-	0,12	12,9	1,93	5,0	0,42	39,48
			2	1410-3670	19,0-67,7	42,0-70,0	7,0-35,5	226,0-582,0	0,0-0,46	0,2-0,8	2,8-3,7	-	0,0-0,2	1,1-29,0	1,4-2,5	2,9-6,5	0,0-0,7	16,8-75,6

1 – средняя концентрация микроэлемента
2 – пределы изменчивости

Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание в подземных водах карбонатов. Это обусловлено тем, что воды в гипсах гидравлически связаны с водами в подстилающих мергелях и известняках, а в направлении их разгрузки (к днищу Прута) присутствует восходящая составляющая, обеспечивающая привнос карбонатов с нижней части комплекса.

Воды подземных озер обогащены также растворенным органическим веществом, придающим им характерный сладковатый привкус. Наибольшие концентрации органических веществ наблюдаются в придонных слоях водоемов **(рис. 6.6).** Количество суммарного органического углерода изменяется в пещерных водах от 5 до 80 мг/л (в среднем 27,8 мг/л), в карьере - от 15 до 20 мг/л. Наиболее высокие средние концентрации С (40 мг/л) характерны для вод четвертичных отложений.

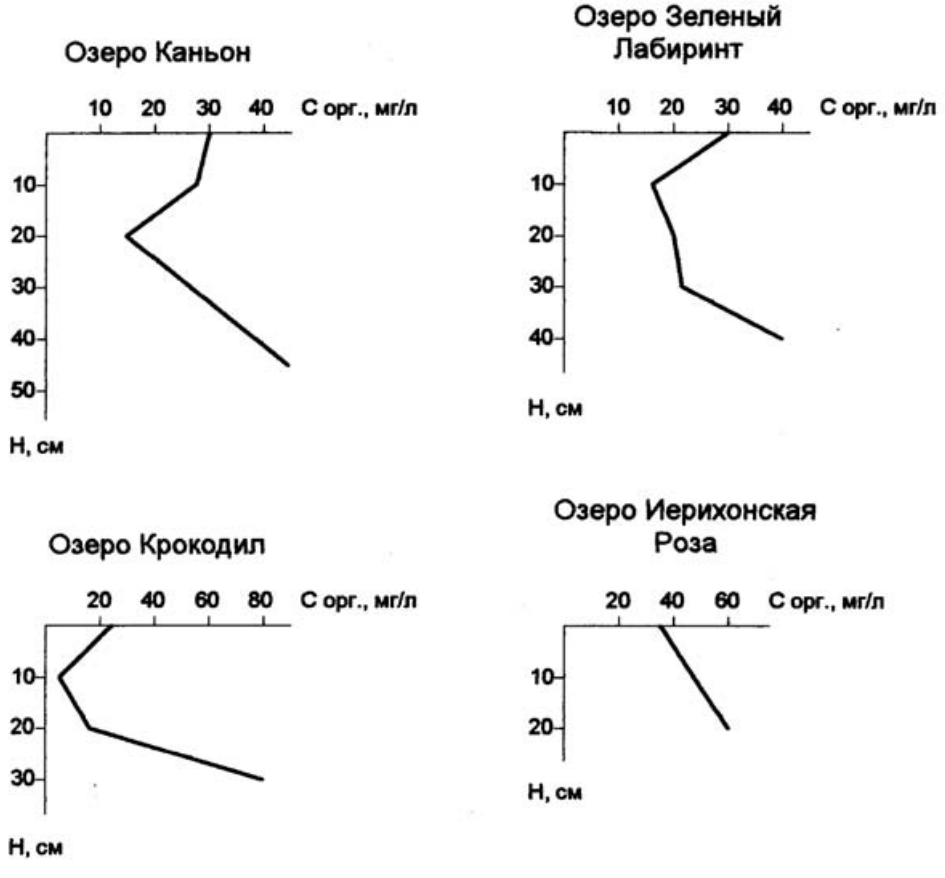


Рис. 6.6. Содержание в водах пещерных озер органического углерода (*по данным С. Волкова*)

Среди микроэлементов в пещерных и карьерных водах преобладают Sr, Mn, Li, Zr, Ba и другие **(табл. 6.5).** Отмеченные микроэлементы присутствуют в пещерных водах в аномальном количестве. Обращает на себя внимание тот факт, что концентрация практически всех отмеченных в таблице микроэлементов (кроме Zr) в пещерных водах существенно выше, чем в карьерных. Причиной этого явления может быть застойный режим подземных озер, их длительный контакт с пещерными глинами, обогащенными соединениями Mn и Fe, а также Co, Mo, Pb, Li и многими другими микроэлементами (*см. Главу 8*). По-видимому, отражением этой причины является и характер изменения содержания микроэлементов в пещерных озерах с глубиной: в большинстве случаев их концентрация выше в придонном слое воды **(рис. 6.7).**

Гидрохимия каждого отдельного водоема пещеры в последние 20 лет определяется совокупным действием динамического режима водоема (подвешенный или связанный с водоносным горизонтом), а также площади контакта воды с глинистыми днищами и гипсовыми стенами.

Характерной особенностью гидрохимических изменений в пещере за период с 1977 года по конец 80-х явилось изменение цветовой окраски воды в озерах. Поначалу она имела голубовато-зеленый или зеленоватый оттенок. Отдельные озера, имеющие затрудненную связь с водоносным горизонтом, отличались весьма насыщенным зеленым цветом, послужившим даже, в одном из случаев, причиной названия озера – Зеленый Лабиринт. Как известно, голубая окраска карстовых вод часто обусловлена их высокой жесткостью. Голубовато-зеленый и зеленоватый цвет может быть обусловлен наличием в воде сероводорода. В случае золушкинских озер дополнительное «подкрашивающее» действие оказывали высокое содержание в водах закисного железа Fe^{2+}, а также голубовато-серый цвет пещерных глин, выстилающих днища озер. Со временем, большинство водоемов утратило характерную цветовую окраску, сохранив лишь голубовато-серый оттенок, обусловленный оптическим взаимодействием с отложениями и, в меньшей мере, повышенным содержанием закиси железа.

Выраженной особенностью гидрохимии водоемов на этапе деградации водоносного горизонта является стратификация в них гидрохимических и гидрогеохимических условий (Волков, Андрейчук, 1987, Аксем, Климчук, 1988, Волков,1990). По данным исследований, проведенных в 1983-1986 годах, выяснилось, что с глубиной изменяются pH, минерализация воды **(рис. 6.8),** соотношение химических компонентов и, соответственно, агрессивность.

Как и следовало ожидать, в условиях неустойчивого гидродинамического режима, разнообразия типов водоемов картина стратификации в разных озерах выглядела по-разному. На общие закономерности претендуют лишь несколько особенностей: 1) в большинстве случаев наблюдается весьма незначительный разброс значений упомянутых выше показателей по разрезу; 2) по всему разрезу сохраняется высокая (предельная или близкая к насыщению) минерализация воды. В большинстве случаев, наибольшее количество солей содержится в придонных слоях водоемов, воды здесь практически неагрессивны, в то время как воды верхнего слоя могут сохранять незначительную способность растворять гипсы.

Растворяющая способность вод Золушки была подвергнута специальному исследованию (Аксем, Климчук, 1988). При помощи разработанного в Институте геологических наук АН Украины метода стандартных образцов (Климчук, Аксем, 1985) в пещере на 9 станциях произведена серия наблюдений за скоростью и динамикой растворения гипсов в условиях слабопроточных пещерных водоемов. Результаты исследования суммированы в **таблице 6.6.**

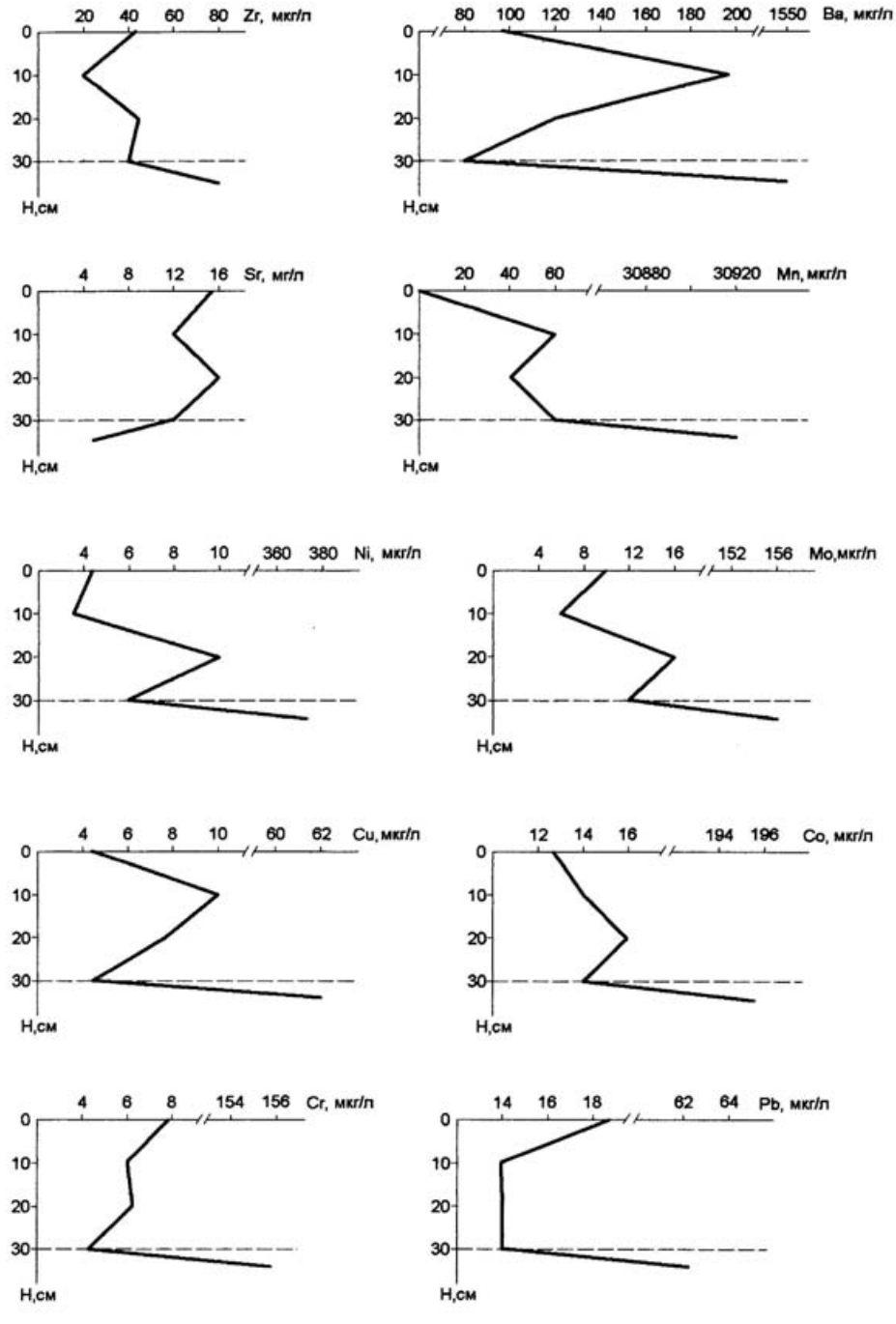


Рис. 6.7. Изменение с глубиной содержания микроэлементов в озере Крокодил (*по данным С.Волкова*)

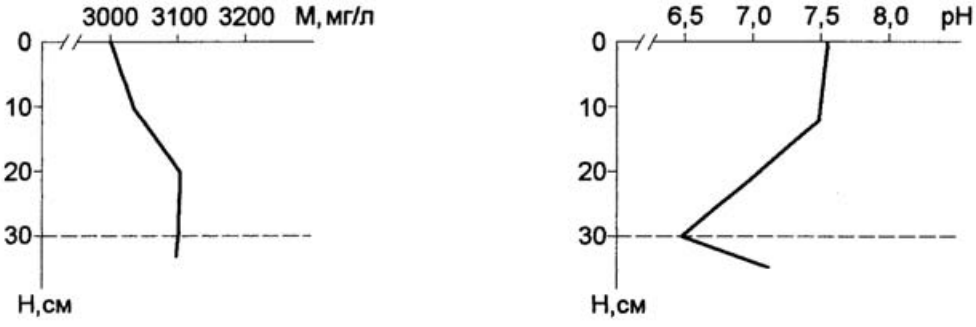


Рис. 6.8. Изменение с глубиной pH и минерализации воды в озере Крокодил (*по данным С. Волкова*)

Как следует из таблицы, застойные воды пещеры обладают в целом весьма незначительной агрессивностью и их растворяющая способность невелика. Интенсивность растворения, выраженная в *мг/см^2 сут* или в *мк/год* составляет, несмотря на существенные вариации, всего –1 до –11 (1.7 до – 17). Это закономерно, так как в условиях застойного режима воды пещеры близки к насыщению, насыщены или даже пересыщены сульфатом кальция. Отмеченное обстоятельство объясняет также несущественный характер дифференциации значений интенсивности растворения с глубиной **(рис. 6.9).**

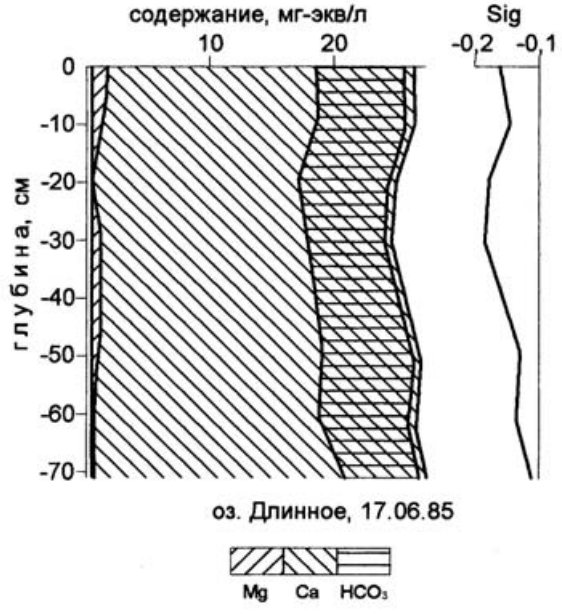


Рис. 6.9. Изменение по глубине химического состава и сульфатного насыщения вод пещерных озер (*по Аксему, Климчуку, 1988*)

Интенсивность растворения гипсов в водах озер пещеры Золушка (*по Аксему, Климчуку, 1988*)

Таблица 6.6

Пещерный водоем	Интенсивность растворения		Содержание сульфатов, мг/л	Минерализация, г/л	Индекс сульфатного насыщения, Sig
	$\alpha \cdot 10^3$, мг/см^2 · сут	γ мк/год			
Разные озера	от –1 до –11	От –1,7 до - 17	1500	2300	+0.07

Более стратифицированы по разрезу гидрогеохимические показатели водной среды. Однако и они в целом отличаются существенной вариабельностью. В одних водоемах среда по всей водной толще окислительная, в других (оз. Зеленый лабиринт) - смешанная, в третьих - преимущественно восстановительная **(рис. 6.10).** Средняя концентрация Fe^{2+} составляет 13,8 мкмоль, Fe^{3+} - 26,6 мкмоль, окислительный коэффициент Fe^{3+} равен в среднем 2. Анализ распределения отмеченных показателей с глубиной позволил выяснить, что в приповерхностной зоне водная среда имеет более щелочной характер. Придонные воды отличаются преобладанием окислительных процессов. На это указывает снижение pH с глубиной, наблюдающееся практически во всех обследованных водоемах, в том числе приведенных на **рис. 6.10.**

Описанная картина отражает неустойчивый гидрогеологический режим пещеры на завершающем этапе ее обезвоживания. До вскрытия водоносного комплекса карстовые воды характеризовались по всему разрезу восстановительными сероводородными условиями.

Воды в карьере отличаются более восстановительным характером: содержание Fe^{2+} почти в 3 раза превышает Fe^{3+}. Воды четвертичного горизонта характеризуются преобладанием Fe^{3+} (Fe^{3+}/Fe^{2+}=1,9).

Отдельным аспектом гидрохимии вод пещерного блока являются их бальнеологические свойства. Проведенными в конце 70-х начале 80-х годов исследованиями (Воропай и др., 1985) установлено, что откачиваемые из карьера карстовые воды отличаются высоким содержанием терапевтически активных ионов и более высокой минерализацией в сравнении с известными гипсовыми минеральными водами курортов *Краинка* – М-2,3, *Нижнеивкино* М – 2,5, *Ликенай* М-2,2, санатория *Балдоне* М - 2,3. Вода не содержит токсических соединений, а содержание в ней органики незначительно (до 1 мг/л – перманганатная окисляемость при нагревании близка к 1 мг O_2/кг).

По мнению Л.И. Воропай и др. (1985), лечебным фактором минеральной воды источников Кривского карьера и пещеры является главный ионный состав воды, в частности, повышенное содержание сульфатов и ионов щелочноземельных металлов. Первые их них оказывают желчегонное и послабляющее действие, вторые – противовоспалительное и десенсибилизирующие, что квалифицирует их для лечения гастрита с секреторной недостаточностью, язвенной болезни желудка и двенадцатиперстной кишки, хронического колита и энтерита, мочекислого диатеза, почечно-каменной болезни, воспалительных процессов желчных путей и хронических гепатитов.

Таким образом, техногенное вмешательство на участке пещеры в естественный режим подземных вод привело к целому ряду последствий: понижению уровня карстовых вод и осушению пещерного лабиринта, деградации

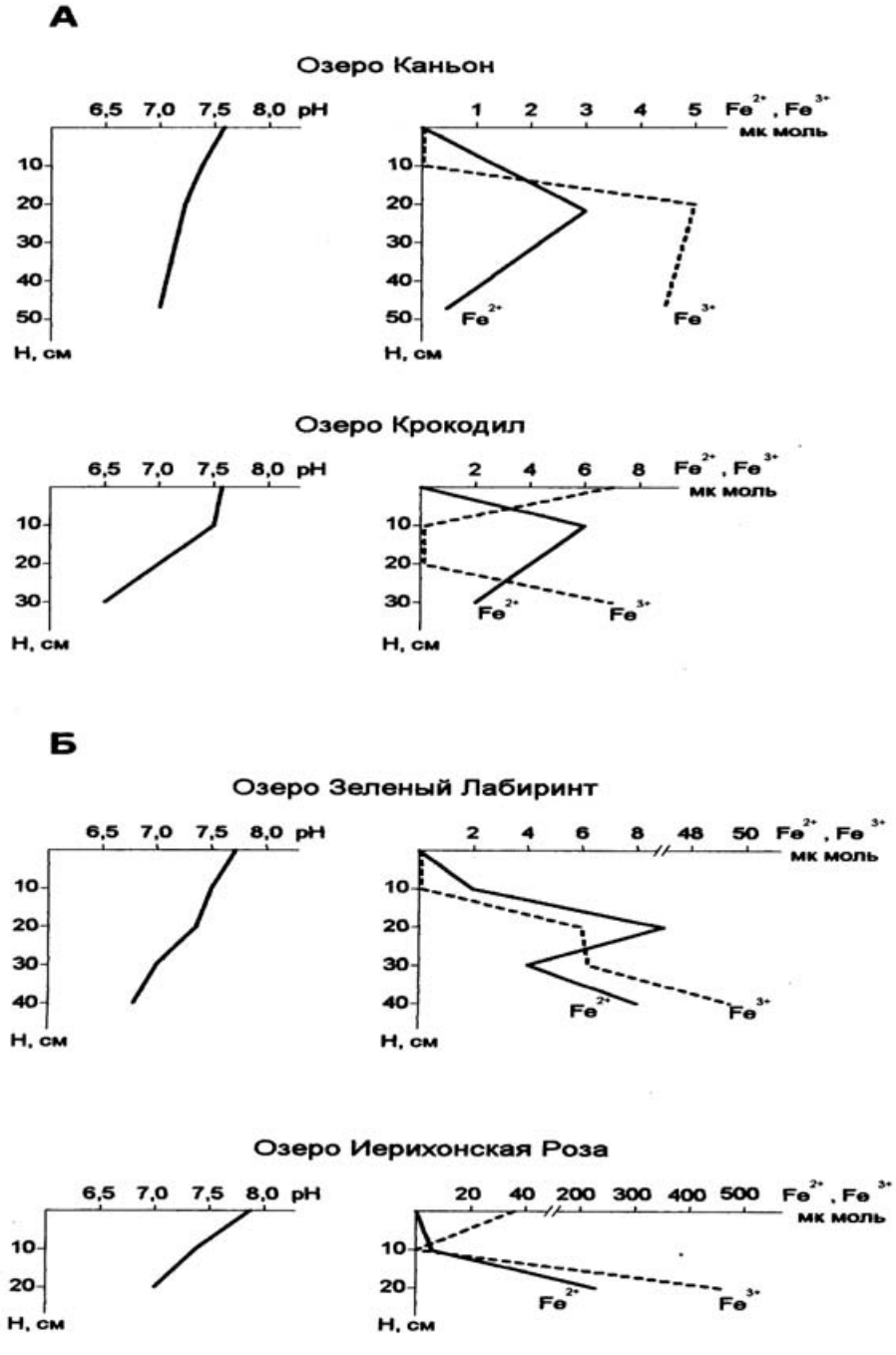


Рис. 6.10. Изменение с глубиной в пещерных озерах pH, Fe^{2+} и Fe^{3+} (*по данным С. Волкова*)

верхней части водоносного комплекса, активизации водообмена и карстовых процессов, изменению гидрохимических параметров и геохимической среды подземных вод. Эти явления, в свою очередь, оказали большое влияние на устойчивость сводов полостей (*глава 7*), формирование на пространстве деградирующего горизонта различных типов отложений (*глава 8*), а также на микроклимат (*глава 9*) и деятельность микроорганизмов (*глава 10*) в пещере.

Глава 7. Обрушение сводов пещеры и образование провалов

На пространстве пещерного поля, под землей, широко развиты процессы обрушения сводов, а на поверхности земли – провалы и оседания. В этом отношении пещера представляет собой объект, весьма благодарный для проведения разноаспектных инженерно-геологических исследований, прежде всего - для выяснения механизма обвально-провального процесса. Образованию провалов над пещерой посвящен ряд специальных работ (Андрейчук, 1985, 1991, 1999; Klimchouk, Andrejchuk, 2003). В данной главе вопрос этот освещается на основе публикации автора с 1999 года в объеме, диктуемом общей структурой и концепцией данной книги.

7.1. Образование провалов над пещерой

Широкое и яркое проявление гравитационных процессов в сводах пещеры предопределено, помимо общих предпосылок (наличие полостей, слоистое сложение надгипсовых толщ и т.д.), благоприятным сочетанием местных условий и факторов: крупными размерами подземных пустот, их развитием в верхней части пласта – на контакте с перекрывающими отложениями, преимущественно рыхлым характером последних, наличием в перекрывающей толще водоносного горизонта. По своему характеру среди гравитационных процессов, инициированных в покровной толще полостями в подстилающих гипсах, можно выделить: *осыпание, обрушение и прогибание* сводов. Ввиду рыхлого состава и отчетливой слоистости перекрывающих отложений преимущественное развитие имеют первые два процесса – обрушение и осыпание пород, протекающие с полным нарушением сплошности покрова. Прогибание сводов – как пример деформаций пластического характера – проявляется над пещерой (в настоящее время) весьма ограничено.

Литологически разнотипный характер покровного «пирога», его значительная (десятки метров) и изменчивая мощность, а также наличие водоносного горизонта предопределяют главную особенность механизма деформаций в покровной толще. Она заключается в первоначальном образовании подземного купола, а затем в его последовательном продвижении-росте вверх (вплоть до поверхности) со скоростью, зависящей от строения покровной толщи, т.е. от характера слагающих ее горизонтов. Наблюдения, осуществленные в пещере и на поверхности, позволили изучить характер обвально-провального процесса в разных частях покровной толщи и увязать их с особенностями ее строения через выделение шести последо-вательных стадий провального процесса (речь идет о полнопрофильном завершении обрушения).

Для изучения упомянутых стадий на значительной части пещерного поля произведена специальная съемка участков обрушения с нанесением их на карту пещеры. Места обрушений в пещере отчетливо выражены различными обвальными куполами в сводах и высыпками под ними, состоящими из смеси перекрывающих пещеру отложений. Купола представляют собой полусферические образования диаметром 0,5-7,0 м. Отношение между высотой и диаметром куполов изменяется от 1 до 8 и косвенно характеризует их как неустойчивые формы с неравновесным профилем. Одна из главных причин неустойчивости купольных форм - слоистость и рыхлость надгипсовых отложений, в которых они развиты.

В пещере выявлено более 700 куполов с осыпями, а также сотни участков, где в сводах полостей обнажаются перекрывающие известняки. В процессе съемки обследовано и описано более 500 куполов и осыпей. В специальном журнале

отмечались: для куполов - диаметр у основания и в верхней части, высота, обнажающиеся отложения, ширина хода под куполом, форма, наличие инфильтрационной влаги; для осыпей - диаметр у основания, высота, крутизна бортов, относительное положение, характер слагающего материала, степень обработки водным потоком, наличие шлейфа размыва и др. сведения, делались зарисовки. Съемка проведена на большей (≈70%) площади пещеры, включающей ее привходовые и центральные части и характеризующейся морфологическим разнообразием и различиями пещерных районов. Это обстоятельство позволяет рассматривать полученные выводы в качестве общих для всей пещеры.

7.1.1. Стадии провального процесса

Обследование и картирование большого числа куполов и осыпей сделали возможной их типизацию и увязку с выделенными стадиями (этапами) провального процесса **(рис. 7.1**). Этапность процесса обусловлена ярусным строением, слоистым характером и рыхлым составом перекрывающей толщи, а также - наличием в ней водоносного горизонта. На каждой из стадий пещерный купол и осыпь характеризуются определенными размерами, формой, составом отложений. На каждой из стадий доминирует тот или иной гравитационный процесс (обрушение или осыпание), каждая стадия протекает с определенной скоростью и имеет свою длительность.

На *первой* – спелеогенетической *стадии* - имеет место коррозионный «выход» свода пещерных ходов к подошве известняков. Это стадия открытия контакта гипсов с перекрывающими известняками напорными куполами и предопределения мест заложения-развития будущих обрушений (Klimchouk, Andrejchuk, 2003). На *второй стадии* происходит обрушение маломощного известнякового слоя в пещеру. Плиты и обломки (до 0,5-1,5 м^3) известняков образуют при этом хаотические накопления на днищах ходов. На Проспекте Кобылянской, например, суммарный объем обрушившихся глыб превышает 30 м^3.

Когда слой известняков обваливается полностью, происходят вывалы залегающих над ними глин. Обрушение становится возможным по мере увеличения площади потолочного обнажения. Безопасная с точки зрения возможного обрушения площадь составляет обычно 1-2 м^2. С увеличением площади до нескольких м^2 устойчивость известнякового перекрытия резко снижается – главным образом, ввиду его слоистого, плитчатого сложения и трещиноватости. Вместе с тем, латеральная неоднородность пласта ратинских известняков, в том числе по характеру сложения и степени трещиноватости, предопределяет возможность длительного сохранения в отдельных местах значительных по площади (5-10 м^2, в отдельных случаях 40-60 м^2) потолочных обнажений (первая стадия). Таким образом, на второй стадии обвальный процесс в значительной мере контролируется свойствами слоя прочных известняков: он (процесс) изменчив от места к месту и достаточно неопределен по времени.

Что касается самого разрушения пласта, оно, по-видимому, происходит быстро и имеет одноактный (ввиду малой мощности и трещиноватого сложения) характер. Главным процессом при этом является обрушение довольно крупных его составляющих – плит и глыб. Разрушение известнякового слоя сопровождается осыпанием части рыхлых глинистых отложений, залегающих над ним, и формированием небольшого купола в основании глинистой толщи. Его начальные высота и диаметр не превышают 1-2 м. В отличие от первой - *пассивной*, квазиравновесной, вторая стадия может быть оценена как *активная* или неравновесная.

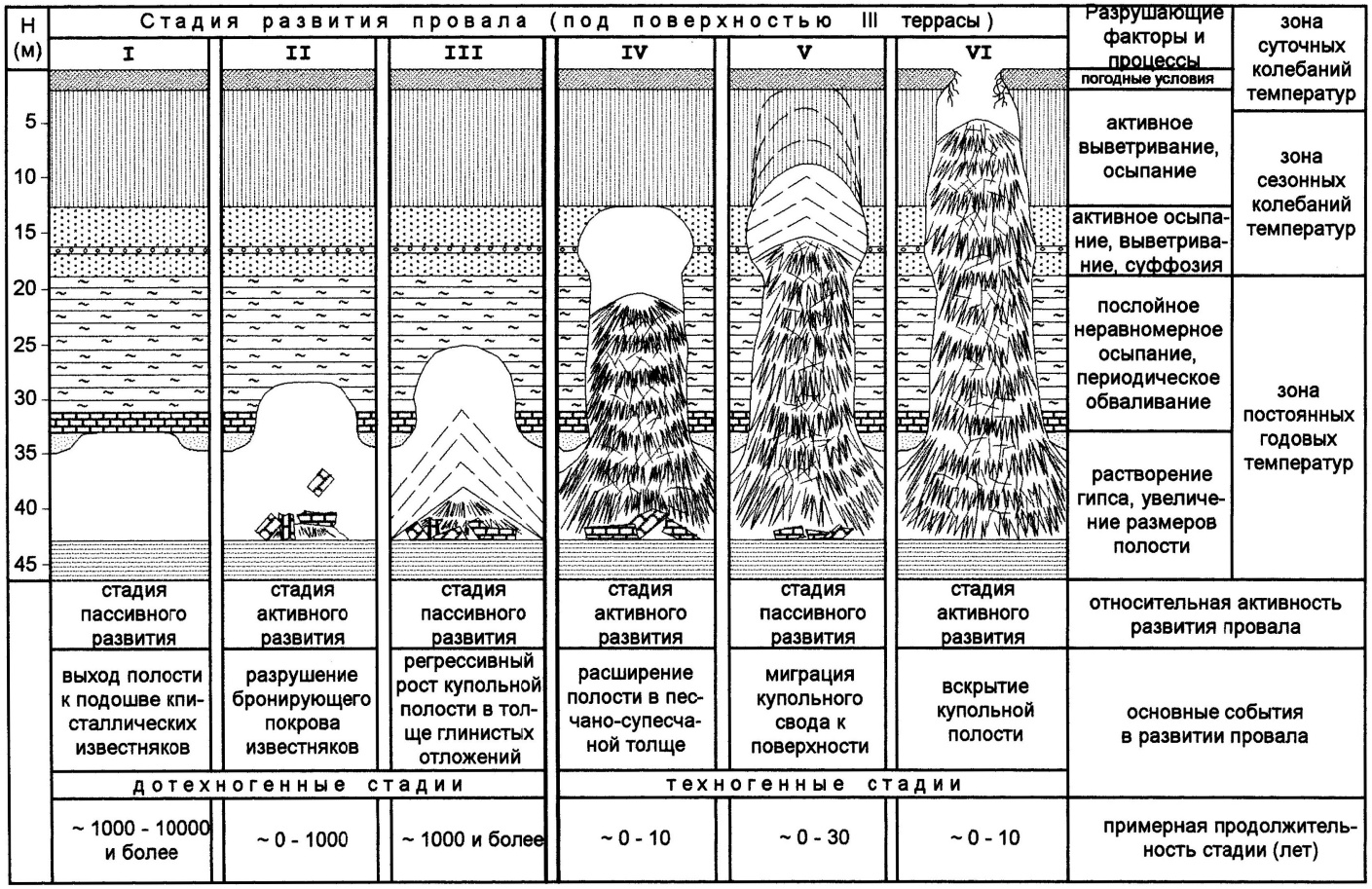


Рис. 7.1. Механизм и стадии провального процесса над пещерой на техногенном этапе ее развития

Образование вывала в подошве баденской глинисто-карбонатной толщи означает переход обвального процесса в *третью стадию*. На этой стадии происходит постепенное (квазиравновесная стадия) перемещение купола вверх (вплоть до контакта с покровом четвертичных террасовых обводненных отложений) за счет послойного осыпания рыхлых глинисто-карбонатных образований. Стенки растущего купола (угол обрушения) близки к 70-80º. Купольная полость в процессе продвижения вверх постепенно приобретает вид эллипсоида вращения. Под куполом формируется характерная крутонаклонная (30–45º) конусообразная осыпь, состоящая из погребенных глыб известняка и осыпавшегося глинистого материала. Объем глинистых осыпей достигает десятков кубических метров.

На определенном этапе «верх-регрессивной» миграции полости, накапливающийся под куполом обвально-осыпной материал (конусообразная осыпь) закупоривает основание купольной полости. Последняя теряет пустотную связь с пещерой, превращается в замкнутую полость, недоступную для подземного наблюдателя. О ее дальнейшем продвижении сквозь слоистую толщу можно судить, однако, по составу отложений, слагающих поверхность осыпи (видимой в пещере), так как материал осыпи медленно оползает вниз. Если конус глинистой осыпи под ненаблюдаемым из пещеры куполом содержит на поверхности песчано-гравийный материал, это значит, что полость достигла четвертичных отложений, а обвальный процесс вошел в свою следующую - *четвертую стадию*. Для нее характерно значительное расширение (угол обрушения достигает 90º) и некоторое сплющивание купольной полости за счет осыпания песчано-гравийного материала в обвальную трубу[1], а при обводнении четвертичных отложений – и за счет его вмыва (угол обрушения до 140º). Вследствие вмыва песчано-гравийных отложений вокруг купольной полости возникает своего рода депрессионная микроворонка, указывающая на скрытое подземное дренирование вод из четвертичных отложений. Купол, а также его заполненная отложениями труба, становятся для водоносного горизонта в рыхлых четвертичных отложениях точечной дреной. Воды четвертичных отложений проникают по обвально-осыпным трубам в пещеру, увлажняя глинистые осыпи и подтверждая дополнительно нахождение купольной полости на четвертой стадии.

В связи с изложенным выше, следует отметить одно интересное и важное обстоятельство. По мере развития карста и усиления обвальных процессов количество подземных дренирующих куполов над пещерой возрастало. Не все, однако, купола, проникшие в толщу водоносных террасовых отложений, становились дренами. Эту функцию приняли на себя полости, вошедшие в четвертичную толщу раньше. Они «разобрали» водоносный горизонт на части – отдельные линзы и обводненные зоны, сделав его прерывистым, линзообразным. Под такими куполами в пещере располагались небольшие источники. В 80-х годах в разных частях пещеры еще «функционировало» 10 осыпей с небольшими источниками. Наиболее крупный - Источник Жизни, располагался в Зале Черновицких Спелеологов. Его расход варьировал от 0,07 до 0,11 л/с.

Купола, проникшие в четвертичные отложения позже, имеют под собой, как правило, сухие осыпи. Только песчано-гравийный материал у их подножия свидетельствует о нахождениии обвальных полостей на уровне четвертичных отложений. Таким образом, увлажненность или сухость осыпи может указывать на относительный возраст обрушения в данной части пещеры.

[1] В данной работе термин „труба” употребляется автором в морфологическом смысле, в отличие от термина „органная труба”.

Учитывая характер материала (песок, гравий) и процессов (осыпание, суффозия), происходящих на четвертой стадии, данная стадия может быть определена в динамическом отношении как неравновесная, *активная.*

По дренированию песчано-гравийных отложений полость соприкасается с толщей террасовых суглинков. Углы обрушения уменьшаются до 80-90º и полость снова приобретает купольный характер. Дальнейшее продвижение полости к поверхности (*пятая стадия*) происходит в сравнительно однородных и неплохо сцементированных суглинистых породах, могущих (ввиду упомянутых свойств) удерживать замкнутые полости на протяжении довольно длительного времени. Это предопределяет динамически *пассивный* характер пятой стадии.

Миграция свода купольной полости вверх в лессовидных породах происходит преимущественно за счет осыпания мелких лессовых частиц. Возможность такового, помимо общей предпосылки (гравитационное неравновесие), предопределяется приповерхностным расположением толщи (0-10 м), в зоне, где уже проявляется действие процессов выветривания (суточные и сезонные колебания температур, периодическое смачивание пород и т.д.).

Особо тесной связь между развитием полости в суглинках и атмосферными явлениями становится на заключительном этапе – перед обрушением поверхности земли. В это время над куполом сохраняется лишь маломощная (0,3-1,0 м) почвенная корка, скрепленная корневыми системами растений. Она легко разрушается ливневыми дождями, весенним снеготаянием, в периоды длительных моросящих осадков, т.е. когда почва переполняется влагой и резко тяжелеет. В это время часто и происходят провалы поверхности (*шестая, активная стадия*). Способствуют провалообразованию также засухи, вызывающие иссушение почвогрунтов, их уменьшение в объеме, растрескивание и проседание. Наиболее опасны - периоды резкого увлажнения почвы после длительной засухи.

На основании многолетних данных по режиму погоды в районе, а также наблюдений над провалами составлена диаграмма сезонной опасности возникновения провалов **(рис. 7.2).** Обычно, собственно провалу предшествует возникновение на поверхности круговых трещин и неглубокой (0,1- 0,2 м) просадки. Трещины могут сохранятся от начала своего возникновения довольно длительное время (до 1 месяца и более). Чаще провалы появляются на пашне, где связи почвенных частиц - из-за меньшего, чем например, на лугу количества корней - ослаблены (разрушенный пахотой дерновый слой).

Следует отметить еще одно интересное обстоятельство, касающееся механизма гравитационных процессов над пещерой. Некоторые крупные осыпи в пещере, находящиеся под куполами 4-6-й стадий, несут на себе отчетливые следы выдавливания материала из обвальной трубы **(рис. 7.3).** Выдавливание обусловлено поступлением в обвальную трубу вод четвертичного горизонта, их просачиванием между стенками трубы и кольматирующими ее водонепроницаемыми отложениями, а также размоканием глин (приобретением пластичных свойств). Из-за этого уменьшается сцепление между стенками и обвальным материалом и под давлением вышележащих толщ увлажненные тугопластичные отложения выдавливаются в пещерные пустоты.

Провальные впадины и просадки, морфологически завершающие миграцию купольных полостей к поверхности, широко распространены над пещерой и на прилегающих территориях. Диаметр свежих провальных воронок обычно составляет 3-5 м, глубина 2-5 м, форма округлая.

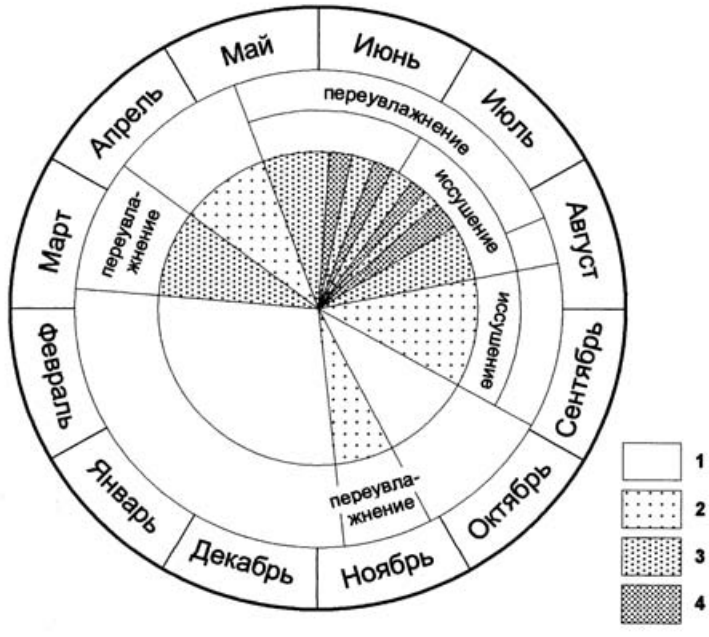


Рис. 7.2. Сезонная опасность провалов в районе пещеры Золушка:
1 – незначительная, 2 – значительная, 3 – большая, 4 – очень большая

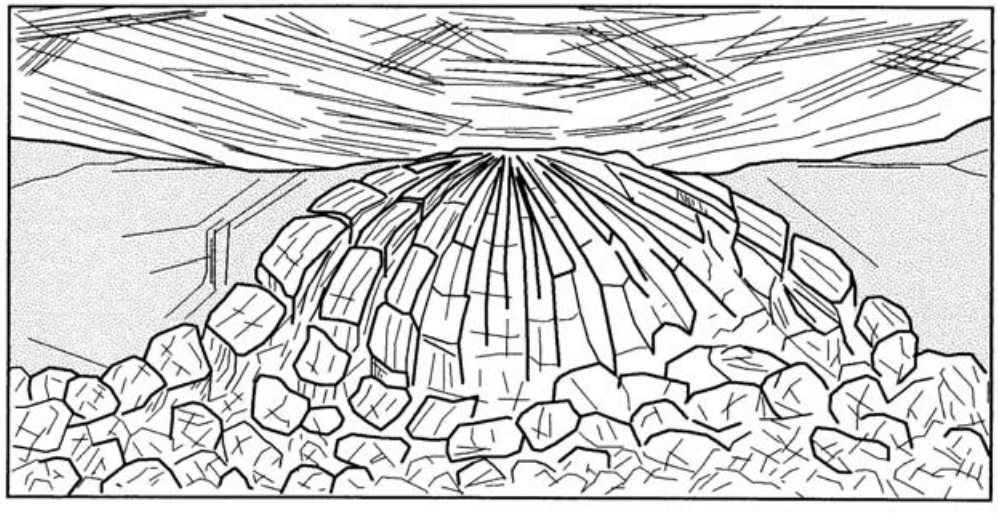


Рис. 7.3. Гравитационное выдавливание перекрывающих пещеру отложений из купола обрушения.

Состав выдавливаемого материала (суглинок и почва) указывает, что полость обрушения достигла поверхности, а его увлажненность – на участие в нисходящем процессе вод горизонта в четвертичных отложениях (локальный дренаж). Район Перспектив,Система Д

Описанный выше стадийный механизм регрессивного роста пещерных куполов от подземных полостей к поверхности земли подтверждается в районе Золушки, в числе прочих, следующими фактами.

1. По сведениям местных жителей, при возникновении провала на поле раздается звонкий хлопок, сопровождающийся образованием пылевого столба. По нашему мнению, звукопылевой эффект обусловлен формированием и строением обвальной трубы: ее этапным, с неизбежной изоляцией от пещеры, выполнением почти доверху обвально-осыпным материалом и сохранением в верхней части небольшой (1- 6 м) полости. При одновременности провала во всей толще перекрывающих пород никакого звука и пылевого столба не наблюдалось бы. Провальный материал, выполняя полости пещеры вытеснял бы воздух в боковые хода. При вскрытии замкнутой полости, вытеснения воздуха в пещеру не происходит, он со звуком вырывается вверх (вдоль стенок обрушения), захватывая пылевые и глинистые частицы. Следовательно, звукопылевой эффект (как и размеры провальной впадины) свидетельствует о приуроченности провалоинициирующей полости к крайней верхней части выполненной отложениями трубы.

2. На стенках свежих провалов, сложенных суглинком, сверху от темноокрашенного почвенного слоя наблюдаются шлейфы потеков. Они могли образоваться при просачивании воды через почву, обогащении её органическими веществами и стеканием по стенкам подпочвенного купола. Средняя толщина почвенной корки, установленная по таким потекам, равна 0,5 м. Поперечное сечение форм бутылеобразное: диаметр основания обычно на 10-40% больше самого провального отверстия. Такая форма также указывает на стабилизирующее влияние дернового слоя, под покровом которого могут находиться провалоопасные купольные полости.

3. Во время вскрышных работ в карьере в толще суглинков иногда встречаются пустоты, диаметром 1-4 м, представляющие собой ни что иное, как вскрытые сбоку купола потенциальных провалов. Аналогичные пустоты иногда открываются в стенке крутого уступа III прутской террасы в с. Крива, вызывая недоумение местных жителей.

При сохранении принципиальных черт описанного механизма, в разных частях пещеры возможны некоторые отличия стадий и характера их проявления, обусловленные неоднородным строением перекрывающей толщи. Например, в той части пещеры, которая располагается под поверхностью II-й, а не III-й (как бóльшая часть пещерного поля) террасы количество стадий, ввиду отсутствия в разрезе песчано-галечных или суглинистых отложений, сократится до 3-4, а на пойме р. Пацак - до 2. Т.н. пассивные, квазиравновеснгые стадии роста пещерных куполов могут быть растянуты на сотни и тысячи лет, но могут характеризоваться, в отдельных случаях, значительной скоростью. Так, автору удалось наблюдать резкую активизацию осыпи, где располагался упоминавшийся Источник Жизни. В течение нескольких часов из обвальной трубы выдавливалась переувлажненная масса глинистых и песчано-гравийных отложений с истечением большого количества воды. Мутные ручьи за сутки образовали в глинистом днище Зала Черновицких Спелеологов подземное озеро, площадью около 450 м^2, глубиной до 0,3 м. После его осушения (через неделю) все трещины и неровности днища оказались залеченными тонкодисперсным илистым материалом, покрывшим днище 10-20-сантиметровым слоем. Мощность выдавленных в пещеру отложений составила у обвальной трубы более 3 м. Наблюдавшаяся подвижка была связана, по-видимому, с временной кольматацией канала, по которому по трубе поступала вода в Источник Жизни. В результате этого, в верхней части трубы, ниже уровня водоносного горизонта, произошло накопление воды, нарушившее устойчивость заполняющих ее отложений

и создавшее условия для их движения вниз. Небольшая просадочная впадина, существовавшая на поверхности над этой купольной полостью „отреагировала" на подвижку многочисленными опоясывающими трещинами, глубиной до 2 м, шириной до 0,3 м, впоследствии запаханными.

Из приведенного примера видно, что обвальный процесс над пещерой не обязательно должен завершиться провалом. Над купольной полостью, проникшей в четвертичные отложения, может сформироваться и *просадочная впадина*, периодически активизирующаяся при подвижках отложений в обвальной трубе. Впадины-просадки возникают, по-видимому, в тех случаях, когда в аллювиальных четвертичных отложениях в результате обвалов и суффозии формируются полости значительных размеров. Это, в свою очередь, возможно, когда в месте выхода купольной полости в четвертичные отложения имеется вода, (т. е. водоносный горизонт), увлекающая за собой песок и гравий с периферийной части внутрь трубы. Как уже упоминалось, явление это (скрытый дренаж) имело место на более ранних этапах развития пещеры. Следовательно, крупные уплощенные котловинные формы в пределах пещерного поля – это не только более древние (поэтому выположенные) формы карста, а прежде всего, формы несколько иного – просадочного генезиса.

Приведенные рассуждения дают ключ к объяснению характера карстового рельефа над пещерой **(рис. 7.4)**. Видно, что в рельефе преобладают просадочные, а не провальные формы, а сам рельеф надпещерного участка имеет волнистый характер **(рис. 7.4).** Данные наблюдений позволяют заключить, что на этапе до вскрытия карстового коллектора карьером – т.е. на *дотехногенном этапе* – в перекрывающей пещеру толще пород преобладал *обвально-просадочный* процесс **(рис. 7.5),** который на *техногенном этапе* сменился *обвально-провальным* **(рис.7.1**). Последнее произошло вследствие активизации обвальных процессов в пещере в связи с водопонижением.

В последние 50 лет (этап техногенного вмешательства) купольные полости, проникающие в обезвоженные песчано-гравийные отложения, не расширяются за счет суффозии, а продолжают «расти» вертикальными каминами вверх, к поверхности. Именно поэтому, в настоящее время в пределах пещерного и прилегающих участков образуются исключительно провалы небольших (до 3-5 м в диаметре) размеров. И лишь в отдельных случаях, касающихся старых обвально-просадочных участков (действующих в качестве поверхностных водосборов) возможна активизация просадочного процесса, что произошло в описанном выше случае.

Таким образом, механизм и стадийность гравитационных деформаций над полостями пещеры, находится в тесной связи со строением покровной толщи и ее мощностью. В историческом плане механизм и характер деформаций эволюционировали (по мере обезвоживания покровных отложений за счет подземного дренажа) от обвально-просадочных к обвально-провальным процессам. Техногенный фактор, действующий в последние 50 лет, ускорил смену обвально-просадочных процессов обвально-провальными и сделал превалирование последних исключительным. В естественных условиях неизбежная (при условии деградации водоносного горизонта) *смена просадочного процесса провальным,* произошедшая на участке, растянулась бы на весьма длительное время.

7.1.2. Распространение обрушений на пространстве пещерного поля

Анализ распространения куполов и высыпок на пространстве пещерного поля привел к несколько неожиданным выводам. Вопреки традиционным и очевидным представлениям о прямой связи размеров полостей и вероятностью обрушения сводов над ними, в пещере в целом не наблюдается строгой приуроченности куполов

или указывающих на них обвально-осыпных тел к наиболее крупным галереям и залам **(рис.7.6)** В **таблице 7.1** приведены данные по количеству осыпей в разных районах пещеры. Ни значительная ширина ходов **(рис.7.6-А),** ни их значительная высота **(рис.7.6-Б),** ни объемы пещерного района **(рис.7.6-Г)** не выявляют «положенной» закономерной связи между ними и количеством участков обрушений. Лишь на **рис.7.6-В**, иллюстрирующем отношение между числом осыпей и площадью пещерного района, проявляется тенденция к прямой связи.

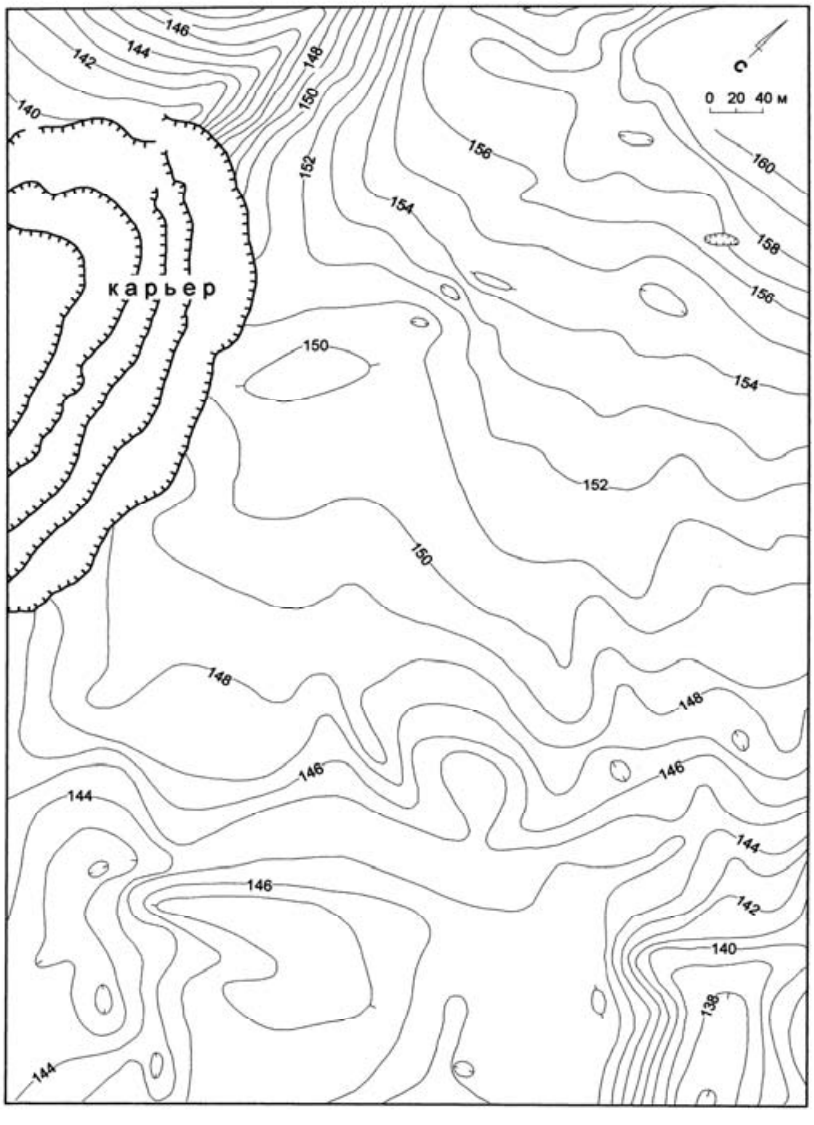


Рис. 7.4. Карстовый рельеф надпещерного поля (фрагмент участка, дотехногенный период)

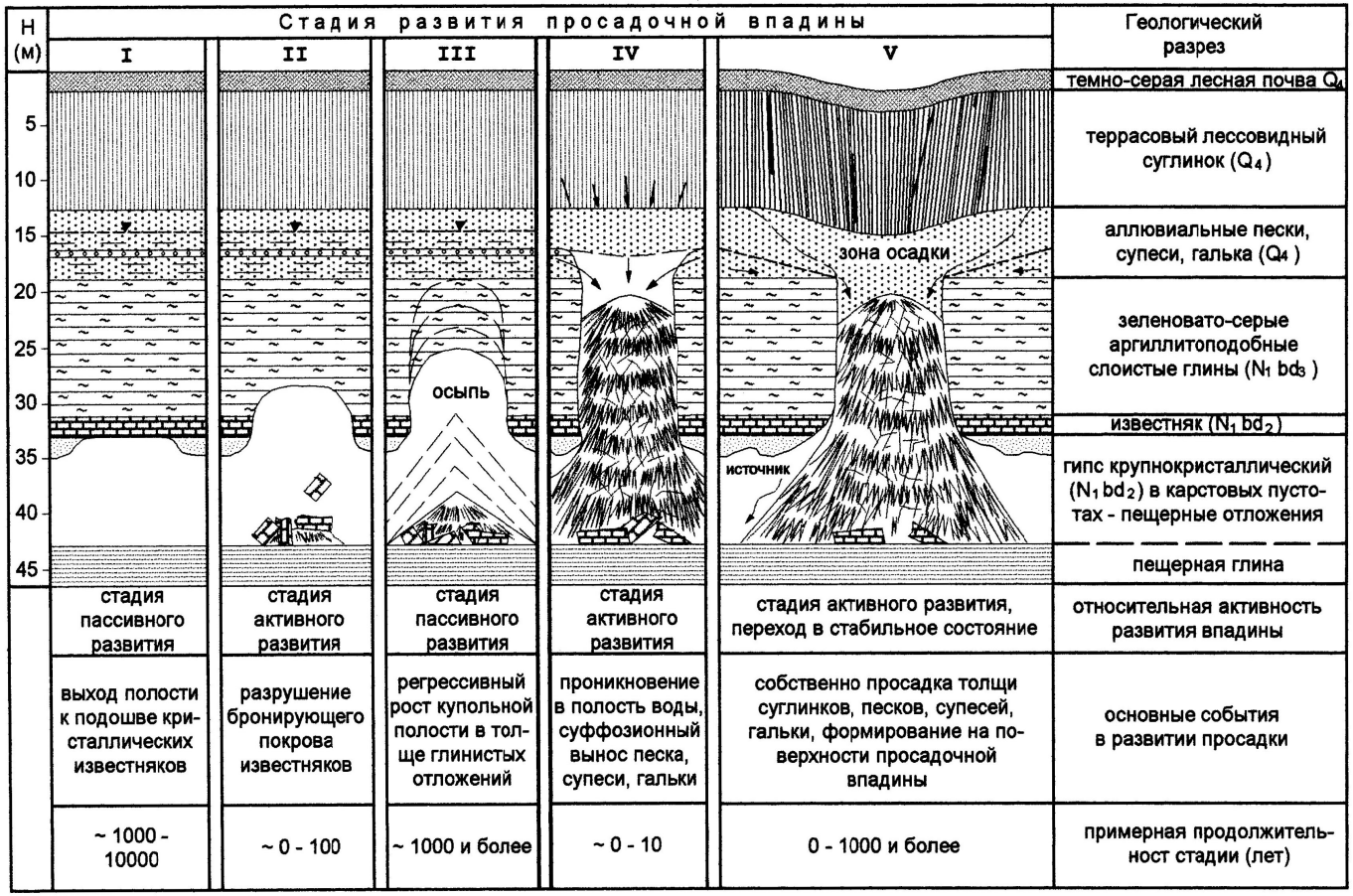


Рис. 7.5. Механизм образования просадочных впадин над пещерой, преобладавший на дотехногенном этапе ее развития

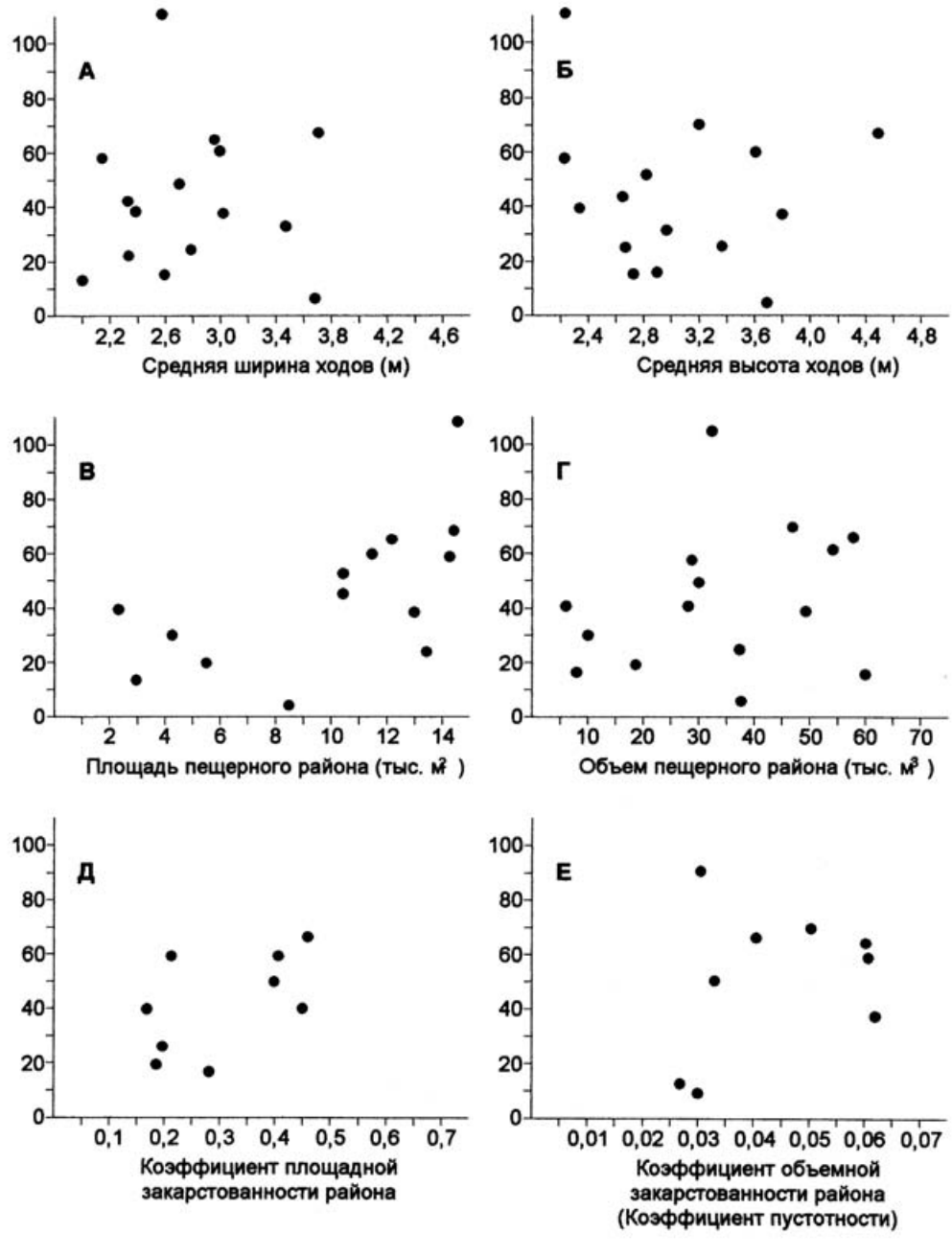


Рис. 7.6. Связи между количеством высыпок и морфометрическими показателями разных районов пещеры (по вертикальной оси – количество высыпок в районе)

Количество крупных осыпей по обследованным районам пещеры Золушка

Таблица 7.1

№	Название района	Количество осыпей в районе (штук)	Плотность осыпей в районе (штук/1000 м^2)
1	Привходовый	I05	69
2	Заблудших	42	40
3	Перспектив	31	71
4	Зал Черновицких Спелеологов	68	47
5	Майский	15	50
6	Центральный	14	07
7	Западный	26	19
8	Анаконда	50	47
9	Веселый	59	50
10	Метрополитен	5	05
11	Озерный	38	29
12	Готический	63	50
13	Восточный	60	40
14	Дальневосточный	21	37
15	Камчатка	40	151

Данные **рис. 7.6.** согласуются с наблюдениями в пещере. Действительно, можно находиться в центре очень крупных залов, например, Динозавра, Черновицких Спелеологов и не наблюдать в их сводах гравитационных куполов. В то же время, сравнительно узкие ходы и галереи в незначительных по размерам районах. иногда целиком разобщены конусами обвалов и высыпок.

Наблюдения в пещере показывают, что помимо размеров полостей существуют другие важные факторы контроля мест обрушения сводов: морфология ходов, строение и состав бронирующего слоя известняков (Андрейчук, 1984, 1991, 1999). Исходная предпосылка обрушения - выход полости в монолитных гипсах к подошве известняков – обусловлена спелеогенетическими причинами (Klimchouk, Andrejchuk, 2003). Естественно, что более благоприятна для обрушения ситуация, когда размеры потолочного обнажения известняков бо̀льше. В этом случае верхняя часть сечения становится плоской и неустойчивой. Соответственно, неблагоприятной для обрушения будет ситуация, когда размеры сводовых обнажений небольшие - в виде каминов, «окон», нанизанных на потолочную трещину и т.д. Размер обнажений известняков в сводах полостей зависит от многих условий, главные из которых (морфология хода, его расположение в гипсовой толще, размеры) предопределены спелеогенезом и носят, до некоторой степени, случайный характер. Далеко не всегда значительные по площади обнажения приурочены к крупным ходам. Но даже в этом случае на обрушения влияет еще один фактор - сложение известняков, их блочность и раздробленность.

В местах, где известняковый слой маломощный (0,5-0,7 м), с развитой плитчатой отдельностью, обрушения происходят чаще, почти независимо от ширины и высоты пещерного хода. И наоборот, массивное их сложение препятствует разрушению слоя. Таким образом, становится понятной *относительная равномерность* распределения осыпей по пещере, поскольку их количество в разных районах определяется не только размерами галерей, но и другими причинами – характером коррозионных потолочных обнажений на контакте гипсов с известняками, сечением ходов, сложением бронирующего слоя известняков.

Тем не менее, в процессе миграции вверх поверхности достигают, прежде всего, те обвальные полости, которые начали свое развитие в крупных залах - за счет более благоприятных начальных условий, а также достаточного пространства для «принятия» обрушающихся отложений. Поэтому, в районах с широкими ходами бóльше осыпей и куполов, находящихся на более поздних (близких к поверхности) стадиях развития.

Таким образом, в Золушке, а в более общем случае - в условиях покрытого бронированного карста региона - размеры подземных полостей не всегда однозначно предопределяют места обрушения сводов, а значит - потенциальных провалов. Следовательно, и *размещение карстовых форм на поверхности неточно отражает характер и масштабы подземного закарстования, т.е. морфологию и размеры подземных пустот.*

7.2. Техногенная активизация провального процесса

Для выяснения характера и степени активизации обвально-провальных процессов на техногенном этапе развития пещеры на ее площади было проведено специальное исследование. В пределах разных пещерных районов для каждой осыпи по ряду признаков, указывающих на нахождение осыпи в воде (на естественном этапе, когда пещера была обводнена) или в субаэральных (техногенный этап) условиях, устанавливался относительный период её образования - дотехногенный или техногенный. Выяснилось, что 24,4% осыпей – это древние образования, со сглаженными водой поверхностями, возникшие в субаквальных условиях. На сглаженной поверхности 60,3% древних, дотехногенных осыпных конусов выявлены следы активности обвального процесса в виде свежих порций осыпавшегося материала (активизированные на техногенном этапе осыпи). Остальные 15,3% составляют новые осыпи, возникшие с момента осушения пещеры. На **рис. 7.7** показано количество и соотношение высыпок в разных районах пещеры с указанием стадии провального процесса.

На **рис. 7.8** показано площадное распределение отмеченных типов осыпей по пещере (в пределах охваченной исследованиями ее части). Рисунок позволяет сделать вывод, что большинство осыпей тяготеет к зонам микроблоковых нарушений (см. **рис. 4.21**), а также к южной периферии пещеры, прилегающей к участкам повышенного закарстования (см**. рис**. **4.1**). Если проанализировать стадии высыпок, то обнаружится их связь с размерами (объемами) пещерных районов и галерей: высыпки «высоких» стадий - вплоть до реализованных на поверхности провалы- тяготяют к участкам с бóльшими объемами, подтверждая ранее сделанный вывод. Особенно показателен с этой точки зрения район Перспектив, где большинство высыпок находится на 6-й стадии и достигло почвенного слоя. Можно указать также на связь высыпок высоких стадий с зонами микроблоковых нарушений (Перспектив – Зал Черновицких Спелеологов, Перспектив – Готический – Восточный).

Большое количество высыпок сосредоточено в ближних районах (Привходовый и Заблудших), что можно объяснить техногенно-взрывной (карьер) стимуляцией обрушений. **Рисунок 7.9** конкретизирует вывод о связи между удаленностью пещерного района от входа (карьера) и активностью обвальных процессов. Наиболее активно они проявляются в полукилометровой зоне от карьера и резко снижаются в районах, расположенных далее. Это верно как для техногенных, так и активизированных осыпей и обрушений. Ступенчатый характер закономерности обусловлен действием прочих факторов, влияющих на активность обрушения сводов в разных районах, в частности, их морфологии. Причиной снижения активности обвалов

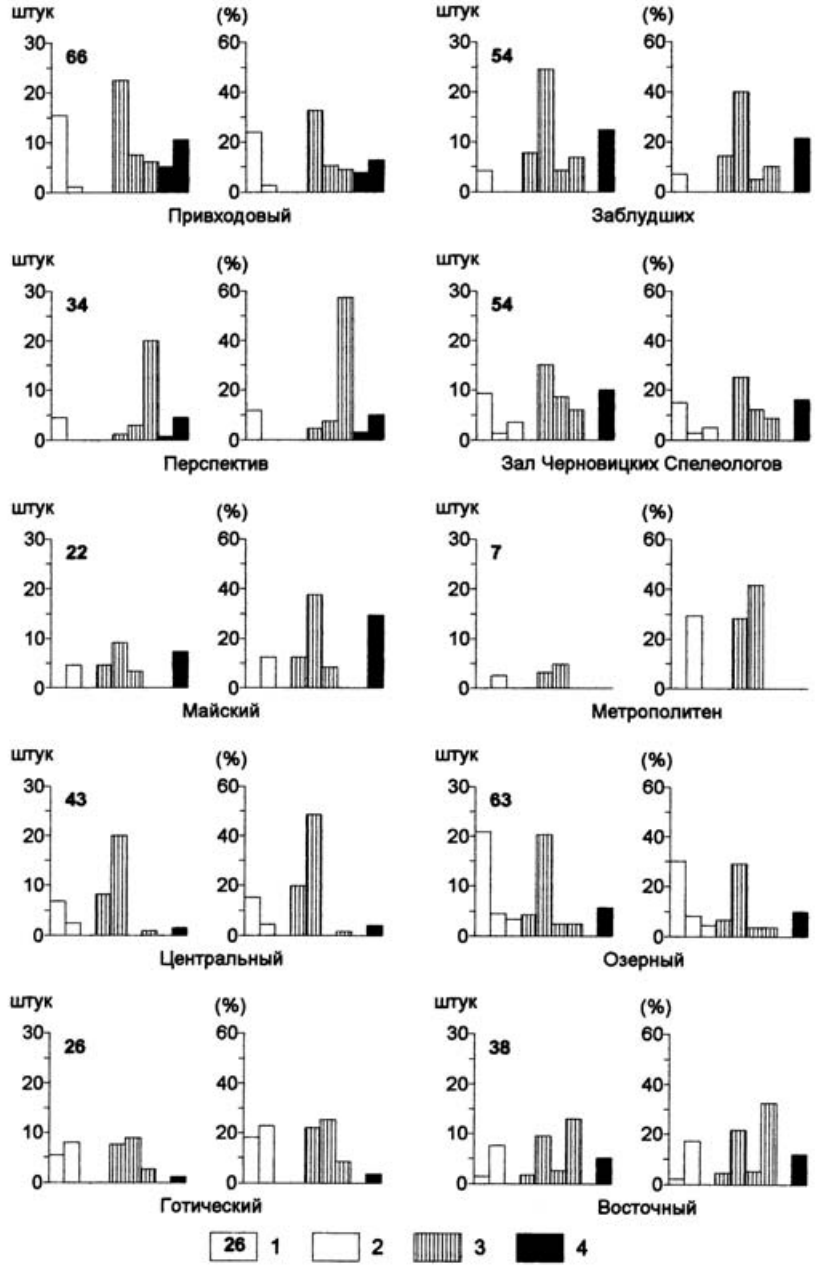


Рис. 7.7. Порайонное распределение высыпок, образованных до (дотехногенные высыпки) и после (активизированные и новые) вскрытия пещеры карьером и ее осушения откачкой:

1 – общее количество высыпок в районе, 2 – старые (дотехногенные) высыпки на 2,3,4 стадиях, 3 – техногенно-активизированные высыпки на 2,3,4,5 стадиях, 4 – техногенные (молодые) высыпки на 2 и 3 стадиях

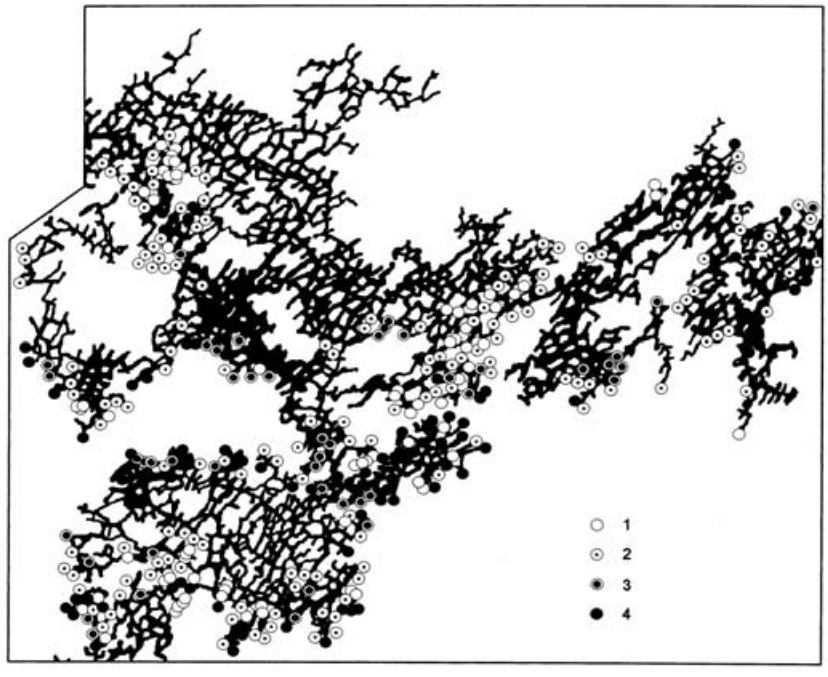


Рис. 7.8. Распределение по пещере (центральная часть) дотехногенных, техногенно-активизированных и техногенных высыпок

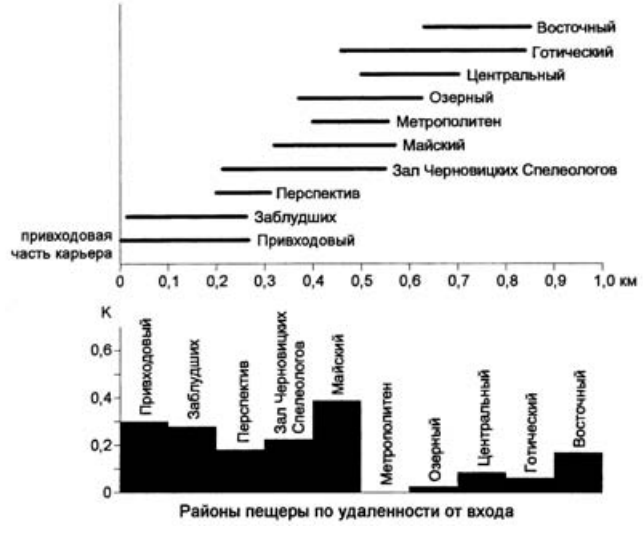


Рис. 7.9. Удаленность разных районов пещеры от входа и соотношение (К) числа техногенных (и техногенно-активизированных) и дотехногенных (старых) высыпок

вглубь массива мы считаем затухание силы сейсмических воздействий, вызванных взрывами при добыче гипса в карьере.

Активизация обвальных процессов в пещере и образование техногенно-обусловленных провалов усложнили общую картину карстового рельефа надпещерного поля. Спектр карстовых форм дотехногенного периода - впадины, просадки, закольматированные и задернованные воронки, пополнился провалами бутылеобразного и цилиндрического вертикального сечения, округлой или неправильной в плане формы, а также просадками днищ дотехногенных впадин. Размеры вновь образовавшихся провалов имеют 3-5 м в диаметре и 0,5-5,0 м глубины и уступают дотехногенным формам, выположенным и преобразованным плоскостным смывом.

Свежеобразованные провалы становятся очагами активного водопоглощения, в частности ливневых осадков, и быстро изменяют свою форму, приобретая эрозионные „хвосты", соединяясь между собой. Особенно активно это происходит на плоской поверхности низких террас. Провалы на поверхности III террасы, на пашне, чаще всего засыпаются глинистым материалом.

7.3. Оценка опасности провалов над пещерой

Выяснение механизма образования провалов над пещерой, а также наличие данных о распределении участков обрушения на пространстве пещерного поля позволяет осуществить оценку опасности образования провалов над пещерой.

Проекция купольных полостей на поверхности пещерного поля

Результаты наблюдений в пещере позволили нанести на ее план участки обрушения сводов (купола и осыпи над ними), указать стадию развития (провального процесса), на которой они находятся, а также - степень техногенной активизации. Такой план - важнейший элемент оценочной карты опасности провалов над пещерой. Нанесенные на план купола - места потенциальных провалов. Возможность провала зависит от стадии, на которой находится купольная плоскость. Чем выше стадия, тем ближе к поверхности подошла полость, и тем вероятнее провал.

Путем сопоставления плана расположения пещерных куполов, подробного плана местности и картосхемы мощности надпещерных отложений получена синтетическая карта, по которой можно определить, как близко к поверхности находится та или иная полость **(рис. 7.10),** причем с точностью до 1-2 м в случае её расположения в четвертичных отложениях (супеси, суглинки - 4-5-я стадии) и менее точно - в глинах (3-я стадия). Определение глубины расположения полости по карте можно проиллюстрировать на примере купольных полостей 1, 2, 3, 4 на **рис. 7.11.** Так, полость 1 наиболее близко подошла к поверхности, поскольку в составе осыпи под ней имеется суглинистый материал верхней части разреза надпещерных отложений. Мощность суглинков - около 9 м. Следовательно, полость находится на глубине нескольких метров от поверхности. Чем меньше мощность суглинков, тем точнее можно установить глубины нахождения купольных полостей 5-й стадии провального процесса. Расположение полости на плане между изолиниями мощности надгипсовых отложений, равными 33 и 34 м, предполагает также, что высота обвальной трубы над полостью в гипсах составляет более 25 м.

В случае 2 (полость в песчано-гравийных отложениях, 4-я стадия) также нетрудно определить, что при мощности аллювиальных песков и супесей, равной 4-5 м, суглинков - 9 м, полость находится на глубине 9-10 м. Высота обвальной трубы при мощности надпещерных отложений равной 34 м составляет 24-26 м.

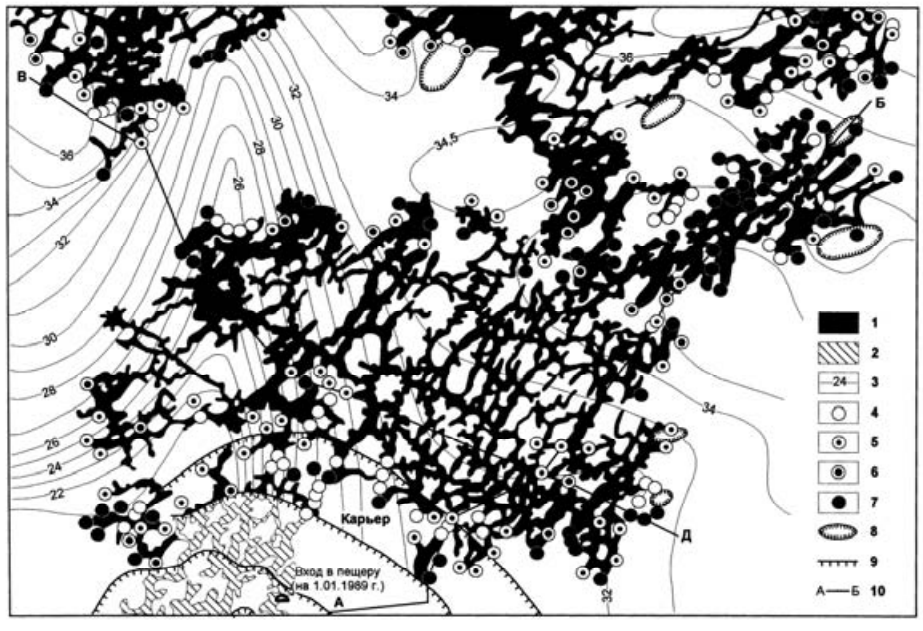


Рис. 7.10. Проекция на поверхность пещерного поля купольных полостей, находящихся на разных стадиях провального процесса (ближние районы):
1 – полости пещеры, 2 – часть пещеры, уничтоженная карьером, 3 - изолинии мощности перекрывающих отложений над пещерой, 4 – полость под подошвой известняков, 5 – купольная полость в глинах (3-я стадия), 6 – 4-я стадия, 7 – купольная полость в суглинках (5-я стадия), 8 – воронки над пещерой, 9 – уступы карьера, 10 – профиль (см. Рис. 7.11)

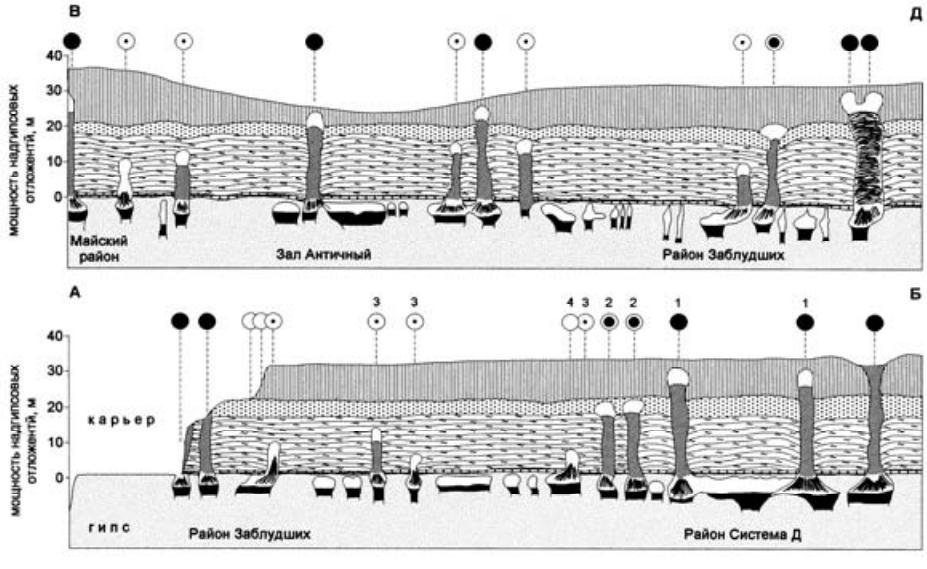


Рис. 7.11. Разрезы к рис. 7.10

В третьем случае - полость в глинах, 3-я стадия - можно оценить глубину её нахождения менее точно - в интервале глубин 15-30 м. В большинстве случаев можно получить гораздо более точную цифру путем прямых наблюдений высоты купола непосредственно в пещере, так как на третьей стадии развития значительная часть куполов наблюдаема.

Что касается случая 4 и подобных ему, когда полости в гипсах расположены непосредственно под слоем известняков, то здесь глубину их нахождения можно определить с точностью до 1 м: изолинии мощности надгипсовых отложений и являются глубинами расположения полостей, своды которых совпадают с кровлей гипсов - подошвой известняков.

Оценка опасности провалов в пределах пещерного поля

Приведенный фрагмент карты-плана **(рис.7.10)** с нанесенными полостями (куполами) и мощностями перекрывающей толщи позволяет, в данном случае, ответить на один из главных практических вопросов инженерной карстологии: где, в каком месте и на какой глубине находится полость**,** каких она размеров**?** На основе **рис. 7.10** можно составить оценочную карту-план участка **(рис.7.12),** определяя по ней опасность провалов. Ранее, при рассмотрении механизма формирования провалов над пещерой было отмечено, что их диаметр (в силу особенностей механизма) не может превышать 3-6 м. Легендой к **рис. 7.12** может служить **таблица 7.2**, в кото-рой определены соответствия категорий опасности провалов стадиям провального процесса и мощности надгипсовых отложений. Видно, что к категории „очень опасных" могут быть отнесены и полости на „менее опасных" стадиях процесса, но находящихся близко к поверхности в местах ее понижения - впадинах, низких террасах.

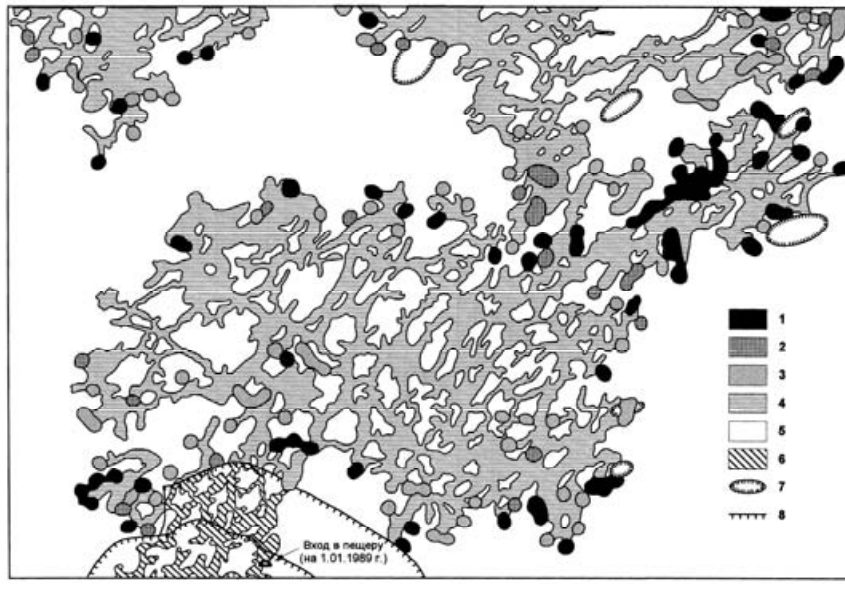


Рис. 7.12. Оценочная карстосхема опасности провалов над пещерой (фрагмент: привходовые районы):

1 – очень опасные, 2 – опасные, 3 – относительно опасные, 4 – относительно безопасные, 5 – безопасные, 6 – уничтоженная карьером часть пещеры, 7 – карстовые воронки, 8 – борта карьера

Вызывает интерес вопрос устойчивости надпещерного участка в сравнении с районом пещеры в целом. Так, согласно принятым (в бывшем СССР) классификациям, надпещерный участок бóльшей своей частью располагается в контуре „неустойчивой" территории. Однако, как следует из **рис. 7.12,** в его пределах также возможны существенные различия опасности провалов - от „безопасных", соответствующих категории „устойчивых" территорий, до „очень опасных", которые необходимо было бы соотнести с „весьма неустойчивыми" территориями. Естественно, что для надпещерного участка оценка более объективна, поскольку основывается на результатах непосредственных наблюдений на поверхности и под землей.

В связи с изложенным возникает закономерный и важный вопрос: как и насколько осуществленная инженерно-карстологическая оценка устойчивости надпещерного участка увязывается с оценкой, которую можно было бы дать ему, руководствуясь критериями «Рекомендаций...» ПНИИИС Госстроя СССР? Согласно им, в карстовых районах по степени устойчивости территории относительно карстовых провалов выделяется ряд категорий. В основе выделения категорий - среднегодовое количество провалов на единицу площади. При исключении в нашем случае влияния антропогенного фактора на образование провалов участок может быть отнесен к категориям с „несколько пониженной устойчивостью" (один провал на 1 км^2 за 20 -100 лет) или „относительно устойчивым" (один провал на 1 км^2 реже, чем за сто лет). Такая оценка не накладывает существенных ограничений на использование территориидля целей строительства. Но в условиях резкой дифференциации территории по опасности провалов, как это видно на примере пещеры, такого показателя, как среднегодовое количество провалов на 1 км^2, несмотря на его интегративный характер, недостаточно. Необходимо учитывать дополнительно:

Зонирование надпещерного участка по опасности возникновения провалов

Таблица 7.2

Зоны-микроучастки	Стадия провального процесса	Мощность отложений над полостью, в м
1	2	3
Очень опасные	5-я	0,5-10,0
	2-я, 3-я, 4-я	>10,0
Опасные	4-я	10,0-15,0
	2-я, 3-я	< 15,0
Относительно опасные	3-я	15,0-35,0
	2-я	< 20,0
Относительно безопасные	2-я	> 20,0
	Своды полостей не нарушены	> 10,0
Безопасные	Полости отсутствуют	-

1. *Особенности механизма образования просадок и провалов.* В частности, суммарное их количество (за год на 1 км^2) может быть незначительным, а провальная опасность, ввиду множества куполов (а на дотехногенных стадиях - разуплотненных зон) под почвенным слоем, очень большой. Если вернуться к **рис.7.10 - 7.12**, то мы увидим, что по наличию подпочвенных купольных полостей („почти провалов") надпещерный участок должен быть отнесен к „очень неустойчивым" территориям, т.е. к наиболее опасной категории.

2. Наличие в пределах пещеры и территории существенной связи между условиями реализации провального процесса и мощностью перекрывающих отложений. В данной ситуации именно она может быть положена в основу оценки провальной опасности (для территории в целом) вместо или в сочетании со среднегодовым количеством провалов на км^2.

На участке пещеры необходимо также учитывать и наложение на естественный фон фактора техногенной активизации провальных процессов, сдвигающей инженерно-карстологическую оценку в сторону более опасных категорий.

Глава 8. Отложения пещеры

На бóльшей части лабиринта (90% площади пещеры) днища ходов и водоемов, пологие участки стен, поверхности карбонатных кулис, а местами и своды покрыты разнотипными отложениями **(рис. 8.1).** Каждый из типов отложений сформирован под действием специфических факторов. Среди отложений пещеры можно выделить образования 4 основных генетических типов: *остаточные и деструкционные, водные механические, водные хемогенные и обвально-осыпные.*

Рис. 8.1. Распространение в пещере главных генетических типов отложений:
1 – водно-механические отложения (слоистые пещерные глины), 2 -остаточные и деструкционные образования (суглинисто-карбонатные отложения), 3 – обводненные участки. Водно-хемогенные отложения (железо-марганцевые образования): участки площадного развития: 4 - преимущественно железистых образований, 5 – преимущественно марганцевых образований, 6 – пленки, 7 – слои, 8 – слоисто-смешанные тела, 9 – скопления гидрооксидов железа, 10 - скопления гидрооксидов марганца, 11 – железо-гидрооксидные сталагмиты,12 – марганцево-гидрооксидные сталактиты, 13 – микросталагнатовые образования

8.1. Остаточные и деструкционные отложения

К остаточным относят отложения, формирующиеся в результате осаждения и накопления нерастворимого остатка карстующихся пород. В случае карбонатных пород основным остаточным компонентом является глина, в случае сульфатных пород - смеси (в разных соотношениях) глинистых и карбонатных частиц.

Остаточные отложения Золушки представлены *рыхлым карбонатно-суглинистым материалом*. Помимо нерастворимого, преимущественно глинистого, остатка гипсов в нем присутствует в разном количестве песчано-карбонатный материал кулис - заполнителя первичных трещин. В составе карбонатно-суглинистых отложений преобладают (30%) частицы размером 0,01-0,15 мм. Содержание в них глинистого компонента, равное 28,5%, позволяет отнести их к суглинкам.

Поликомпонентный состав и гранулометрическая неоднородность данного типа отложений обьясняются условиями их образования. Остаточные отложения формировались на ранних этапах развития лабиринта, когда обрушения сводов случались редко (вследствие незначительных еще размеров галерей) и глинистый материал перекрывающих отложений поступал в пещеру в небольшом количестве. Пещерные галереи были в то время целиком заполнены карстовыми водами. Осадок от растворения гипсов медленно оседал на голые гипсовые днища трещин и ходов. Высокая химическая чистота гипсов позволяет предположить, что общее количество остаточных отложений должно быть в пещере незначительным. При «чистом» объеме исследованной части пещеры, равном примерно 0.65 млн. $м^3$ (без учета обьема занимаемого отложениями), что соответствует 650 000 $м^3$ растворенного гипса, объем нерастворимого остатка может быть оценен приблизительно в 11 000 - 14 000 $м^3$. Если остаточный материал условно распределить по изученной площади лабиринта получим слой, мощностью 7-9 см.

Исследования, проведенные с помощью ручного бура (более 30 скважин, пробуренных в днищах ходов до их гипсового основания) позволили установить, что остаточный материал залегает в основании пещерных толщ в виде слоя, мощностью от 0 до 0,5 м и более, что существенно превышает расчетную среднюю. В местах значительных скоплений материал имеет рыхлое, пористое сложение с выраженным преобладанием карбонатной составляющей (тонкозернистый кальцит). Карбонатные зерна эродированы, имеют ажурную форму, указывающую на их выщелачивание. Вещество карбонатов сцементировано глиной, в отдельных случаях поры выполнены кристалликами барита. Встречаются в отложениях мелкие кристаллики родохрозита, характерные для перекрывающих гипсы хемогенных известняков, а также трещинных кулис.

Описанный литологический состав, а также характер фракций отложений коррелирует, в существенной мере, с материалом кулис. Это значит, что последние также являлись источником вещества для карбонатно-суглинистых отложений в днищах ходов, причем основным. Разрушение карбонатных кулис могло происходить на тех же ранних этапах развития полостей - вследствие тектонических подвижек (*см. Главу 4*). Полуразрушенные, торчащие, с отверстиями и т.д. кулисы – характерный элемент пейзажа пещеры **(рис. 4.16, 4.17**) Не случайно, ареал наибольшего распространения и наиболее мощных скоплений карбонатно-суглинистых отложений совпадает с восточными районами пещеры **(рис. 8.1),** характеризующимися наибольшей плотностью кулис (например, район Дальневосточный).

Обычно карбонатно-суглинистые осадки залегают в основании разреза пещерных отложений, перекрываясь глинами **(рис.8.2).** Однако в небольших по размеру ходах верхнего яруса они часто образуют первый и единственный слой, перекрываясь лишь маломощной пленкой тонкодисперсного глинистого материала. Участки эти, как правило, совпадают с районами значительного распространения кулис и относительно малых обьемов галерей (как, например, в районе Дальневосточном). Последнее обстоятельство определяет отсутствие глин над

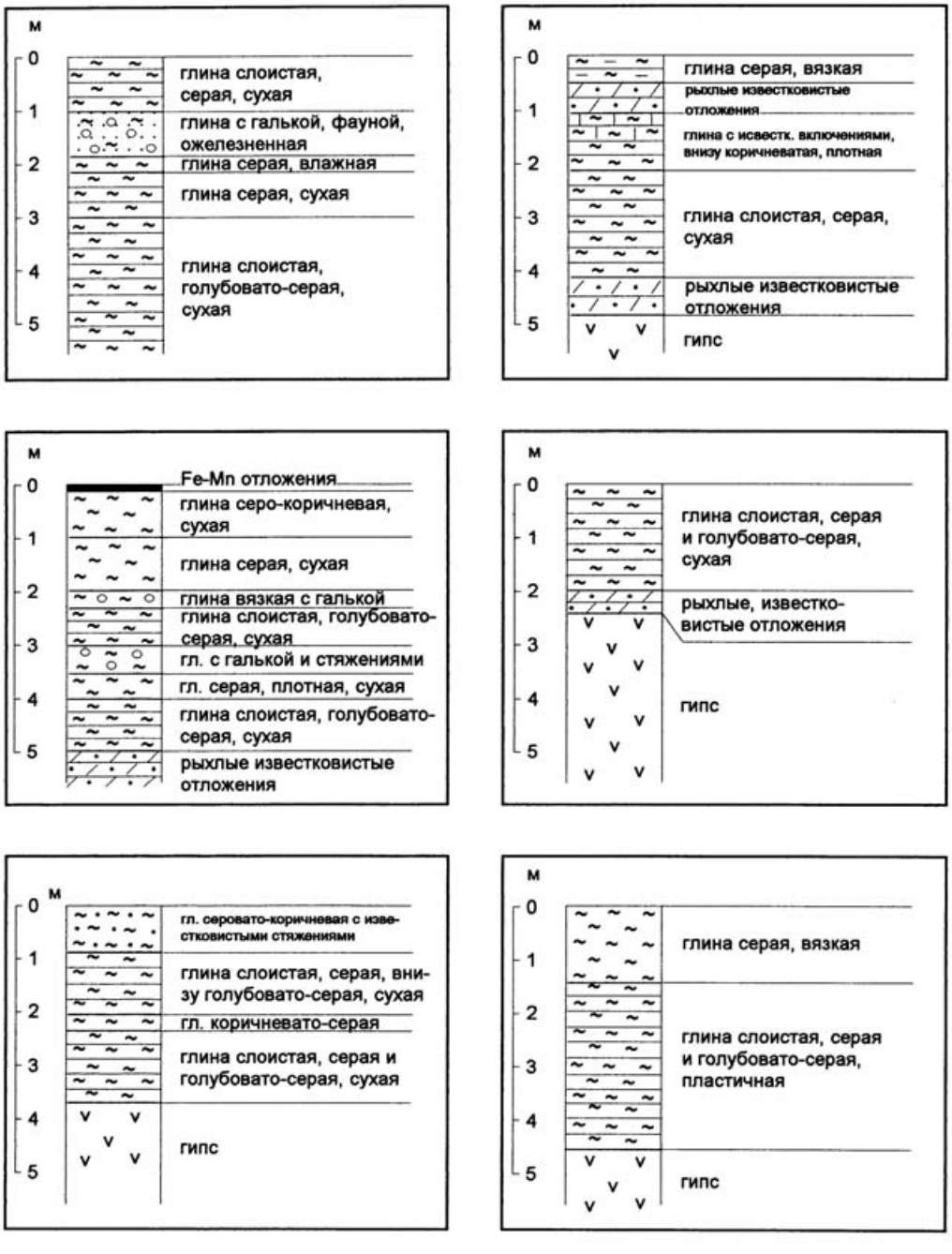


Рис. 8.2. Характерные разрезы толщ отложений в днищах пещерных ходов

слоем карбонатных суглинков: ввиду небольших объемов здесь мало участков обрушения сводов - источника глинистого материала.

В ходах-каньонах среднего яруса карбонатно-суглинистые отложения перекрываются мощной (0,5-5,0 м и более) толщей пещерных глин. Следует, однако, заметить, что слой карбонатно-суглинистых осадков не имеет сплошного распространения в пещере: во многих скважинах он отсутствует.

Таким образом, остаточные отложения пещеры представляют собой *полигенетические* (оседание нерастворимого остатка и материала разрушенных кулис) *поликомпонентные* образования, возникшие на ранних этапах развития пещеры. Физические свойства и гранулометрический состав отложений этого типа приведены в **таблицах 8.1** и **8.2,** а их химический и микроэлементный состав отражен в **таблицах 8.3 и 8.4**. Из таблиц следует, что главной особенностью состава отложений является значительная вариабельность составляющих их компонентов. Содержание $CaCO_3$, например, изменяется в отложениях от 4 до 55%. Изменчивость компонентных отношений указывает на разные источники материала в этом типе отложений и отражает их образование под воздействием нескольких факторов-обстоятельств. Не исключено также, что существенную роль в их составе играет примесь материала карбонатных новообразований (см. *8,5 - Отложения проблемного генезиса*).

Образование карбонатно-суглинистых отложений, представляющих собой, главным образом, смеси остаточных (от растворения гипсов) и терригенных (от разрушения кулис) компонентов, имело место на протяжениии всей истории развития пещеры. Однако их накопление «в чистом виде» происходило, главным образом, на более ранних этапах развития пещеры. Позже, по мере увеличения размеров галерей и все более активного поступления в пещеру обвального материала, они седиментировали вместе с глинистым (обвально-осыпным) материалом, повышая в некоторой степени его карбонатность, а также образуя в нем (при разрушении кулис) локальные скопления рыхло-выщелоченных карбонатов.

8.2. Водные механические отложения

Отложения этого типа представляют собой механически осадившиеся в водной среде образования. Их спектр, и прежде всего, гранулометрический состав, носят производный от характера движения подземных (а также инфлюационных) вод характер. Чем выше скорость движения воды, тем выше ее транспортирующие способности и, следовательно, размер переносимых и осаждаемых обломков и частиц. Подземные реки с турбулентным течением способны транспортировать обломки песчаного, гравийно-галечного и даже валунного размеров. Во фреатических условиях, с застойным характером водообмена, подземные воды лишены какой-либо транспортирующей силы. В целиком обводненных полостях карстовых водоносных горизонтов медленно движущиеся воды играют роль пассивной среды, в которой седиментирует, от случая к случаю, материал обрушения сводов (наряду с постоянно отлагающимся остаточным материалом). Соответственно, состав отложений определяется составом обвального материала, а характер их залегания – особенностями обрушения и динамики водной среды. Рассмотрим под этим углом образование водных механических отложений в Золушке.

Наибольшее распространение в пещере среди отложений этого типа имеют *серые тонкослоистые глины*. Они покрывают основания стен и днища ходов слоем разной толщины - от тонкой (менее 1 мм) пленки до слоистых толщ, мощностью 6-8

(а возможно и более) метров. Наибольшей мощности глины достигают в ходах каньонного яруса, иногда заполняя его целиком (*см. главы 4 и 5*). Количество глинистых накоплений в пещере определяется объемом и морфологией разных ее участков. Чем крупнее размеры галерей, тем больше в них глин. Мощность последних особенно значительна в случае пространственной связи галерей верхнего и среднего яруса.

Обилие глин в крупных галереях и залах объясняется наличием здесь бóльшего числа высыпок перекрывающих отложений - основного источника глинистого материала. По мере удаления от высыпок мощность глин убывает, а их гипсометрическая поверхность снижается. Связь с высыпками обьясняет исключительную неравномерность заполнения пещерного пространства глинами. На мощность отложений в большой мере влияет также морфология галерей: в понижениях она (мощность), как правило, больше. Во многих местах пещеры глины залегают на карбонатно-суглинистых образованиях **(рис. 8.2).**

Процесс формирования пещерных глин представляется следующим. Вплоть до момента вскрытия обводненного пещерного коллектора карьером, в пещере имели место периодические многочисленные обрушения сводов, при которых в водную среду поступал глинистый материал верхнебаденских отложений (*см. главу 7*). При обрушении, в водной среде происходила его частичная дезинтеграция с образованием большого количества глинистой взвеси - мути, состоящей из мельчайших частичек (тонкодисперсная фракция). Более крупные частицы осаждались в радиусе нескольких метров от вывала. Мельчайшие (глинистые) частицы надолго зависали в относительно плотной минерализованной воде, образуя коллоиды. Нахождению коллоидных частиц во взвешенном состоянии способствовал одинаковый знак их заряда с микрочастицами среды. Коллоидные взвеси мигрировали вместе с подземными водами (1-3 м/сутки), медленно оседая на днища и стены галерей, а также на выступы в их сводах.

В процессе естественного подводного отмучивания и замедленного переноса (в стабильной среде) происходило осаждение частиц более-менее одинакового размера (коллоидные). Образованные ими глины имеют, поэтому, весьма однородный состав (глинистая фракция составляет 90%) и состоят из тонкодисперсной фракции: 98% частиц имеют размеры 0,05 мм **(табл. 8.1).** Это определяет их основные физические свойства: высокую пористость (68%) и влажность, значительное количество вмещаемых поровых вод, пластичность (число пластичности достигает 0,48) (Волков, Андрейчук, 1985). Объемная масса грунта ненарушенной структуры – 1,47 г/см^3, объемная масса скелета - 0,88 г/см^3.

По сочетанию упомянутых свойств глины пещеры уникальны (**табл. 8.2).** Особенно поражает их липкость. Каждый, кто побывал в пещере, помнит, как тяжело вытаскивать сапоги из топкой грязи на берегу подземного озера или отмывать руки от намертво присохшей к коже глины. Исключительные пластические свойства глин побуждали многих спелеологов к „пещерной скульптуре". Особенно много фигур вылеплено из глины в центральном зале пещеры - Зале Черновицких Спелеологов. Символом зала и пещеры в целом стало глиняное изваяние Золушки **(рис. 8.3).**

Таким образом, в условиях водной среды происходила естественная дезинтеграция обвальных верхнебаденских глин и их фракционирование с образованием *нового типа глинистых отложений* с оригинальными физико-механическими свойствами. Сформированные таким образом глинистые отложения можно назвать *пещерными фреатическими глинами* лишь условно (образованные во фреатической среде), так как источником материала для них послужили не остаточные отложения, как в известняковых пещерах, а перекрывающие отложения.

Гранулометрический состав пещерных глин в сравнении с суглинисто-карбонатными отложениями (*по данным С. Волкова*)

Таблица 8.1

№	Тип отложений и объем выборки	Параметры распределения	Содержание фракций, %				
			<0,005мм	0,005-0,01мм	0,01-0,05мм	0,05-0,25мм	>0,25мм
1	Глины 6	X	89,53	2,71	6,14	1,35	0,31
		Sx	5,93	2,67	2,45	0,89	0,26
		V	0,07	0,98	0,40	0,66	0,84
		R	80,15-96,01	0,49-7,21	2,94-9,37	0,56-2,87	0,00-0,71
2	Суглинисто-карбонатные отложения 5	X	28,49	15,66	30,30	19,03	6,53
		Sx	14,59	5,13	3,87	9,29	2,91
		V	0,51	0,33	0,13	0,49	0,45
		R	12,45-47,68	9,52-20,72	26,50-35,41	10,34-32,81	3,58-10,92

X – среднее значение показателя, Sx – стандартное отклонение, V – коэффициент вариации, R – пределы изменчивости.

Исключительные пластические свойства и высокая водоемкость глин предопределили формирование в пещере целого ряда их своеобразных „натечно-гравитационных" форм - *сталактитов* и *„натечных покровов"* с оригинальной поверхностью **(рис. 8.4, фотоприложение 4 и 5).** Глины, некогда весьма влажные, покрывают известковые кулисы или свисают с их разрушенных фрагментов **(рис. 8.4-А**). Неровные, пористые поверхности кулис служили прекрасным субстратом для осаждения взвешенных глинистых частиц.

Физические свойства остаточных и деструкционных суглинисто-карбонатных отложений и водно-механических глин пещеры Золушка (*по Волкову, Андрейчуку, 1985*)

Таблица 8.2

№	Отложения и объем выборки	Оценка параметров распределения	Естественная влажность, Wo	Объемный вес (г/см^3) в естественном состоянии, γ_o	Объемный вес г/см^3 сухого грунта, $\gamma_{ск}$	Пористость, %	Количество поровой воды, л/м^3
1	Суглинисто-карбонатные отложения 18	X	0,463	1,349	0,944	65,2	405
		Sx	0,200	0,213	0,220	8.1	-
		V	0,43	0,158	0,232	0,124	-
2	Глины 71	X	0,726	1,470	0,879	67,8	591
		Sx	0,233	0,186	0,128	5,12	-
		V	0,32	0,126	0,146	0,076	-

X – среднее значение показателя, Sx – стандартное отклонение, V – коэффициент вариации.

При понижении уровня воды происходило увлекание вниз водонасыщенной глинистой массы с образованием своеобразных покровов **(рис. 8.4-Б)** и сталактитовых форм **(рис.8.4-В,Г)** (Зал Тысячи Сталактитов, Сталактитовый Кулуар). Стекание глинистых масс, отложенных на выступах и неровностях гипсовых стен и сводов, обусловило возникновение характерных «сталактитовых покровов», придающих пейзажам пещеры неповторимый характер **(рис. 8.4-Д, Е).**

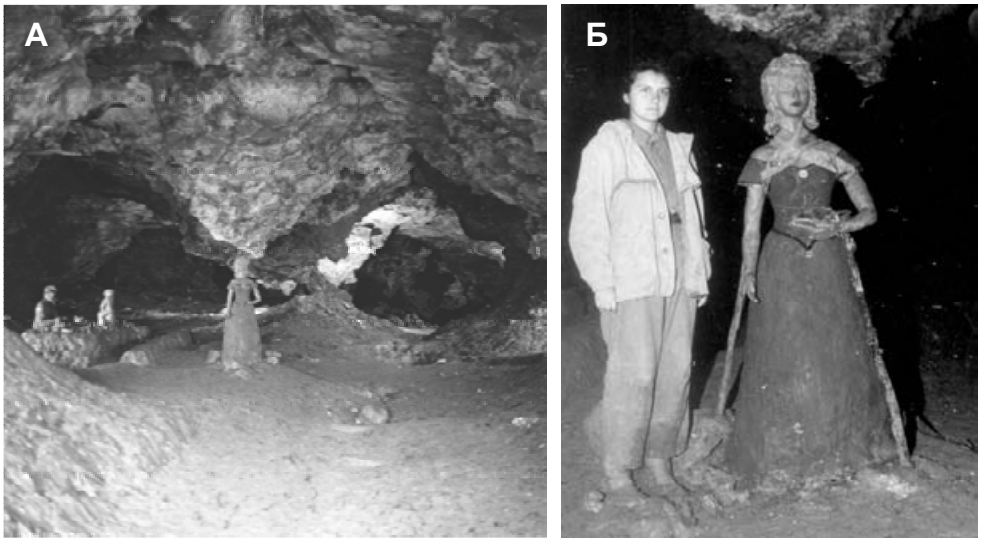


Рис. 8.3. Скульптурное изваяние «хозяйки» пещеры – Золушки:
А – глиняная Золушка в центре Зала Черновицких Спелеологов (сбоку за глинистым столом – также лепные фигуры людей) (*фото Б.Ридуша)*, Б – изваяние крупным планом (*фото С.Волкова)*

В разрезе пещерных глин обращает на себя внимание их отчетливо выраженная *слоистость*, точнее *микрослоистость* **(рис. 8.5, фотоприложение 9).** Толщина слоев колеблется от долей до нескольких милиметров, в среднем составляя около 1 мм. Визуально слоистость прослеживается по чередованию слойков темно-серого и светло-серого цвета. Окраска светло-серых слойков обусловлена присутствием карбонатов и кварца.

По мнению С.Н.Волкова (1990), слоистость глин имеет *седиментационно-диагенетическое происхождение* и связана с диффузным перераспределением в осадке растворенного CO_2, контролирующего выпадение кальцита из поровых вод. Направление диффузии определялось изменениями пористости осадка, зависящей, в свою очередь, от распределения глинистых и более крупных частиц. Изучение глин под микроскопом показало, что распределение в них алевритовой и песчаной примесей ориентировано параллельно поверхностям напластования. Осаждение кальцита имело место в ламинарных зонах, обогащенных более крупнодисперсным материалом (с более крупными порами), где происходило падение концентрации CO_2 **(рис. 8.6).**

Мелко(микро)слоистый характер глин указывает на очень спокойную обстановку их седиментации. На удалении от места вывала глин формировались тонкодисперсные слойки с очень небольшими (менее 1 мкм) порами коллоидальных размеров. В ближней к обвалу части, наряду с глинистыми, оседали частички алевритовой и песчаной размерности, обусловливая возрастание размеров пор в осадке. Алевритовые, глинистые и карбонатные частицы поступали также в глины в виде нерастворимого остатка гипсов.

Таким образом, водно-механическое преобразование вскрышных глин в пещерной среде сопровождалось также их *диагенезом* и привело к формированию глинистых осадков с иными структурно-текстурными свойствами - выраженной *микрослоистостью* и *мегапелитовой микроструктурой.*

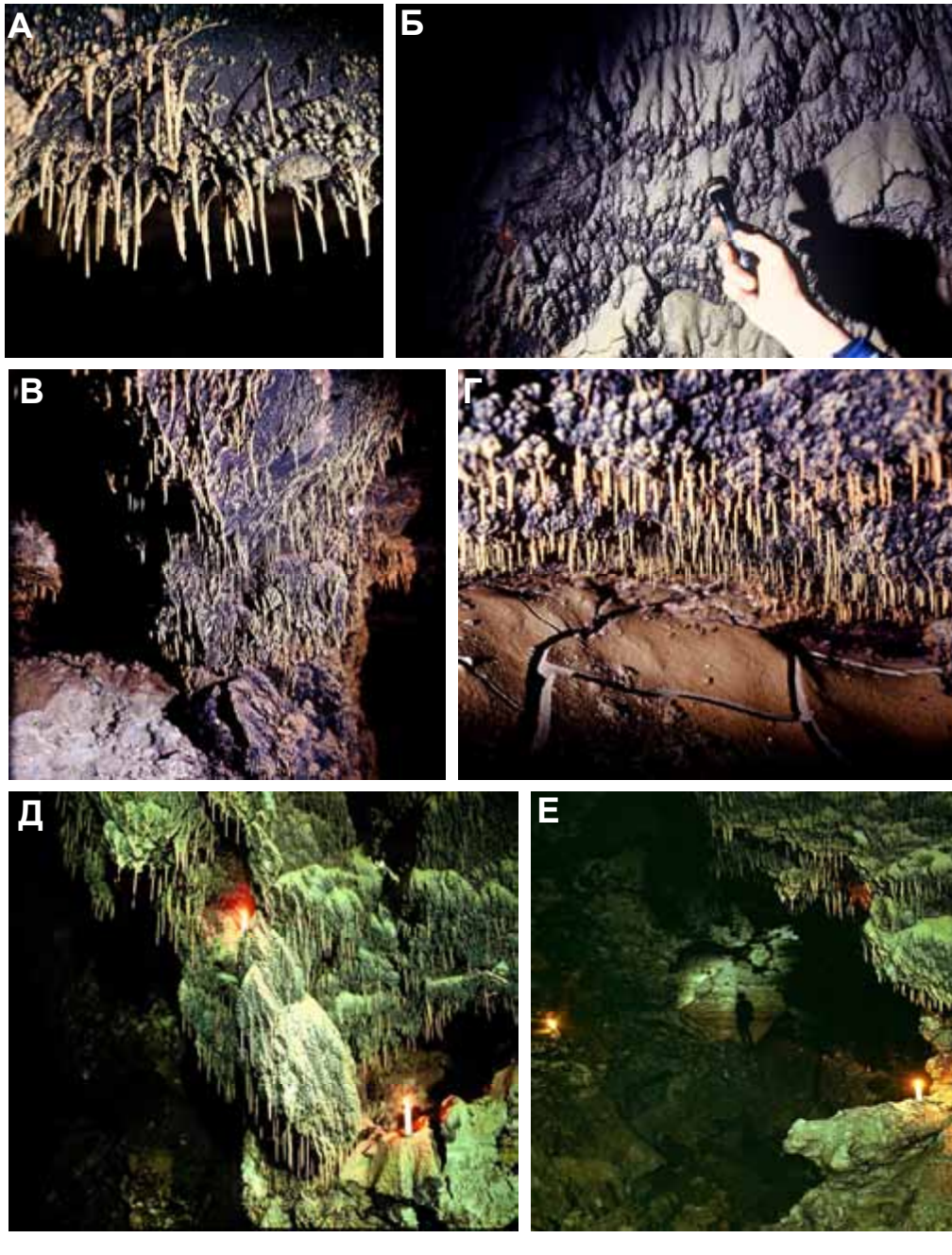


Рис. 8.4. Натечно-глиняные образования на сводах и кулисах пещеры:
А – сталактиты на известковой кулисе, район озера Фрагменты, Б - натечно-глиняный покров на стене кулисы, район Венеция, В – глиняные сталактиты, длиною до 15-20 см, район Метрополитен, Г – глиняный свод со «сталактитовым покровом», Сталактитовый Кулуар, Район Венеция (*фото В. Андрейчука)*, Д – пещерный ход со сталактитами, Сталактитовый Коридор, район Венеция, Е – пещерный ход со сталактитами, район Центральный (*фото С. Волкова)*

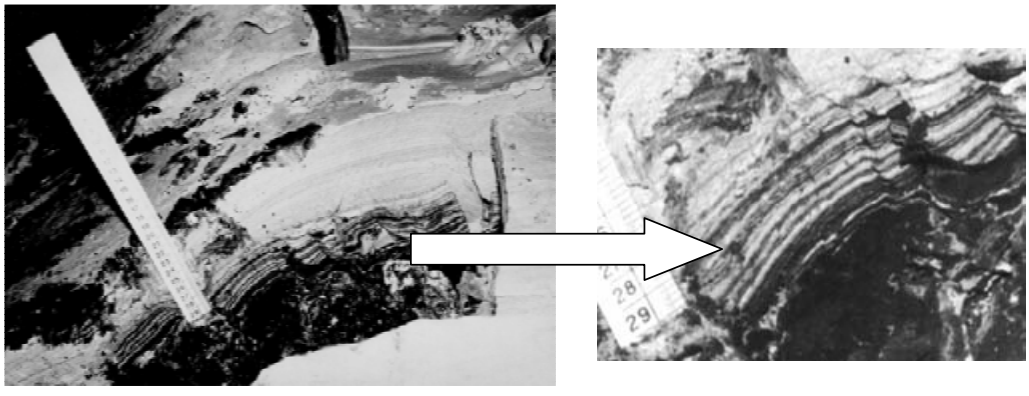


Рис. 8.5. Переслаивание (микрослоистость) пещерных глин.
В верхней 15-сантиметровой (обнаженной) части разреза заметны две зоны: нижняя, с более мощными (до 1-2мм) пестрыми слойками, и верхняя – с более однородными по цвету слойками мощностью менее 1 мм (*фото С.Волкова)*

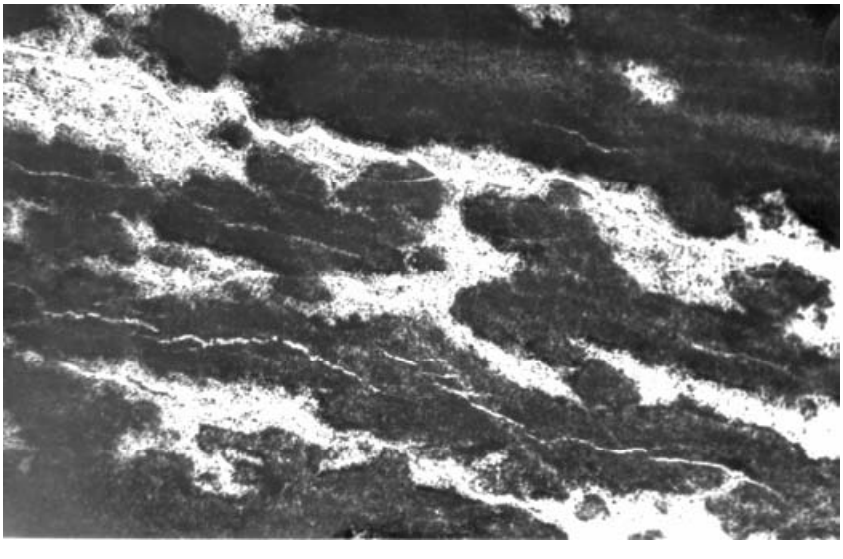


Рис. 8.6. Глинистые слойки под микроскопом (увеличение 120х).
Белое вещество – кальцит, цементирующий кварцевые зерна *(по данным С. Волкова*)

В процессе переотложения изменялись не только физико-механические свойства и строение глин, но и их литологический, минеральный и микроэлементный состав. Основным глинистым минералом пещерных глин является *монтмориллонит* (60-70%, остальное - *гидрослюда* и *каолинит*). В перекрывающих гипсы косовских глинах содержание монтмориллонита в 1,5 раза ниже (до 50%). Пещерные глины обогащены также кремнеземом (около 50%) **(табл. 8.3)**, но обеднены - по сравнению с исходным глинистым материалом - карбонатами (8-10%) и акцессорными минералами. Микроэлементный состав глин отражен в **таблице 8.4**. Из его сравнения с составом перекрывающих глин следует, что пещерные глины обогащены элемента-

ми из нерастворимого остатка гипсов (ассоциация Cu, Sn, Ba, V, Pb, Hf, Yb, Be, Ti, Sc, Zr, Cr, Ge, Ni, Zn, Mn, Ag, Y, Co, Mo) и элементами, связанными с диагенетическим (образование карбонатов и сульфидов) преобразованием осадка (ассоциация Mo, Mn, Co, Ni, P, Ag, Zn) (Волков, 1990).

Таким образом, пещерные глины Золушки представляют собой специфические образования. Их состав и свойства являются совокупным результатом седиментологических и диагенетических процессов, действовавших в подземной среде - обводненном карстовом коллекторе.

В привходовой части пещеры глинистый покров покрыт серым слоем пыли, придающим глинистым покровам белесую окраску. Светло-серая пыль представляет собой материал (гипс), втягиваемый в пещеру с воздушными потоками во время взрывов в карьере.

8.3. Водные хемогенные образования

Вскрытие пещеры карьером и откачка подземных вод привели к изменению химического состава карстовых вод, геохимических свойств (Eh, pH) среды и, соответственно, условий миграции и накопления химических элементов. Одним из ярких следствий техногенно-спровоцированных гидрогеохимических изменений явилось химическое осаждение из воды различных соединений. Наиболее характерными типами водно-хемогенных осадков, сформировавшихся в пещере, являются отложения *гидрооксидов железа и марганца*, а также *туфогенные карбонатные образования*.

Проблема гидрооксидов Fe и Mn, представленных в пещере весьма широко и отличающихся большим агрегатным разнообразием, является, наряду с проблемой спелеогенеза, наиболее сложной и интересной в научной проблематике пещеры. Ей посвящены многочисленные публикации (Андрейчук, Коржик, 1984; Андрейчук, 1987; Волков, Андрейчук, 1986; Волков, Андрейчук, Смирнов, Янчук, 1987; Волков, Смирнов, Янчук, 1987; Волков,1990; Andrejchuk, Klimchouk, 2001; и др.), а также кандидатская диссертация С.Н.Волкова (1988). Несмотря на выяснение принципиального механизма образования этого типа отложений многие вопросы до сих пор остаются неясными.

Железо-марганцевые образования встречаются в пещере повсеместно. Они «окрашивают» пещеру – днища ходов, основания стен, кулисы, а иногда своды - в пестрые цвета (черный, красный, оранжевый, желтый), придавая подземному пейзажу неповторимый колорит **(рис. 8.7).** Цветовым контрастам пещера обязана своим названием: девушки-спелеологи, испачканные красно-черной грязью, по выходе из пещеры напоминали своим видом Золушку из известной сказки Шарля Перо.

8.3.1. Формы нахождения гидроксидов Fe и Mn в пещере

Гидроксиды Fe и Mn залегают в пещере в виде *пленок, слоев, пластовых тел, сажистых скоплений, порошковых покрытий,* а также образуют *гроздьевидные, почковидные, сталактитоподобные и сталагмитоподобные агрегаты*. Разнообразие форм нахождения гидрооксидов обусловлено как механизмами формирования, так и особенностями их последующего преобразования.

Химический состав различных типов отложений пещеры Золушка (*по материалам С.Н.Волкова и В.Н.Андрейчука*)

Таблица 8.3

№	Тип отложений, количество проб	Оцениваемые параме-тры	Содержание компонентов в %																
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO_2	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	n.n.n.	Нераств. остаток	SO_3	H_2O^+
1	Суглинисто-карбонатные отложения 12	X	28,7	0,30	7,71	4,16	0,31	-	0,65	1,58	26,28	0,32	1,35	1,18	17,8	24,54	52,62	0,50	0,95
		Sx	13,8	0,135	3,85	3,38	0,25	-	0,34	0,51	11,89	0,09	0,73	2,85	5,7	7,64	23,80	0,57	0,94
		V	0,48	0,45	0,50	0,81	0,80	-	0,52	0,32	0,45	0,22	0,54	2,41	0,32	0,31	0,45	1,14	0,99
		R	6,12-53,14	0,09-0,49	1,85-13,09	0,90-13,79	0,09-0,98	-	0,37-1,29	0,79-2,40	9,5-49,5	0,21-0,49	0,33-2,54	0,10-10,10	0,00-0,25	14,5-39,8	12,50-84,1	0,10-2,15	0,18-2,68
2	Слоистые пещерные глины 27	X	50,37	0,60	14,81	6,05	0,58	-	0,39	2,36	7,02	0,61	2,55	0,25	3,85	12,27	72,60	0,72	2,79
		Sx	5,2	0,05	2,03	1,40	0,35	-	0,65	0,61	3,08	0,22	0,54	0,14	2,34	2,85	1,46	1,50	1,89
		V	0,10	0,09	0,14	0,23	0,61	-	1,65	0,64	0,44	0,36	0,21	0,55	0,61	0,23	0,02	2,07	0,68
		R	39,1-64,3	0,48-0,75	9,1-18,02	3,79-10,0	0,09-1,21	-	0,07-2,62	1,48-4,71	1,59-14,80	0,27-0,86	0,30-3,10	0,12-0,54	0,00-7,71	7,63-22,70	71,00-74,20	0,03-6,30	0,09-5,06
3	Гидрооксиды железа 12	X	7,21	0,06	1.05	55,32	0,56	-	1,36	0,58	12,74	0,24	0,32	8,17	4,70	17,05	5,60	0,78	3,42
		Sx	4,37	0,06	1,48	6,85	0,31	-	1,34	0,66	19,07	0,05	0,25	3,08	2,32	3,41	3,48	0,77	1,41
		V	0,61	1,0	1,41	0,12	0,55	-	0,99	1,13	1,50	0,23	0,79	0,38	0,49	0,20	0,62	0,99	0,41
		R	2,7-13,81	0,02-0,14	0,05-2,48	40,00-63,55	0,10-1,00	-	0,40-3,65	0,25-2,50	0,70-9,76	0,17-0,35	0,10-0,76	4,80-15,28	1,55-7,40	8,84-20,6	1,50-11,9	0,2-2,9	0,70-5,65
4	Гидрооксиды марганца 7	X	5,44	0,07	1,22	6,29	0,13	53,14	3,33	0,59	11,65	0,27	0,52	0,76	5,81	16,20	63,27	0,42	1,37
		Sx	3,32	0,05	0,87	7,78	0,07	14,40	2,52	0,21	4,53	0,04	0,17	0,97	-	3,15	4,50	0,21	0,46
		V	0,61	0,72	0,71	1,23	0,56	0,27	0,76	0,36	0,39	0,16	0,33	1,27	-	0,19	0,07	0,49	0,34
		R	2,14-10,70	0,02-0,15	0,07-2,44	0,09-20,40	0,09-0,27	43,54-72,68	1,80-7,14	0,33-0,88	7,63-18,66	0,19-0,30	0,23-0,76	0.03-2,29	-	12,30-21,50	58,70-67,70	0,20-0,65	0,72-1,72

X – среднее содержание компонента, Sx – стандартное отклонение , V – коэффициент вариации , R – пределы изменчивости концентрации

Микроэлементный состав различных типов отложений пещеры Золушка (*по данным С.Н.Волкова и В.Н.Андрейчука*)

Таблица 8.4

№	Тип отложений, количество проб			Химические элементы													
				Ba	**Be**	**P**	**Ge**	**Mn**	**Hf**	**Pb**	**Sn**	**Cr**	**Ga**	**Ni**	**Mo**	**V**	**Cu**
1	Суглинисто-карбонатные отложения 61	10^{-3}%	**X** Sx R	37,6 39,1 12-320	0,15 0,05 0,05-0,3	35,0 42,3 5,0-285	0,1 0,03 0,09-0,3	221 201 45-1500	0,4 0,1 0,15-0,6	2,4 0,8 0,8-4,0	0,3 0,07 0,13-0,6	4,8 1,8 0,5-9,0	0,9 0,3 0,25-2,0	5,3 2,5 2,0-17,0	1,2 1,3 0,09-8,0	12,0 7,4 2,0-32	3,6 1,9 0,8-11,0
		мкг/см^3	X	355	1,4	330	0,9	2086	3,8	22,6	2,8	8,5	8,5	50	11,3	113	34
2	Слоистые пещерные глины 193	10^{-3}%	X Sx R	27,2 12,5 5-80	0,2 0,06 0,05-0,4	42,9 93,6 10-1200	0,1 0,03 0,05-0,2	148 168 32-800	0,4 0,1 0,15-0,6	2,0 0,9 0,15-0,6	0,3 0,1 0,10-0,7	6,9 2,2 3,2-12,0	1,1 0,4 0,09-2,5	4,8 3,4 1,0-28	1,2 1,9 0,05-15	16,7 7,8 3,2-40,0	4,1 1,9 1,0-12,0
		мкг/см^3	X	239	1,8	377	0,38	1283	3,5	17,8	2,8	60,6	9,7	42,2	10,5	149	36
3	Гидрооксиды железа 34	10^{-3}%	X Sx R	13,5 8,5 1-36	0,06 0,01 0,05-0,1	* - - -	0,07 0,02 0,05-0,1	228 229 15-800	0,17 0,04 0,16-0,5	0,7 0,4 0,25-2,0	0,1 0,09 0,05-0,4	1,7 1,2 0,25-5,0	0,2 0,2 0,05-1,0	6,2 6,4 0,32-30	2,8 3,2 0,10-17	2,7 1,8 0,32-8,0	3,4 3,2 0,08-14
		мкг/см^3	X	38,7	0,17	-	0,2	654	0,49	2,0	0,29	4,9	0,57	17,8	8,0	7,7	9,7
4	Гидрооксиды марганца 32	10^{-3}%	X Sx R	43,1 35,7 1-200	0,07 0,03 0,05-0,2	129 262 5,5-1250	0,08 0,02 0,05-0,1	* - - -	0,2 0,09 0,16-0,5	1,3 0,9 0,25-4,0	1,5 2,3 0,25-12	2,5 1,5 0,4-8,0	0,2 0,1 0,05-0,6	90,5 77,0 3,2-285	48,2 33,9 3,0-135	3,5 4,1 0,4-25,0	7,3 6,1 0,5-25,0
		мкг/см^3	X	124	0,20	370	0,23	-	0,57	3,7	4,3	7,2	0,57	260	138	9,8	20,4

X – среднее значение, Sx –стандартное отклонение , R – пределы изменчивости концентраций, * - см. таблицу 8.5

Микроэлементный состав различных типов отложений пещеры Золушка (*по данным С.Н.Волкова и В.Н.Андрейчука*)

Таблица 8.4 (продолжение)

№	Тип отложений, количество проб			Химические элементы													
				Ag $10^{-5\%}$	**Yb**	**Y**	**Zn**	**Sc**	**Ti**	**Zr**	**Co**	**Sr**	**U**	**Ra**	**Rb**	**Se**	**As**
1	Суглинисто-карбонатные отложения 61	$10^{-3\%}$	X Sx R	2,6 1,4 0,01-0,1	0,2 0,2 0,09-1,5	1,5 0,7 0,25-3,2	8,7 4,0 0,91-25	0,5 0,3 0,09-1,5	274 13 30-500	8,2 6,3 0,63-25	5,0 5,0 0,5-32,0	61,6 76,7 5,0-400	0,2 0,1 0,06-0,4	0,7 0,3 0,02-1,1	6,4 2,3 0,9-9,0	0,2 - -	- - -
		мкг/см^3	X	0,24	1,9	14,2	82	4,7	2586	77,4	47,2	581	1,9	6,6	60,4	1,8	-
2	Слоистые пещерные глины 193	$10^{-3\%}$	X Sx R	1,9 0,7 0,5-5,0	0,2 0,08 0,05-0,4	1,3 0,8 0,05-4,0	11,3 7,4 5,0-100	0,5 0,3 0,05-2,0	357 81 40-630	7,4 3,7 1,5-22,5	2,7 2,8 0,32-25	44,4 55,4 5,0-500	0,2 0,09 0,02-0,3	0,9 0,2 0,2-1,2	11,4 - 6,3-13,7	0,2 - -	- - -
		мкг/см^3	X	0,17	1,7	11,4	99	4,4	3138	65	23,7	390	1,7	7,9	100	1,7	-
3	Гидрооксиды железа 34	$10^{-3\%}$	X Sx R	2,1 1,0 0,6-6,3	0,1 0,04 0,05-0,2	0,4 0,1 0,25-1,2	31,2 21,1 5,0-100	0,08 0,06 0,05-0,3	22,8 12,7 8,0-63	3,6 2,3 1,0-10,0	4,4 5,1 0,5-20	35,2 45,1 8,0-225	- - -	- - -	0,3 - 0,2-1,2	0,32 - 0,2-0,8	18,1 10,1 5,0-50
		мкг/см^3	X	0,06	0,29	1,1	89,5	0,22	65,4	10,3	12,6	101	-	-	0,86	0,92	51,9
4	Гидрооксиды марганца 32	$10^{-3\%}$	X Sx R	1,8 0,8 0,5-4,0	0,1 0,07 0,05-0,4	0,5 0,2 0,25-1,0	60,6 68,3 6,3-320	0,1 0,1 0,05-0,4	29,1 8,7 8,0-50	1,1 0,7 0,5-3,2	23,0 23,8 0,8-80,0	16,6 15,6 5,0-80,0	0,04 - -	- - -	2,5 - -	0,6 - -	5,1 0,6 5,0-8,1
		мкг/см^3	X	5,0	0,28	1,4	169	0,28	81,2	3,1	64,2	48,3	0,11	-	7,2	1,7	14,2

Наиболее распространенным среди гидрооксидов образованием являются оранжевые, желтые *пленки* гидроксидов железа и черные – марганца **(рис. 8.8, фотоприложения 6 и 7).** Имея разную толщину (0,1-1,0 мм) и, соответственно, оттенок, они повсеместно покрывают поверхности различных элементов пещерного рельефа. Часто пленки и прослойки гидроксидов образуют плоскости напластования в серых пещерных глинах, но только в верхней (0-20 см) части их разрезов. Они отслаиваются, обнаруживая себя при прилипании влажных серых глин к обуви **(рис. 8.9).**

В целом ряде мест гидрооксиды Fe образуют *слои, линзы и пластовые тела*, мощностью до 10-30 см **(рис. 8.10, фотоприложение 6).** Площади развития слоистых образований, как правило, незначительны - 1-5 м^2. По мере усыхания они превращаются в рыхлова-тые скопления с фрагментами остаточной слоистости и слабо сцементированными корками. Меняется также их цвет: из ярко-красных, пурпурных они становятся красноватыми, а при выносе на поверхность - красно-бурыми и желтыми (гидроо-ксиды окисляются до оксидов). Пластовые образования типичны для района Голландский Сыр, а также Подвалов - переходного участка, прилегающего к Геохимическому району. В ближней части пещеры слои гидрооксидов Fe имеют меньшую мощность (до 10 см) и встречаются реже.

Весьма оригинальным типом гидрооксидных образований являются необычные *сталагмиты* **(рис.8.11),** состоящие, преимущественно, из гидрооксидов железа. Они встречены в двух местах пещеры - районах Голландский Сыр и Метрополитен. В первом районе обнаружены 5 сталагмитов разной величины, во втором - 1 небольшой сталагмит. Сталагмиты тяготеют к местам пластово-выветрелых (рыхлых) скоплений гидрооксидов Fe и образуют единичные формы**.** В районе Голландский Сыр они располагаются в нескольких смежных галереях и приурочены к их пристенным частям. В аналогичной околостенной зоне находится сталагмит района Метрополитен.

Сталагмиты имеют вид пустотелых трубчатых образований, диаметром 2-20 см, высотой 0,1-0,5 м **(рис. 8.11- А,В,Г).** Их стенки имеют толщину 0,5-2,0 см и выраженное концентрическое строение. Среди слойков гидрооксидов Fe встречаются прослои гидрооксидов Mn. Наиболее крупный из сохранившихся до сегодняшнего дня сталагмит **(рис. 8.11-А)** находится в боковой полого восходящей галерее района Голландский Сыр. Его высота 0,4 м, диаметр - 13-16 см. Другие сталагмиты меньше: их высота до 0,2 м, диаметр до 5-7 см. Ранее в этом и других районах было больше сталагмитов. Часть из них разрушилась естественным путем (усыхание), часть повреждена посетителями или вынесена на поверхность в качестве сувениров- диковинок.

Оси сталагмитов расположены вертикально или слабо наклонены. Последнее обстоятельство связано с усыханием субстрата, на котором они расположены. Морфологически сталагмиты весьма подобны. К сожалению, из-за высыхания и распадания все они в разной степени повреждены. В некоторых сталагмитах заметно сужение их диаметра к вершине. Возможно даже, что они завершались куполами и были сверху закрытыми. В одной из галерей обнаружена непохожая на другие их куполовидная разновидность **(рис. 8.11-Б),** которая возможно, представляет собой одну из стадий образования сталагмитов.

Образование железо-марганцевых сталагмитов неясно. Имеется несколько предположений-гипотез, у каждой из которых больше недостатков, чем преимуществ. Согласно первой гипотезе, наиболее ранней (Андрейчук, Волков, 1988), сталагмиты представляют собой *эвапорационные формы*, возникшие после осаждения Fe-Mn осадков. Их образование связывается с отложением коллоидов

Рис. 8.7. Характерная цветовая гамма пещерного пейзажа Золушки. Ход в районе Метрополитен

Рис. 8.8. Пленки гидрооксидов марганца (темная) и железа (желтая) на гипсовой стене

Рис. 8.9 . Обнаженный сажистый прослой гидрооксидов марганца на глинистом днище пещерного хода

Рис. 8.10. Десятисантиметровый слой гидрооксидов железа у основания стенки пещерного хода

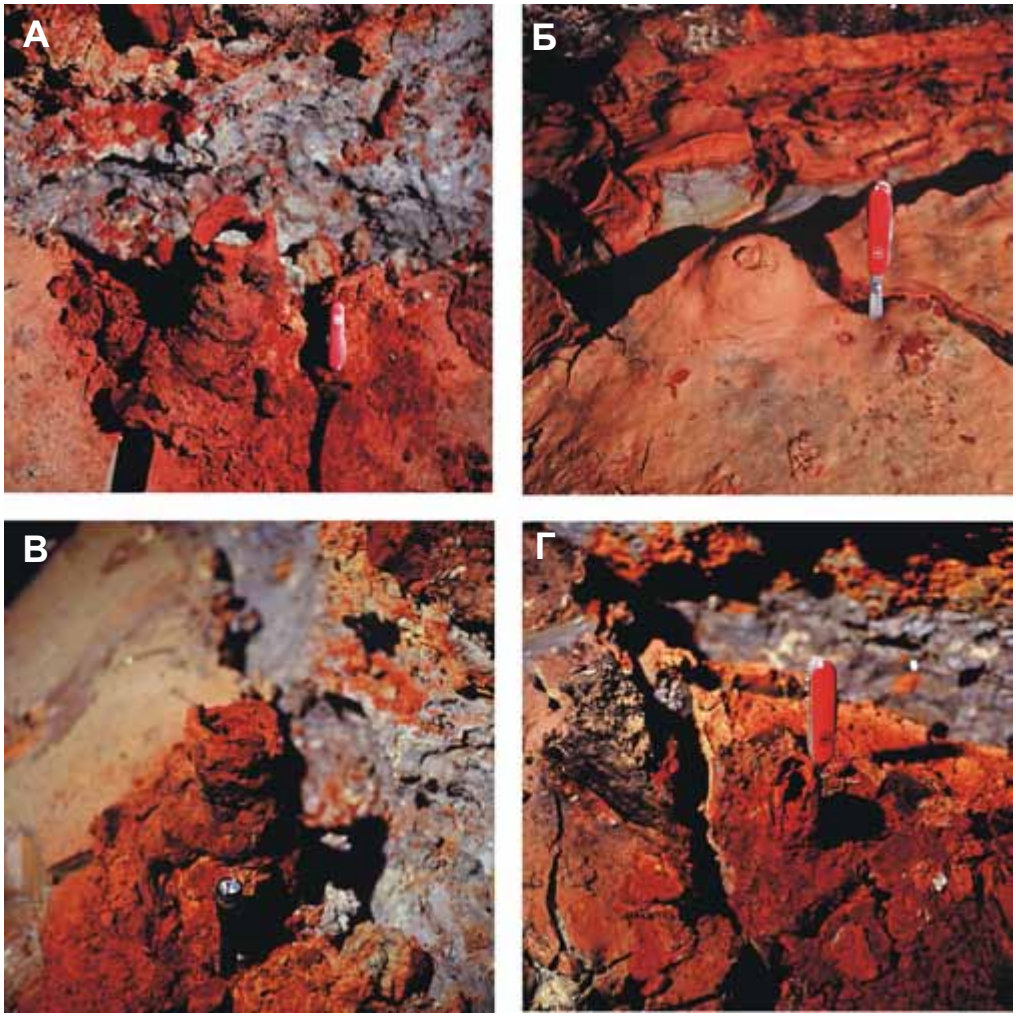


Рис. 8.11. Железо-марганцевые сталагмиты Веселого района пещеры:
А – пустотелый сталагмит, высотой 50 см, Б – невысокий (до 10 см) куполовидный сталагмит на поверхности пластового тела гидрооксидов железа, В – наиболее крупный из обнаруженных сталагмитов, вид сбоку, Г – небольшой (до 15 см высотой) пустотелый сталагмит на поверхности пластового тела гидрооксидов железа

Fe и Mn (при испарении влаги) в местах нарушения сплошности свежеосажденной и влажнопластичной массы гидрооксидов **(рис. 8.12-А).**

Такое нарушение поверхности, покрытой тонкой пленкой влаги и равномерно транспирирующей, могло быть обусловлено упавшим сверху небольшим обломком кулисы, гипса или нерастворимого материала. В месте падения возникала „пробоина", которая становилась очагом активного испарения влаги из гидрооксидов. К очагу испарения происходило движение влаги с коллоидным переносом гидроксидов Fe и Mn. После испарения влаги коллоиды оседали концентрическими слоями вокруг лунки-пробоины, наращивая ее стенки.

Согласно второй гипотезе, высказанной минералогом Е. Галускиным, изучавшим сталагмиты, они представляют собой *образования гейзерного типа*, связанные с выходом водных растворов, содержащих коллоиды железа и марганца, под давлением, например из-под глин **(рис. 8.12-Б).** Вследствие обилия глин, в водонепроницаемых углублениях днищ ходов при колебаниях уровня воды могли формироваться локальные „микро-артезианские" бассейны с напорными водами, насыщенными гидрооксидами Fe и Mn. В местах прорыва вод под давлением глин (или при их усыхании и растрескивании) могли возникать временно функционирующие гейзеры-фонтанчики, отлагавшие гидрооксиды Fe и Mn. Эта гипотеза объясняет некоторые принципиальные черты строения сталагмитов (зонально-концентрическое), однако множество других вопросов остаются при этом без ответа.

Согласно третьей версии, сталагмиты представляют собой *механические слепки* уплотненного материала гидрооксидов, возникшие за счет уплотнения стенок (пробоины) при падении обломка в свежеосажденный (сравнительно мощный - 15-50 см) слой гидрооксидов. В месте падения обломка в слое отложений оставалась дыра, окруженная несколько более уплотненным материалом гидрооксидов. После высыхания пластового тела гидрооксидов и превращения его в рыхловатую массу рыхлый материал смещался механически (водой, гравитацией), а уплотненные (поэтому более прочные) стенки пробойного отверстия сохранились в виде трубчатых агрегатов **(рис. 8.12-В).**

Следует отметить, что все выдвинутые гипотезы выглядят малоубедительно, и в настоящее время представляют скорее «историческую» ценность. Данные новейших исследований указывают на хемобиогенное происхождение сталагмитов.

Существенным агрегатным разнообразием отличается также распространение по пещере гидрооксидов марганца **(рис. 8.13).** Кроме упоминавшихся выше пленок, среди них наиболее часты *слои черного сажистого порошка*, мощностью 0,5-5,0 см, покрывающие днища ходов сплошным **(рис. 8.13-А)** или локально-развитым **(рис. 8.13-Б, фотоприложение 7)** слоем. В локализованных местах встречаются также *скопления сажис-того материала***,** мощностью до 10-20 см **(рис. 8.13-В).** На одном из участков пещеры (Привходовой район, проход Углинка) мощность гидрооксидов достигает 45 см. Скопления эти сосредоточены на небольшой (до 1-2 $м^2$) площади и имеют, по всей видимости, *вторичный* характер. При повышении уровня воды в пещере (нео-днократно случавшемся на фоне водопонижения), сажистый порошок с поверхности глин переходил во взвешенное состояние, а при уходе воды - фильтрации через углубления в днищах ходов - механически оседал в них, образуя скопления. Следы переноса марганцевой взвеси фиксируются в днищах ходов в виде окрашенных потоков **(рис. 8.13-Г).** На этот механизм накопления указывает, прежде всего, локализация скоплений – в понижениях-ловушках днищ пещерных ходов.

Весьма своеобразными типами марганцевых новообразований в пещере являются их *полусферические, почковидные и гроздьевидные агрегаты* **(рис. 8.14, фотоприложение 7).** Наибольшее распространение они имеют в районах Геохимическом, Привходовом и Майском. Обычно, упомянутые агрегаты покрывают основания стен или углублений в днищах ходов, образуя отчетливо выраженную верхнюю границу своего распространения. Из локализации в пещере и других признаков следует, что образования этого типа формировались *in situ*. Однако строение их - мельчайшие частички, скрепленные в ажурные конструкции, а также чрезвычайная рыхлость (рассыпаются в руках) указывают, что первично-осажденный материал агрегатов подвергся впоследствии (в субаэральных условиях) дегидратации. Вопрос этот требует специального изучения.

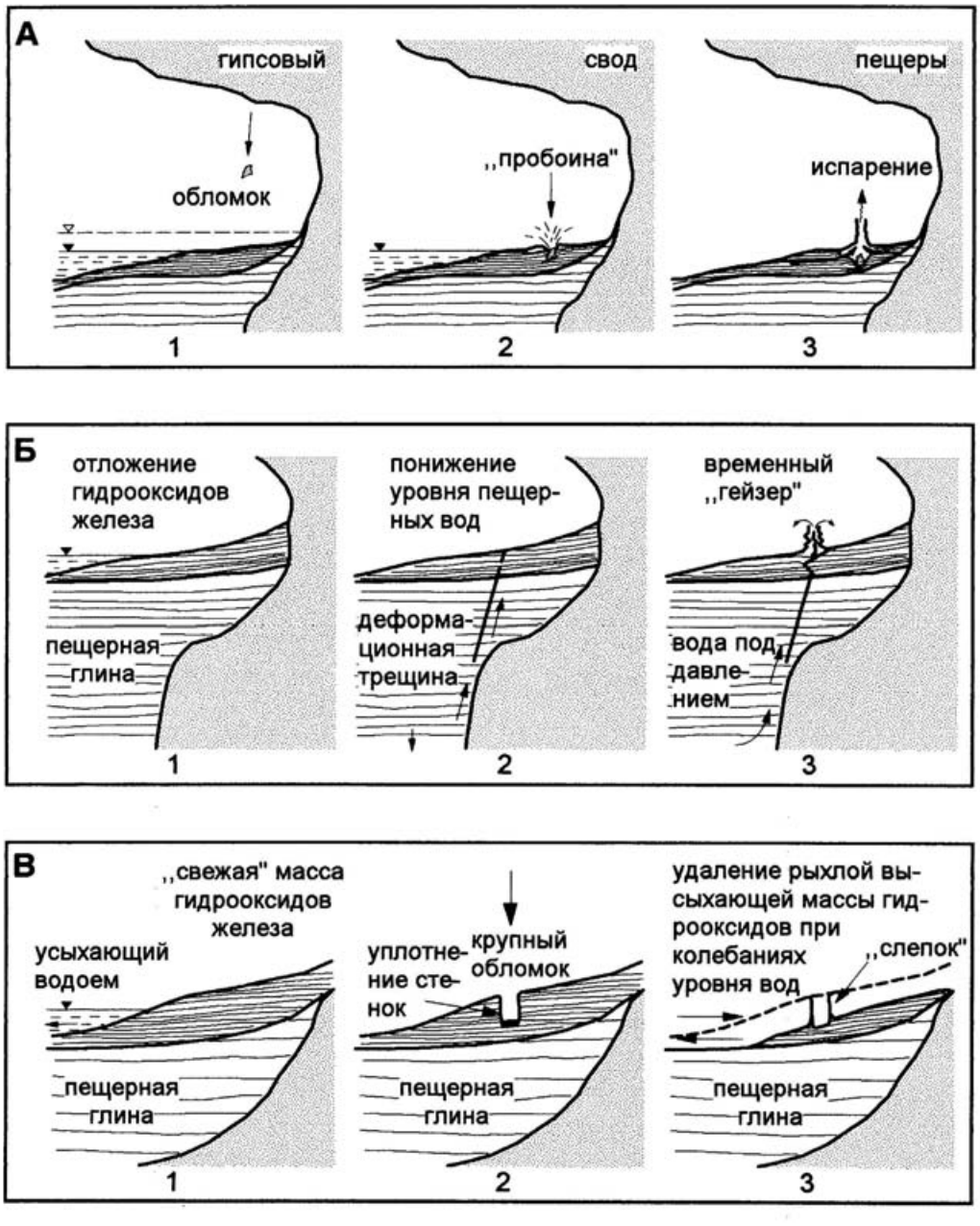


Рис. 8.12. Предполагаемые модели-механизмы образования железо-марганцевых сталагмитов:

А – эвапорационная, Б – гейзерная, В – компрессионная

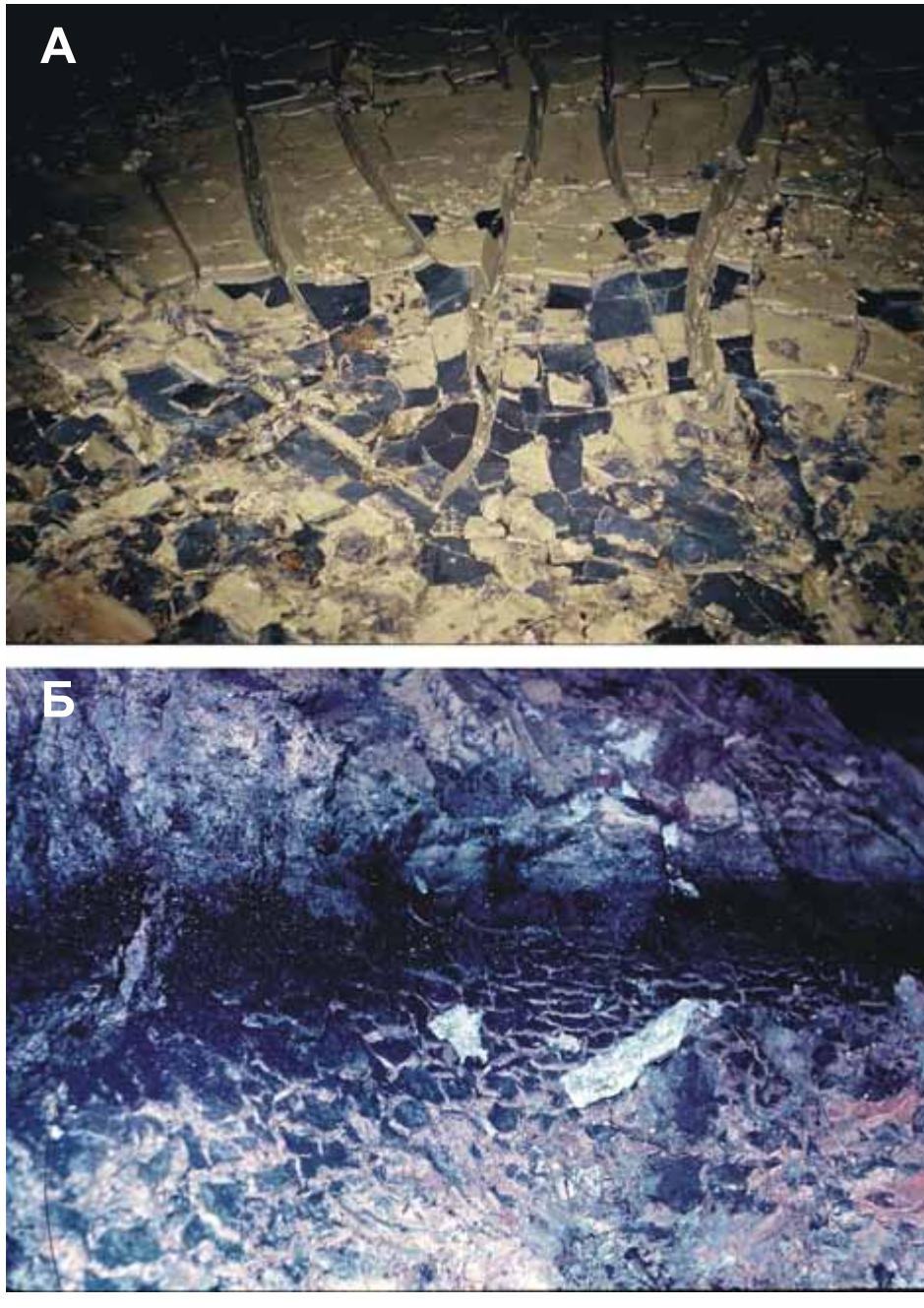


Рис. 8.13-А, Б. Характерные формы отложения гидрооксидов марганца на глинистых днищах пещерных ходов:

А – слой гидроксидов на растрескавшейся от усыхания поверхности серых пещерных глин (Зал Майский). Б - сажистый порошок на глинистой поверхности (район Геохимический) *(фото С. Волкова, В. Андрейчука)*

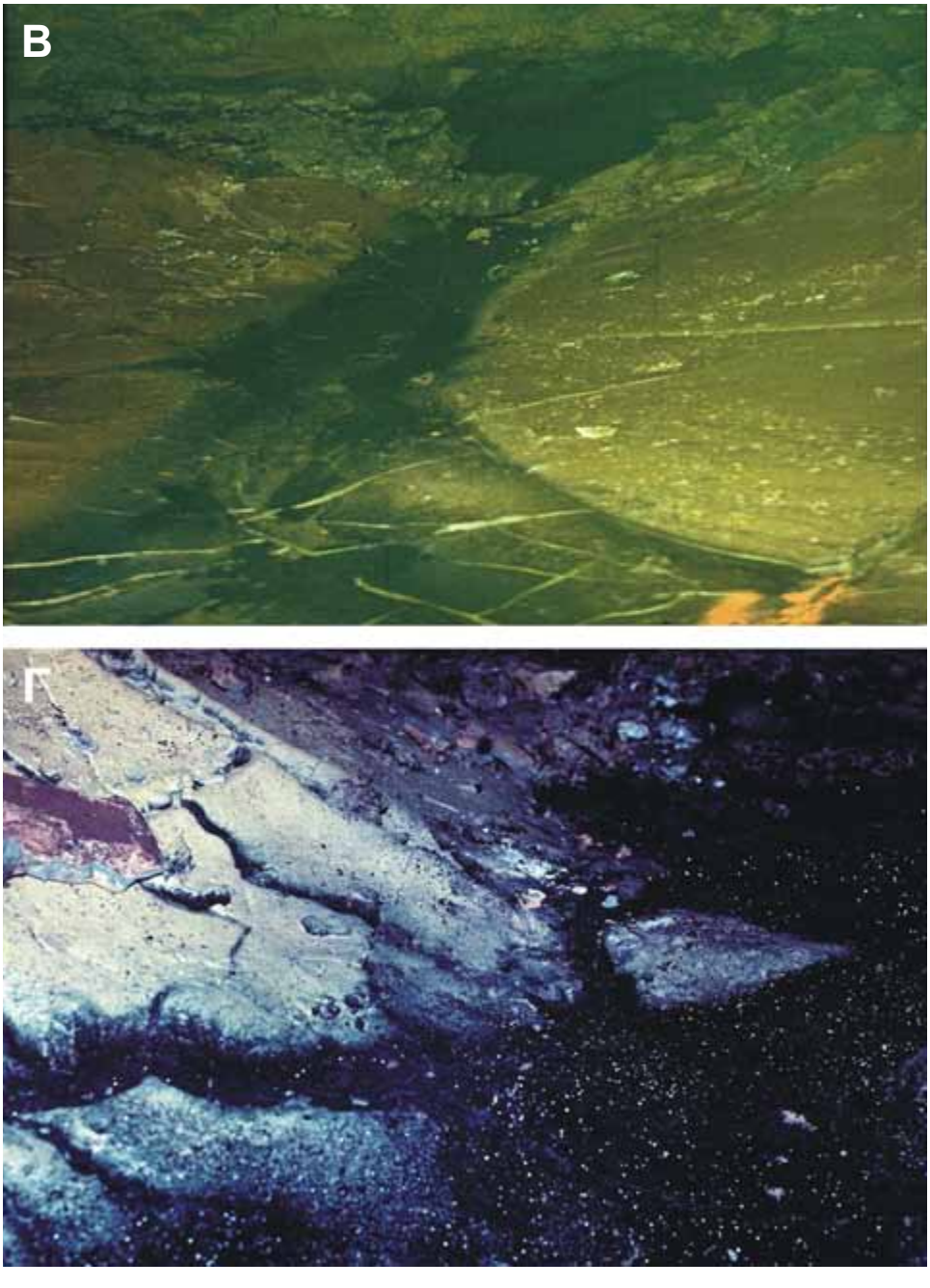


Рис. 8.13- В, Г. Сажистые образования гидрооксидов марганца:
В - «марганцевая река» в днище пещерного хода (Зал Ферсмана, район Геохимический) , Г – скопления рыхлой сажистой массы гидрооксидов в соседстве с железистыми гидроксидными образованиями (район Веселый) *(фото С. Волкова, В. Андрейчука)*

Среди описываемых агрегатов особый интерес вызывают *сталактитоподобные формы*, обнаруженные в Привходовом районе (**рис. 8.14, фотоприложение 7**). В воронкообразном углублении днища Зала Античного основание гипсовой стены целиком покрыто «гроздьями» гидрооксидов, отдельные из которых имеют форму сталактитов **(рис. 8.14-А,Б)** длиной до 5-8 см. Агрегаты очень хрупкие, рассыпчатые. При ближайшем рассмотрении видно, что они образованы мелкими кристалликами-пластинками, как бы „склеенными" в агрегаты-елочки, ориентированные вершиной вниз. Сердцевина сталактитов – железистая. Предварительные исследования указывают на их биогенное происхождение (деятельность микроорганизмов). В одном из кулуаров зала Ромео и Джульетты обнаружены тонкие (до 1 см) марганцевые сталактиты с более гладкой поверхностью и даже – *сталактиты-нити* (железо-марганцевые), толщиною менее 1 мм **(рис. 8.15-А).** Последние столь непрочны, что даже акустические волны, возникающие при разговоре, вызывают их колебания. Очень аттрактивны глинистые сталактиты, покрытые тонкой пленкой гидрооксидов железа с небольшой примесью гидрооксидов марганца (рис. **8.15-Б**).

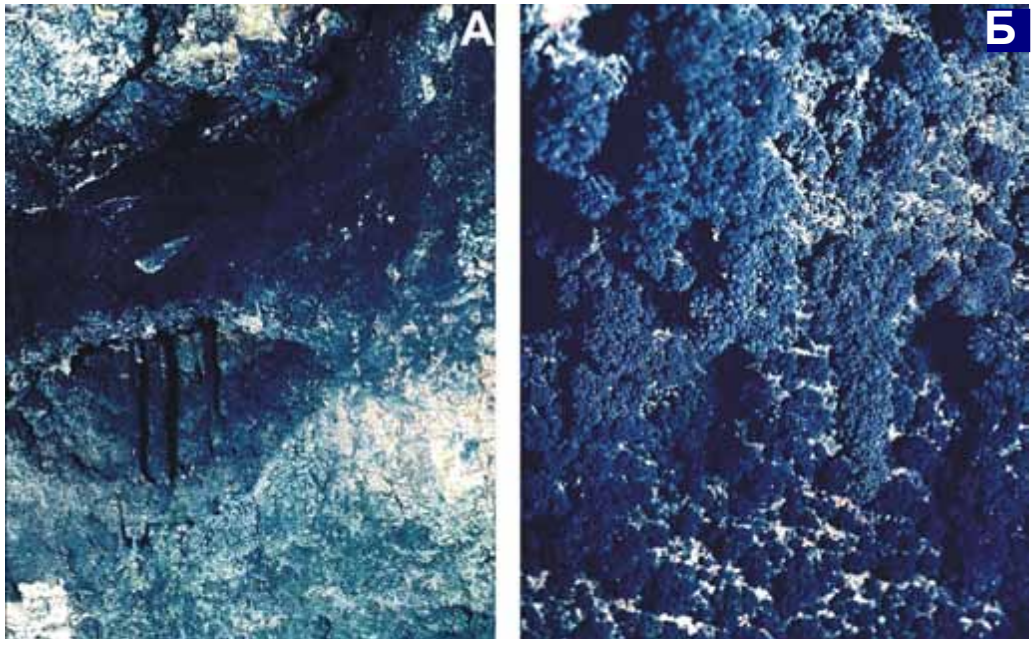


Рис. 8.14. Характерные (первичные и дегидратированные) агрегаты гидрооксидов марганца на гипсовых стенах пещеры:
А – ассоциация полусферических, почковидных, гроздьевидных и сталактитоподобных агрегатов на стенке углубления-кулуара в Зале Античном, Б – сталактит-елочка, образованный «сросшимися» кристалликами гидрооксидов (там же) *(фото С. Волкова, В. Андрейчука)*

Анализ пространственных взаимоотношений гидрооксидов Fe и Mn **(рис. 8.16)** показывает что: 1) чаще всего они присутствуют в разрезах *совместно*; 2) в расположениии гидрооксидов проявляется *зональность*: чаще всего, марганцевые образования перекрывают железистые; 3) в раздельном залегании гидрооксиды Fe образуют преимущественно пленки, а Mn - сажистые прослойки и скопления.

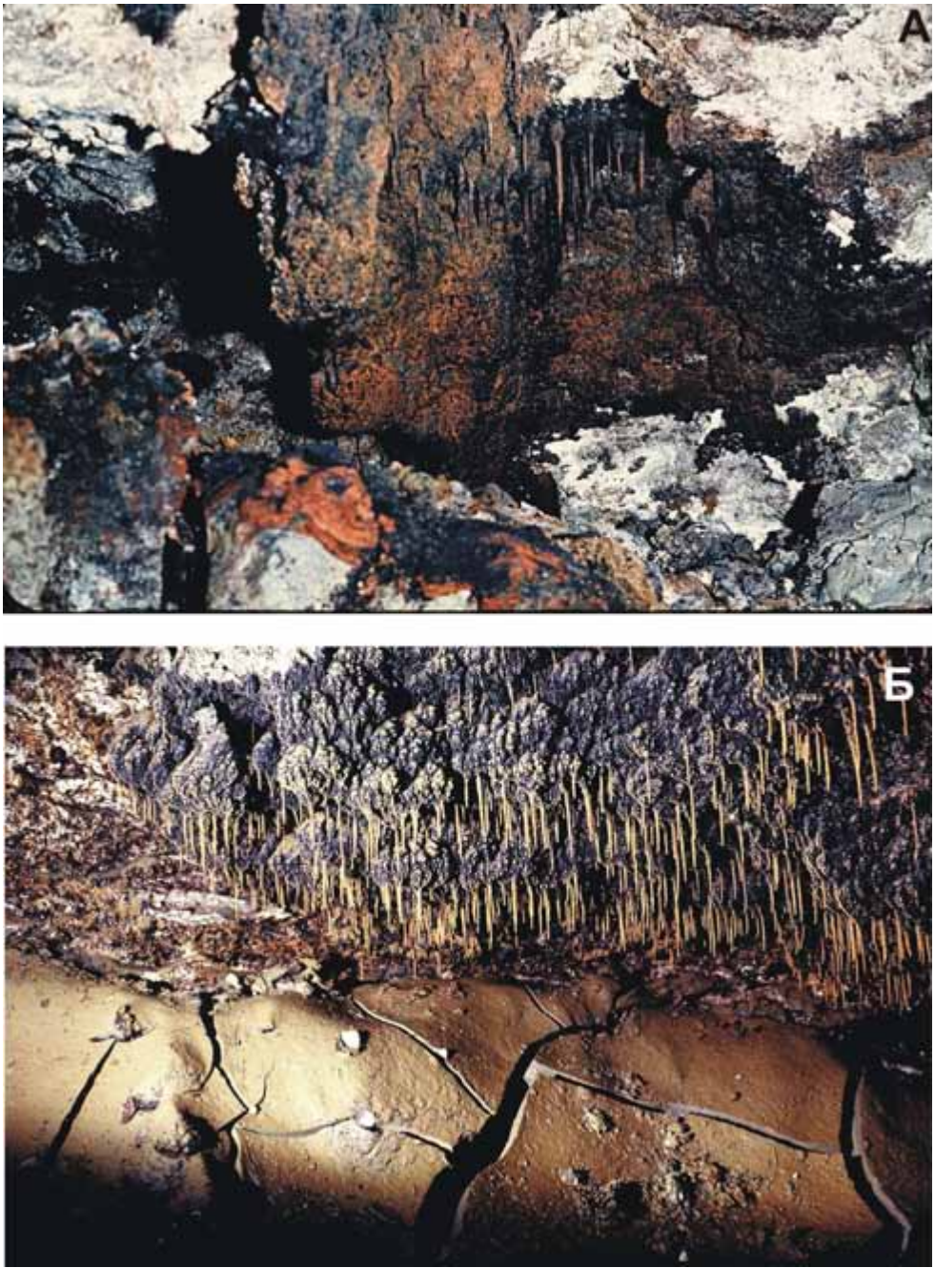


Рис. 8.15. Сталактитовые глинисто-гидрооксидные натечные образования:
А – тонкие глинисто-железистые и марганцово-гидрооксидные сталактиты в стенной нише ((кулуар зала Ромео и Джульетты), Б – глинистые сталактиты, покрытые пленкой гидрооксидов железа (район Венеция) *(фото С. Волкова, В. Андрейчука)*

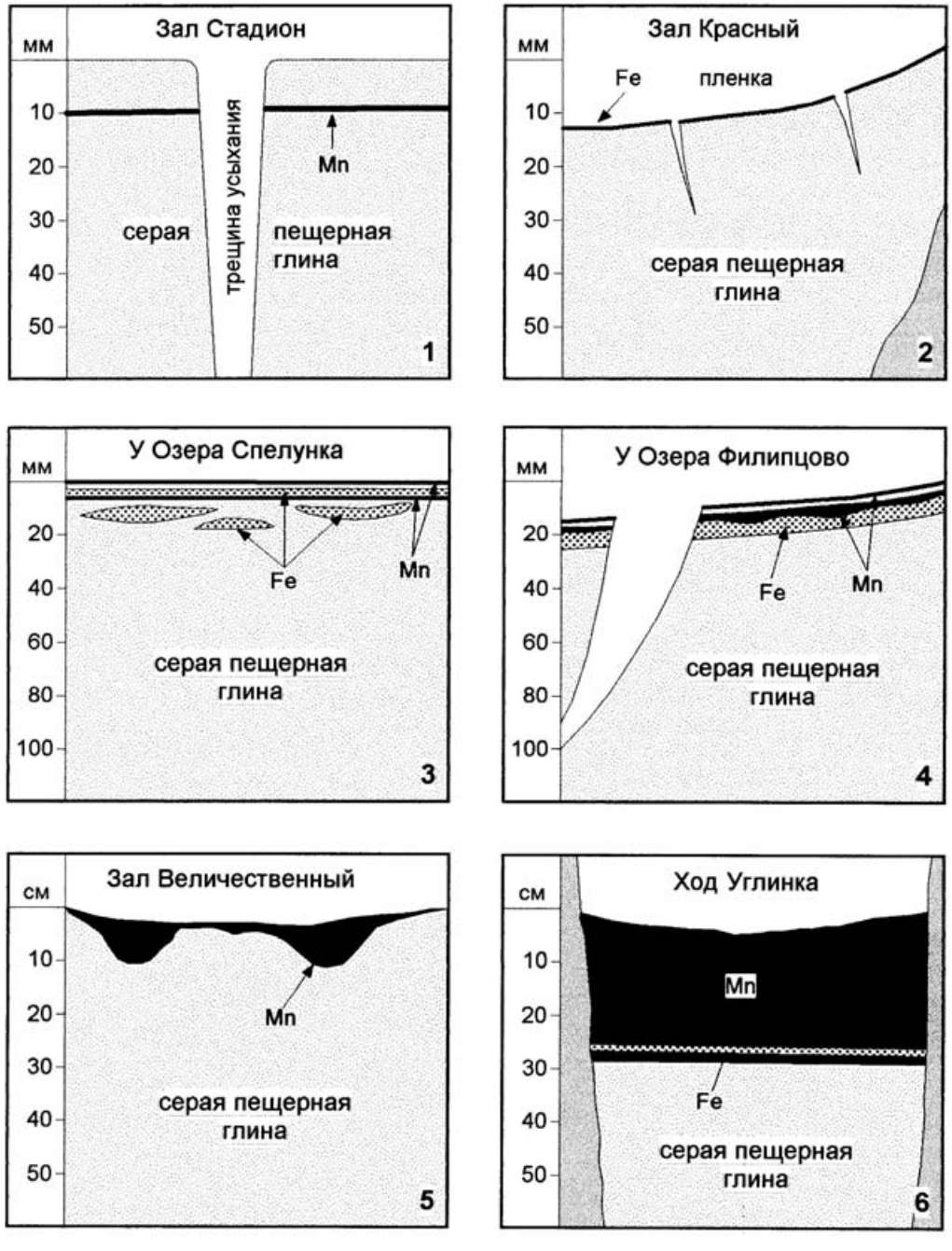


Рис. 8.16. Типичные варианты взаиморасположения гидрооксидов Fe и Mn в соседстве других различных генетических типов отложений в пещере

В распределении гидрооксидов и их форм по пещере наблюдаются следующие закономерности. В массовом выражении их количество увеличивается по направлению от входа (карьера) вглубь лабиринта. Наибольшее количество новообразований локализуется в удаленных от входа районах - Западном, Голландском Сыре, Геохимическом, Дальневосточном. Наиболее удаленный от входа пещерный район - Геохимический – собственно и получил свое название от обилия железо-марганцевых отложений. Значительное их количество сосредоточено также в некоторых районах центральной части лабиринта (Майский, Центральный). В Привходовом районе гидрооксиды встречаются, главным образом, в углублениях днищ ходов и залов (например, в зале Античном) и несут признаки переотложения.

На фоне отмеченной выше закономерности проявляется другая, возможно более важная – выраженная локализация гидрооксидов на отдельных участках лабиринта. Особенно это касается пластовых тел и рыхлых скоплений (например, в отдельных местах районов Античного, Геохимического, Западного, в Майском зале и т.д.) На участках сосредоточения наблюдается наибольшее агрегатное разнообразие гидрооксидов. В то же время, такие формы их нахождения как красные и оранжевые пленки, а также сажистые прослои, распространены по всей пещере. В ближних районах лабиринта слои и пленки гидроксидов часто покрыты одним или несколькими слойками серых глин, а в наиболее удаленных его частях они лежат на поверхности.

Отмечается также закономерность возрастания степени оксидного преобразования железо-марганцевых осадков по мере приближения ко входу-выходу из пещеры. В привходовых районах гидрооксиды существенно преобразованы. В уравнивающей зоне (10 - 50 м от входа) они обезвожены, дегидратированы, иногда целиком трансформированы в оксиды. Железистые образования имеют здесь бурый, желтоватый (лимонитовый) цвет, а марганцевые - темно-серый и коричневатый. В дальних районах пещеры они все еще сохраняют соответственно „сочные" красный и иссиня-черный цвета. Обычно свежеобразованный кристаллический порошок гидрооксидов Mn искрится миллионами граней **(рис.8.13-В).**

В качестве закономерности распределения гидрооксидов в вертикальном разрезе пещеры можно отметить факт, что в привходовых районах они залегают гипсометрически ниже, чем в дальних. В залах Античный, Перспектив (ближняя часть пещеры) они лежат в углублениях днищ среднего яруса, а в удаленных районах (Голландский Сыр и Геохимический) пластовые тела гидроксидов Fe встречаются и в днищах ходов верхнего яруса. Отмеченная закономерность осложняется фактом неоднократно имевшего место переотложения гидрооксидов при колебании уровня вод в пещере. На это указывают не только скопления гидроксидов Mn в понижениях, но и другие признаки. Днища многих ходов Геохимического района несут на своей поверхности пестроокрашенные следы перетока вод из одних галерей в другие **(рис. 8.13-Г).**

8.3.2. Состав гидрооксидов Fe и Mn

Гидрооксиды Fe и Mn находятся в пещере в нескольких фазах и минеральных формах. Они характеризуются специфическим составом **(табл. 8.5)** и отличаются содержанием находящихся в них микроэлементов (Волков,1990, Волков, Андрейчук, Смирнов, Янчук, 1987, Волков, Андрейчук,1987).

Гидрооксиды Fe представлены аморфной *фазой* $FeOOH \cdot nH_2O$. Содержание железа в них достигает 50%. Наличие в составе гидрооксидов большого количества воды и другие факторы определяют высокие сорбционные свойства осадка

(оксигидратный коллектор). По емкости поглощения микрокомпонентов оксигидрат Fe уступает лишь оксигидрату Mn. Гидроксиды Fe содержат обширную группу поглощенных микро-элементов, среди которых отчетливо обособляется парагенетическая ассоциация P, Cr, As, Be, Ge, Ba, Pb, Sr. Содержание этих элементов всегда коррелирует с количеством Fe_2O_3 в осадке. По мнению С.Н.Волкова (1990), вхождение в одну группу элементов с различными геохимическими свойствами объясняется в данном случае различиями их взаимодействия с ионообменными группами H^+ и OH^-. Последние входят в состав свежеосажденного аморфного феррогеля в „концовых" позициях (Егоров, 1975), и участвуют в сорбции и соосаждении микроэлементов в соответствии с правилом Патета-Фаянса.

Химический состав соединений Fe и Mn из пещеры Золушка
(*по С. Волкову,1990, с изменениями и дополнениями*)

Таблица 8.5

Компонент	Номера образцов и минеральная фаза осадков					
	Аморфное железо			Бернессит 1353	Бернессит 3/23	Смесь асболан-бузерита и бернессита 1083
	1415	1431	1446			
SiO_2	4,520	2,70	4,98	2,14	Не опр.	2,920
TiO_2	0,020	0,01	0,02	0,07	0,08	0,030
Al_2O_3	0,300	0,27	0,05	0,07	1,66	0,610
FeO	0,140	1,00	0,84	0,10	0,10	0,100
Fe_2O_3	60,600	54,37	61,37	0,37	7,89	0,100
MnO	0,890	0,42	0,53	0,45	7,14	3,830
MnO_2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	72,68	54,82	70,480
MgO	0,250	0,33	0,18	0,33	Не опр.	0,500
CaO	6,690	9,31	5,42	7,63	9,25	7,930
Na_2O	0,180	0,18	0,35	0,30	Не опр.	0,300
K_2O	0,190	0,10	0,18	0,23	0,42	0,670
H_2O^-	4,000	2,00	4,82	1,72	Не опр.	0,720
H_2O^+	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	13,10	Не опр.
P_2O_5	6,760	15,28	4,80	0,07	Не опр.	0,034
SO_3	0,650	0,41	0,44	0,30	-	0,200
П.п.п.	19,000	16,41	20,60	14,00	-	12,300
NiO	0,008	Не опр.	Не опр.	1,09	0,69	0,074
CoO	0,005	-	-	0,09	Не опр.	0,011
ZnO	0,010	-	-	0,45	-	0,100
Cu_2O	0,006	-	-	0,025	-	0,008
MoO_3	0,008	-	-	0,55	-	0,137
CO_2	Не обн.	1,55	Не обн.	Не опр.	5,81	Не опр.
Сумма, %	99,52	100,38	99,34	100,46	99,12	99,86

Гидрооксиды Mn (оксигидрат Mn) представлены двумя минеральными видами - *асболан-бузеритом* и *бернесситом*. Главным компонентом бернессита является MnO_2, с которым ассоциируют Ni, Co, Mo,Cu, Zn. Вместе с Mn эти элементы образуют парагенезис **(табл. 8.6).**

Бернессит является гидрооксидом Mn сложного состава со слоистой структурой. Между двумерно-непрерывными слоями Mn-O октаэдров (в межслоевых промежутках) содержится H_2O и межслоевые катионы разной валентности, которые по величинам ионных радиусов разделяются на две группы: (Na^+, K^+, Ca^{2+}) и (Co^{3+},

Fe^{3+}, Mn^{3+}, Mn2+, Zn^{2+} и др.) По данным спектрального анализа (содержание Ca > 1%) и рентгеноструктурного анализа (параметр ячейки a = 0,284, c = 0,742 нм) пещерный бернессит является *кальциевым*. У K и Na - разновидностей параметр элементарной ячейки ниже. Формула бернессита, выведенная Э.А.Янчуком имеет вид:

$$Ca_{0,60}\,K_{0,07}\,Ni_{0,08}\,Mn^{3+}_{1,43}\,Mn^{4+}_{5,57}\,O_{14}\cdot 5,9\,H_2O$$

Ионы трехвалентного марганца в составе минерала компенсируют избыточный положительный заряд, обусловленный вхождением в его межслоевые промежутки элементов Ca, K, Ni. Особенностью пещерной разновидности бернессита является также значительное количество в нем Ni, а также присутствие в значительном количестве Zn, Co, Cu, Mo.

Средние содержания металлов в отложениях пещеры Золушка, $10^{-2\%}$ (*по С.Волкову и др., 1987*)

Таблица 8.6

Элемент	Гидрооксиды Mn	Гидрооксиды Fe	Пещерные глины
Ti	4,37	0,84	22,53
V	0,37	0,11	0,66
Co	3,49	2,31	0,08
Ni	42,48	2,37	0,24
Cu	1,79	0,49	0,47
Zn	5,08	1,66	0,46
Mo	2,78	0,44	0,08

Во многих случаях, гидрооксиды Mn состоят из смеси асболан-бузерита и бернессита (10 А-манганита и 7А-манганита) **(табл. 8.5).** По мнению Ф.В.Чухрова и др. (1983) асболан-бузерит является первичным минералом, который превращается в бернессит вследствие частичной дегидратации. В составе гидрооксидов Fe и Mn, особенно в бернессите, в значительном количестве присутствует органическое вещество **(табл. 8.7)**.

Следует отметить, что по своему составу и структуре железо-марганцевые образования Золушки весьма близки к океаническим. В последних, к примеру, также не реализуются минеральные фазы гидроксидов Fe. Океанические гидроксиды Mn в них также представлены асболан-бузеритом и бернесситом (*см., например, Чухров и др., 1979; Штеренберг и др., 1984; и др.*). Примером океанического бернессита (для сравнения с пещерным) может служить тихоокеанский. Его структурная формула имеет вид (Чухров и др., 1985):

$$[Mn_{0.13}{}^{3+}Ca_{0.01}Na_{0.06}(OH)_{0.22}(H_2O)_{0.56}]+\,[Mn_{0.66}{}^{4+}Mg_{0.21}O_{1.37}(OH)_{0.63}]$$

Следует также отметить, что находки асболана, асболан-бузерита и бернессита в пещерах не являются в настоящее время столь уж редкими, независимо от литологического типа пещер (см. например, *Cílek, 1998*).

Гидрооксиды железа и марганца, как правило, залегают не в чистом виде, а перемешаны. Несмотря на доминирование (цветовое) тех или иных, в каждом из них в значительном количестве присутствует «геохимический партнер».

Содержание органического вещества в разных типах отложений Золушки
(*по данным С .Волкова,1990, с дополнениями*)

Таблица 8.7

Число проб	Тип отложений	Содержание органических веществ			Наличие гуминовых кислот
		Валовое, %	С орг, %	Битумы, $n \cdot 10^{-4}$, %	
3	Глинистые отложения, перекрывающие гипсы	0.88 (0,72 – 1,03)	0,72 (0,69 – 0,77)	8,3 (3,0 – 12,0)	Не обнаружены
8	Пещерные глины	1,97 (0,96 – 2,66)	1,47 (0,73 – 2,01)	2,2 (1,1 – 4,0)	В одной пробе – не обнаружены, в двух – мало, в трех – много, в двух – очень много
6	**Железо-марганцевые образования:**				
3	*Гидрооксиды Fe*	0,70 (0,36 – 0,96)	0,53 (0,27 - 0,72)		
2	*Бернессит*	3,19 (1,48 – 4,89)	2,39 (1,11 – 3,67)	Не определялись	Не определялись
1	*Смесь асболан-бузерита и бернессита*	2,36	1,77		
8	Суглинисто-карбонатные отложения	0,76 (0,16 – 1,85)	0,56 (0,12 – 1,39)	2,3 (1,0 – 6,0)	В пяти пробах не обнаружены, в трех – следы

Под электронным сканирующим микроскопом видно (**рис. 8.17**), что железо-марганцевый порошок образован очень мелкими конкрециями разной величины (от нескольких до 10-15 микрон), напоминающими горошины (**рис. 8.17–1**). Конкреции встречаются отдельно или образуют (как путем срастания, так и слипания) агрегаты, состоящие из десятков, иногда сотен отдельных «горошин» (**рис. 8.17–2**). Размер отдельных конкреций 2-5 микрон, агрегатов 10-50 и более. Часто конкреции покрывают («облепливают») автохтонные или инородные микрокристаллы (кальцита, реже гипса - **рис. 8.17–3**), а также заполняют углубления в них (**рис. 8.17–4**). Поверхность железо-марганцевых горошин шероховатая, напоминающая соты (**рис. 8.17–5**). Степень развития «сот» разная – от еле заметных углублений с перегородками до сплошных перегородок, придающих конкрециям вид «хлопьев» (**рис. 8.17–8**). В разрезе конкреций прослеживается зонально-концентрическое строение (**рис. 8.17–6**). Кроме горошин, в массе порошка часто встречаются более сложные по форме образования, нередко – причудливо-ветвистые, гелектитопо-добные и др. (**рис. 8.17–7**).

Состав конкреций преимущественно марганцевый (анализируемая проба, пред-ставленная на **рис. 8.17**, представляет собой сажистый порошок – тонкий слой на

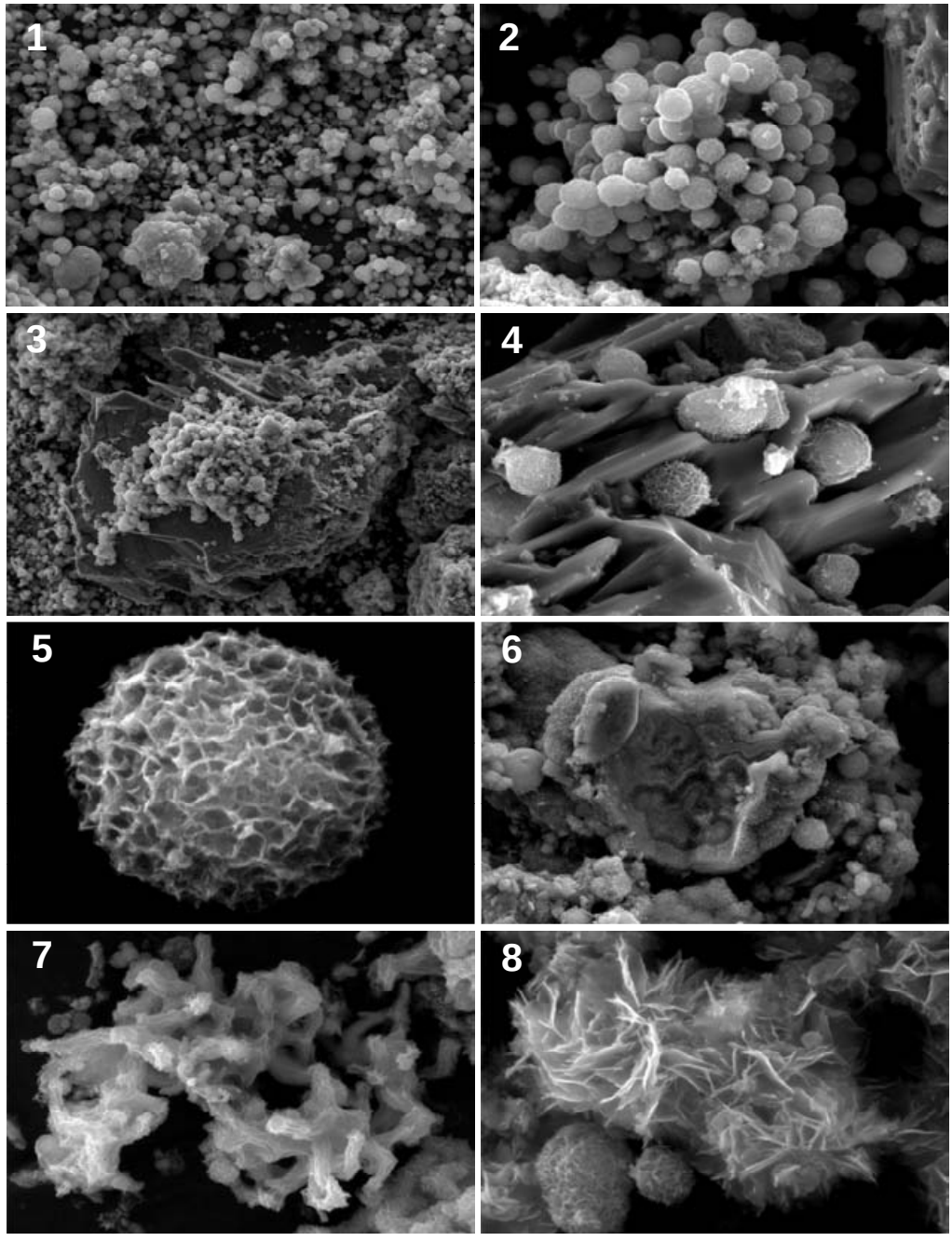


Рис. 8.17. Железо-марганцевый порошок под электронным микроскопом (размер агрегатов 2-10 микрон, скоплений 20-50 микрон): - объяснения на след. странице

1 – общий вид порошка, образуемого конкрециями-«горошинами», 2 – агрегат, состоящий из сросшихся и слипшихся железо-марганцевых горошин, 3 – железо-марганцевые конкреции на обломке гипсового кристалла, 4 – железо-марганцевые конкреции в углублениях-«ловушках» заокругленного растворением обломка гипса, 5 - железо-марганцевая конкреция-горошина с ярко выраженной «сотовой» поверхностью (диаметр 3 микрона), 6 – зонально-концентрическое строение конкреции, 7 – ветвистые железо-марганцевые агрегаты, 8 – хлопьевидные железо-марганцевые конкреции (*фото Е. Галускина*).

поверхности пещерных глин), но в каждом сферолите-горошине, как правило, присутствуют оба элемента. В ряде случаев прослеживается закономерность, согласно которой в оболочке сферолитов больше марганца, а в «ядре» - железа. В небольших количествах почти всегда присутствует никель и некоторые другие микроэлементы. В массе конкреций присутствуют также мелкие кристаллы кальцита (сингенетичные, вторичные), а также мелкие обломки гипсовых частиц.

Сферолитовый характер железо-марганцевых образований, их морфологическое разнообразие указывают на рост агрегатов в неравновесных условиях, наблюдающихся при быстром изменении среды формирования. Сотовый, хлопьевидный и т.д. вид, наличие у конкреций «хвостиков» (конкреции-«головастики»), срастание горошин «хвостиками» и другие признаки указывают на их возможный рост в коллоидных системах, из гелей, возможно - при участии микроорганизмов.

В результате усыхания пещеры железо-марганцевые отложения преобразуются. В процессе усыхания они теряют влагу, распадаются не отдельности и становятся рассыпчатыми. Меняется также их цвет: например, ярко-красные гидрооксиды железа теряют блеск, приобретают матовый оттенок и желто-бурую окраску. Особенно заметны такие преобразования после выноса материала на поверхность, где он в течение нескольких дней «буреет». Происходит превращение гидрооксидов в оксиды (окислы), например, в лимонит. Марганцевые отложения, образующие в свежем виде «россыпи», отливающие синевой, в процессе высыхания преобразуются в черную сажистую, а затем темно-серую порошкообразную массу (вадов).

8.3.3. Образование гидроксидов

В проблеме формирования гидрооксидов можно выделить 2 главных аспекта: 1) источники Fe и Mn в карстовых водах; 2) условия и механизм их осаждения из подземных вод.

Очевидно, что для образования в столь большом количестве гидрооксидных соединений концентрация Fe и Mn в карстовых водах должна быть сравнительно высокой, а (или) геохимические условия депозиции стабильно-благоприятными на протяжении более-менее значительного отрезка времени. Последнее обстоятельство в условиях пещеры представляется маловероятным. Из локализации железо-марганцевых образований - на поверхности элементов пещерного рельефа - следует, что их образование имело место на последнем этапе развития пещеры. Характер залегания и взаимоотношения гидрооксидов указывает на скоротечность депозиционных процессов, обусловленную резким изменением геохимических условий и, соответственно, нарушением гидрогеохимических равновесий в подземных водах. Очевидно, что таковые имели место в последний - *техногенный период* пещерной истории, начиная с момента *техногенного вторжения в застойный режим минерализованных сероводородных вод.*

Источники вещества

Железо и марганец, отложенные в пещере, могли быть принесены с водами извне или поступать в водный раствор на участке пещеры. В условиях пещеры и района данный вопрос не может быть решен однозначно. Однако значение факта аллохтонного или автохтонного источников не имеет большого значения, поскольку в любом случае сохраняется однотипный характер гидрогеологической среды в которой могла происходить *геохимическая мобилизация* (переход в водный раствор) этих элементов: *затрудненный водообмен* в гипсах под покровом известняков и верхнебаденских глинистых толщ. Из этого следует также, что источники железа и марганца в подземных водах следует искать в *литологическом окружении пещеры*.

Геохимическими исследованиями установлено, что породы в окружении пещеры содержат в разных количествах разнообразные железистые и марганцевые соединения. Так, в масштабе региона, среднее содержание Mn достигает в верхнебаденских глинах 0,15%, в гипсах – 0,03%, а в перекрывающих гипсы ратинских известняках – 0,07%. В подстилающих гипсы сеноманских известняках содержание окиси Mn составляет лишь 0,05% (Волков, Андрейчук, Смирнов, Янчук, 1985). На участке пещеры глины содержат Mn в количестве 0,12%, а гипсы всего 0,0015%. Из этого следует, что наиболее вероятными источниками Mn и Fe были перекрывающие гипсы глины и известняки. В верхнебаденских глинах повсеместно наблюдаются (между пластинками и слоями породы) черные пленки и дендриты оксидов марганца (вады). Помимо общего сравнительно высокого содержания оксидов Mn и Fe в глинах, в нижней (5 м) части их разреза над пещерой отмечен слой (до 5-8 см) рыхлых огипсованных железо-марганцевых конкреций. В известняках, например, в значительном количестве присутствует марганцевый минерал родохрозит. На известняки и глины, как на источник Fe и Mn, указывают и другие исследователи (Дублянский, Ломаев, 1980; Климчук, Рогожников, 1982), отмечавшие наличие гидрооксидов Mn и Fe (в небольшом, правда, количестве) в других пещерах региона.

Детальное изучение Fe-Mn гидрооксидов Золушки показало, что они образуют парагенетические ассоциации с элементами, количество которых в перекрывающих породах очень незначительно. Ряд элементов - Ni, Zn, Co, Cu, Mo - входят в структуру минеральных фаз гидроксидов. Выраженное обогащение гидрооксидов Fe и Mn указанными выше элементами указывает еще на один возможный источник - глубинные воды, выносящие „рудные" элементы в приповерхностную часть геологического разреза на участках крупных разломов. Приуроченность района пещеры к подобной разломной зоне свидетельствует в пользу этого предположения. Гидрогеологически это также допустимо, поскольку вся осадочная толща на участке пещеры - ниже гипсов - состоит из проницаемых пород, а воды водоносных горизонтов и комплексов имеют напорный характер. Вместе с тем, нельзя исключить, что отмеченные элементы, которыми перекрывающие породы бедны, накапливались в подземных водах благодаря особым „мобилизирующим" условиям геохимической среды. Сопоставление различных фактов указывает также на то, что в геохимической мобилизации элементов существенная роль принадлежала также микроорганизмам (Andrejchuk, Klimchouk, 2001).

Условия и механизм осаждения

Общая, принципиальная схема образования железо-марганцевых осадков в пещере представляется следующей **(рис. 8.18).**

На протяжении длительной истории формирования пещеры, особенно на поздних стадиях во *фреатических (под глинистым экраном) условиях* в обводненном невентилируемом лабиринте господствовала *слабощелочная среда* и *глеевая геохимическая обстановка* (**рис. 8.18-А**). На последнем этапе ее геохимической истории (голоцен), в связи с притоком в пещеру по обвальным трубам вод четвертичного горизонта (с реакционно-способным органическим веществом), а также попадания почвенного материала (с обилием гумусовых кислот) в местах обрушения сводов возникали все более благоприятные условия для активного протекания биогенной сульфат-редукции (*D. desulfuricans*) и накопления H_2S (реакции 1 и 2 – глава 10). Восстановительная деятельность анаэробных микроорганизмов способствовала понижению Eh водной среды, что благоприятствовало растворению и накоплению в подземных водах Mn, а в иловых отложениях - образованию *сульфидных форм Fe* **(рис. 8.18-Б).**

До вскрытия водоносного горизонта (карстового коллектора) карьером (до конца 40-х годов) подземные воды были сильно минерализованными (4-5 г/л), обогащенными Fe^{2+}, насыщенными H_2S (до 130 мг/л) и резко обедненными O_2. Отмеченные обстоятельства предопределяли *восстановительный* характер геохимической среды подземных вод с Eh ниже 200 мв (Волков,1990). Восстановительная среда весьма благоприятна для накопления в водах марганца в виде растворимых сульфидных соединений. Железо и большинство микроэлементов в подобных условиях остаются, однако, миграционно малоподвижными. Таким образом, дотехногенная гидрогеохимическая обстановка (восстановительная) исключала осаждение гидрооксидов Fe и Mn ввиду малой подвижности железа и химических условий, исключающих осаждение марганца.

Вскрытие водоносного коллектора скважинами (конец 40-годов) а затем карьером с последующей откачкой карстовых вод, привели к трансформации геохимической обстановки, сопровождающейся изменениями гидрохимических условий (Андрейчук, Коржик, 1984, Андрейчук, 1988; Волков и др. 1987, Волков,1990; Волков, Андрейчук, 1987 и т.д.) **(рис. 8.18-В).** Вскрытие пещеры десятками разведочных скважин (при подготовке месторождения к эксплуатации) открыло доступ к подземным водам *кислорода*. Попадание O_2 спровоцировало резкое оживление деятельности тионовых бактерий, начавших активное окисление H_2S (*T.thioparus,* реакция 3 – глава 10) и образующейся при этом серы (*T. Thiooxidans,* реакция 4 – глава 10). Последние, продуцируя H_2SO_4, усилили (в присутствии сульфидов, серы и Fe^{2+}, обильных в пещерных глинах) деятельность *T. Ferrooxidans* (реакция 6 – глава 10), продуктом которых стало окисленное железо Fe^{3+}, начавшее накапливаться в подземных водах. Опережающее бактериальное окисление H_2S привело к возрастанию кислотности среды и *расслоению пещерного водоема по окислительно-восстановительным условиям на две зоны* (с постепенным переходом): меньшую - верхнюю, нейтральную (или даже слабощелочную), резко окислительную, и бóльшую – нижнюю, более кислую, восстановительную, а местами – глеевую. Двум зонам соответствовали гидрогеохимические сре́ды с различными условиями Fe-Mn-литогенеза. В окислительных условиях верхней зоны началось осаждение гидроксидов (на стенах). В условиях слабокислой среды нижней зоны Mn и Fe (а также другие микроэлементы) продолжали приобретать подвижность, накапливась в большом количестве в воде, а возможно и частично осаждаясь бактериями типа *T. ferrooxidans*, *F. ferrooxidans* и другими сульфидоокисляющими микроорганизмами, отличающимися активным метаболизмом в кислой среде.

По мере микробиологического расходования H_2S зона пониженных значений pH смещалась вниз, последовательно вовлекая в окислительный процесс все более

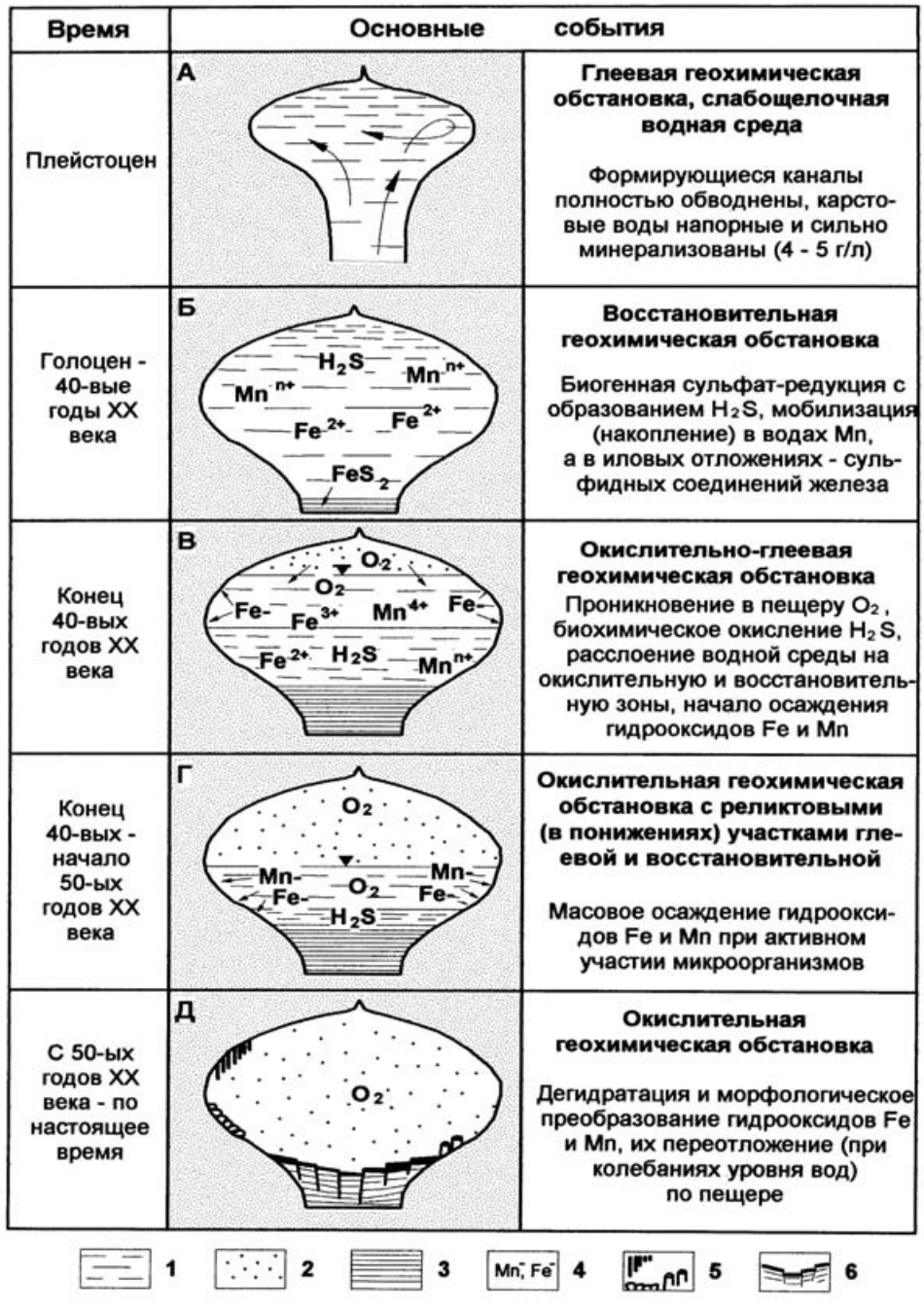


Рис. 8.18. Схема формирования гидрооксидов железа и марганца в пещере:
1 – пещерные воды, в том числе напорные и геохимически стратифицированные, 2 – воздух, 3 – пещерные глины, 4 – гидрооксиды железа и марганца, 5 – различные депонированные и преобразованные формы гидрооксидов железа и марганца, 6 – деформации усыхания пещерных глин

глубокие части горизонта. Что касается соотношения размеров гидрогеохимических зон, на этапе *вскрытия коллектора скважинами*, верхняя (аэрированная) зона занимала, по-видимому, всего лишь от нескольких десятков см до первых верхних метров водной толщи.

Постепенное возрастание размеров верхней зоны (оксидизация среды) влекло за собой осаждение гидрооксидов марганца и железа для которых нейтральные (а особенно слабощелочные) гидрогеохимические условия (верхней зоны) неблагоприятны для нахождения в растворе. Осаждение гидрооксидов происходило здесь, по-видимому, как чисто химическим путем (*кислородный геохимический барьер)*, так и при участии *железобактерий,* поскольку аэробные нейтральные и слабощелочные условия весьма благоприятны для биохимического окисления Fe и Mn. Процесс этот не был, однако, масштабным, поскольку основная масса железа и марганца содержалась в "мобилизованном" виде в водах все еще бóльшей по мощности нижней гидрогеохимической зоны.

Геохимическая специфика этого начального этапа изменений может быть определена как *окислительно-глеевая* (этап миграционной активности и начала осаждения Fe, Mn). Следы этого этапа спелеолитогенеза запечатлелись на стенах пещерных ходов в виде окрашеных полос желтого и черного цвета.

Особенно активно осаждение гидрооксидов происходило на этапе *вскрытия пещерного бассейна карьером и начала откачки подземных вод (конец 40-х – начало 50-х).* Интенсивная аэрация коллектора усилила процесс стратификации геохимических условий (продвижение «фронта окисления» вниз), ускорила нейтрализацию водной среды (**рис. 8.18- Г**)**.** Происходящая, наряду с процессами окисления, нейтрализация вод привела к активному массовому осаждению из вод, содержащих в большом количестве Fe и Mn (находившихся ранее за счет бóльшей кислотности среды в растворенном виде), гидрооксидов этих металлов (*автокаталитическое окисление*). При этом свежеобразованные оксигидраты Fe и Mn образовывали химически активные поверхности для сорбирования из водной среды ассоциирующих с Fe и Mn микроэлементов (Ni, Co, Cu, Zn, Mo и др.) *(сорбционный барьер).*

По мере снижения откачкой уровня карстовых вод и их прогрессирующей аерации восстановительная обстановка сменилась сначала глеевой, а затем и окислительной, сохраняясь лишь в наиболее глубоких участках пещеры, а также в придонном слое и иловых водах подвешенных водоемов, на которые начал распадаться пещерный водоносный горизонт.

Автокаталитический процесс окисления железа и марганца протекал, по всей видимости, с активным участием *марганецосаждающих* и *железобактерий* (Andrejchuk, Klimchouk, 2001). Помимо наличия всех теоретических предпосылок, на биологическое осаждение гидрооксидов указывают обилие в железо-марганцевых образованиях различных бактерий, обогащенность бернессита и асболан-бузерита органическим веществом, а также переполненность гидрооксидов железа *грибоподобными микроорганизмами*. Преимущественно раздельное залегание гидрооксидов Fe и Mn может свидетельствовать о том, что они осаждались геохимически специализированными видами микроорганизмов, осаждающими железо и марганец раздельно. Именно на этом этапе образовалась основная масса Fe – Mn осадков.

Последующая гидрогеохимическая история пещерного бассейна выглядела как сопутствующая откачке и деградации горизонта (разделение на водоемы) все нарастающая нейтрализация водной толщи с сохранением восстановительных (с малым количеством H_2S) условий лишь в отдельных изолированных (реликтовых) водоемах, утративших связь с депрессированной поверхностью водоносного горизонта. Наиболее ярким примером в этом отношении является озеро Зеленый

Лабиринт (район Метрополитен). Озеро располагается в глинистой «ловушке» и имеет подвешенный (3-5 м над уровнем карстовых вод) характер. Зональность геохимических условий водной среды и ее определяющее влияние на осаждение гидроксидов заметны здесь визуально и подтверждены данными гидрогеохимических исследований. До глубины 0,5 м глинистая поверхность дна покрыта черной пленкой гидрооксидов Mn. Глубже (до глубины 0,8-1,0 м) дно покрывает ярко-оранжевая пленка гидрооксидов Fe. Дно водоема на глубинах свыше 1м имеет зеленовато-серый цвет, указывающий на сохранение восстановительных условий.

Таким образом, на *этапе постепенной деградации горизонта (с конца 50-х вплоть до середины 90-х годов)* произошла полная дегазация (H_2S) подземных вод, исчезла гидрохимическая стратификация, а геохимическая обстановка стала в целом *окислительной.* Сероводород в небольших количествах (до 1 мг/л) сохранился лишь в иловых водах, а глеевая (восстановительная) среда (и, соответственно, локальная «остаточная» стратификация) лишь в наиболее глубоких горизонтах экранированных снизу глинами озер.

В субаэральных условиях последнего этапа (**рис. 8.18-Д**) началось преобразование (дегидратация) отложений Fe и Mn, «выставленных» на воздействие факторов воздушной среды. Испарение влаги привело к разуплотнению и разрыхлению пластовых тел гидрооксидов Fe и превращению марганцевых отложений в сажистые слои. Осыпание высыхающих гидроксидов (особенно сажистых марганцевых образований) обусловило накопление их у основания «окрашенных» стен. Колебания уровня вод, сопровождающих откачку, являлись причиной переотложения гидрооксидов (субколлоидные и др. взвеси) по пещере в виде тонких оранжевых пленок, а также образования в понижениях сажистых накоплений.

Аналитические данные указывают, что образование гидрооксидов происходило достаточно быстро. *Активная фаза их осаждения* длилась от *нескольких месяцев до нескольких лет*. Неравномерность распространения гидрооксидов железа и марганца по пещере, их приуроченность к отдельным участкам лабиринта подтверждают вывод о том, что основная масса этих отложений была “сброшена” подземными водами именно на этапе вскрытия пещеры и активного водопонижения**,** т.е. обусловлена техногенным вмешательством в естественный режим карстовых вод.

Маркирующее значение Fe-Mn образований

Из приведенного выше анализа следует, что осаждение гидрооксидов железа и марганца в гипсовых пещерах-лабиринтах артезианского происхождения может указывать на фреатическом этапе их развития на важный рубеж в истории их формирования, а именно: на смену фреатического режима водообмена режимом вадозным (условиями приобретения водоносным горизонтом свободной поверхности). По нашему мнению, это важное событие (которому сопутствуют такие явления как начало активного дренирования карстового водоносного горизонта речной сетью, “вторжение” кислорода и др.) сопровождается резкой сменой геохимических условий и запечатлевается в разрезах толщ пещерных отложений разного вида железо-марганцевыми образованиями. То, что произошло в Золушке можно рассматривать как техногенно ускоренный и хемо(оксидо) катализированный эксперимент, продемонстрировавший в “гиперболизированном” виде характер и механизм геохимических преобразований, сопутствующих переходу карстового коллектора в гидродинамически новое состояние.

Отмеченное обстоятельство позволяет предполагать, что слои железо-марганцевых образований, встреченные в разрезах отложений пещер региона (Оптими-

стическая, Атлантида, Буковинка) можно рассматривать в качестве гидродинамического (гидрогеохимического), а следовательно – спелеогенетического маркера.

Вывод этот имеет, возможно, и более универсальное значение: железо-марганцевые образования могут маркировать этап перехода карстовых коллекторов из фреатического в вадозное состояние и в случае пещер в других типах карстующихся пород. Важным представляется условие быстроты переходного этапа, зависящее, прежде всего, от скорости восходящих тектонических движений: чем они интенсивнее, тем более резкий (контрастный) характер имеет смена геохимических условий и, соответственно, характер депонирования (скорость и объем материала) Fe-Mn образований. Что касается Подольско-Буковинского региона, в силу благоприятного сочетания неотектонических (активные поднятия) и геологических (непроницаемый глинистый экран над гипсами) обстоятельств, этап этот был пройден лабиринтовыми пещерами весьма быстро.

Помимо гидрооксидов, к водным хемогенным отложениям пещеры может быть отнесен *гипсовый песок*, обнаруженный на дне галерей Восточного района. Он представляет собой скопления небольших кристалликов гипса, осажденных в усыхающих лужах на водонепроницаемых днищах некоторых ходов.

8.4. Обвально-осыпные отложения

Отложения этого типа представляют собой разнородный материал, попавший в пещеру гравитационным путем - при обрушении сводов (*глава 7*). Обвально-осыпные отложения образуют слоисто-конические тела – конусообразные высыпки с усеченными (на входе в своды) вершинами (**рис. 8.19**). Литологически они представлены смесью перекрывающих гипсы пород – от ратинских известняков до почв. Литологическое разнообразие обвальных накоплений определяется стадией, на которой находится гравитационная полость, «поставляющая» в пещеру материал.

Рис. 8. 19. Типичная высыпка (вывал) глинистого материала надгипсовых отложений (*фото Б.Ридуша*)

По данным инженерно-геологической съемки, проведенной на бóльшей части лабиринта, в пещере насчитывается более 700 крупных (более 1м^3) обвально-осыпных тел. Бóльшая часть их показана на **рис. 7.8.** Представляет интерес вопрос: какой объем занимают в пещере отложения данного типа? Объем высыпок изменяется от 1-2 до 100 и более м^3. Если принять, что средний объем высыпок равен 5 м^3, а их количество в пещере достигает примерно 700, получим 3500 м^3. По-видимому, истинное пространство, занимаемое в пещере обвальными отложениями, намного больше, поскольку многие конуса имеют гораздо бóльший объем, а основания большинства высыпок размыты или скрыты под глинами.

Отметим еще раз, что материал обрушений явился источником вещества как для водно-механических осадков (пещерные глины), так и для части водно-хемогенных образований (железо-марганцевых).

К локальному типу обвальных отложений могут быть отнесены плиты известняка, образующего прослой на участке Подвалов (**рис. 8.20**).

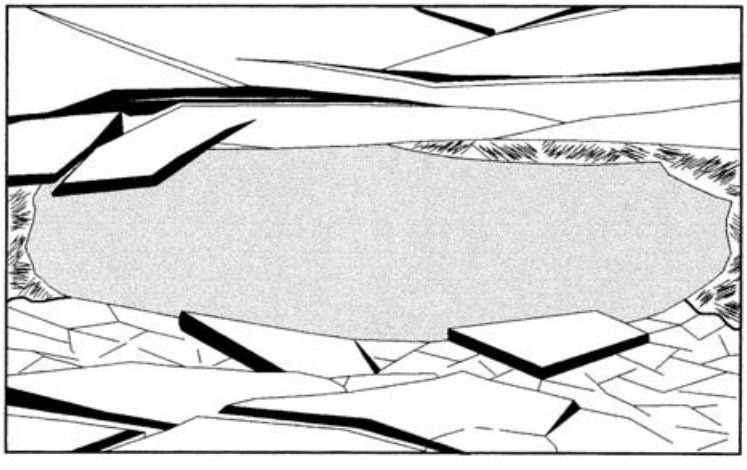


Рис. 8.20. Отслаивающиеся и обрушившиеся плиты слоя кристаллического известняка (участок Подвалов)

8.5. Отложения проблемного генезиса

Оригинальным типом отложений, имеющих чрезвычайно широкое распространение в пещере, являются рыхловато-скелетные карбонатные образования на сводах и арочных частях стен пещерных ходов. Они образуют на их поверхности неправильной формы скопления разной величины (**рис. 8.21-А,Б, фотоприложение 8**). Образования эти окрашены в бурые тона и в большинстве случаев покрыты тончайшей глинистой пленкой. Обращает на себя внимание высокая пористость, точнее скелетность и рыхлость образований. Они довольно легко отрываются от субстрата и без труда крошатся в руках, распадаясь на скелетные части, сыплющиеся между пальцами. Образования состоят, главным образом, из кальцита (90-97%), присутствуют в небольших количествах также кварц(1-4%), гипс (до 6%) и глинистые минералы (монтмориллонит, галуазит и иллит (до 5%)(*Приложение 4, серия 4*).

По части локализации карбонатных образований можно отметить следующее. Несмотря на повсеместное распространение, встретить их можно чаще всего, на гипсовых поверхностях, а также на кулисах. На глинистых днищах ходов их нет. Больше всего образований в верхней части пещеры (верхнем ярусе), где они локализуются в потолочной части ходов, а также на неровной поверхности кулис и отпрепарированных коррозией выступах ритмитов. В случае гипсовых стен, карбонатные новообразования тяготеют к положительным микроэлементам их поверхности – корродированным выступам, карнизам, а также граням крупных кристаллов. Наследуя коррозионные неровности, они подчеркивают структурно-текстурные различия породы (**фотоприложение 1-3,4**). Часто образования «облепливают» небольшие коррозионные выступы, даже – отдельных кристаллов, придавая им характерный вид (**фотоприложение 8-3**). Весьма часто рыхловатая карбонатная масса покрывает слоем разной толщины выступы ритмитов, укрывая истинную природу этих морфологических образований на стенах пещер. Также кулисы, в большинстве случаев, покрыты рыхло-пористой массой, искажающей их форму и толщину (удлинение, придание неправильных извилистых очертаний и т.д). Поэтому, внешние части или края кулис легко разбиваются – даже ударом руки, но при этом следует помнить, что разрушается не истинная кулиса, а лишь ее «приращенная» часть. В среднем ярусе ходов, приурочиваясь к ребристым выступам (или даже без видимой связи с подложкой !), новообразования образуют тонкие (0,5-1,0 см) псевдокулисы (**фотоприложение 8- 6**), состоящие из пористого материала. Природа последних, однако, пока не выяснена. Нет до конца уверенности, что они не связаны с микротрещинами в гипсах, заполненными карбонатами под давлением. Неясно, почему они имеют, несмотря на некоторую извилистость, все же ярко выраженную вертикальную ориентацию и т.д.

Таким образом, рыхлые карбонатные новообразования локализуются на положительных неровностях (разного типа и величины) пещерных стен и кулисах, служивших «удобным» для химического отложения карбонатов пространственным субстратом.

Литологическая (в пространственном смысле) связь с гипсовыми поверхностями, выраженный скелетный характер образований, сравнительно равномерное очаговое покрытие ими корродированых гипсовых поверхностей позволило «с первого взгляда» предположить их остаточный характер - как нерастворимый скелет карбонатно-терригенной примеси, выполняющей пространство между крупными кристаллами гипсовой породы. В пользу этого предположения свидетельствовала, при этом, их приуроченность к верхней части разреза гипсов - к сводам ходов верхнего яруса, развитых в крупнокристаллических гипсах.

Однако факты, прежде всего - приуроченность к негипсовому субстрату, высокая химическая чистота гипсов и мн. др. несомненно указывают на хемогенно-осадочное происхождение этих образований. В этом случае они представляют собой своего рода *пещерные туфы*, возникшие в результате выпадения из воды карбонатов. В.П.Коржик (1989) перечисляет факторы, могущие явиться причиной или стимулировать процесс карбонатообразования: физико-химические (изменение парциального давления CO_2 в водах за счет изменения гидростатического давления в водной толще, изменение температуры вод), гидро-и биохимические (насыщение вод сульфатами, сероводородом, их дегазация, изменение pH среды, деятельность микроорганизмов) и физико-механические (наличие карбонатного субстрата – нерастворимый остаток на поверхности стен – способствующего осаждению карбонатов).

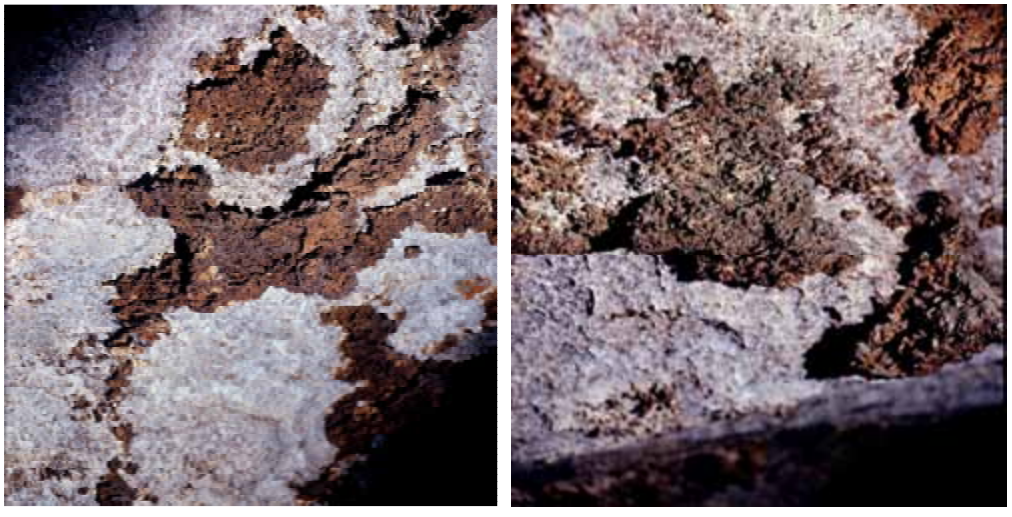


Рис. 8.21. Скелетно-пористые карбонатные новообразования на гипсовых сводах пещерных ходов

Казавшаяся на первых порах очевидной первая версия (остаточные образования) противоречит факту несоизмеримости количества покрывающего своды материала и его содержания в гипсах. Последние, как известно, отличаются высокой химической чистотой. Нерастворимый материал в породе находится в рассеянном виде и визуально не различим. Из логики версии следовало бы, что остаточный материал освобождается *in situ* коррозионным действием малоподвижных вод, что предохраняет остаточный скелет породы от механического разрушения, но в то же время это указывало бы на то, что нерастворимый материал в породе распространен очень неравномерно, образуя сгустки и скопления. Это противоречит фактам. Невероятной выглядит также возможность удержания механической связи между частицами нерастворимого скелета в виде цельных значительного размера скелето-пористых кусков.

Вторая - водно-хемогенная версия, при всей, в общем-то, очевидности хемогенетического происхождения туфов, также не нашла еще однозначного объяснения. Основным ее недостатком является неясность пока механизма осаждения туфов на сводах и кулисах. Предположений здесь может быть несколько.

На этапе развития пещеры, когда полости были целиком обводнены, а воды имели напорный характер, уменьшение количества CO_2 в верхней части водной толщи могло происходить вследствие снижения в этом направлении гидростатического давления.

Более вероятным кажется предположение, что карбонатные новообразования следует относить к более раннему этапу развития пещеры – к активной фазе спелеогенеза, когда напорный водоносный комплекс был вскрыт Прутом *(см. главу 11*)**.** Гидравлическому раскрытию комплекса сопутствовала его постепенная дегазация (эффект шампанского в очень замедленном виде), имевшая место на протяжении всей активной фазы. Новообразования – материальные «свидетели» этого процесса на завершающем активную фазу этапе. Если это предположение получит теоретическое обоснование (расчеты) и эмпирические свидетельства –

получим еще одно интересное явление, характеризующее (маркирующее !) активную фазу спелеогенеза (карбонатный состав материала позволяет произвести датирование абсолютного возраста).

Таким образом, происхождение данного типа отложений пещеры имеет дискуссионный характер, но, скорее всего, их следует относить к водно-хемогенным осадкам типа *карбонатных новообразований*.

8.6. Деформации в отложениях

В результате техногенного водопонижения пещерный лабиринт на бóльшей своей части осушился. Покрывающие днища ходов водонасыщенные глинистые отложения обнажились и оказались под воздействием факторов новой – субаэральной среды. Воздухообмен с поверхностью, несмотря на замедленный характер, обусловил непрерывное испарение влаги с их поверхности. Медленный, но неуклонный процесс потери отложениями влаги привел к возникновению в них разного рода *деформаций усыхания*, т.е. нарушений сплошности и первичного характера залегания, которые, в свою очередь, послужили первопричиной ряда геодинамических явлений производного характера.

Наиболее распространенным и ярко выраженным типом деформаций являются *трещины усыхания* в днищах ходов (**рис. 8.22, 8.23, фотоприложение 9**)**.** Они имеют в пещере повсеместное распространение и образуют такыроподобные поверхности (Горбунова, Андрейчук, 1985). Рисунок «паркета» усыхания определяется, прежде всего, характером коренного основания, на котором залегает глинистый слой **(рис. 8.24).** В случае повторного обводнения, сопровождающегося седиментацией глинистой взвеси, сеть трещин приобретает «оплавленный» вид (**рис. 8.22**).

В глинах, залегающих на ровном субстрате формируются регулярные полигональные сети трещин **(рис. 8.24-А).** Размеры и характер полигонов в них определяются продолжительностью усыхания, а также мощностью глинистого слоя.

Рис. 8.22. Полигональная сеть трещин усыхания на поверхности пещерных глин (*фото Л. Вейсмана)*

Рис. 8.23. Деформированная поверхность глин с трещинами усыхания в профиле пещерного хода (*фото В. Киселева)*

Чем дольше глинистый слой усыхает, тем глубже проникают вниз (вплоть до гипсового основания, где оно имеется) трещины и тем гуще становится сеть. В ее рисунке появляются новые, все более молодые генерации, ориентация которых определяется пространственным характером первично возникшей сети.

Густота сети трещин зависит также от мощности глинистого слоя, подверженного растрескиванию**.** Чем его толщина меньше, тем усыхание происходит быстрее, а паутина сети соответственно сгущается. Таким образом, сети участков с разной мощностью отложений за тот же период усыхания приобретают рисунки разной «зрелости».

Если усыхающие глины располагаются на неровном основании, полигональные сети приобретают ориентированный характер. В случае возвышений или углублений гипсового субстрата возникают сети, состоящие из концентрических и радиальных трещин**.** На поднятиях трещины наиболее раскрыты в центре сетевой структуры **(рис. 8.24-Б)**, а в понижениях – по их краям **(рис. 8.24-В)**. На наклонных основаниях главной составляющей рисунка являются параллельные поперечные трещины, разделяющие глинистый слой на своего рода ступени **(рис. 8.24-Г).**

На **рис. 8.24** приведены только главные типы сетей трещин усыхания. Многочисленные вариации субстрата и мощности глин, а также стадий усыхания осадка предопределяют наличие множества иных рисунков, промежуточных между «чистыми» типами, а также производных от них.

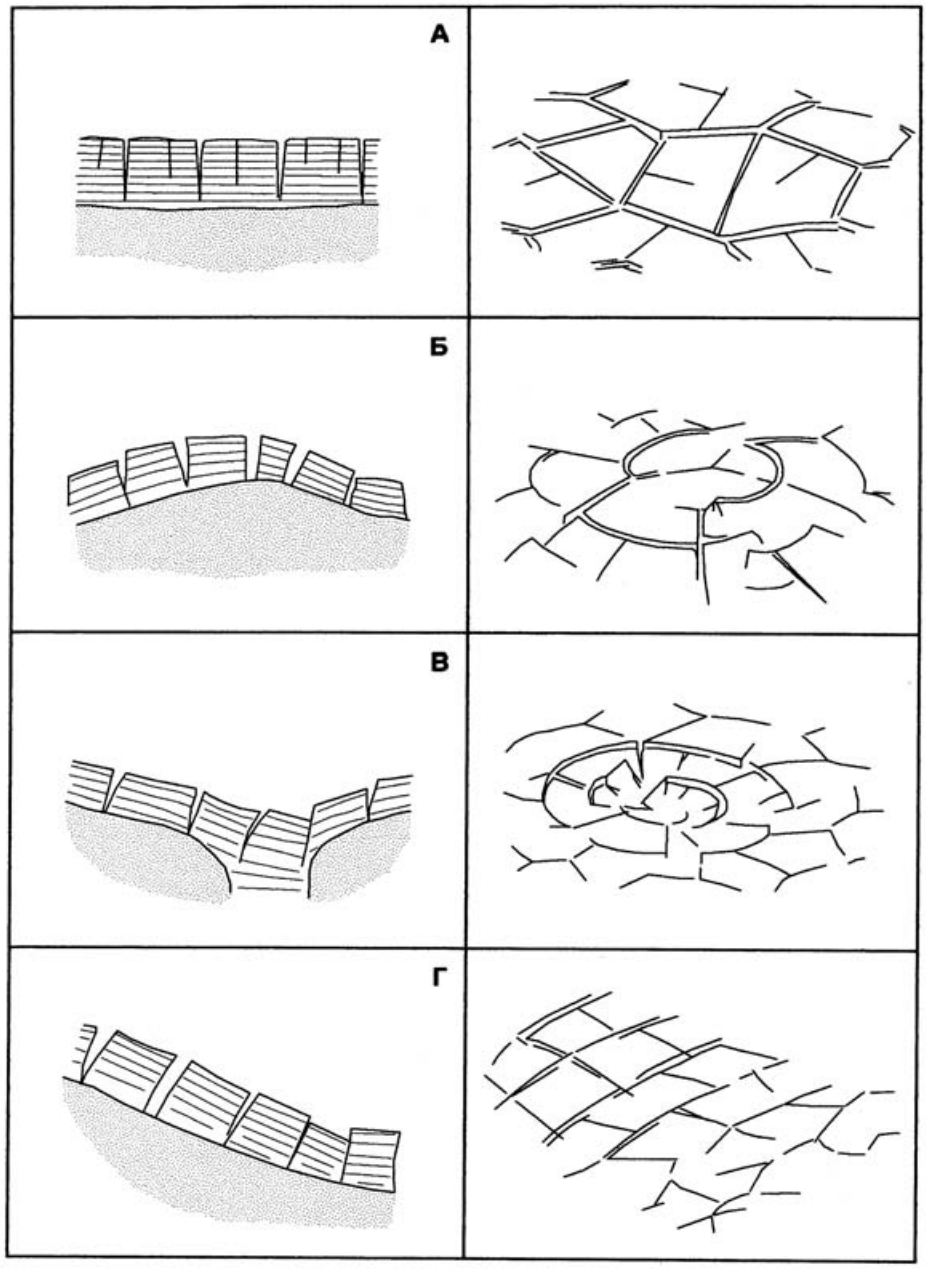


Рис. 8.24. Основные типы сетей растрескивания глинистых отложений в зависимости от характера основания:

А – равномерная полигональная на ровном основании, Б – радиально-концентрическая на выпуклостях основания, В - радиально-концентрическая в просадках, 7 – линейно-ступенчатая на наклонном основании

Трещины усыхания в сетях имеют разную величину, которая определяется мощностью глинистого слоя, а также длительностью развития. С каждым годом увеличивается глубина и ширина трещин. Естественным ограничителем углубления трещин является мощность слоя глин, а их роста в ширину – убывающее влагонасыщение глин.

В развитии трещин усыхания на протяжении техногенного периода развития пещеры можно отметить следующее. В 70-х годах их глубина колебалась в границах 0,1-0,5 м, ширина – 1-5 см. В 80-90-е годы многие трещины имели уже метровую глубину при ширине до 10-20 см. Естественно речь идет о весьма усредненных данных. Из этого следует, что развитие трещин усыхания имеет (имело) неустанный, прогрессирующий характер. Поскольку процесс высыхания глин происходил «на глазах», удалось установить некоторые временные закономерности процесса усыхания. В первые (1976-1978) годы посещения пещеры глины были еще весьма влагонасыщенными и очень скользкими. В 80-е годы они стали «нормально-влажными», их блестящие ранее поверхности поматовели. В 90-е годы процесс усыхания продолжался, но его темпы становились все медленнее.

Визуально заметный резкий скачок от первично-влажного состояния глин до нормального объясняется фактом ускорения усыхания - по мере растрескивания глинистых поверхностей. Каждая новая трещина или углубление ранее возникшей, увеличивали поверхность испарения. Поэтому, потеря глинами влаги на раннем этапе (интенсивного растрескивания, 70-е годы) имела возрастающий (прогрессивный) характер. По мере обезвоживания глин процесс их растрескивания стал естественным образом замедляться.

Усыхание глин вызвало уменьшение их объема (по оценке В. Коржика и Б. Ридуша, 1989 - на 20-30%) и привело к возникновению целого ряда производных (от объемного изменения пород) инженерно-геологических явлений. Среди них можно выделить: *оползневые, просадочные* и *провальные* явления (Андрейчук, 1994).

Деформации оползневого типа имеют место на участках, где глины лежат на наклонной поверхности. Чаще всего, это основания стен ходов верхнего яруса.
Смещению глинистого материала вниз способствует значительный (10-40º) наклон скользящих поверхностей. Главной, однако, причиной, провоцирующей сползание материала вниз, является уменьшение объема глинистых отложений в днищах, вследствие чего глинистые массы на стенах переходят в неустойчивое состояние. Они перемещаются вниз настолько, насколько позволяет пространственная предпосылка – степень уменьшения объема глин. Обычно глины сползают вниз на 0,1–0,5 м. В исключительных случаях, если, например, в днище хода произошло существенное оседание глин, растрескавшиеся глинистые блоки смещаются на бóльшее расстояние, иногда обваливаясь в просадочное понижение.

Оригинальным типом деформаций в днищах ходов являются также просадочные и провальные образования (**фотоприложение 10**). Морфологически среди них можно выделить овально-концентрические **(рис. 8.25)** и продолговатые **(рис**. **8.25)** формы. Овально-концентрические образования встречаются реже, как правило, в местах, где днища ходов расширяются. Они образуют на их поверхности небольшие воронкообразные углубления **(рис. 8.25-В).** Диаметр форм колеблется от 0,5 до 2,5 м, глубина до 1 м. Впадины на **рис. 8.25** имеют (большая и меньшая соответственно) диаметр 2 х 2,5 м и 0,7 х 1,9 м, а глубину 0,8 и 0,7 м.

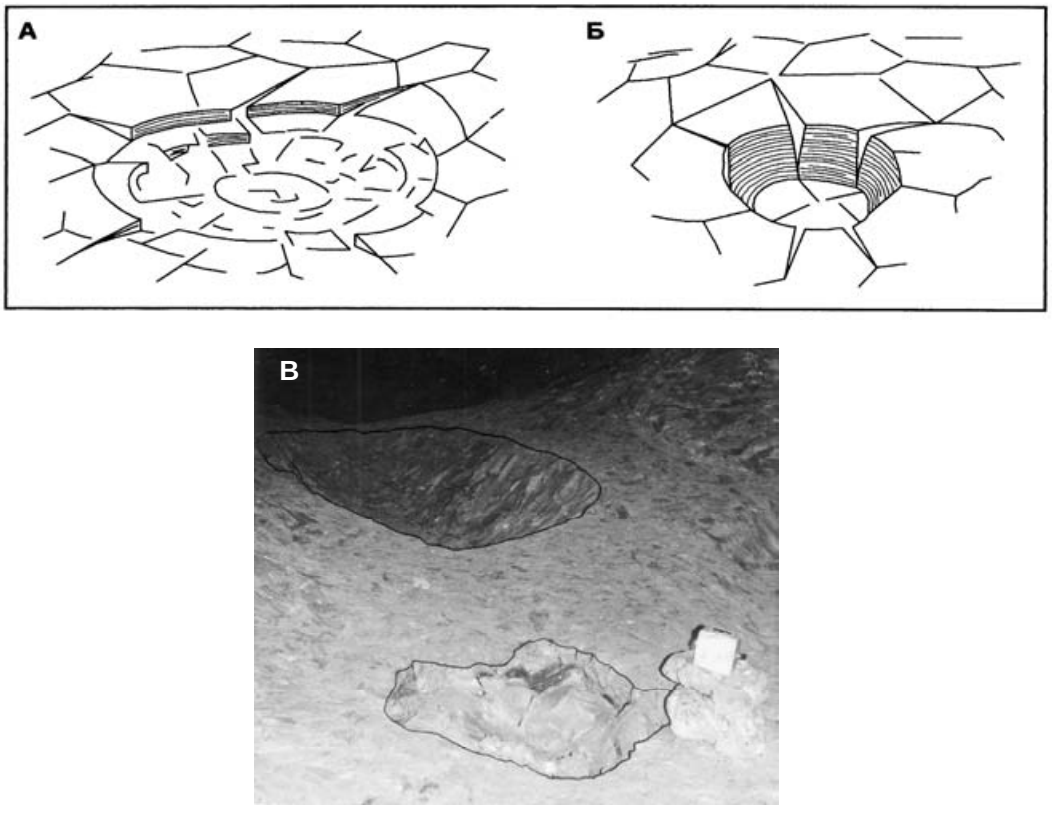


Рис. 8.25. Просадочные (А, В) и провальные (Б) образования в глинистых днищах ходов: А, Б – общий вид, В – воронкообразные углубления на входе в зал Увертюра (*фото С. Волкова)*

Среди овально-концентрических образований обращают на себя внимание небольшие (диаметр 0,3-0,5 м) углубления с отвесными стенками **(рис. 8.25-Б, фотоприложение 10).** Их цилиндрическая форма, а также нарушенная сплошность рисунка сети трещин ука-зывают на одноактный характер сдвижения нарушенного блока, что позволяет отнести деформации этого типа к провальным. Наблюдения показали, что они образуются над небольшими пустотами, возникающими в толще глин в результате процессов внутри глинистых толщ (расслоения, усыхания, проседания и т.д.). Подобные микропровальные явления можно отнести к вторичным, сопутствующим явлениям, сопровождающим процесс усыхания и деформирования глинистых толщ. По-видимому, они являются более поздним по времени образования типом деформаций, характерным для поздних стадий усыхания отложений.

Типично просадочные концентрические формы (или формы оседаний) (**рис. 8.25-А,В)** отличаются от провальных бóльшими размерами. На их просадочное происхождение указывает, помимо формы, рисунок трещинной сети: в отличие от провальных случаев, трещины в них образуют единую с окружением систему **(рис. 8.25-А),** что продразумевает медленный (эволюционно-просадочный) характер

развития деформаций этого типа. Последние имели место на более ранних этапах усыхания, когда глины находились еще во влажно-пластичном состоянии (70-е годы). Провально-просадочные деформации концентрического типа наиболее часто встречаются в днищах крупных залов (**рис. 8.26**).

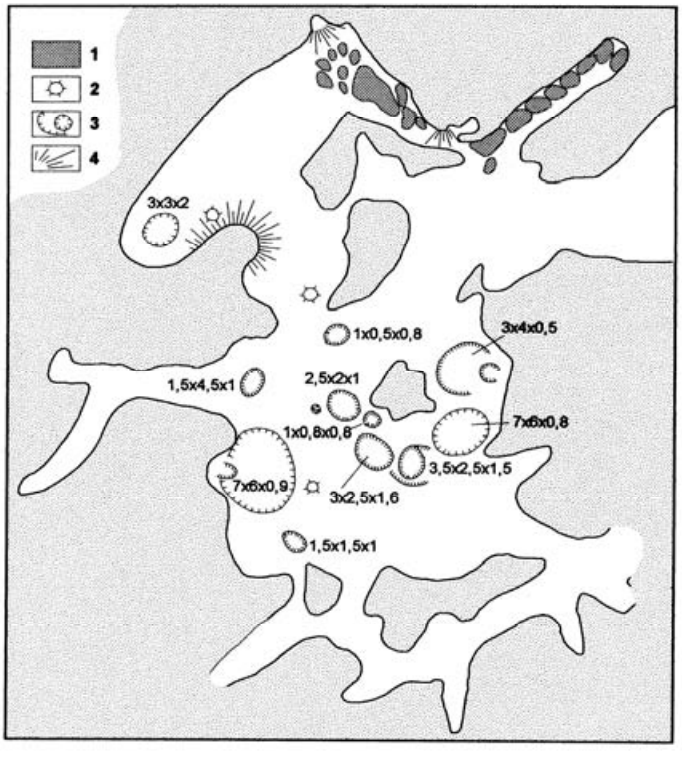


Рис. 8.26. Провальные и просадочные формы в Античном Зале:
1 – обвальные образования, 2 – осыпные конуса на полу пещеры, 3 – провалы и просадки в днище зала, 4 – склоны крупных высыпок

Продолговатые – вытянутые вдоль пещерного хода просадочные деформации - имеют гораздо бóльшее, чем овально-концетрические, распространение и отличаются бóльшими размерами. Они характерны для западных, менее объемных, районов пещеры, где преобладают сравнительно узкие (1,5 – 3,0 м) хода, а глины заполняют преимущественно вертикальную часть профиля «замочной скважины». Просадочные деформации этого типа характеризуются значительной глубиной (1-3 м) и образуют в днищах ходов фрагменты каньонов, затрудняющих продвижение по пещерному ходу.

Крупные размеры просадочных деформаций, как, например, в районе Веселом (**рис. 8.27**), наводят на мысль, что в их образовании принимали участие и другие, помимо *уменьшения объема глин* вследствие усыхания**,** факторы. К последним могут быть отнесены: наличие полостей нижнего яруса, в которые может *оседать заполнитель* (вследствие того же усыхания)**,** а также *суффозионный* (при водопонижении) вынос материала, обусловливающий разуплотнение отложений или освобождение пространства для их нисходящего перемещения**.**

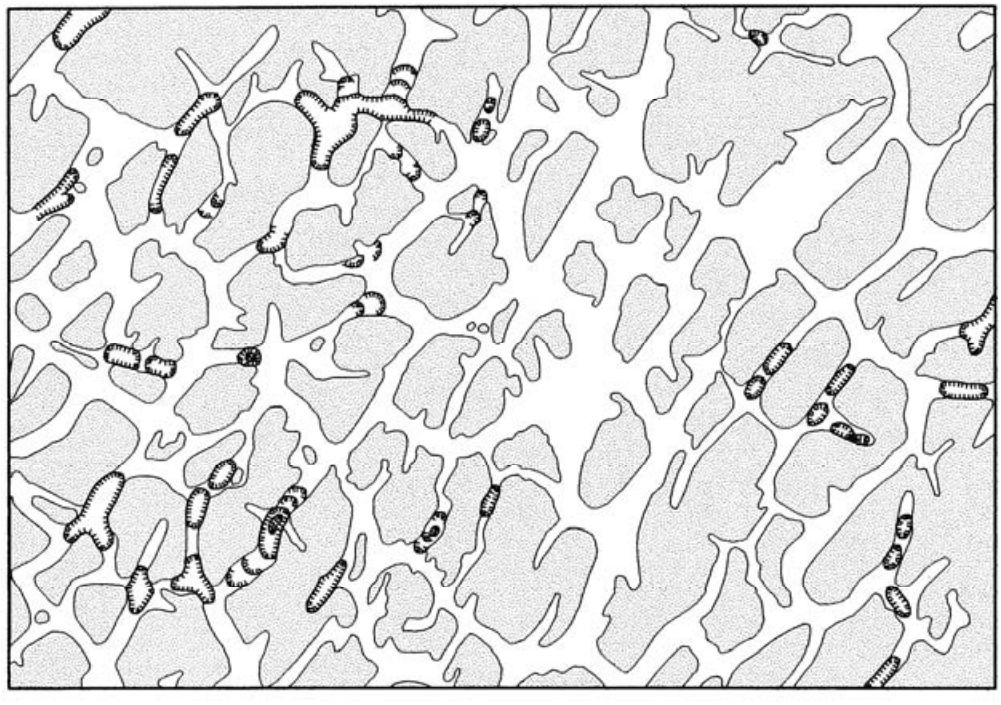


Рис. 8.27. Просадочные деформации в глинистых днищах ходов в Веселом районе пещеры

Действие упомянутых факторов («снизу») нашло свое подтверждение в некоторых районах пещеры. В переходном районе Подвалов, например, заложенном в средней части разреза гипсов вдоль локально развитого монолитного слоя карбонатов, обращают на себя внимание необычные колонны **(рис. 8.28),** образованные оседанием глин с ходов верхнего яруса. Вертикальный характер колонн и блестящие поверхности их стен, указывают, что глинистый материал поступает сверху под давлением, а отверстия, через которые он выдавливается, довольно узки. Логично предположить, что в днищах ходов верхнего яруса над полостями Подвалов развились просадочные углубления сравнительно больших размеров.

Спусковым механизмом процесса явилось, скорее всего, уменьшение в объеме глинистого заполнителя, что позволило глинам начать свое нисхождение по полостям, соединяющим ярусы. Следует заметить, что подрайон Подвалов является частью района Голландский Сыр, отличающегося сложной объемной морфологией. Весьма вероятно, что начальные звенья процесса были в существенной мере стимулированы, а возможно – синхронизированы с понижением уровня воды при формировании депрессионной воронки. После водопонижения процесс развивался «в сухую» - по инерции.

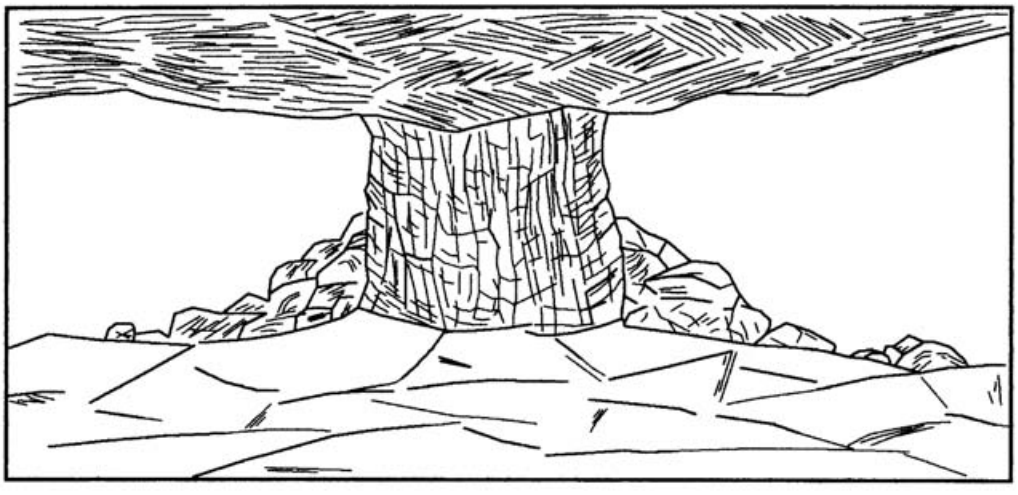


Рис. 8.28. Колонна выдавливания отложений верхнего яруса в полости нижерасположенного яруса. Район Подвалы

Понижение уровня воды, связанное с откачкой в карьере, а также последующие его колебания, главным образом на уровне нижнего яруса полостей, могли быть причиной суффозионных процессов: разуплотнения, а частично и выноса материала из полостей. Следует помнить, что в основании глин залегает разной мощности слой рыхлых карбонатных образований, которые в отличие от водонепроницаемых глин, суффозионноподвержены. Бóльшее значение, однако, суффозионный процесс мог иметь место при перетоках вод из пещерных водоемов и бассейнов (*см. главу 6*) в их стремлении найти (проложить) пути сквозь глинистый экран днищ вслед за опускающимся уровнем подземных вод.

Таким образом, период обезвоживания пещеры сопровождался ярко выраженными преобразованиями пещерных отложений, прежде всего, глинистого заполнителя ходов. Преобразования эти еще раз демонстрируют, насколько существенными могут быть изменения в подземных полостях при осушении карстовых коллекторов.

8.7. Проблемные вопросы формирования отложений пещеры

Описанные выше отложения пещеры, в целом ряде случаев весьма своеобразны или даже – уникальны. Комплекс пещерных отложений Золушки весьма неоднороден как в генетическом (разные генетические типы), так и возрастном отношениях (от древних, возможно сингенетичных начальным стадиям спелеогенеза до молодых, современных). Объяснение механизмов формирования некоторых из них имеет на данном этапе дискуссионный характер. Это касается, прежде всего, следующих случаев.

1. *Карбонатно-суглинистые отложения*, образующие слой в основании разреза толщ (*см. параграф 8.1*). В их формировании (точнее – их карбонатной составляющей) нельзя исключить участия еще одного – депозиционного фактора-обстоятельства - осаждения кальцита из напорных вод, поступавших снизу и обогащенных карбонатами. Ранее, в одной из первых работ, посвященных Золушке, автор отмечал возможность такого механизма, объясняя им карбонатную

цементацию кулис (Андрейчук, Коржик, Куница 1983). На возможность хемогенного осаждения кальцита из поступающих из нижележащих карбонатных комплексов вод указывает также А.Б.Климчук (устное сообщение), исследовавший с В.Я. Рогожниковым (1982) подобный карбонатный материал в Атлантиде – на «коренном» дне магистральных ходов, а также интересные кальцитовые коры в ходах переходного яруса. А.Б. Климчук считает, что кальцит может осаждаться при растворении гипса за счет эффекта общего иона.

Следует обстоятельно изучить карбонатные образования Золушки и пещер региона под углом «сброса» карбонатов на артезианской стадии спелеогенеза. Помимо отмеченных суглинисто-карбонатных образований Золушки и карбонатных – Атлантиды, хемодепозиционный механизм может оказаться существенной составляющий при цементации кулис и основной причиной формирования травертиноподобных образований на сводах и стенах полостей Золушки. Однако, при этом, потребуют объяснения такие обстоятельства, как глинизированность и песчаность карбонатно-суглинистых образований в днищах ходов, а также – приуроченность пористых карбонатных новообразований к сводам полостей в верхней - замочной части профиля ходов, который мог сформироваться на более поздних, чем артезианский, этапах образования пещеры (на стадии водного зеркала).

2. *Слоистые пещерные глины*. При всей очевидности их формирования (осаждение в застойной водной среде вследствие гравитационного «отмучивания» перекрывающих глинистых пород при их обрушении в пещеру) остается неясным происхождение их отчетливой слоистости, точнее микрослоистости. Предложенная седиментационно-диагенетическая гипотеза кажется наиболее правдоподобной, поскольку в пещерной среде не действовали (?) какие-либо циклические процессы типа сезонных на поверхности. Тем не менее, вопрос требует дополнительных исследований и привлечения усилий специалистов – литологов и седиментологов. Возможно микрослоистость имеет наложенный характер в смысле «перекрестного» наложения оседающей мути от разных источников-вывалов, происходивших в разное время. Муть же, в специфических условиях водной среды и при коллоидном состоянии частичек могла переноситься на значительные расстояния.

3. *Железо-марганцевые образования - сталагмиты.* Как уже отмечалось при характеристике этого уникального типа образований, сталагмиты представляют собой биогенные постройки. Они – продукт «конструкционной» деятельности грибо-образных организмов, утилизирующих органическое вещество и продуцирующих, находясь в сложных симбиотических отношениях с железопродуцирующими бактериями, гидрооксиды железа, в меньшей мере марганца. В настоящее время проводятся серъезные микробиологические исследования, которые должны ответить на вопросы о типе (виде) этих организмов, расшифровать их функциональ-ную геохимическую специализацию и выяснить причины и особенности их колониальной организации. Вполне возможно, что эти исследования приведут к интересным открытиям.

4. *Елочно-сталактитовые агрегаты из гидрооксидов марганца (***рис 8.14***,* **фотоприложение 7***).*Также представляют собой довольно необычные образования, которые нуждаются в тщательном минералогическом исследовании. Наличие железистого трубчатого «стержня» в них, а также присутствие в материале нитей грибоподобных микроорганизмов также указывает на их биогенную природу.

Глава 11. Происхождение и возраст пещеры

11.1. Спелеогенетическая модель

Пещера Золушка – «детище» напорно-восходящего транзита подземных вод через гипсовый слой к местному эрозионному базису – р.Прут. В этом плане ее происхождение в целом вписывается в развиваемую, для региона в частности, теорию формирования лабиринтовых пещер в артезианских условиях (Климчук, Рогожников, 1982, Климчук, Шестопалов, 1990, Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995, Klimchouk, 1986,1992, 2000, 2003 и др.). Соответствуя принципиальным положениям артезианской теории в целом, спелеогенетическая история Золушки характеризуется определенными особенностями, в том числе - дискуссионного характера.

Многочисленные факты, прежде всего, морфологические (*см. главу 4*) и седиментологические (*глава 8*), указывают на формирование пещеры в артезианских условиях – снизу, от водообильных песчаниково-карбонатных пород нижнего бадения и сеномана. Находящиеся под большим (десятки метров) напором пластовые подземные воды, в процессе гидравлического раскрытия днищем Прута глинистой покрышки активизировались, началось их сквозное (через гипсы) движение, что привело к сравнительно быстрому коррозионному расширению трещинного пространства и образованию крупных полостей. Роль структурных предпосылок, а также производной от них гидродинамической конкуренции, сыгравших главную роль в морфогенезе пещеры, была рассмотрена ранее (*глава 4*).

Попробуем, опираясь на имеющиеся данные, как литературные, так и собственных исследований, восстановить принципиальные моменты истории развития пещеры, базируясь на следующих принципах.

1. *Исторический принцип*. Предполагает рассмотрение истории формирования пещеры на фоне геологической истории региона с учетом важнейших палеогеографических событий.
2. *Принцип унаследованного развития*. Подразумевает учет при рассмотрении истории формирования пещеры предшествующих эпох карстообразования и возможное влияние (непосредственное и опосредованное) их морфо- и седиментологических «следов».
3. *Принцип локальности*. Обязует исходить в спелеогенетических построениях, прежде всего, из локальных условий, учитывающих местные сочетания условий спелеогенеза, которые часто имеют не меньшее значение, чем общий региональный фон и определяют специфику спелеогенетического выражения более общего (например, регионального) процесса спелеогенеза.

11.2. Этапы формирования и возраст пещеры

В истории развития карста района Золушки и, соответственно, в спелеогенезе мы выделяем несколько этапов, в разной мере условных, характеризующихся теми или иными особенностями развития карста.

1. Среднебаденский.
2. Верхний бадений – нижний сармат.
3. Средний сармат – мезоплейстоцен.
4. Неоплейстоцен – голоцен.
5. Современный.

11.2.1. Среднебаденский этап

Наблюдения в Золушке, в карьерах и обнажениях Прут-Днестровского междуречья дают основания предполагать, что между осаждением гипсов и ратинских известняков имел место кратковременный (?) перерыв, во время которого поверхность гипсового осадка осушилась и подверглась некоторому воздействию экзогенных процессов – выветривания, растворения, эоловых и т.д. На это указывает наличие отчетливой границы между кровлей гипсов и подошвой ратинских известняков, частично – неровный характер этой границы, наличие на контакте между ними прослоев глинистых и др. отложений (*см. главу 3*). (Последние, правда, имеют иногда эпигенетический характер, указывающий на связь с преобразованием гипсов в известняки - баритовая и целестиновая минерализация, серное оруденение).

В пользу перерыва свидетельствует также наличие сети трещин в гипсах (*глава 4*), на первичный характер которых указывает преобладание трехлучевых смыканий. Контракционные трещины, глубоко проникающие в толщу гипсов, вряд ли могли формироваться под покровом известняков, изолировавших гипсы от воздействия внешних агентов. Еще один аргумент в пользу перерыва – заполнение первичных трещин, их кольматация (образование кулис), которая могла только предшествовать осаждению известняков.

К сожалению, вопрос о перерыве освещен в региональной геологической и карстологической литературе довольно слабо, а предлагаемые доказательства перерыва часто противоречивы (Кудрин, 1966, Бобровник, Головченко 1969, Дублянский, Смольников, 1969, Перцович 1969, Ломаев, 1970, 1979, Савчин, Остьянова, 1972, Дублянский, Ломаев, 1980, Климчук, Рогожников, 1982). Согласно А.А. Ломаеву (1979), «лагуны тортона после осаждения гипсов и ратинских известняков на значительных территориях были осушены, и на голой поверхности гипсов и ратинских известняков происходил интенсивный карстовый процесс… Гипсы карстуются сравнительно быстро, часть известкового покрова была смыта, местами его вообще не было. Оформилась карровая поверхность Среднего Приднестровья с колодцами, воронками и подземными полостями» (с. 104). Как видно, из данной цитаты трудно извлечь однозначную информацию по интересующему нас вопросу («...гипсов и ратинских известняков» ?). Однако, тот же автор отмечает и конкретный факт закарстования поверхности гипсов – при отсутствии покрова ратинских известняков – у с.Завалье, на левом берегу Збруча (спорный – устное сообщение А.Б.Климчука). Не очень убедительно выглядят упоминания по данному вопросу и других авторов.

А.Б.Климчук, опираясь на данные исследований в районе серных месторождений Предкарпатья, а также наблюдений на других участках региона пришел к выводу, что неровный, закарстованный контакт гипсов и ратинских известняков является следствием межпластового закарстования, а также гидрогенного замещения гипсов кальцитом (Климчук,1997). По его мнению, подобный отчетливо выраженный характер контакта формируется в условиях напорного водоносного комплекса, за счет межпластовой циркуляции вод и сопутствующего растворения. В условиях застойного режима определенную роль в растворении гипсов на контакте с известняками могут играть также процессы сульфатредукции, сопровождающиеся приобретением водами некоторой агрессивности по отношению к гипсам.

Таким образом, как в подольской, так и в буковинской частях Подольско-Буковинского региона, отмечаются несогласия в залегании ратинских известняков на

гипсах, указывая тем самым, с одной стороны, на палеогеографическую возможность перерыва в осадконакоплении, с другой – на возможное закарстование контакта в более поздние эпохи. При этом, главным свидетельством перерыва являлись бы первичные трещины в гипсах с литифицированным заполнителем (если действительно заполнитель имеет «наружную» - сверху, а не «внутреннюю» - снизу, см. *главу 8*, природу). Наличие же перерыва, в свою очередь, может свидетельствовать в пользу хемогенно-морского, а не эпигенетического происхождения известняков в данном районе. (Это обстоятельство не исключает наличия в районе участков и зон с известняковыми «раздувами», связанными с метасоматическими процессами в гипсах).

Если «концепция первичных трещин» в гипсах верна, следовательно, перерыв имел место, возникают закономерные вопросы: насколько длительным он был и что его характеризует?

Из факта, что в период осаждения гипсов господствовал теплый и влажный климат следует, что перерыв должен был быть в геологическом смысле очень кратковременным, так как поверхность гипсов, по крайней мере в районе пещеры, не успела подвергнуться существенному закарстованию, несмотря на высокую растворимость гипса и весьма благоприятные внешние условия. Закарстованию, а точнее – коррозионному расширению, могли подвергнуться лишь первичные трещины. На это указывают неровные (рельефные, с раздувами) стенки кулис в пещере – слепки первичных трещин. В некоторых случаях ширина трещин, определенная по толщине кулис, превышает 30 см, но обычно меньше.

Можно предполагать, что после образования инициальной сети («паутины») первичных трещин процесс их контракционного расширения протекал в условиях периодического воздействия атмосферных вод, подрастворявших время от времени их стенки. Со временем, после прекращения контракционного роста, главную роль в дальнейшем расширении трещин играл процесс коррозии. Периодичность и интенсивность процесса определялась климатическими условиями. Во время дождевого сезона имело место их расширение инфильтрирующими и, главное стагнирующими водами, в сухой – осушение и заполнение пылевым, алевритовым и мелкопесчаным эоловым материалом, приносимом на поверхность оголенной гипсовой пустыни с «берегов». На то, что растворение стенок трещин происходило за счет застойных вод, заполнявших трещины, указывает отсутствие на поверхности кулис вертикальных ребер и желобов – «отпечатка» карровых форм на стенах трещин.

Отмеченные выше обстоятельства указывают на то, что перерыв в осадконакоплении перед отложением ратинских известняков должен был быть в районе пещеры весьма кратковременным – от нескольких десятков до нескольких сотен лет (?).Трансгрессия моря, наступившая после перерыва (как следствие продолжающихся циклических опусканий в соседнем Предкарпатском прогибе), обусловила проникновение морской воды в трещины и цементацию заполнившей их (целиком или частично) песчано-алеврито-пылевой смеси «морским» карбонатом кальция, тем же, из которого начали формироваться ратинские хемогенные известняки. Тем самым, первичные трещины оказались наглухо «законсервированными» под слоем известняков. Главные этапы предполагаемого процесса формирования трещин и их заполнения отражены на **рис. 11.1**.

Ввиду кратковременности этапа, включая также период образования ратинских известняков, а также морского режима территории, тектонические силы не могли еще проявиться тем или иным образом в гипсах.

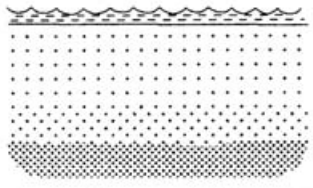
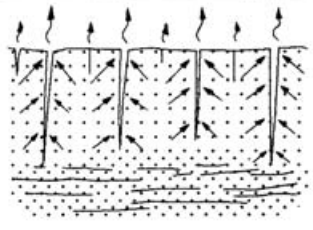
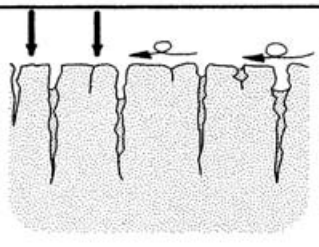
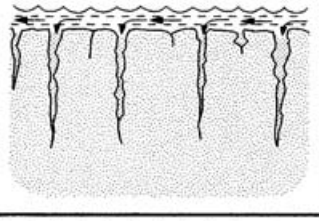
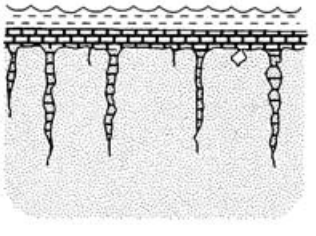
Этап		Краткая характеристика этапа
	РЕГРЕССИЯ	Завершение осаждения гипсов, стратификация гипсового осадка по плотности
		Обнажение поверхности гипсов, их консолидация (перекристаллизация с укрупнением размера кристаллов), образование трещин усыхания (медленный рост) вследствие потери осадком влаги, их углубление до уровня обезвоженных (раскристаллизованных) слоев
		Воздействие на поверхность гипсов атмосферных осадков, коррозионное расширение первичных трещин, их заполнение рыхлым песчано-алевритовым эоловым материалом, частичная гипсофикация (тонких)
	ТРАНСГРЕССИЯ	Обводнение поверхности (наступление моря) и трещин, их кольматация известковым материалом
		Осаждение карбоната кальция и образование слоя ратинских известняков, погребение заполненных трещин, их цементация

Рис. 11.1. Предполагаемая схема условий формирования заполнителя трещин в гипсах, а также слоя ратинских известняков в районе пещеры Золушка

11.2.2. Верхний бадений – нижний сармат

Верхний бадений и следущий за ним нижний сармат был в регионе, и в районе пещеры в частности, периодом тектонических опусканий, связанных с формированием соседнего предгорного прогиба. В опускания была вовлечена платформенная окраина, однако их интенсивность в направлении от прогиба к платформе уменьшалась. Уменьшение амплитуды опусканий в отмеченном направлении нашло свое выражение в уменьшении мощностей морских терригенных баден-сарматских глин – от 600-800 м и более в прогибе, до нескольких десятков метров на Подолии.

Характеризуемый этап по отношению к карсту в гипсах и, соответственно, спелеогенезу, был длительным и пассивным. Однако на его протяжении возникли обстоятельства, в существенной мере предопределившие особенности и предпосылки карсто-и спелеогенеза на последующих этапах. Первое обстоятельство касается тектонических движений. Как известно (Гофштейн, 1979, Дублянский, Смольников, 1969, Ломаев, 1979, Андрейчук, 1984,1987,1988 и др.), на протяжении отмеченного периода, в связи с формированием прогиба в процесс опускания была вовлечена платформенная окраина, что выразилось в образовании серии крупных сбросов, разбивших ее на несколько бóлее или менее крупных «ступеней» карпатского (СЗ – ЮВ) простирания с незначительным количеством поперечных разрывов. Площади ступеней – тысячи и десятки тысяч км^2, т.е. региональный масштаб. Район пещеры располагается в пределах одной из крупных ступеней. Естественно, что ввиду масштабной несоизмеримости региональных тектопроявлений и местных условий (район пещеры) события эти никоим образом не отразились на условиях карстообразования в районе пещеры. Образованию ступеней (первичные напряжения) сопутствовало образование трещиноватости с выраженным СЗ вектором (длинные трещины и разрывы), однако трещиноватость эта имела приразломный локальный характер, а отрицательный знак тектонических движений не способствовал ее раскрытию или образованию сетей трещин внутри ступеней.

Второе обстоятельство касается накопления в морских условиях огромных (сотни метров) толщ слоистых, преимущественно глинистых, водонепроницаемых (слабопроницаемых) осадков, перекрывших гипсы мощным «экраном», изолировавшим их в значительной степени от поверхностных вод и «запечатавшим» на долгое время водоносные горизонты в подстилающих трещиноватых породах мела, девона и силура. Именно наличие мощной водонепроницаемой покрышки над гипсами и водопроницаемых пород под ними предопределило впоследствии формирование специфических (артезианских) условий в районе (высоконапорные подземные воды), сыгравших определяющую роль в карсто- и спелеогенезе.

11.2.3. Средний сармат – мезоплейстоцен

На рубеже раннего и среднего сармата завершилось формирование Предкарпатского прогиба и начиная со среднего сармата в районе пещеры, как и в целом регионе, знак тектонических движений изменился на положительный. Общее поднятие территории, охватившее регион, привело к неуклонному отступанию сарматского моря на юго-восток. За отступающим бассейном формируется (вытягивается) первичная речная сеть (пра-Днестра и пра-Прута) в виде блуждающих по плоской аккумулятивной равнине потоков. В позднем сармате море окончательно покидает регион. В связи с активными поднятиями (в Карпатах), в прогибе и на плат-

форменной окраине оживляются разломы СЗ направления. Поднятия обусловливают возникновение напряжений сжатия (в отличие от опусканий, приведших к разрывам), давления от орогена - в направлении платформы, в связи с чем в осадочной толще (в т.ч. в гипсах) возникают пологие складки, как например, в покутской части региона. В районе Золушки, существенно (десятки км) удаленном от прогиба, пликативные дислокации осадочной толщи не проявились.

В плиоценовое время имели место две серии поднятия-стабилизации территории, в целом незначительные по интенсивности и амплитуде, приведшие к окончательному оформлению бассейнов Днестра и Прута и формированию их VII и VI террас.

Эоплейстоцен ознаменовался в геологической истории региона как период довольно интенсивных, и главное – дифференцированных эпейрогенетических поднятий, приведших к формированию поперечных (к карпатскому направлению) разрывов (на границе участков с разной интенсивностью поднятий), разбивших СЗ ступени на отдельные блоки-«клавиши». Неравномерный в масштабе региона характер поднятий обусловил последовательное дробление толщ на блоки, сначала более крупные (макроблоки), а затем более мелкие. С конца эоплейстоцена восходящие тектонические движения приобретают блоково-дифференцированный характер.

Процессу блоковой дифференциации региона, суть которого – в возникновении поперечных к карпатскому (СЗ) направлению нарушений и разрывов – сопутствует развитие трещиноватости, на этот раз, преимущественно северо-восточного (соответствующая напряжениям) направления.

Наряду с образованием новых тектонических трещин, в гипсах имеет место оживление первичных трещин, дробление их заполнителя, раскрытие (на контакте с породой) и формирование вторичной структурной проницаемости. Оживляются преимущественно трещины СВ или близкой к ней ориентации, происходит «тектонизация» первичной сети – геометризация, соединение трещин в зигзагоподобные ряды, рассечение целиков, возникновение крупных, собственно тектонических разрывных зон (микроблоковых), возникновение порядковой структуры сети и т.д. Именно это время ответственно, на наш взгляд, за подготовку гипсового слоя в аспекте его структурной проницаемости к предстоящей позже проработке. Отмеченные процессы формирования проницаемости гипсов (в вертикальном направлении) продолжались и в мезоплейстоцене, однако их интенсивность постепенно снижалась, как в связи с ослаблением интенсивности поднятий (30 м против 80-100 в эоплейстоцене), так и в результате сработки напряжений во время эоплейстоценового дробления региона.

Важным с точки зрения карсто-спелеогенеза аспектом плиоцен-плейстоценовой (до неоплейстоцена) истории региона в целом и района пещеры – в частности, было развитие речной сети и, как следствие, механическая денудация, последовательно размывавшая толщи баден-сарматских глин и неуклонно снижавшая их мощность. Особенно активно процессы размыва происходили в эо- и мезоплейстоцене – в связи с активизацией тектонических поднятий. В конце эоплейстоцена Днестр начал «врезаться» в скальные породы и формировать каньоноподобную долину. К концу эоплейстоцена мощность баден-сарматского покрова в подольской части региона уменьшилась настолько, что в днищах притоков Днестра, заложенных по разломам, она не превышала нескольких – нескольких десятков метров, вследствие чего имело место гидравлическое раскрытие миоценовых водоносных горизонтов и активизация водообмена (Климчук, Шестопалов, 1990). С этого времени началось формирование (активная фаза) крупнейших подольских пещер-лабиринтов, завершившееся в

целом к середине мезоплейстоцена. С этого момента сосредоточимся на событиях в припрутской части региона, где расположена пещера, поскольку здесь карсто-спелеологические события развивались далее по иному сценарию.

Для долин Днестра и Прута, расположенных на незначительном (25-45 км) расстоянии друг от друга, характерно синхронное развитие террасовых комплексов. Однако из-за разного удаления от прогиба (Днестр дальше) их долины развивались в разных геологических условиях. Начиная с V террасы (конец эоплейстоцена) Днестр врезается в скальные породы. К настоящему времени он сформировал глубокую (180-220 м) каньонообразную долину с серией внутриканьонных террас (V-I). На участке Среднего Приднестровья он вскрывает толщи девона, силура и даже старшего возраста (венд).

Прут же, расположенный ближе к прогибу, с погруженными гипсами и мощной толщей глинистых баден-сарматских отложений, до сих пор формирует свою долину в упомянутых глинистых толщах, что определяет ее форму (широкая, террасированная, наличие крутого правого берега, обилие оползней и т.д.) и гидрологические условия разгрузки нижележащих водоносных горизонтов (отсутствие). Лишь в районе пещеры (южная часть Хотинско-Мамалыжского макроблока) русло реки вскрывает в настоящее время гипсы (уровень II террасы).

Попробуем ниже восстановить последовательность карсто-и спелеогенетических событий в районе пещеры в новейшее время, опираясь на региональные палеогеографические разработки (Гофштейн, 1979, Куница, 1966, 2007; и др.).

11.2.4. Неоплейстоцен – голоцен ($Q_3 – Q_4$)

Начало неоплейстоцена в Припрутье характеризовалось стабилизацией тектонических движений. В условиях относительного покоя русло Прута, подмывая правый, южный берег, медленно смещалось к югу, увеличивая площадь пойменной (ныне поверхность III-ей) террасы. Боковое смещение русла происходило, по-видимому, достаточно быстро, поскольку слоистые баден-сарматские отложения легкоразмываемы. Разрушению берега способствовали оползневые процессы, столь характерные для отложений этой формации во всем прикарпатском регионе. В тектонически стабильных условиях неоплейстоцена сформировался аллювий третьей террасы с отчетливо выраженным двучленным строением (пойменная и русловая фации) (**рис. 11.2 – 1**).

Период стабилизации продолжался сравнительно недолго и сменился новым циклом поднятий. Усилилась глубинная эрозия (сменившая боковую), Прут снова начал врезаться в баденские аргиллитоподобные отложения. Началось формирование уступа III терассы (**рис. 11.2–2А**). К этому времени русло реки оказалось над разломно-сбросовым нарушением (*см. главу 3*). По-видимому, именно в это время имело место гидравлическое раскрытие залегающего под толщей глин баден-сеноманского водоносного комплекса. Раскрытию способствовали следующие обстоятельства:

1. Сравнительно небольшая (25-40 м) мощность глинистого «экрана» между гипсами и днищем реки;
2. Дезинтеграция отложений (разрывы, дробление и т.д.) в зоне нарушения, предопределившая их потенциальную проницаемость, хоть и очень слабую, по вертикали; оживление нарушения (блоково-дифференцированный характер поднятий).
3. Пестрый, существенно карбонатный характер слоистого «пирога» верхне-баденской толщи в ее нижней, на контакте с ратинскими известняками, части,

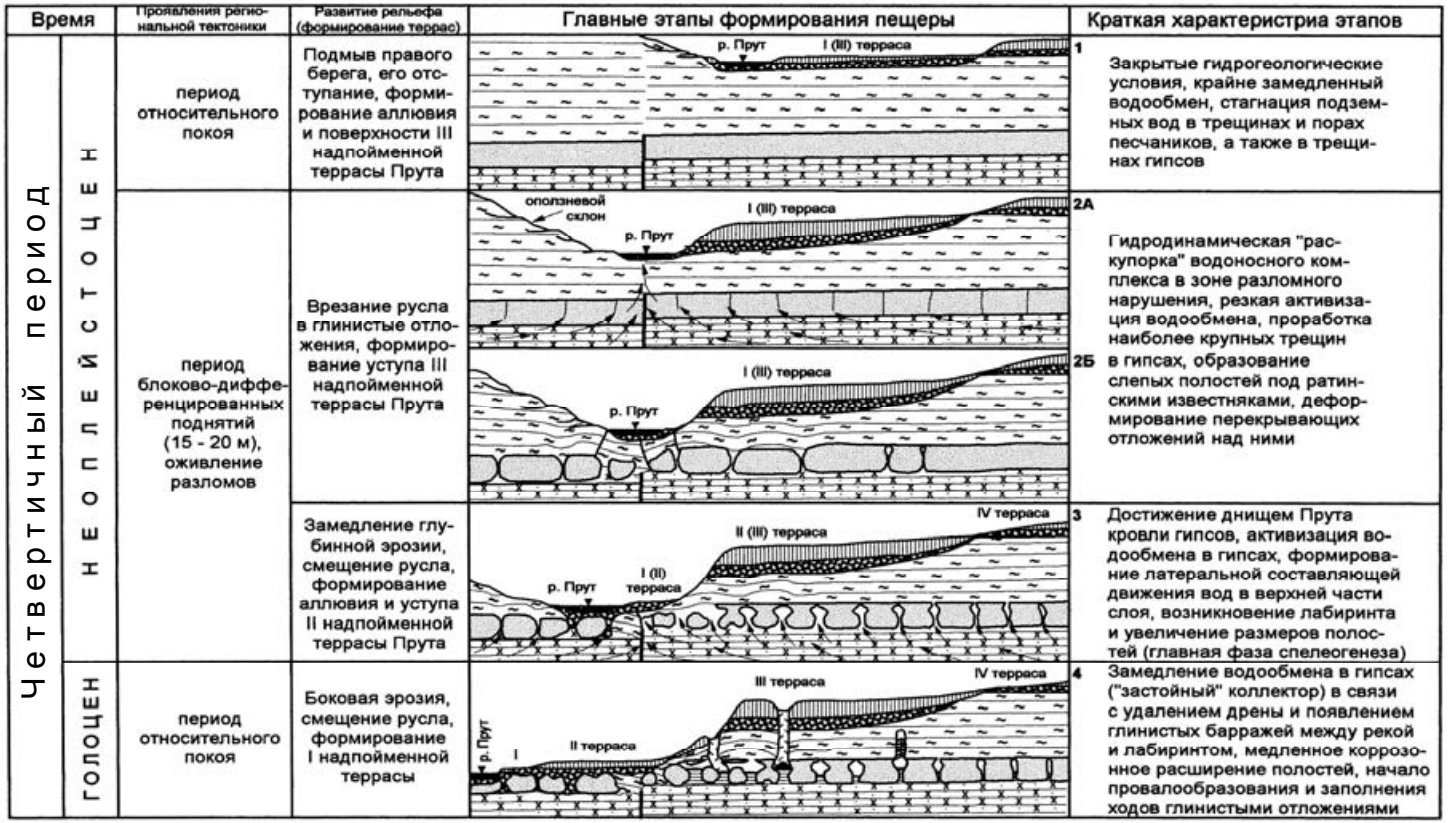


Рис. 11.2. Этапы формирования пещеры Золушка

переслаивание глинистых осадков с известняками и песчаниками, что повышало ее проницаемость «снизу».

Раскрытие (процесс, но не акт!) обусловило активизацию водообмена в баден-сеноманском водоносном комплексе. Находящиеся под большим давлением (напор предположительно до 40 м и более – по аналогии с нынешними условиями в соседних гидрогеологически закрытых блоках – Андрейчук, 1988) подземные воды стали разгружаться в днище реки, в русловый аллювий. Вначале процесс этот был, по-видимому, медленным, но по мере эрозионного углубления русла и проработки путей восходящей фильтрации его интенсивность возрастала. Гипсовый слой, являвшийся «полупрепятствием» на пути восходящей разгрузки начал избирательно (в наиболее раскрытых трещинах) прорабатываться ищущими выхода вверх напорными водами. Естественно, что такая проработка сосредотачивалась, прежде всего, в зоне нарушения, а также вблизи нее (первые сотни метров). Использовались, прежде всего, чисто тектонические трещины, более раскрытые и незакольматированные. Расположенные в зоне нарушения трещины развивались быстрее в связи с благоприятными условиями разгрузки. В более удаленных (на те же первые сотни метров) трещинах, ввиду отсутствия «сводовой» разгрузки имело место образование под покровом ратинских известняков «слепых», замкнутых, разобщенных пустот. Ввиду высокой минерализации вод увеличение их размеров (расширение в верхней части) происходило медленно. С определенного момента (величины) рост полостей сопровождался прогибанием свода, что привело к возникновению деформаций в покровной толще (**рис. 11.2-2Б**). Деформации (карстовые, экзотектонические и т.д.) - весьма характерный элемент геологического разреза перекрывающих, надгипсовых отложений (**рис. 3.20),** но в ограниченной зоне, тех же первых сотнях метров от нарушения или уступа третьей террасы. Они наблюдаются по всему периметру карьера (**рис. 11.3**), постепенно затухая вглубь III террасы – по направлению к IV (**рис**. **11.2-2Б).**

Примечательно, а это хорошо видно в карьере, что дислокации не имеют непосредственной связи с полостями современного лабиринта. В пещере также не наблюдается участков с видимыми деформациями отложений в сводах (например, на участках обнажения подошвы ратинских известняков).

Под складками (синклинальными) в кровле гипсов не прослеживается пустот, заполненных инородным или обрушившимся материалом. В синклинальных углублениях складок перекрывающие ратинские известняки и глинисто-карбонатные образования пликативно, почти без разрывов, «ложатся» на неровную поверхность углублений в кровле гипсов. Это обстоятельство подтверждает тезис о медленном росте пустот под слоем известняков в сводовой части «избранных» трещин – под давлением снизу – с сингенетическим прогибанием сводов над ними.

Так закончился начальный этап коррозионной проработки гипсов, приведший к образованию дислокаций в покровной толще и, тем самым, ликвидации «подратинских» полостей. Следует, однако, учесть, что карстово-тектонические дислокации имеют локальный характер, образуя зону (примерно от уступа III-ей террасы до карьера – **рис. 11.4**), примыкающую к нарушению. Известные же на сегодняшний день полости лабиринта (незаполнен-ные) располагаются от карьера вглубь, под IV террасу, покрываясь с зоной дислокаций лишь частично (южная периферия). На участке пещеры, прилегающей к карьеру (районы Заблудших, Привходовый) рассчитанные коэффициенты закарстования не учитывают невидимых полостей характеризуемого этапа развития пещеры и в действительности должны быть существенно выше. Это обстоятельство весьма неблагоприятно для добычи гипса. Если бы карьер расположить на несколько сотен

метров далее в направлении IV-ой террасы, выход полезного ископаемого был бы значительно большим.

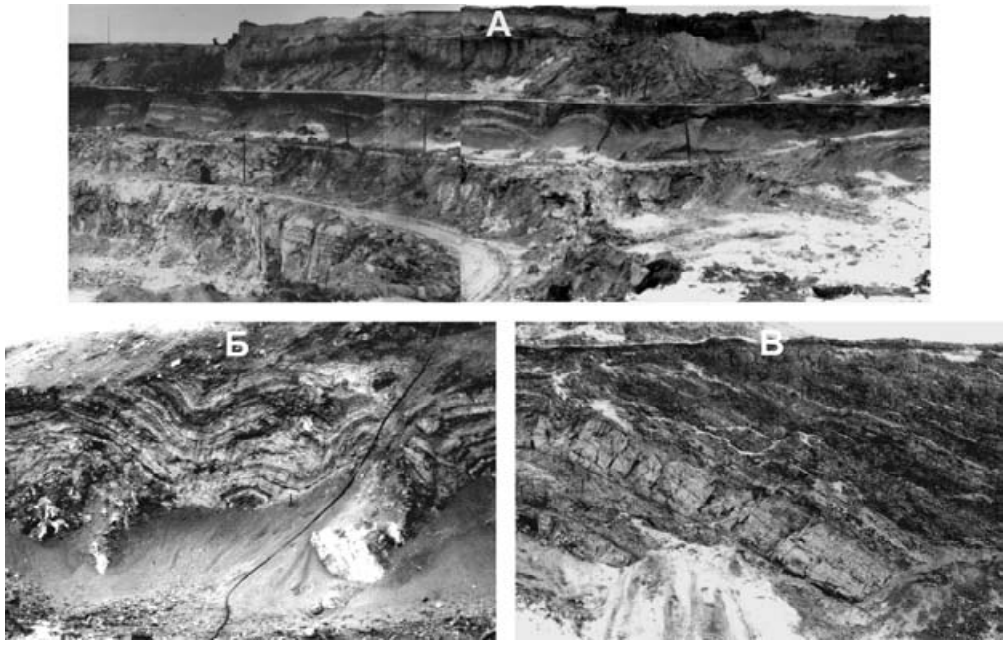


Рис. 11.3. Карстообусловленные деформации пород надгипсовой толщи:
А – экзотектонические складки в северо-восточном борту карьера, Б – складка крупным планом, В – фрагмент вкладки – крыло с моноклинальным залеганием слоев (*фото С.Волкова*)

На «молодой» возраст карстования указывает факт локализации дислокаций в разрезе покровной толщи: помимо глин они прослеживаются, особенно в случае более крупных складок, также в террасовых образованиях – песчано-гравийных и даже суглинистых. К верху складки постепенно выполаживаются. В нескольких случаях, при осмотре вскрышных стен карьера, автором наблюдались деформации, не прослеживающиеся в террасовых отложениях. Ввиду неотчетливости разреза трудно было оценить однозначно, связано ли отсутствие дислокаций в субаэральной толще с их затуханием или действительно имеет место как таковое. В этом случае следует немного отодвинуть назад (к моменту завершения формирования аллювия III-ей террасы и началу формирования ее уступа) момент гидравлического раскрытия водоносного комплекса. Вопрос этот нуждается в уточнении (обстоятельное обследование вскрышного разреза в карьере), хотя принципиально не изменяет последовательности и сути описываемых событий.

Помимо «неудачи» в спелеогенетическом отношении, этап формирования уступа III-ей террасы, вскрытия водоносного комплекса и первой активизации водообмена, сыграл важную роль в увеличении проницаемости гипсов. Несмотря на то, что карстованию подверглись избранные трещины, остальное большинство из них, прежде всего, тектонически оживленные первичные трещины, в условиях напора также увеличили (в разной степени) свою проницаемость. Возможно, уже на

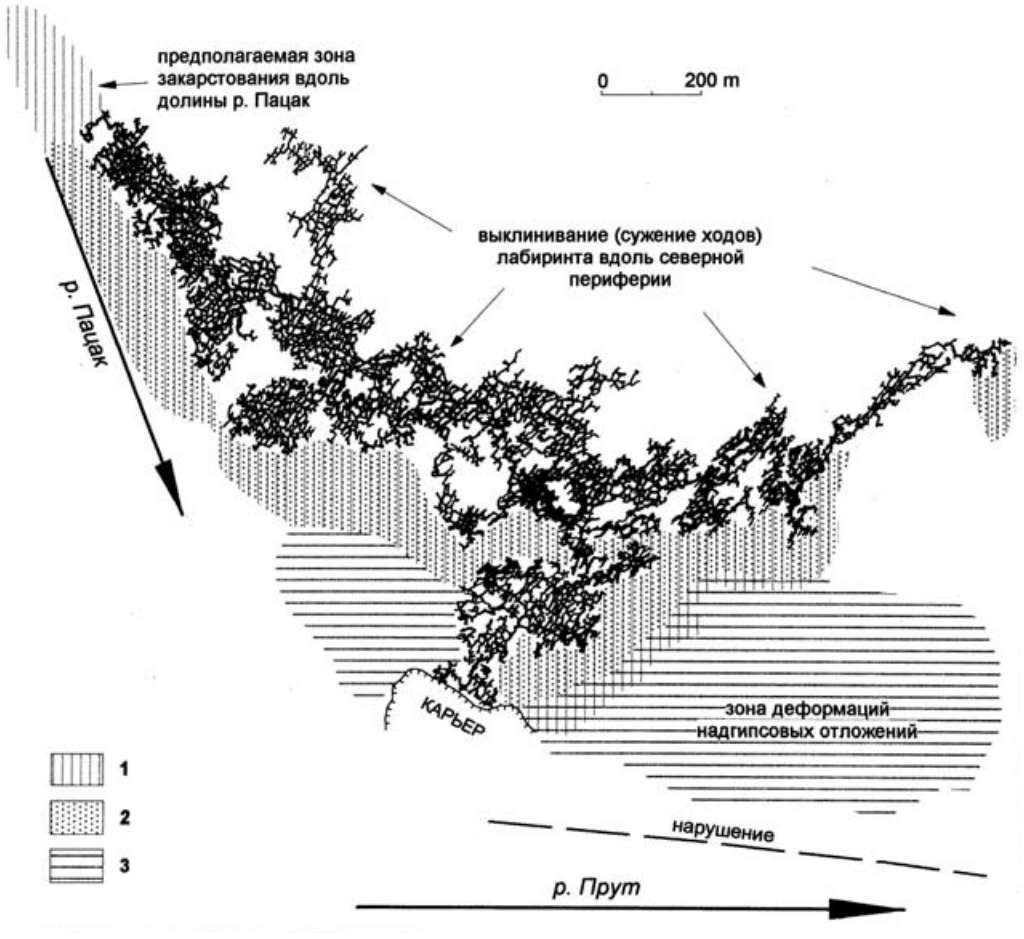


Рис. 11.4. Зонирование участка пещеры по характеру закарстования гипсового слоя:

1 – зона предполагаемого развития полостей вдоль разломной долины р.Пацак, 2 – зона наложения крупных галерей (участков сосредоточенной разгрузки) и периферийной части зоны надгипсовых деформаций, преимущественно заполненная, 3 – зона карстобусловленных пластических деформаций надгипсовых пород, тяготеющая к нарушению

этом этапе наиболее проницаемые из них, равно как и зоны микроблоковых нарушений, получили определенное коррозионное раскрытие.

В отличие от смежных с нарушением участков, непосредственно в зоне нарушения, где сосредотачивалась восходящая разгрузка подземных вод, гипсы подвергались весьма существенному разрушению. Карстование происходило как по трещинам, так и, главным образом, в основании слоя. В связи с этим имело место медленное оседание глинистых подрусловых толщ - синхронно растворению гипсов под ними. Оседание ускорило процесс углубления днища в верхней части разреза, а в нижней привело к заполнению проседающими глинами зоны нарушения (часто с ненарушенным или слабонарушенным залеганием). Такие участки на современных разрезах, пересекающих зону нарушения, выглядят «нелогично» с точки зрения

геологов и служат поводом для предположений о палеодолинах и т.п. На **рис. 2.15** приведен упрощенный геологический разрез, составленный по материалам разведочного бурения вдоль железной дороги (**рис.2.14,** *глава 2*). Разрез повторяет изгибы пути, поэтому, несмотря на продольный (согласный с простиранием нарушения характер) «подсекает» его в нескольких местах, выявляя участки полного прокарстования гипсов до подошвы. Такие участки – это своеобразные заполненные осевшими глинами «окна», в месте которых сосредотачивалась разгрузка напорных вод в зоне нарушения. В одном из них (в левой части рисунка), возможно связанным с поперечным нарушением (*см. главу 2*), глины лежат на 8-10 м ниже подошвы гипсов, т.е. среди разрушенных карстом известковистых песчаников. Мощность глин в «окнах» составляет 20-27 м и может указывать на минимальную мощность толщи под днищем реки в момент гидравлического открытия водоносного комплекса.

В условиях замедления глубинной эрозии русло Прута постепенно смещалось к югу, формируя аллювиальный комплекс отложений II-ой террасы (**рис. 11.2–3**), постепенно погребающий следы предыдущего этапа. Как следует из рисунка, заполненные окна в гипсах (в зоне нарушения) перекрыты аллювием II-ой террасы (2-5 м гравийно-галечных и 3-5 м илистых образований), который «запечатал» сверху осевшие в зоне нарушения фрагменты баденской глинистой толщи в местах коррозионного уничтожения гипсов снизу.

На фоне продолжающихся поднятий русло Прута не только смещалось к югу, но и постепенно углублялось, увеличивая мощность песчано-гравийного материала. Под водонасыщенным аллювием продолжается карстование гипсов «сверху», в результате чего их поверхность снижается (под II-ой террасой мощность гипсового слоя на 3-5 м ниже, чем под III-ей). Покров ратинских известняков здесь также отсутствует - размыт и превращен русловыми водами в глыбово-галечный компонент гравийно-галечной смеси. Площадное разрушение кровли гипсов компенсируется обильным осаждением глинистого и илистого материала, формирующего пойменную фацию, включая илистый материал стариц (**рис. 11.2–3**).

Таким образом, в момент формирования второй террасы, несмотря на гидродинамическое функционирование комплекса (восходящая разгрузка напорных вод), имели место процессы заполнения (кольматации) зоны нарушения. Из наиболее проницаемой (по вертикали) зоны она превратилась для горизонтально движущихся к нарушению подземных вод в своего рода прерывистый барраж. Поскольку днище Прута все еще располагалось над самой кровлей гипсов, но сместилось на 100-300 м к югу от погребенной зоны нарушения, в толще гипсов к северу от нее (в сторону пещеры) водообмен несколько замедлился.

Новый этап активизации карста начался с момента врезания днища Прута в кровлю гипсов и формирования уступа II-ой террасы (**рис. 11.2–3**). Достигнув кровли гипсов ниже нарушения, где гипсы залегают на 5-7 м ниже, чем в пещерном блоке, русло Прута оказалось на уровне галерей верхнего (еще существенно не расширенного) яруса пещеры, создав идеальную предпосылку для новой активизации водообмена. Частичное закрытие зоны нарушения оставило подземным водам две возможности для разгрузки – через гипсовые «коридоры» - целики между заполненными глинами участками и более предпочтительную - поверху – через аллювий второй террасы. В таких условиях мощный гидродинамический импульс получил латеральный вектор разгрузки: восходящие по гипсам подземные воды по достижению уровня верхних галерей (расширенные сечения) могли перемещаться горизонтально, разгружаясь непосредственно в русловый аллювий II-ой террасы, а через него – в днище Прута (**рис. 11.2–3**). Частично воды разгружались, по-видимому, и по целикам-коридорам (на это указывают карстовые формы на

поверхности, т.е. на II и I террасах), однако по мере проработки верхних каналов стока, значение этой составляющей уменьшалось. Именно в этот период - конец неоплейстоцена – имела место основная фаза спелеогенеза на участке «современной» Золушки, связанная с возникновением весьма благоприятных условий для разгрузки вод. При движении напорных вод по трещинам происходило дальнейшее разрушение частично раздробленного (при тектонических подвижках) и дезинтегрированного растворением (первый этап активизации – при гидравлическом вскрытии комплекса) заполнителя трещин – кулис. По мере коррозионной проработки трещин и формирования полостей песчано-глинистый материал кулис (с частично выщелоченным известковым цементом) накапливался в основании трещин и днищах ходов, формируя первый, нижний слой пещерных отложений – карбонатных суглинков (*см. Главу 8*).

В голоцене (**рис. 11.2–4**), в связи со стабилизацией тектонических поднятий, русло Прута постепенно смещается к югу, удаляясь от зоны нарушения и пещеры, меандрирует, формируя I-ую террасу. Процесс этот продолжается и в настоящее время. Паводковый характер реки время от времени обусловливает затопление не только формирующейся поймы, но и первой надпойменной террасы. Связь реки с пещерным блоком (гидродинамическая) ослабевает как вследствие глинистых барражей в зоне нарушения, так и за счет разобщения гравийно-галечного слоя–проводника (II-ой террасы) старичными формами, заполненными илом. От поверхностного излияния разгружающиеся в галечники воды изолирует 3-5 метровый поверхностный слой илистых отложений пойменной фации II-ой террасы. Наступает замедление водообмена в пещерном блоке и пещера превращается в грандиозный коллектор карстовых вод с застойным режимом. В это время воды пещеры приобрели свободную поверхность, т.е. потеряли напор. В связи с замедленным водообменом минерализация вод стала повышаться, они потеряли агрессивность. Вследствие обрушения сводов пещера стала заполняться глинистыми отложениями, кольматирующими нижние части сечений пещерных ходов. Коррозионные процессы проявляются локально – в местах вывалов покровных отложений и проникновения грунтовых вод из террасовых отложений. В застойных условиях накапливается сероводород. В пещеру снизу свободно проникает метан, радон и другие эманации, пещера становится своеобразным геохимическим «накопителем». На этом – современном, пассивном - этапе развития, коллектор был вскрыт карьером и осушен откачкой, что вызвало целый ряд весьма впечатляющих преобразований и ознаменовало собой начало нового весьма интересного этапа в его развитии. Особенности периода развития пещеры в условиях вскрытия карьером описаны в соответствующих главах при характеристике тех или иных особенностей пещеры – обводнения, отложений, микроклимата и т.д.

11.3. Размеры пещеры

В связи с предложенной выше моделью спелеогенеза возникает закономерный и важный вопрос: как велика пещера по своей площади – протяженности? Является ли она локальным образованием, тяготеющим к нарушению и Пруту, предопределившими гидродинамическую активизацию комплекса в зоне-радиусе нескольких километров или разведанной частью более крупной системы? Если так, то насколько более крупной?

Однозначно ответить на данный вопрос пока невозможно. Несомненно, пещерный лабиринт имеет существенно бóльшие размеры, чем известная на сегодняшний день закартированная его часть. Часть пещерной сети недоступна из-за глинистого заполнения и обвалов, непроходимых сужений и т.д., часть уже «съедена» карьером. Но если представленная в модели генетическая связь пещеры с нарушением и рекой справедлива, то вряд-ли лабиринт простирается далеко вглубь междуречья, на север. Скорее всего, он выклинивается в этом направлении, что собственно и наблюдается. Есть, однако, обстоятельство, позволяющее предполагать значительное развитие его северо-западного крыла (*см. план пещеры*), вытягивающегося вдоль долины р.Пацак.

Сопоставление данных разведочного бурения, данных по карьеру, материалов бурения вдоль железной дороги и нескольких скважин в пойме Пацака с привязкой кровли гипсов и другие признаки указывают, что долина этого притока Прута тяготеет к поперечному (к Пруту) нарушению – грабенообразному понижению (*см. главу 2*). Указанное нарушение могло сыграть роль дрены, активизировавшей водообмен в зоне, прилегающей к нему (районы – Веселый, Голландский Сыр, Геохимический, Дикий Запад и другие, еще не открытые). Явление это могло иметь место на рубеже неоплейстоцена и голоцена, когда дренаж системы Прутом замедлился. Имея на своем пути барраж (в зоне припрутского нарушения) они двигались к боковому нарушению, а по нему – в аллювий II-ой террасы. Так можно объяснить ассиметрию пещерного плана и «вытягивание» его северного крыла вдоль р.Пацак. Если отмеченное нарушение простирается далеко вглубь Прут-Днестровского междуречья, вполне возможно, что оно «работает» с конца неоплейстоцена по сегодняшний день как зона разгрузки вод в гипсах и подстилающих породах, формируя пещерную сеть под днищем Пацака и в прибортовых частях (**рис.11.4**). Развитию сети-коридора могут способствовать наклонное залегание гипсов (в сторону Прута), гидравлический уклон, наличие в верховьях прутских притоков форм-поглотителей стока (даже у прут-днестровского водораздела), дренирующее влияние карьера и другие факторы. На активность карста в разломных зонах прутских притоков указывают наличие старых карстовых форм в их днищах, например возле сс. Биливцы, Балковцы, а также периодическое появление новых провалов. Один из них – возле с.Данковцы – удалось детально обследовать (**рис.11.5**).

Проникновение в полость, спровоцировавшую его образование, показало, что морфологически она является частью обводненного лабиринта и физиономически в значительной степени напоминает полости Золушки. Это же подтвердили данные геофизических исследований, проведенные на участке провала (**рис. 11.6).**

Таким образом, не исключена возможность, что лабиринт Золушки протягивается вдоль разломной зоны Пацака далеко к северу. Ясно, что по мере удаления от карьера полости пещеры, будут все менее проходимы как из-за уменьшения размеров, так и, прежде всего, за счет обводнения.

Насколько эти соображения верны покажут дальнейшие исследования. В любом случае представляет большой интерес изучение закарстования и современных карстовых процессов под днищами прутских притоков. Вопрос этот имеет не только местное, практическое, но и большое научно-теоретическое значение - для развития теории спелеогенеза в платформенных условиях.

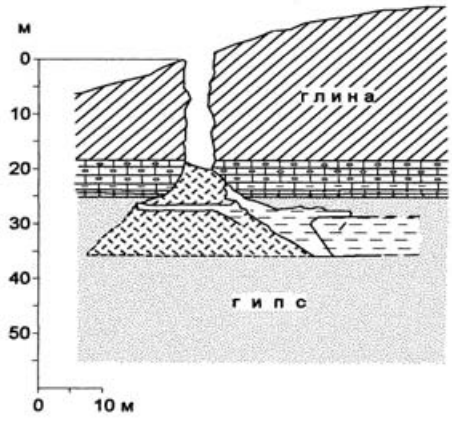


Рис. 11.5. Геологический разрез через Данковецкий провал (*по материалам А. Климчука, с упрощениями*)

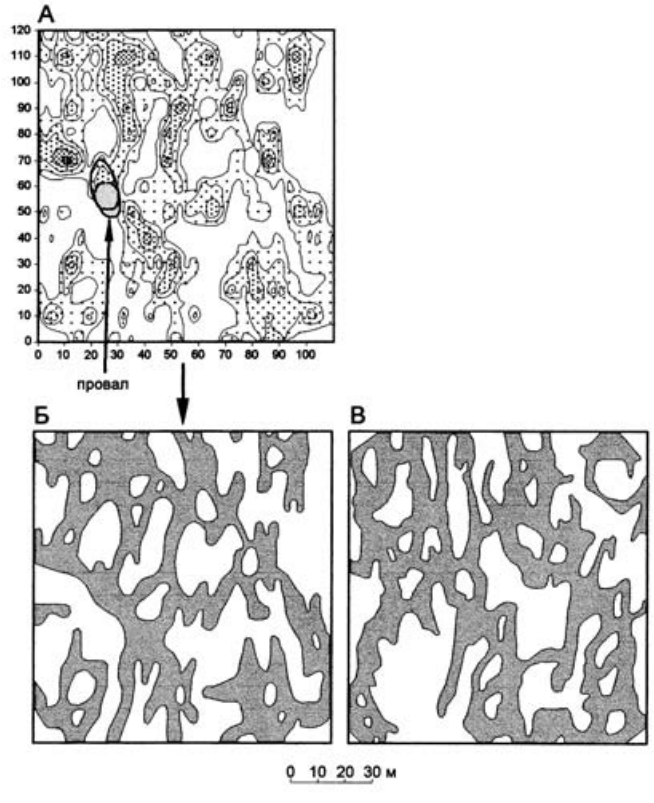


Рис. 11.6. Результаты геофизических исследований на участке Данковецкого провала и их интерпретация (*по материалам А. Климчука*):

А – картосхема карстовых аномалий, Б – интерпретированный образ аномалий на рис. А, С – фрагмент плана пещеры Золушка (для сравнения)

11.4. Золушка и региональные аспекты спелеогенеза

Большинство крупных лабиринтовых пещер Подольско-Буковинского региона, таких как Оптимистическая, Озерная, Золушка, Кристальная, Вертеба, Атлантида, Славка, Буковинка, Гостри Говды сформировалось в условиях артезианского режима напорными водами. Активный этап спелеогенеза в них связан связан с восходящим водообменом через гипсы в зонах пьезоминимумов, соответствующих существенным топографическим понижениям, главным образом - речным долинам, разрабатывающимся в слабопроницаемой глинистой покровной толще (Климчук, 1990 и др.работы)

Формирование лабиринтов происходило, главным образом, путем проработки каналов восходящими водами, характер и механизм которой, а в конечном результате – морфология лабиринта определялись структурными предпосылками - особенностями трещинного пространства гипсов. Эта спелеогенетическая модель в явном виде впервые была сформулирована для региона А Б. Климчуком и получила название «артезианской». Ее основные положения освещены упомянутым автором в ряде публикаций, обозначенных в начале главы. Указания на напорно-восходящий генезис полостей-лабиринтов региона, в частности Золушки, имеются также в публикациях автора (Андрейчук, 1984,1987, 1988), в том числе, в соавторстве с А. Климчуком (Климчук, Андрейчук, 1988, Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995, и другие).

Региональная концепция спелеогенеза в закрытых условиях пришла на смену существенно менее аргументированной концепции перетока вод по гипсам между речными долинами В.Н.Дублянского и «маршрутной», ошибочной, известного венгерского карстоведа Л. Якуча (Климчук, 1998). Проводимые в регионе исследования предоставляют новые и новые доказательства правильности этой концепции. Ими являются спелеогенетические модели, разработанные более или менее обстоятельно для отдельных пещер ранее (Атлантида - Климчук, Рогожников, 1982, Оптимистической – Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995). Предложенная в настоящей работе модель спелеогенеза Золушки также вписывается в артезианскую модель, хотя и не до конца следует некоторым ее важным положениям (см. *Проблемные вопросы генезиса пещеры*).

Насколько различаются между собой предложенные конкретно-пещерные варианты общей модели? Вопрос этот будет обстоятельно рассмотрен в отдельной совместной работе по карсту и пещерам региона, готовящейся к печати. Здесь же ограничимся констатацией факта различий и утверждением, что они обусловлены спецификой конкретных условий спелеогенеза в каждом отдельном случае. Главные отличия спелеогенеза Золушки от подольских пещер-лабиринтов, заключаются в следующем:

1. Структурные предпосылки спелеогенеза

На развитие пещерной сети Золушки и ее морфологию большое влияние оказала кольматация первичных трещин в гипсах (кулисы), а также их последующее тектоническое оживление, выразившееся в «тектонизации» сетей и формировании вторичной проницаемости определенных направлений (трещин первичной сети). В этой связи можно говорить о бóльшей роли тектонического фактора в формировании трещинного пространства в гипсах. Это подтверждается фактом меньшего удельного веса трехлучевых смыканий пещерных ходов в Золушке по сравнению с подольскими пещерами, а также согласуется с очевидным тезисом возрастания тектони-

ческой активности территории (в т.ч. блоково-дифференцированных движений) по мере приближения к карпатскому орогену.

В отличие от подольской части региона, в районе Золушки гипсовый слой менее стратифицирован в литоструктурном и текстурном отношениях, отличается бóльшей однородностью и меньшей структурно-текстурной вариабельностью разреза. В нем отсутствуют прослои инородных отложений (как, например, бентонитовый слой на участке Оптимистическая-Озерная), разделяющих гипсовую толщу на части. Это обстоятельство имело свои следствия в том, что на участке Золушки в слое гипсов не оформилась в столь явном виде ярусность трещин, которая характерна для Подолии. В Золушке трещиноватость имеет, прежде всего, двучленное строение (*см. Главу 4*): верхняя зона (~10-15 м) более плотной трещиноватости (проникающие в слой первичные трещины) и нижняя, менее плотной – тектонически углубленных первичных трещин и собственно тектонических разрывов. Естественно, граница зон нечеткая, так как первичные трещины проникали вглубь гипсов на разную (хотя и сходную) глубину. На участках развития подольских лабиринтов, ярусность трещин в гипсах выражена более отчетливо и коррелирует со структурно-текстурными различиями разреза. Например, в районе пещеры Оптимистической одной из четко выраженных поверх-ностей раздела ярусов является бентонитовый слой. Он явился ограничителем развития первичных трещин вглубь и сыграл большую роль в перекристаллизации гипсов. Ярусность сетей трещин в подольском регионе сыграла весьма значитель-ную роль в предопределении механизма спелеогенеза и его морфогенетических следствий, существенно больше, чем на участке Золушки.

2. Механизм спелеогенеза

Исследования в пещерах Атлантиде, Озерной, а частично и в Оптимистической, равно как и общая модель спелеогенеза в артезианских условиях, предполагают рассеянное питание и одновременное формирование сетей различных ярусов.

Это нашло свое морфогенетическое выражение в характере сообщения ходов смежных ярусов через узкие проходы и колодцеобразные углубления. В Золушке, где ярусность трещин выражена гораздо хуже и не имеет четкого раздела, отсутствует структурно-предопределенная морфологическая ярусность как таковая, зато имеется псевдоярусность (3 уровня в сечении «замочной скважины»), отражающая гидродинамические и эволюционные обстоятельства циркуляции вод. По всему разрезу полости пещеры имеют (в случае реализации) сквозной характер и линейную структуру питающих очагов (от подошвы слоя). Морфологическое же разнообразие и неоднородность пещеры на разных масштабных уровнях (от отдельных элементов до сетей) обусловлены не только структурными неоднородностями водопроводящего пространства, но и явлением гидродинамической конкуренции.

3. Возраст

Золушка – существенно моложе своих подольских «сестер». Если возраст последних (главной фазы спелеогенеза) связывается с началом эоплейстоцена (Климчук, 1990, Климчук, Шестопалов, 1990), то Золушка сформировалась лишь в конце неоплейстоцена. Таким образом, главные фазы спелеогенеза в подольском регионе и на участке Золушки разделяет, по меньшей мере, 1.5 млн. лет. Кроме того,

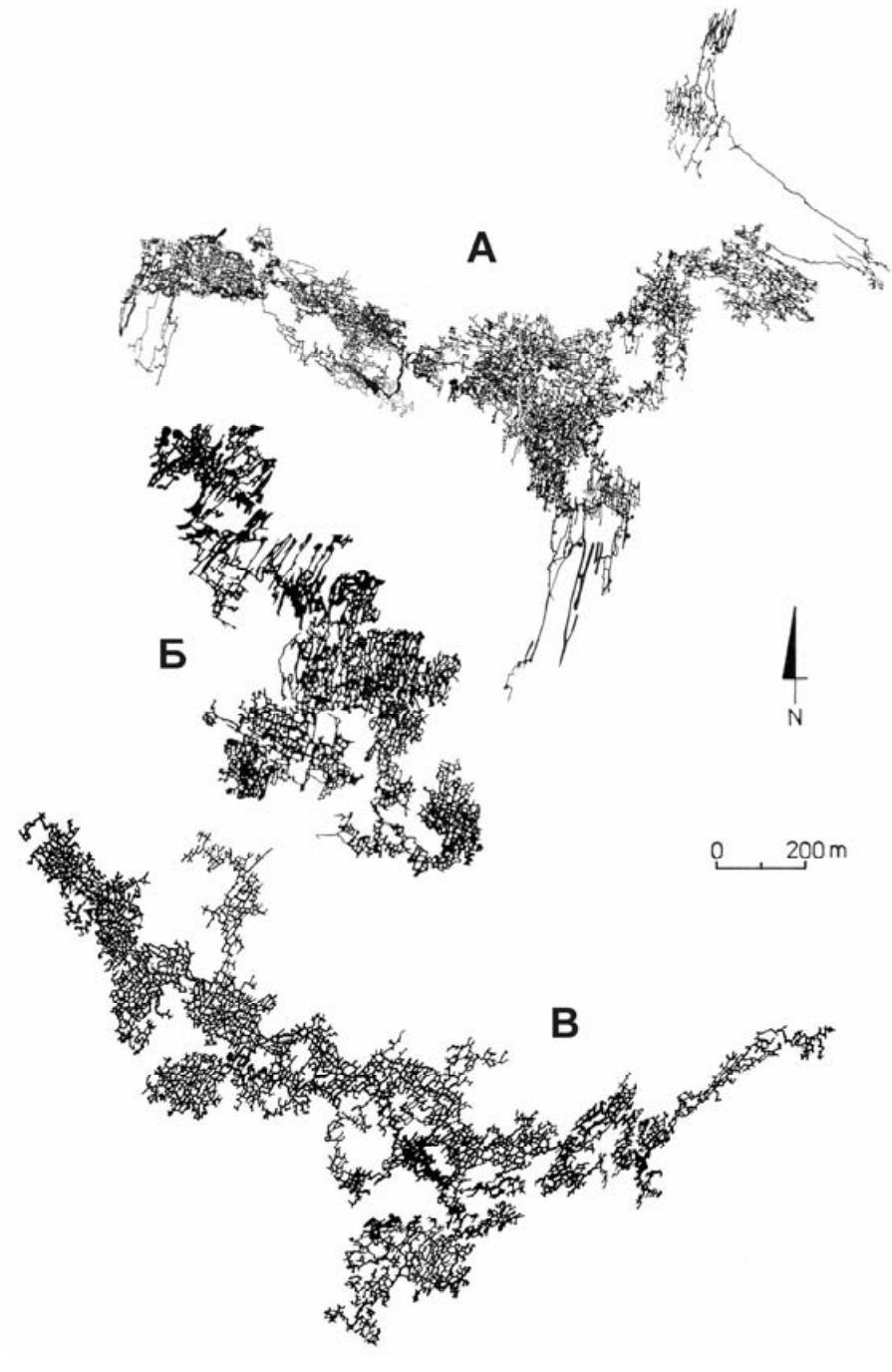


Рис. 11.7. Сравнительные размеры Золушки и крупнейших гипстовых пещер Подолии – Оптимистической и Озерной:
А – Оптимистическая, Б – Озерная, В - Золушка

Золушка оказалась пещерой, вскрытой, причем искусственно, на этапе обводнения, в то время как подольские лабиринты давно развиваются в субаэральных условиях. Естественно, они совершенно отличаются по этой причине по своему облику, характеру происходящих процессов (аккумуляции, вторичной кристаллизации и т.д.), особенностям микроклимата и т.д.

4. Размеры

По сравнению с подольскими лабиринтами, Золушка в целом отличается более крупными размерами полостей **(рис. 11.7).** Возможно дальнейшие исследования в подольских пещерах, например, в Озерной, опровергнут этот вывод, но на сегодняшний день это остается фактом.

Бóльшие размеры пещеры возможно обусловлены следующими обстоятельствами:

- тяготением к крупной речной артерии, к региональной дрене, что предполагает бóльший масштаб водообмена, чем в зонах притоков главных рек;
- наличием разломной зоны, предопределившей двуцикловую активизацию водообмена на участке пещеры;
- техногенным ускорением водообмена на современном этапе.

Подольские лабиринты формировались в эоплейстоцене, характеризующимся интенсивными поднятиями общей амплитудой 80-90 м. Поэтому, главная фаза спелеогенеза в их развитии, равно как и нахождение в обводненных условиях, была, по-видимому, существенно менее продолжительной, чем в Припрутье.

11.5. Проблемные вопросы генезиса пещеры

Предложенная модель формирования Золушки на фоне геологической истории региона базируется на представлении автора о наличии в целом двух важнейших этапов в развитии пещеры: весьма длительного, *подготовительного* – с начала верхнебаденского времени и до начала неоплейстоцена, и *собственно спелеогенетического* – геологически весьма кратковременного, двухфазного, но ответственного в целом за формирование решающего (более 90%) объема полостей (понятно, что оценка весьма условная).

На подготовительном этапе (доспелеогенном) формируется (изменяется, развивается) структурное пространство гипсового слоя, но ничего спелеосущественного в аспекте формирования пустотности (а не проницаемости!) на этом этапе не происходит. В гипсовом слое постепенно-этапно развивается (изменяется) сетевая проницаемость, достаточно неравномерная – с участками как прерывных, так и непрерывных сетей (на участке прутского разлома). Обводнение гипсов весьма слабое, слой ведет себя как водоупорный, разделяющий проницаемые подстилающие породы (мергели, песчаники, известняки) и перекрывающие трещиновато-плитчатые, также проницаемые, ратинские известняки. Отдельные (наиболее раскрытые, тектонические) трещины в гипсах, а также – разломы, «работают» в гидродинамическом плане, однако без существенных – ввиду высокой минерализации подземных вод – коррозионно-пустотных следствий.

Существенные события начинают происходить в процессе гидравлического раскрытия напорного комплекса – предположительно на этапе формирования III террасы. Ввиду неравномерного (по эволюционным причинам – разная степень разрушения кулис в трещинах, наличие зон приразломной трещиноватости, залегание гипсов на слабопроницаемых мергелях или более проницаемых

песчаниково-карбонатных породах и т.д.) раскрытия сетей, на начальном этапе имеет место явление гидродинамической конкуренции, но оно довольно быстро теряет свое значение ввиду активного роста каналов (высокая растворимость гипсов) в условиях стабильного напора и улучшающихся условий разгрузки карстовых вод. Тем не менее, задав пространственную канву роста полостного пространства, она предопределяет определенную инерционность в расширении полостей (по мере расширения полостей эффект конкуренции резко ослабевает) и оставляет по себе явные «унаследованные» морфологические следы в виде пространственной неравномерности закарстования (см. *главу 4*). Этот период, геологически короткий, но динамичный (с серией стадиальных изменений и механизмов, в том числе начальной стадией, когда конкуренция действует) ответственен за спелеогенез Золушки как таковой. В это время сформировалась основная (более 50%) часть объемов пещеры. По мере снижения напора и перехода комплекса (на границе неоплейстоцена и голоцена) в «режим свободной поверхности» рост полостей продолжался, но, главным образом, в верхней части слоя. За счет коррозионного воздействия вод, движущихся горизонтально к Пруту, здесь происходило расширение «головок» вертикальных ходов и, окончательное оформление их поперечного – «замочно-скважинного» профиля.

В голоцене пещерный лабиринт превратился в коллектор-накопитель подземных вод с высокой минерализацией, восстановительными (сероводород) условиями и наличием в воде большого количества растворенных (миграционно-активных) соединений, прежде всего, железа и марганца.

Соответствуя концепции о ведущей роли в формировании пещеры напорных (артезианских) вод и образовании пещеры (в основном) до вскрытия гипсов эрозионной сетью, предложенная модель содержит положения, не соответствующие некоторым базовым положениям теории артезианского спелеогенеза как таковой. Согласно последней (Климчук, 2004), формирование полостей (коррозионное расширение трещин) может происходить геологически эволюционно, на протяжении достаточно длительного времени (ранняя артезианская стадия), что допускают как модели водообмена в платформенных условиях (Водообмен..., 1989, Климчук, Шестопалов, 1990), так и некоторые механизмы и особенности кинетики растворения гипсов (Климчук, 1997, 2004). При раскрытии водонапорной системы и активизации водообмена имеет место существенное, в том числе - скачкообразное, увеличение размеров каналов (поздняя артезианская стадия), однако структура каналовой системы при этом принципиально уже не изменяется. Т.е. спелеогенез имеет эволюционную природу, хотя эволюция характеризуется наличием качественных скачков, связанных с теми или иными кинетическими или гидродинамическими причинами.

В предложенной модели спелеогенеза Золушки, ранняя артезианская стадия принимается автором как подготовительная, на которой происходит, главным образом, «созревание» структурной проницаемости. Водопроницаемое пространство слоя, несмотря на возможное присутствие воды в трещинах, остается функционально (как проводник) пассивным (отсутствие (?) агрессивности и условий разгрузки). Спелеогенез как таковой начинается в момент активизации водообмена, связанный с гидравлическим вскрытием напорного водоносного комплекса (не путать со вскрытием карстующихся пород – что наступает гораздо позже и характеризует финальную стадию спелеогенеза !).

Согласно теории артезианского спелеогенеза, при эволюционном функционировании водонапорной системы, в условиях рассеянного и равномерного питания (снизу), в стабильной гидродинамической обстановке (напор) с ограниченной

разгрузкой практически отсутствуют условия для конкурентного самоускоряющегося развития каналов. Имеет место медленное коррозионное «проявление» структурной предпосылки, которая и определяет принципиальные черты морфологичексой структуры будущего пещерного лабиринта. При изменении гидродинамических условий (вскрытие комплекса) происходит активизация водообмена и рост каналов, однако их пространственная (морфологическая) структура изменяется незначительно (количественные, а не качественные изменения).

Исходя из построений для Золушки, автор допускает гидродинамическую конкуренцию водопроводящих каналов в *начальном этапе* активизации водообмена (вскрытие комплекса), так как, согласно представлениям о гидродинамической пассивности подготовительного этапа, структурное пространство еще почти не проявлено коррозией, а условия для разгрузки вод складываются, в то же время, благоприятно. Структурная предпосылка (неравномерность раскрытия трещин, разная степень из заполнения карбонатами, разная глубина проникновения в гипсы – первичные и тектонические и т.д.) создает при этом существенные фильтрационные неоднородности, что в условиях значительного напора вод, высокой водообильности подстилающих пород и благоприятных условий разгрузки позволяет проявиться конкурентному механизму. Влияние (роль) последнего прогрессивно уменьшается, довольно быстро сходя на нет по мере расширения каналов. Однако, заданные конкуренцией параметры роста и пропорции, в определенной мере сохраняются, так как после формирования трещинно-полостного пространства процесс расширения полостей (в неизменных гидродинамических условиях) протекает с одинаковой скоростью. Последнее, однако, справедливо лишь для расширяющихся трещин-ходов с неизменяющейся площадью контакта воды и породы. В нелинейных морфологических структурах типа каминов, колодцев, куполов может наблюдаться дальнейшее прогрессирующее увеличение пустотного пространства, связанное с возрастанием площади контакта воды и породы. Таким образом, допускается участие в спелеоморфогенезе гидродинамической конкуренции – как производной от структурной неоднородности слоя гипсов и резкой активизации водообмена.

Теория артезианского спелеогенеза предполагает наличие важного механизма полостеобразования – на контакте питающего коллектора и гипсов – за счет свободно-конвективной циркуляции, движимой плотностными (термальными или солевыми) градиентами (Klimchouk, 1997). Этот механизм может обеспечивать развитие контактных пустот, а также «слепых» потолочных полостей при отсутствии принудительного поперечного водообмена через слой.

В Золушке широко развиты полости нижнего контактного этажа. Однако они изучены очень слабо. Элементы же типа слепых каминов и куполов приурочены, как правило, к сводам пещерных ходов нижнего яруса и их образование логично объясняется моделью линейного подъема вод по трещинам до кольматирующего основания трещинного заполнителя. Это обстоятельство, безусловно, не исключает действия в пещере упомянутого механизма и наличия (объяснения) его морфологических следствий.

Насколько обоснованы отмеченные выше расхождения покажут дальнейшие углубленные исследования.

Глава 10. Жизнь в пещере и ее геохимическая роль[1]

В связи с тем, что пещера представляет собой недавно осушенный коллектор карстовых вод, высшие формы жизни здесь отсутствуют. Исключение составляют случаи, когда ветром или на обуви спелеологов в пещеру привносятся семена растений. Прорастая на глине, растения проходят в своем развитии лишь эмбриональную фазу: распустив первые листочки, они гибнут без солнечного света.

Периодически, в привходовой зоне лабиринта (не далее 20 м от входа) поселяются летучие мыши. Однако, из-за взрывов в карьере и частого разрушения входов пещера не стала местом их постоянного пребывания. Часто первые метры лабиринта, прохладные, затененные, используются разными видами птиц в качестве временных убежищ.

Что касается низших, простейших организмов, то они представлены в пещере весьма широко. В пещере присутствуют микроорганизмы, характерные для подземных вод в целом, а также некоторые специфические их группы. Как выяснилось (Волков, 1991, Andrejchuk, Klimchouk, 2001), жизнедеятельность микроорганизмов в пещере протекает столь активно, что обусловливает многие геохимические особенности подземной среды.

Наличие и активность микроорганизмов в пещерах явление рядовое. Специфика подземной среды – отсутствие света, повышенная влажность, литологическое разнообразие субстрата (пород и отложений), значительное количество органического материала, постоянство микроклиматических условий весьма способствуют развитию бактериальной микрофлоры и грибов.

Наиболее благоприятными для бактериальной экспансии экологическими спелеонишами являются пещеры «закрытого» или «полузакрытого» типов, частично обводненные, со 100% влажностью воздуха, плохо вентилирующиеся (замедленный воздухообмен), с накоплениями рыхлых отложений, обогащенных органическими соединениями. Таким условиям удовлетворяют обычно пещеры равнинных территорий, развивающиеся ниже эрозионных базисов в артезианских или им подобных условиях (с застойными водо-и воздухообменом), однако связанные с наружным ландшафтом посредством провальных процессов или гидродинамически (инфильтрацией, например). Вскрытие таких пещер (горизонтов) влечет за собой всплеск микробиологической активности, обусловленный проникновением кислорода и изменением геохимических условий.

Пещера Золушка, как нельзя лучше, вписывается в описанную выше картину и, несомненно, является классическим примером «микробиальной агрессивности» спелеосреды с впечатляющими геохимическими следствиями деятельности микроорганизмов.

10.1. Микробиологические исследования в пещере

В середине 80-х годов в пещере осуществлен цикл специальных микробиологических исследований, преследовавших своей целью установление типологического спектра микроорганизмов, характерных для пещеры, а также выяснение их возможной геохимической роли в формировании широко развитых в пещере железо-марганцевых образований. Были отобраны пробы вещества из

[1] Данный раздел базируется на публикации Andrejchuk V.N., Klimchouk A.B., 2001: *Geomicrobiology and Redox Geochemistry of the Karstified Miocene Gypsum Aquifer, Western Ukraine: The study from Zoloushka Cave*. Geomicrobiology, Vol.18: No.3. P. 275-295.

большинства пещерных сред - вод подземных озер, остаточных суглинисто-карбонатных и глинистых отложений, железо-марганцевых осадков, а также с поверхностей их раздела – донных отложений на контакте глина-вода, поверхностного слоя глин на контакте с подземной атмосферой, поверхности воды подземных озер, гипсовых стен пещеры.

Работы по культивированию микроорганизмов осуществлены микробиологом А.Н. Шульгой в лаборатории биотехнологии Института физической химии Академии наук Украины во Львове. Культивирование микроорганизмов производилось при температуре +30°C на протяжении 20 суток, а активность бактерий определялась по методике Л.С.Крамаренко (1983). Для каждой среды устанавливалось определенное значение pH, соответствующее физиологическим потребностям конкретного микроорганизма, с помощью 1н. стерильного раствора H_2SO_4 и 10%-ного раствора щелочи.

Исследованию подверглись физиологические группы *тионовых, сульфатвосстанавливающих, водородпродуцирующих, денитрифицирующих, метанообразующих и железоокисляющих* бактерий. Из тионовых бактерий изучались *T. thiooxidans, T.thioparus, T. denitrificans, T. ferrooxidans*. Как и в случае бактерий *Clostridium,* их исследование проводилось на синтетических питательных средах по методике Крамаренко. Для культивирования сульфатвосстанавливающих бактерий использовалась среда Таусона, железоокисляющих - среда Лиске, метанообразующих – среда Баркера. Тионовые и железобактерии культивировались в аэробных, а *D. Desulfuricans, Clostridium, P. denitrificans* и *M. formicicum* - в анаэробных условиях. Для микроорганизмов *T. thiooxidans* источником энергии служил тиосульфат натрия, а для *T. ferrooxidans* – соль Мора.

Культивационные исследования позволили установить присутствие и относительную химическую активность отмеченных групп микроорганизмов.

10.2. Виды микроорганизмов в пещере

Характерной чертой пещеры является обилие разнотипных микроорганизмов в разных ее средах. Их видовой состав довольно разнообразен. Среди микроорганизмов присутствуют бактерии, характерные для подземных вод в целом, а также их некоторые специфические разновидности.

Предварительные исследования позволили установить широкое развитие в пещере (на этапе после понижения откачкой уровня карстовых вод) шести групп микроорганизмов: сульфатвосстанавливающих (*D. desulfuricans*), денитрифицирующих (*P. denitrificans*), водородпродуцирующих (*Clostridium*), тионовых (*T. ferrooxidans, T. thioxidans, T. thioparus, T. denitrificans*), железобактерий и неидентифицированных грибообразных организмов, которых мы относим к специфическим.

Наиболее благоприятными для развития бактерий являются в пещере контактные среды: поверхность глинистых пещерных отложений, гипсовые стены, особенно покрытые влажной глинистой пленкой, приповерхностный слой (пленка) воды пещерных водоемов и придонный слой воды вместе с донными отложениями **(рис. 10.1).** Значительное количество микроорганизмов содержится также во влажных пещерных глинах, карбонатно-суглинистых отложениях, а также в железо-марганцевых осадках и агрегатах. Относительная химическая активность отмеченных видов бактерий в разных средах показана в **таблице 10.1**.

В пещерных глинах наиболее многочисленны и активны сульфатвосстанавливающие (*Desulfovibrio desulfuricans*) и денитрифицирующие (*Pseudomonas denitrificans*) бактерии. Последние очень активны также в скоплениях гидрооксидов железа и марганца, а также в глинистых донных отложениях пещерных озер. В

отмеченных средах присутствуют также, хотя и менее активны, водородпродуцирующие бактерии.

Видовым разнообразием населяющих микроорганизмов отличаются голые и покрытые глинистой пленкой поверхности гипсовых стен пещеры. Здесь весьма активны тионовые и железобактерии, в меньшей мере - денитрифицирующие организмы. На поверхности воды с кальцитовой пленкой активностью отличаются железобактерии, а на поверхности пещерных глин на полу пещеры – железоокисляющие бактерии (*Thiobacillus ferrooxidans*). Исключительно богатой средой с широким видовым спектром и высокой химической активностью микроорганизмов являются железо-марганцевые образования. В них присутствуют практически все выявленные в пещере виды микробов (за исключением сульфатвосстанавливающих). Особенно активны в них железобактерии, а также неидентифицированные грибообразные микроорганизмы, присутствующие в осадках в огромном количестве. Наименее освоены микроорганизмами карбонатно-суглинистые отложения, залегающие под серыми пещерными глинами.

Особый интерес вызывает широкое распространение в некоторых средах (**табл. 10.1**) неидентифицированных грибообразных организмов. Они показаны на **рис. 10.2.** Их геохимическая роль на данном этапе исследований неясна. Грибообразные организмы являются в настоящее время предметом специальных геомикробиологических исследований.

К числу наиболее общих закономерностей распространения микроорганизмов в пещере можно отнести:

1. Широкое развитие сульфатвосстанавливающих и денитрифицирующих бактерий в средах, обогащенных органическим веществом **(табл. 8.7).**

Исследования показали, что пещерные отложения, в особенности пещерные глины, содержат повышенное (примерно в 2 раза) в сравнении с перекрывающими глинами количество органических веществ. Содержится органика также в железо-марганцевых образованиях, особенно в скоплениях бернессита **(табл. 8.7).** Связь денитрифицирующих и сульфатвосстанавливающих микроорганизмов с отмеченными типами отложений легко объясняется тем, что органический материал, присутствующий в них, является для отмеченных бактериальных групп (как и для присутствующих в них водородпродуцирующих бактерий) источником энергии (донором электронов) и углерода. Соответственно, слабое присутствие сульфатвосстанавливающих и отсутствие денитрифицирующих и водородпродуцирующих бактерий в карбонатно-суглинистых отложениях определяется незначительным содержанием в них органики **(табл. 8.7)** ввиду их остаточного (от растворения гипсов) происхождения.

2. Широкое развитие и высокая активность железобактерий и тионовых железоокисляющих бактерий *T. ferrooxidans* на всех пещерных поверхностях: отложениях, стенах пещеры и на поверхности водоемов.

Анализ распространения в пещере микроорганизмов и их геохимической активности позволяет предполагать, что бактериальная жизнедеятельность в пещере предопределяет ряд ее специфических особенностей и явлений, касающихся минералообразования, формирования отложений и газового состава воздуха пещеры. Рассмотрим эти вопросы в отдельности.

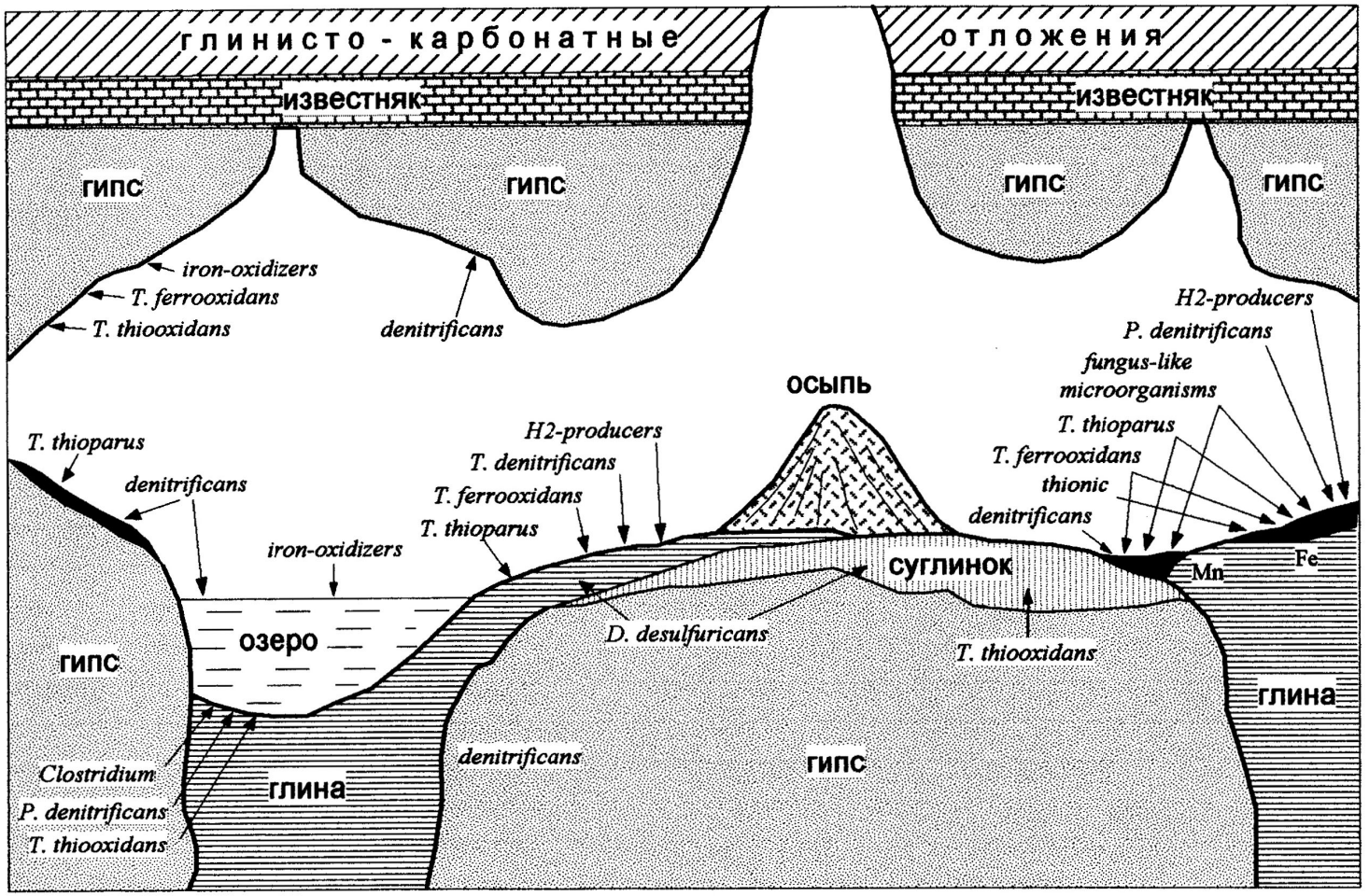


Рис. 10.1. Распространение главных групп микроорганизмов в пещере

Относительная химическая активность разных видов микроорганизмов в пещере Золушка

Таблица 10.1

Среда обитания микроорганизмов	Виды бактерий	Относительная химическая активность*
Пещерная глина	*D. desulfuricans*	3
	P. denitrificans	3
	T. denitrificans	2
	T. thioparus	1
	Clostridium	1
Поверхность глинистых пещерных отложений	*T. ferrooxidans*	3
Пещерная глина на стенах	*P.denitrificans*	1
	T. ferrooxidans	1
	T. thioparus	1
Донные отложения озер	*P. denitrificans*	3
	Clostridium	3
	Неидентифицированные грибоподобные организмы	3
Поверхность гипсовых стен	*Железобактерии*	3
	T. ferrooxidans	3
	T. thiooxidans	2
	P. denitrificans	1
Скопления гидрооксидов железа	*Неидентифицированные грибоподобные организмы*	3
	P. denitrificans	3
	Clostridium	1
Скопления гидрооксидов железа и марганца	*Неидентифицированные грибоподобные организмы*	3
	Железобактерии	3
	T. ferrooxidans	2
	P. denitrificans	2
	T. thioparus	1
Карбонатно-суглинистые (остаточные) отложения	*P. desulfuricans*	1
	T. thiooxidans	1
Поверхностный (контактный) слой подземных озер	*Железобактерии*	3
	P. denitrificans	2

* Цифры (шкала условная) обозначают относительную степень химической активности бактерий: 3 – наивысшая, 1 – самая низкая.

10.3. Геохимическая роль микроорганизмов

Накопление сероводорода

Характерной особенностью донных отложений, а также придонного слоя вод некоторых пещерных озер было до недавнего времени (до конца 80-х годов) присутствие в них H_2S. Однако его концентрация непрерывно уменьшалась, синхронизируясь с усыханием пещеры по мере ее обезвоживания откачкой. Максимальные значения концентрации H_2S в пещерных водах наблюдались перед

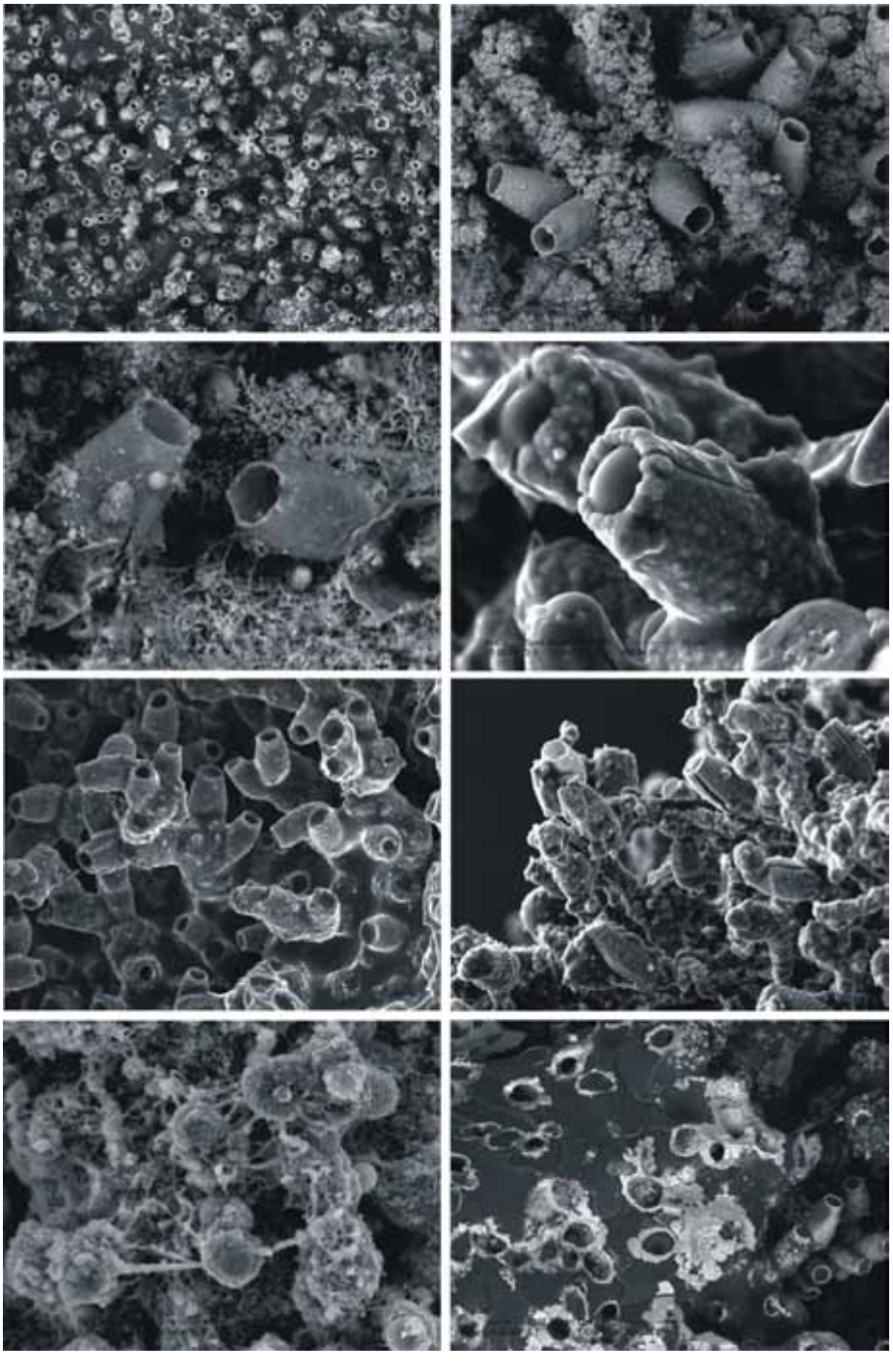


Рис. 10.2. Грибообразные микроорганизмы из железистых сталагмитов района Голландский Сыр (*фото Е.Галускина*)

вскрытием пещерных полостей карьером и началом откачки подземных вод – в конце 40-х годов. В то время, по данным анализов десятков разведочных скважин, содержание сероводорода варьировало в подземных водах карстового горизонта в пределах 90-150 мг/л. В конце 60-х начале 70-х годов, когда полости пещеры периодически вскрывались добычными уступами карьера и бóльшая часть пещерных полостей была обезвожена, его концентрации уменьшились до 4,2–10,2 мг/л. В деградирующих водоемах (в том числе подвешенных) зимой 1981 года содержание H_2S уменьшилось до 2,02–3,67 мг/л, а спустя 5 лет (в это же время) – до 0,1–1,31 мг/л. В начале 90-х годов он практически исчез из воды, оставаясь лишь в донных илах подземных водоемов **(рис. 10.3).**

Широкое рапространение и высокая химическая активность в пещере сульфатвосстанавливающих бактерий позволяет с большой долей уверенности полагать, что накопление сероводорода в пещерных водах и отложениях имело биохимическую природу. Для развития процессов сульфатредукции в обводненном пещерном лабиринте имелись все необходимые условия: органическое вещество (в том числе поступавшее по обвальным трубам с водами четвертичного водоносного горизонта) и водород (продукт жизнедеятельности *Clostridium*) – как доноры электронов и источник углерода, а также сульфат-ион SO_4 как важнейший компонент минерализованных (до 3–4 г/л) сульфатно-кальциевых карстовых вод (акцептор электронов). Образование сероводорода происходило при этом в процессе характерных реакций, как например (Крамаренко,1983):

$$2C_3H_5O_3Na + MgSO_4 \rightarrow 2CH_3COONa + CO_2 + MgCO_3 + \mathbf{H_2S} + H_2O \qquad (1)$$

$$SO_4 + 2CH_2O \dashrightarrow 2HCO_3 + \mathbf{H_2S} \quad \text{или} \quad 4H_2 + H_2SO_4 \rightarrow \mathbf{H_2S} + 4H_2O \qquad (2)$$

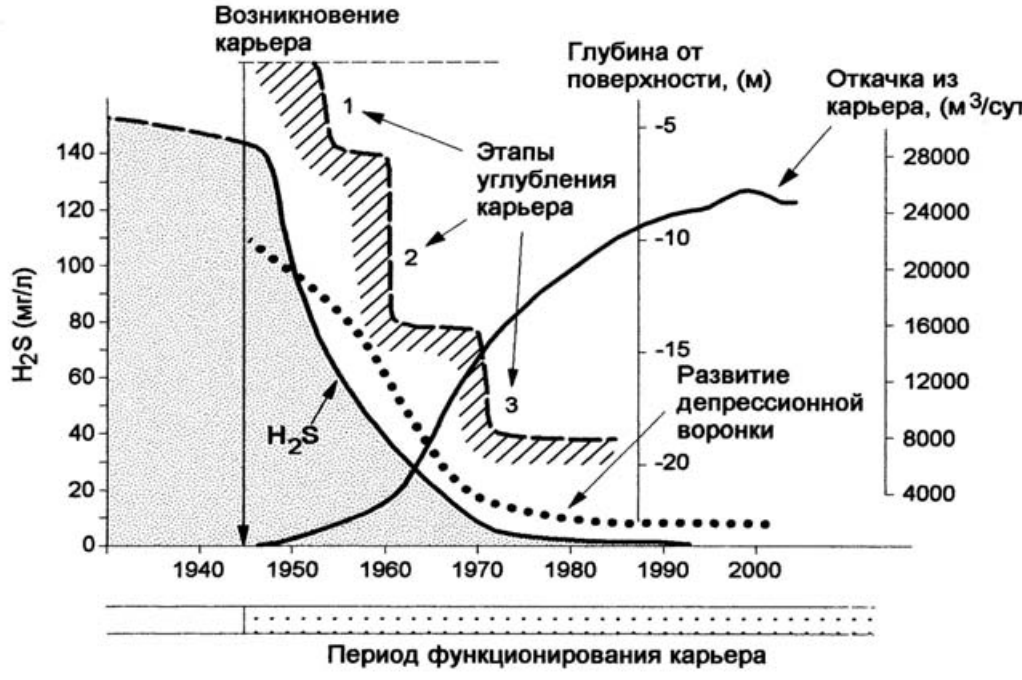
В реакциях этого типа сероводород, наряду с углекислым газом, является основным продуктом.

Процессы сульфатредукции были наиболее характерными биогеохимическими процессами на этапе, когда пещера находилась в обводненном состоянии и развивалась во фреатических условиях. Современные аналитические данные по сульфатным карстовым водам из водоносных горизонтов третьей гидродинамической обстановки (*см. главу 1*) подтверждают этот вывод (в том числе, многочисленные известные месторождения лечебных сероводородных минеральных вод, разведанные вдоль контакта платформы и прогиба, а также в прогибе).

Образование сульфатных и сульфидных соединений

Наличие сероводорода предопределяло, особенно до вскрытия пещеры карьером, а затем скважинами, господство восстановительных условий в пещерных водах (*см. главу 8*). В восстановительной обстановке железо (как и ряд микроэлементов) были малоподвижными. В целом, подобные условия благоприятны для развития диагенетических процессов сульфидизации реакционно-способных форм железа. По-видимому, именно на этом этапе геомикробиологической истории лабиринта в донных илистых отложениях пещеры происходило образование пирита (FeS_2) и гидротроилита ($FeHS \cdot nH_2O$).

Наличие в пещерных глинах и иловых осадках сульфидных соединений, свободной и окисленной серы (S, SO_4^{2-}) а также CO_2 и органических веществ явилось достаточной предпосылкой для геохимической активизации тионовых бактерий, особенно на этапе вскрытия и осушения пещеры, когда в ее полости начал



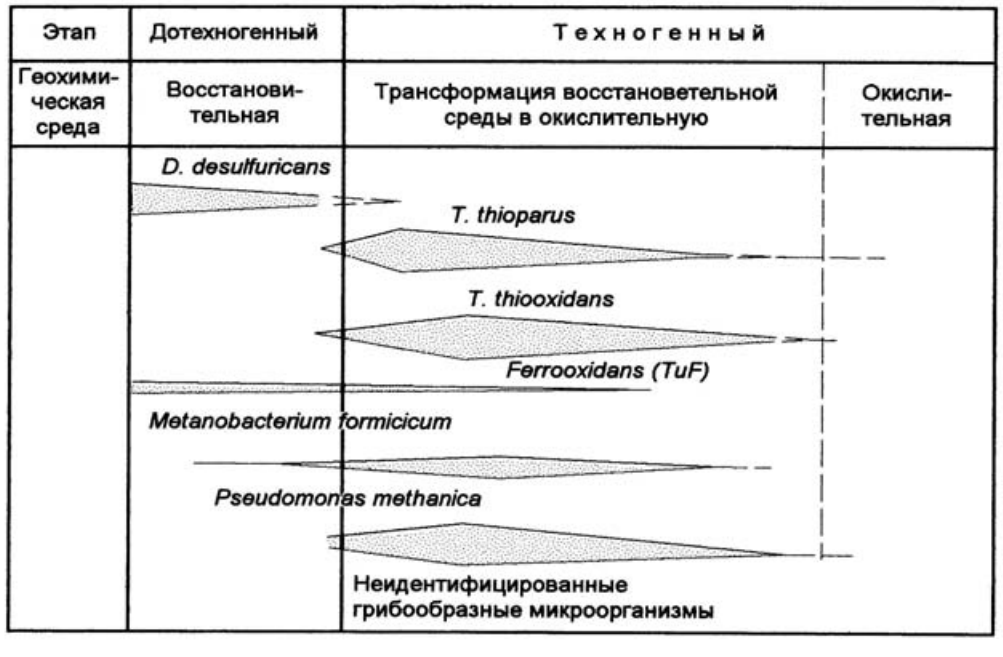


Рис. 10.3. Микробиологическая активность пещерной среды на фоне гидродинамических и геохимических изменений в пещере на техногенном этапе ее развития

поступать в массовом количестве кислород. Деятельность тионовых бактерий – осуществляемые ими биохимические реакции типа (Крамаренко, 1983):

T. thioparus: $2H_2S + O_2 = 2H_2O + 2S^O$ (3)

T. thiooxidans: $S + H_2O + 1{,}5O_2 = H_2SO_4$ (4)

T.denitrificans:

$5S + 6KNO_3 + 4NaHCO_3 = 3K_2SO_4 + 2Na_2SO_4 + 4CO_2 + 3N_2 + 2H_2O$ (5)

обусловила обогащение поверхностных слоев пещерных отложений сульфатными и нитратными соединениями. Биохимическую природу (как источник вещества) могут иметь также мелкие игольчатые гипсовые кристаллики, встречающиеся иногда на поверхности пещерных глин.

На этапе осушения пещеры откачкой и поступления O_2 резко активизировалась также деятельнось *T. Ferrooxidans* **(рис.10.3),** чему способствовало обилие в пещерных глинах и на их поверхности закисного железа Fe^{2+}, сульфидов и свободной серы. Вследствие биохимических реакций типа:

$4FeSO_4 + 2H_2SO4 + O_2 \rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3 + 2H_2O, \qquad SO_4^{2-}, \mathbf{Fe^{3+}}$ (6)

осуществляемых этими бактериями, происходило преобразование закисного железа в Fe^{3+}. По всей видимости, именно этот процесс, сопровождающийся накоплением окисленного железа, имел место на внутренних поверхностях пещеры (глинах и гипсовых стенах), где *T. ferrooxidans* отличаются наиболее высокой активностью, что было отмечено выше в качестве одной из наиболее общих закономерностей распространения микроорганизмов в пещере **(табл. 10.1),**. Тонкие полупрозрачные пленки окислов железа придают внутренним поверхностям пещеры характерный желтовато-красноватый оттенок.

Накопление в пещерном воздухе углекислого газа и азота

Микробиологические исследования позволили установить еще один источник CO_2, помимо отмеченных в предыдущей главе, а именно - его выделение в результате биохимических реакций, осуществляемых тионовыми (*T. denitrificans*) (*см. реакцию 5*), денитрифицирующими (*P. denitrificans – см. реакцию 7*) и сульфатвосстанавливающими (*D. desulfuricans – см. реакцию 8*) бактериями по схемам **(рис. 10.4)**:

$4KNO_3 + 5CH_2O \rightarrow 2K_2CO_3 + \mathbf{3CO_2} + 5H_2O + \mathbf{N_2}$ (7)

$2C_3H_5O_3Na + MgSO_4 \rightarrow 2CH_3COONa + \mathbf{CO_2} + MgCO_3 + H_2S + H_2O$ (8)

На высокую вероятность этого предположения указывает факт повышенного содержания в пещерном воздухе азота, так как последний также является одним из основных продуктов вышеприведенных реакций (5) и (7). На начальном этапе осушения пещеры углекислый газ мог также поступать в воздух вследствие окисления метана (CH_4) бактериями *Pseudomonas methanica:*

$CH_4 + 2O_2 \rightarrow \mathbf{CO_2} + 2H_2O$ (9)

На такую возможность указывают данные прямых наблюдений в 70-х годах, когда в пещерном воздухе еще обнаруживался метан. Последующее исчезновение метана в начале 80-х логично объяснить его полным «сгоранием» по схеме (9) в условиях прогрессирующего осушения и кислородной вентиляции пещерного лабиринта. Наличие самого метана в пещере могло быть следствием жизнедеятельности метанообразующих бактерий типа *Methanobakterium formicicum:*

$$CO_2 + 4H_2 \rightarrow \mathbf{CH_4} + 2H_2O \qquad (10)$$

(Не исключено также, что часть метана могла поступать в пещеру из более глубоких горизонтов, что в целом характерно для соседнего предкарпатского региона и имело большое значение в образовании серных месторождений (Климчук, 2006).

Для осуществления реакции этого типа в обводненном (и осушающемся) лабиринте были все необходимые условия, в том числе водород, поставляемый бактериями *Clostridium*, использующими органическое вещество пещерных отложений и подземных вод.

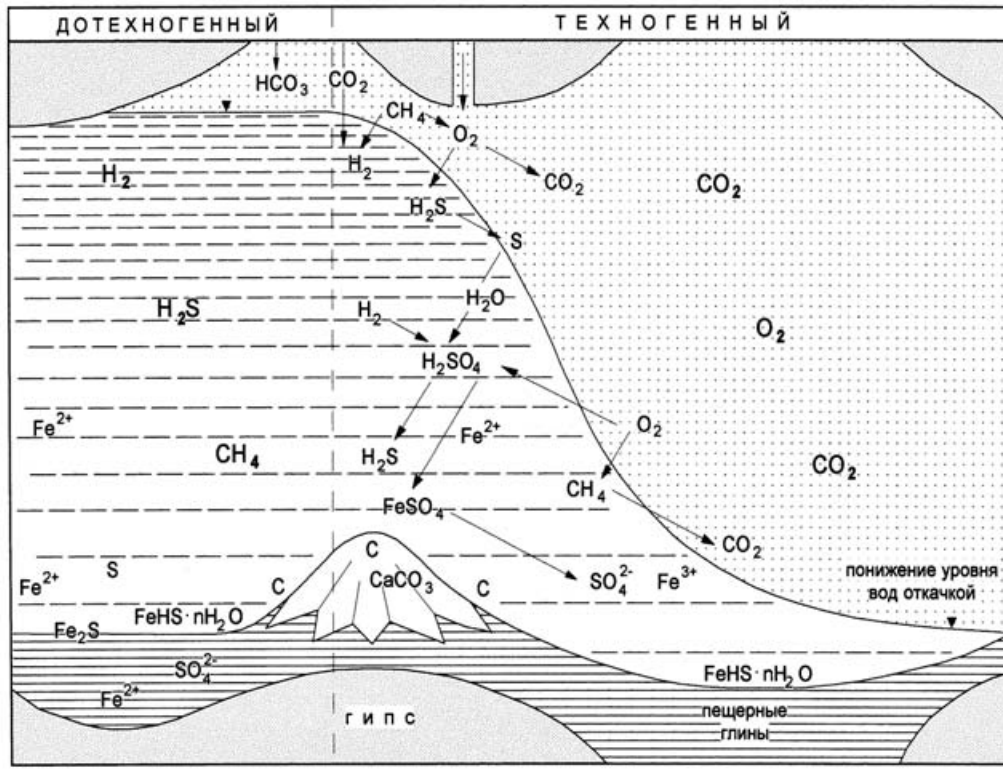


Рис. 10.4. Главные типы и циклы биохимических реакций, имевших место в подземной среде пещеры на техногенном этапе ее развития

Дополнительное значение для накопления CO_2 в пещере имело то обстоятельство, что протекание большинства биохимических реакций происходит с расходованием кислорода пещерного воздуха на окислительные процессы.

Образование железо-марганцевых осадков

Анализ химической активности микроорганизмов в пещере позволяет предполагать, что их жизнедеятельность играла вкажную роль в осаждении гидрооксидов железа и марганца, а возможно и формировани их необычных агрегатов, например дендритовых бернесситовых сталактитов или пустотелых сталагмитов из гидрооксидов железа (*см. главу 8, водно-хемогенные осадки*). На это указывают обилие микроорганизмов в этих образованиях вообще, их переполненность железобактериями, бактериями типа *T. ferrooxidans*, а также неидентифицированными грибоподобными микроорганизмами. На данном этапе исследований трудно определить характер и степень участия микроорганизмов в осаждении гидрооксидов Fe и Mn, а тем более – в образовании их специфических агрегатных форм. Несомненным является то, что роль эта весьма существенна, а депозиционные механизмы своеобразны, возможно уникальны. Роль микроорганизмов в процессе формирования железо-марганцевых осадков раскрыта в общих чертах в главе 8.

Рис. 10.5. Водорослевая микрофлора и мхи на гипсовых стенах ходов, открывающихся в уступе карьера (5-20 м от входа)

Следует также отметить, что после осушения коллектора и начала активных спелеологических исследований пещера стала ареной активного вторжения обширной группы микроорганизмов - утилизаторов органических веществ. Они развиваются на мусоре, оставляемом спелеологами и содержащем органику - остатках пищевых продуктов, бумаге, древесине, обрывках материи и т.д. Несмотря на активные меры, предпринимавшиеся спелеологами на этапе активного изучения пещеры (1976-1986), подземная среда оказалась сильно загрязненной. Микробиологические исследования вод пещерных водоемов показали их существенную загряз-

ненность, наличие болезнетворных бактерий и полную непригодность для питья. В привходовых частях пещеры, куда попадает в ограниченном количестве свет, стены покрываются водорослями и мхами (**рис. 10.5**).

Глава 11. Происхождение и возраст пещеры

11.1. Спелеогенетическая модель

Пещера Золушка – «детище» напорно-восходящего транзита подземных вод через гипсовый слой к местному эрозионному базису – р.Прут. В этом плане ее происхождение в целом вписывается в развиваемую, для региона в частности, теорию формирования лабиринтовых пещер в артезианских условиях (Климчук, Рогожников, 1982, Климчук, Шестопалов, 1990, Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995, Klimchouk, 1986,1992, 2000, 2003 и др.). Соответствуя принципиальным положениям артезианской теории в целом, спелеогенетическая история Золушки характеризуется определенными особенностями, в том числе - дискуссионного характера.

Многочисленные факты, прежде всего, морфологические (*см. главу 4*) и седиментологические (*глава 8*), указывают на формирование пещеры в артезианских условиях – снизу, от водообильных песчаниково-карбонатных пород нижнего бадения и сеномана. Находящиеся под большим (десятки метров) напором пластовые подземные воды, в процессе гидравлического раскрытия днищем Прута глинистой покрышки активизировались, началось их сквозное (через гипсы) движение, что привело к сравнительно быстрому коррозионному расширению трещинного пространства и образованию крупных полостей. Роль структурных предпосылок, а также производной от них гидродинамической конкуренции, сыгравших главную роль в морфогенезе пещеры, была рассмотрена ранее (*глава 4*).

Попробуем, опираясь на имеющиеся данные, как литературные, так и собственных исследований, восстановить принципиальные моменты истории развития пещеры, базируясь на следующих принципах.

1. *Исторический принцип*. Предполагает рассмотрение истории формирования пещеры на фоне геологической истории региона с учетом важнейших палеогеографических событий.
2. *Принцип унаследованного развития*. Подразумевает учет при рассмотрении истории формирования пещеры предшествующих эпох карстообразования и возможное влияние (непосредственное и опосредованное) их морфо- и седиментологических «следов».
3. *Принцип локальности*. Обязует исходить в спелеогенетических построениях, прежде всего, из локальных условий, учитывающих местные сочетания условий спелеогенеза, которые часто имеют не меньшее значение, чем общий региональный фон и определяют специфику спелеогенетического выражения более общего (например, регионального) процесса спелеогенеза.

11.2. Этапы формирования и возраст пещеры

В истории развития карста района Золушки и, соответственно, в спелеогенезе мы выделяем несколько этапов, в разной мере условных, характеризующихся теми или иными особенностями развития карста.

1. Среднебаденский.
2. Верхний бадений – нижний сармат.
3. Средний сармат – мезоплейстоцен.
4. Неоплейстоцен – голоцен.
5. Современный.

11.2.1. Среднебаденский этап

Наблюдения в Золушке, в карьерах и обнажениях Прут-Днестровского междуречья дают основания предполагать, что между осаждением гипсов и ратинских известняков имел место кратковременный (?) перерыв, во время которого поверхность гипсового осадка осушилась и подверглась некоторому воздействию экзогенных процессов – выветривания, растворения, эоловых и т.д. На это указывает наличие отчетливой границы между кровлей гипсов и подошвой ратинских известняков, частично – неровный характер этой границы, наличие на контакте между ними прослоев глинистых и др. отложений (*см. главу 3*). (Последние, правда, имеют иногда эпигенетический характер, указывающий на связь с преобразованием гипсов в известняки - баритовая и целестиновая минерализация, серное оруденение).

В пользу перерыва свидетельствует также наличие сети трещин в гипсах (*глава 4*), на первичный характер которых указывает преобладание трехлучевых смыканий. Контракционные трещины, глубоко проникающие в толщу гипсов, вряд ли могли формироваться под покровом известняков, изолировавших гипсы от воздействия внешних агентов. Еще один аргумент в пользу перерыва – заполнение первичных трещин, их кольматация (образование кулис), которая могла только предшествовать осаждению известняков.

К сожалению, вопрос о перерыве освещен в региональной геологической и карстологической литературе довольно слабо, а предлагаемые доказательства перерыва часто противоречивы (Кудрин, 1966, Бобровник, Головченко 1969, Дублянский, Смольников, 1969, Перцович 1969, Ломаев, 1970, 1979, Савчин, Остьянова, 1972, Дублянский, Ломаев, 1980, Климчук, Рогожников, 1982). Согласно А.А. Ломаеву (1979), «лагуны тортона после осаждения гипсов и ратинских известняков на значительных территориях были осушены, и на голой поверхности гипсов и ратинских известняков происходил интенсивный карстовый процесс… Гипсы карстуются сравнительно быстро, часть известкового покрова была смыта, местами его вообще не было. Оформилась карровая поверхность Среднего Приднестровья с колодцами, воронками и подземными полостями» (с. 104). Как видно, из данной цитаты трудно извлечь однозначную информацию по интересующему нас вопросу («...гипсов и ратинских известняков» ?). Однако, тот же автор отмечает и конкретный факт закарстования поверхности гипсов – при отсутствии покрова ратинских известняков – у с.Завалье, на левом берегу Збруча (спорный – устное сообщение А.Б.Климчука). Не очень убедительно выглядят упоминания по данному вопросу и других авторов.

А.Б.Климчук, опираясь на данные исследований в районе серных месторождений Предкарпатья, а также наблюдений на других участках региона пришел к выводу, что неровный, закарстованный контакт гипсов и ратинских известняков является следствием межпластового закарстования, а также гидрогенного замещения гипсов кальцитом (Климчук,1997). По его мнению, подобный отчетливо выраженный характер контакта формируется в условиях напорного водоносного комплекса, за счет межпластовой циркуляции вод и сопутствующего растворения. В условиях застойного режима определенную роль в растворении гипсов на контакте с известняками могут играть также процессы сульфатредукции, сопровождающиеся приобретением водами некоторой агрессивности по отношению к гипсам.

Таким образом, как в подольской, так и в буковинской частях Подольско-Буковинского региона, отмечаются несогласия в залегании ратинских известняков на

гипсах, указывая тем самым, с одной стороны, на палеогеографическую возможность перерыва в осадконакоплении, с другой – на возможное закарстование контакта в более поздние эпохи. При этом, главным свидетельством перерыва являлись бы первичные трещины в гипсах с литифицированным заполнителем (если действительно заполнитель имеет «наружную» - сверху, а не «внутреннюю» - снизу, см. *главу 8*, природу). Наличие же перерыва, в свою очередь, может свидетельствовать в пользу хемогенно-морского, а не эпигенетического происхождения известняков в данном районе. (Это обстоятельство не исключает наличия в районе участков и зон с известняковыми «раздувами», связанными с метасоматическими процессами в гипсах).

Если «концепция первичных трещин» в гипсах верна, следовательно, перерыв имел место, возникают закономерные вопросы: насколько длительным он был и что его характеризует?

Из факта, что в период осаждения гипсов господствовал теплый и влажный климат следует, что перерыв должен был быть в геологическом смысле очень кратковременным, так как поверхность гипсов, по крайней мере в районе пещеры, не успела подвергнуться существенному закарстованию, несмотря на высокую растворимость гипса и весьма благоприятные внешние условия. Закарстованию, а точнее – коррозионному расширению, могли подвергнуться лишь первичные трещины. На это указывают неровные (рельефные, с раздувами) стенки кулис в пещере – слепки первичных трещин. В некоторых случаях ширина трещин, определенная по толщине кулис, превышает 30 см, но обычно меньше.

Можно предполагать, что после образования инициальной сети («паутины») первичных трещин процесс их контракционного расширения протекал в условиях периодического воздействия атмосферных вод, подрастворявших время от времени их стенки. Со временем, после прекращения контракционного роста, главную роль в дальнейшем расширении трещин играл процесс коррозии. Периодичность и интенсивность процесса определялась климатическими условиями. Во время дождевого сезона имело место их расширение инфильтрирующими и, главное стагнирующими водами, в сухой – осушение и заполнение пылевым, алевритовым и мелкопесчаным эоловым материалом, приносимом на поверхность оголенной гипсовой пустыни с «берегов». На то, что растворение стенок трещин происходило за счет застойных вод, заполнявших трещины, указывает отсутствие на поверхности кулис вертикальных ребер и желобов – «отпечатка» карровых форм на стенах трещин.

Отмеченные выше обстоятельства указывают на то, что перерыв в осадконакоплении перед отложением ратинских известняков должен был быть в районе пещеры весьма кратковременным – от нескольких десятков до нескольких сотен лет (?).Трансгрессия моря, наступившая после перерыва (как следствие продолжающихся циклических опусканий в соседнем Предкарпатском прогибе), обусловила проникновение морской воды в трещины и цементацию заполнившей их (целиком или частично) песчано-алеврито-пылевой смеси «морским» карбонатом кальция, тем же, из которого начали формироваться ратинские хемогенные известняки. Тем самым, первичные трещины оказались наглухо «законсервированными» под слоем известняков. Главные этапы предполагаемого процесса формирования трещин и их заполнения отражены на **рис. 11.1**.

Ввиду кратковременности этапа, включая также период образования ратинских известняков, а также морского режима территории, тектонические силы не могли еще проявиться тем или иным образом в гипсах.

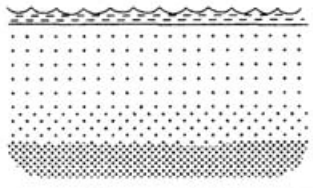
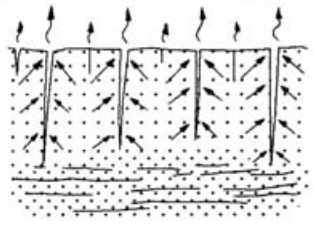
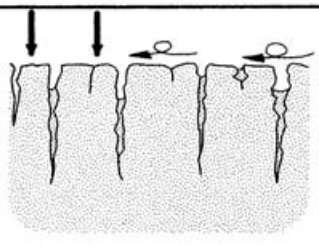
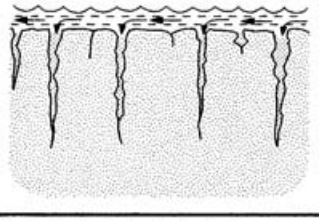
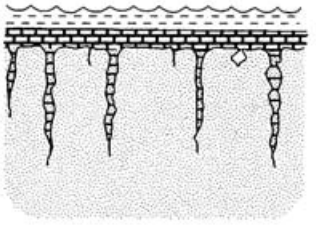
Этап		Краткая характеристика этапа
	РЕГРЕССИЯ	Завершение осаждения гипсов, стратификация гипсового осадка по плотности
		Обнажение поверхности гипсов, их консолидация (перекристаллизация с укрупнением размера кристаллов), образование трещин усыхания (медленный рост) вследствие потери осадком влаги, их углубление до уровня обезвоженных (раскристаллизованных) слоев
		Воздействие на поверхность гипсов атмосферных осадков, коррозионное расширение первичных трещин, их заполнение рыхлым песчано-алевритовым эоловым материалом, частичная гипсофикация (тонких)
	ТРАНСГРЕССИЯ	Обводнение поверхности (наступление моря) и трещин, их кольматация известковым материалом
		Осаждение карбоната кальция и образование слоя ратинских известняков, погребение заполненных трещин, их цементация

Рис. 11.1. Предполагаемая схема условий формирования заполнителя трещин в гипсах, а также слоя ратинских известняков в районе пещеры Золушка

11.2.2. Верхний бадений – нижний сармат

Верхний бадений и следущий за ним нижний сармат был в регионе, и в районе пещеры в частности, периодом тектонических опусканий, связанных с формированием соседнего предгорного прогиба. В опускания была вовлечена платформенная окраина, однако их интенсивность в направлении от прогиба к платформе уменьшалась. Уменьшение амплитуды опусканий в отмеченном направлении нашло свое выражение в уменьшении мощностей морских терригенных баден-сарматских глин – от 600-800 м и более в прогибе, до нескольких десятков метров на Подолии.

Характеризуемый этап по отношению к карсту в гипсах и, соответственно, спелеогенезу, был длительным и пассивным. Однако на его протяжении возникли обстоятельства, в существенной мере предопределившие особенности и предпосылки карсто-и спелеогенеза на последующих этапах. Первое обстоятельство касается тектонических движений. Как известно (Гофштейн, 1979, Дублянский, Смольников, 1969, Ломаев, 1979, Андрейчук, 1984,1987,1988 и др.), на протяжении отмеченного периода, в связи с формированием прогиба в процесс опускания была вовлечена платформенная окраина, что выразилось в образовании серии крупных сбросов, разбивших ее на несколько бóлее или менее крупных «ступеней» карпатского (СЗ – ЮВ) простирания с незначительным количеством поперечных разрывов. Площади ступеней – тысячи и десятки тысяч км^2, т.е. региональный масштаб. Район пещеры располагается в пределах одной из крупных ступеней. Естественно, что ввиду масштабной несоизмеримости региональных тектопроявлений и местных условий (район пещеры) события эти никоим образом не отразились на условиях карстообразования в районе пещеры. Образованию ступеней (первичные напряжения) сопутствовало образование трещиноватости с выраженным СЗ вектором (длинные трещины и разрывы), однако трещиноватость эта имела приразломный локальный характер, а отрицательный знак тектонических движений не способствовал ее раскрытию или образованию сетей трещин внутри ступеней.

Второе обстоятельство касается накопления в морских условиях огромных (сотни метров) толщ слоистых, преимущественно глинистых, водонепроницаемых (слабопроницаемых) осадков, перекрывших гипсы мощным «экраном», изолировавшим их в значительной степени от поверхностных вод и «запечатавшим» на долгое время водоносные горизонты в подстилающих трещиноватых породах мела, девона и силура. Именно наличие мощной водонепроницаемой покрышки над гипсами и водопроницаемых пород под ними предопределило впоследствии формирование специфических (артезианских) условий в районе (высоконапорные подземные воды), сыгравших определяющую роль в карсто- и спелеогенезе.

11.2.3. Средний сармат – мезоплейстоцен

На рубеже раннего и среднего сармата завершилось формирование Предкарпатского прогиба и начиная со среднего сармата в районе пещеры, как и в целом регионе, знак тектонических движений изменился на положительный. Общее поднятие территории, охватившее регион, привело к неуклонному отступанию сарматского моря на юго-восток. За отступающим бассейном формируется (вытягивается) первичная речная сеть (пра-Днестра и пра-Прута) в виде блуждающих по плоской аккумулятивной равнине потоков. В позднем сармате море окончательно покидает регион. В связи с активными поднятиями (в Карпатах), в прогибе и на плат-

форменной окраине оживляются разломы СЗ направления. Поднятия обусловливают возникновение напряжений сжатия (в отличие от опусканий, приведших к разрывам), давления от орогена - в направлении платформы, в связи с чем в осадочной толще (в т.ч. в гипсах) возникают пологие складки, как например, в покутской части региона. В районе Золушки, существенно (десятки км) удаленном от прогиба, пликативные дислокации осадочной толщи не проявились.

В плиоценовое время имели место две серии поднятия-стабилизации территории, в целом незначительные по интенсивности и амплитуде, приведшие к окончательному оформлению бассейнов Днестра и Прута и формированию их VII и VI террас.

Эоплейстоцен ознаменовался в геологической истории региона как период довольно интенсивных, и главное – дифференцированных эпейрогенетических поднятий, приведших к формированию поперечных (к карпатскому направлению) разрывов (на границе участков с разной интенсивностью поднятий), разбивших СЗ ступени на отдельные блоки-«клавиши». Неравномерный в масштабе региона характер поднятий обусловил последовательное дробление толщ на блоки, сначала более крупные (макроблоки), а затем более мелкие. С конца эоплейстоцена восходящие тектонические движения приобретают блоково-дифференцированный характер.

Процессу блоковой дифференциации региона, суть которого – в возникновении поперечных к карпатскому (СЗ) направлению нарушений и разрывов – сопутствует развитие трещиноватости, на этот раз, преимущественно северо-восточного (соответствующая напряжениям) направления.

Наряду с образованием новых тектонических трещин, в гипсах имеет место оживление первичных трещин, дробление их заполнителя, раскрытие (на контакте с породой) и формирование вторичной структурной проницаемости. Оживляются преимущественно трещины СВ или близкой к ней ориентации, происходит «тектонизация» первичной сети – геометризация, соединение трещин в зигзагоподобные ряды, рассечение целиков, возникновение крупных, собственно тектонических разрывных зон (микроблоковых), возникновение порядковой структуры сети и т.д. Именно это время ответственно, на наш взгляд, за подготовку гипсового слоя в аспекте его структурной проницаемости к предстоящей позже проработке. Отмеченные процессы формирования проницаемости гипсов (в вертикальном направлении) продолжались и в мезоплейстоцене, однако их интенсивность постепенно снижалась, как в связи с ослаблением интенсивности поднятий (30 м против 80-100 в эоплейстоцене), так и в результате сработки напряжений во время эоплейстоценового дробления региона.

Важным с точки зрения карсто-спелеогенеза аспектом плиоцен-плейстоценовой (до неоплейстоцена) истории региона в целом и района пещеры – в частности, было развитие речной сети и, как следствие, механическая денудация, последовательно размывавшая толщи баден-сарматских глин и неуклонно снижавшая их мощность. Особенно активно процессы размыва происходили в эо- и мезоплейстоцене – в связи с активизацией тектонических поднятий. В конце эоплейстоцена Днестр начал «врезаться» в скальные породы и формировать каньоноподобную долину. К концу эоплейстоцена мощность баден-сарматского покрова в подольской части региона уменьшилась настолько, что в днищах притоков Днестра, заложенных по разломам, она не превышала нескольких – нескольких десятков метров, вследствие чего имело место гидравлическое раскрытие миоценовых водоносных горизонтов и активизация водообмена (Климчук, Шестопалов, 1990). С этого времени началось формирование (активная фаза) крупнейших подольских пещер-лабиринтов, завершившееся в

целом к середине мезоплейстоцена. С этого момента сосредоточимся на событиях в припрутской части региона, где расположена пещера, поскольку здесь карсто-спелеологические события развивались далее по иному сценарию.

Для долин Днестра и Прута, расположенных на незначительном (25-45 км) расстоянии друг от друга, характерно синхронное развитие террасовых комплексов. Однако из-за разного удаления от прогиба (Днестр дальше) их долины развивались в разных геологических условиях. Начиная с V террасы (конец эоплейстоцена) Днестр врезается в скальные породы. К настоящему времени он сформировал глубокую (180-220 м) каньонообразную долину с серией внутриканьонных террас (V-I). На участке Среднего Приднестровья он вскрывает толщи девона, силура и даже старшего возраста (венд).

Прут же, расположенный ближе к прогибу, с погруженными гипсами и мощной толщей глинистых баден-сарматских отложений, до сих пор формирует свою долину в упомянутых глинистых толщах, что определяет ее форму (широкая, террасированная, наличие крутого правого берега, обилие оползней и т.д.) и гидрологические условия разгрузки нижележащих водоносных горизонтов (отсутствие). Лишь в районе пещеры (южная часть Хотинско-Мамалыжского макроблока) русло реки вскрывает в настоящее время гипсы (уровень II террасы).

Попробуем ниже восстановить последовательность карсто-и спелеогенетических событий в районе пещеры в новейшее время, опираясь на региональные палеогеографические разработки (Гофштейн, 1979, Куница, 1966, 2007; и др.).

11.2.4. Неоплейстоцен – голоцен ($Q_3 – Q_4$)

Начало неоплейстоцена в Припрутье характеризовалось стабилизацией тектонических движений. В условиях относительного покоя русло Прута, подмывая правый, южный берег, медленно смещалось к югу, увеличивая площадь пойменной (ныне поверхность III-ей) террасы. Боковое смещение русла происходило, по-видимому, достаточно быстро, поскольку слоистые баден-сарматские отложения легкоразмываемы. Разрушению берега способствовали оползневые процессы, столь характерные для отложений этой формации во всем прикарпатском регионе. В тектонически стабильных условиях неоплейстоцена сформировался аллювий третьей террасы с отчетливо выраженным двучленным строением (пойменная и русловая фации) (**рис. 11.2 – 1**).

Период стабилизации продолжался сравнительно недолго и сменился новым циклом поднятий. Усилилась глубинная эрозия (сменившая боковую), Прут снова начал врезаться в баденские аргиллитоподобные отложения. Началось формирование уступа III терассы (**рис. 11.2–2А**). К этому времени русло реки оказалось над разломно-сбросовым нарушением (*см. главу 3*). По-видимому, именно в это время имело место гидравлическое раскрытие залегающего под толщей глин баден-сеноманского водоносного комплекса. Раскрытию способствовали следующие обстоятельства:

1. Сравнительно небольшая (25-40 м) мощность глинистого «экрана» между гипсами и днищем реки;
2. Дезинтеграция отложений (разрывы, дробление и т.д.) в зоне нарушения, предопределившая их потенциальную проницаемость, хоть и очень слабую, по вертикали; оживление нарушения (блоково-дифференцированный характер поднятий).
3. Пестрый, существенно карбонатный характер слоистого «пирога» верхне-баденской толщи в ее нижней, на контакте с ратинскими известняками, части,

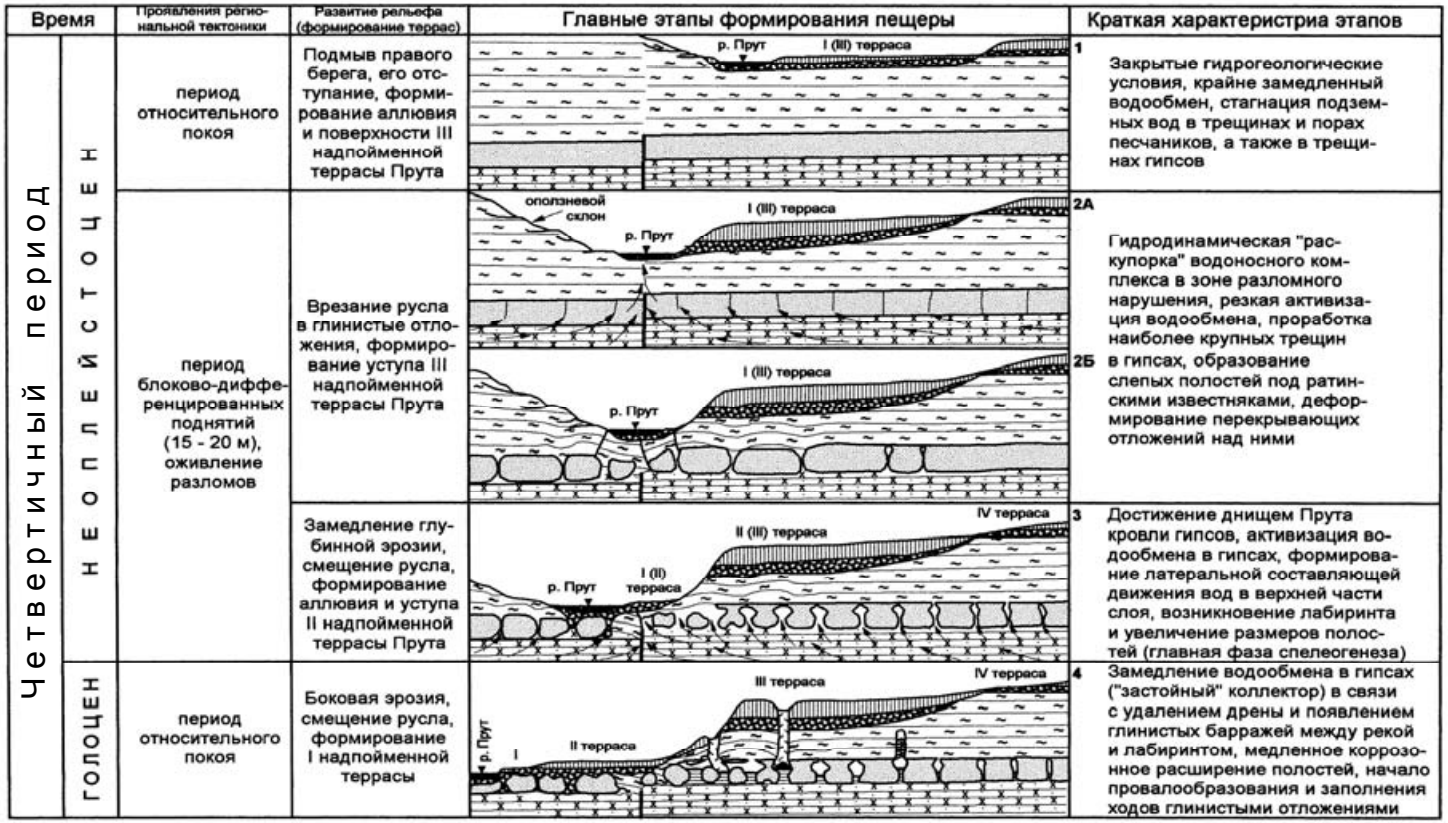


Рис. 11.2. Этапы формирования пещеры Золушка

переслаивание глинистых осадков с известняками и песчаниками, что повышало ее проницаемость «снизу».

Раскрытие (процесс, но не акт!) обусловило активизацию водообмена в баден-сеноманском водоносном комплексе. Находящиеся под большим давлением (напор предположительно до 40 м и более – по аналогии с нынешними условиями в соседних гидрогеологически закрытых блоках – Андрейчук, 1988) подземные воды стали разгружаться в днище реки, в русловый аллювий. Вначале процесс этот был, по-видимому, медленным, но по мере эрозионного углубления русла и проработки путей восходящей фильтрации его интенсивность возрастала. Гипсовый слой, являвшийся «полупрепятствием» на пути восходящей разгрузки начал избирательно (в наиболее раскрытых трещинах) прорабатываться ищущими выхода вверх напорными водами. Естественно, что такая проработка сосредотачивалась, прежде всего, в зоне нарушения, а также вблизи нее (первые сотни метров). Использовались, прежде всего, чисто тектонические трещины, более раскрытые и незакольматированные. Расположенные в зоне нарушения трещины развивались быстрее в связи с благоприятными условиями разгрузки. В более удаленных (на те же первые сотни метров) трещинах, ввиду отсутствия «сводовой» разгрузки имело место образование под покровом ратинских известняков «слепых», замкнутых, разобщенных пустот. Ввиду высокой минерализации вод увеличение их размеров (расширение в верхней части) происходило медленно. С определенного момента (величины) рост полостей сопровождался прогибанием свода, что привело к возникновению деформаций в покровной толще (**рис. 11.2-2Б**). Деформации (карстовые, экзотектонические и т.д.) - весьма характерный элемент геологического разреза перекрывающих, надгипсовых отложений (**рис. 3.20),** но в ограниченной зоне, тех же первых сотнях метров от нарушения или уступа третьей террасы. Они наблюдаются по всему периметру карьера (**рис. 11.3**), постепенно затухая вглубь III террасы – по направлению к IV (**рис**. **11.2-2Б).**

Примечательно, а это хорошо видно в карьере, что дислокации не имеют непосредственной связи с полостями современного лабиринта. В пещере также не наблюдается участков с видимыми деформациями отложений в сводах (например, на участках обнажения подошвы ратинских известняков).

Под складками (синклинальными) в кровле гипсов не прослеживается пустот, заполненных инородным или обрушившимся материалом. В синклинальных углублениях складок перекрывающие ратинские известняки и глинисто-карбонатные образования пликативно, почти без разрывов, «ложатся» на неровную поверхность углублений в кровле гипсов. Это обстоятельство подтверждает тезис о медленном росте пустот под слоем известняков в сводовой части «избранных» трещин – под давлением снизу – с сингенетическим прогибанием сводов над ними.

Так закончился начальный этап коррозионной проработки гипсов, приведший к образованию дислокаций в покровной толще и, тем самым, ликвидации «подратинских» полостей. Следует, однако, учесть, что карстово-тектонические дислокации имеют локальный характер, образуя зону (примерно от уступа III-ей террасы до карьера – **рис. 11.4**), примыкающую к нарушению. Известные же на сегодняшний день полости лабиринта (незаполнен-ные) располагаются от карьера вглубь, под IV террасу, покрываясь с зоной дислокаций лишь частично (южная периферия). На участке пещеры, прилегающей к карьеру (районы Заблудших, Привходовый) рассчитанные коэффициенты закарстования не учитывают невидимых полостей характеризуемого этапа развития пещеры и в действительности должны быть существенно выше. Это обстоятельство весьма неблагоприятно для добычи гипса. Если бы карьер расположить на несколько сотен

метров далее в направлении IV-ой террасы, выход полезного ископаемого был бы значительно большим.

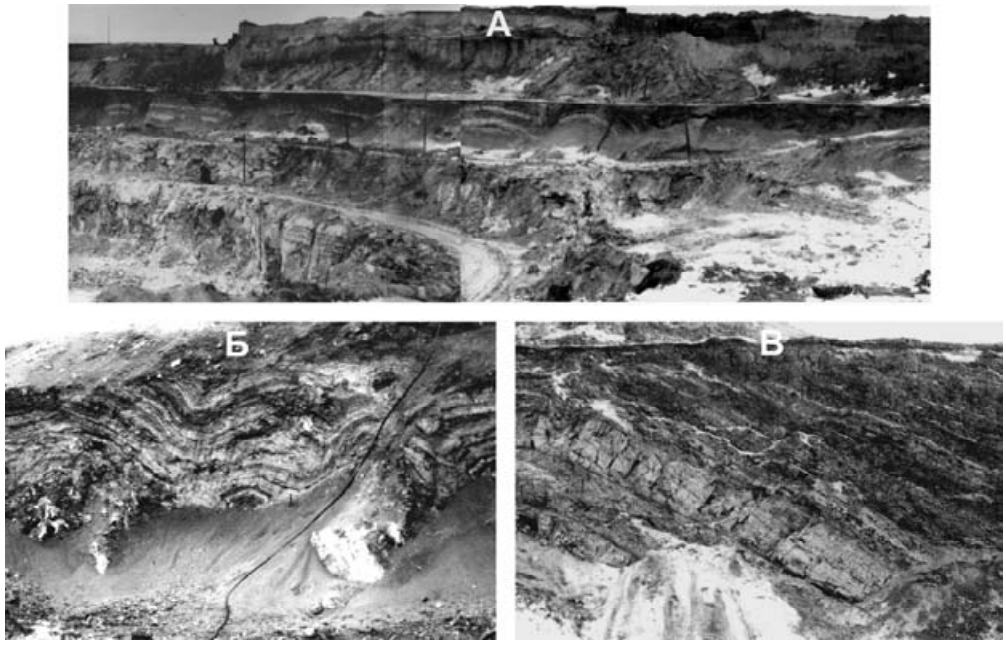


Рис. 11.3. Карстообусловленные деформации пород надгипсовой толщи:
А – экзотектонические складки в северо-восточном борту карьера, Б – складка крупным планом, В – фрагмент вкладки – крыло с моноклинальным залеганием слоев (*фото С.Волкова*)

На «молодой» возраст карстования указывает факт локализации дислокаций в разрезе покровной толщи: помимо глин они прослеживаются, особенно в случае более крупных складок, также в террасовых образованиях – песчано-гравийных и даже суглинистых. К верху складки постепенно выполаживаются. В нескольких случаях, при осмотре вскрышных стен карьера, автором наблюдались деформации, не прослеживающиеся в террасовых отложениях. Ввиду неотчетливости разреза трудно было оценить однозначно, связано ли отсутствие дислокаций в субаэральной толще с их затуханием или действительно имеет место как таковое. В этом случае следует немного отодвинуть назад (к моменту завершения формирования аллювия III-ей террасы и началу формирования ее уступа) момент гидравлического раскрытия водоносного комплекса. Вопрос этот нуждается в уточнении (обстоятельное обследование вскрышного разреза в карьере), хотя принципиально не изменяет последовательности и сути описываемых событий.

Помимо «неудачи» в спелеогенетическом отношении, этап формирования уступа III-ей террасы, вскрытия водоносного комплекса и первой активизации водообмена, сыграл важную роль в увеличении проницаемости гипсов. Несмотря на то, что карстованию подверглись избранные трещины, остальное большинство из них, прежде всего, тектонически оживленные первичные трещины, в условиях напора также увеличили (в разной степени) свою проницаемость. Возможно, уже на

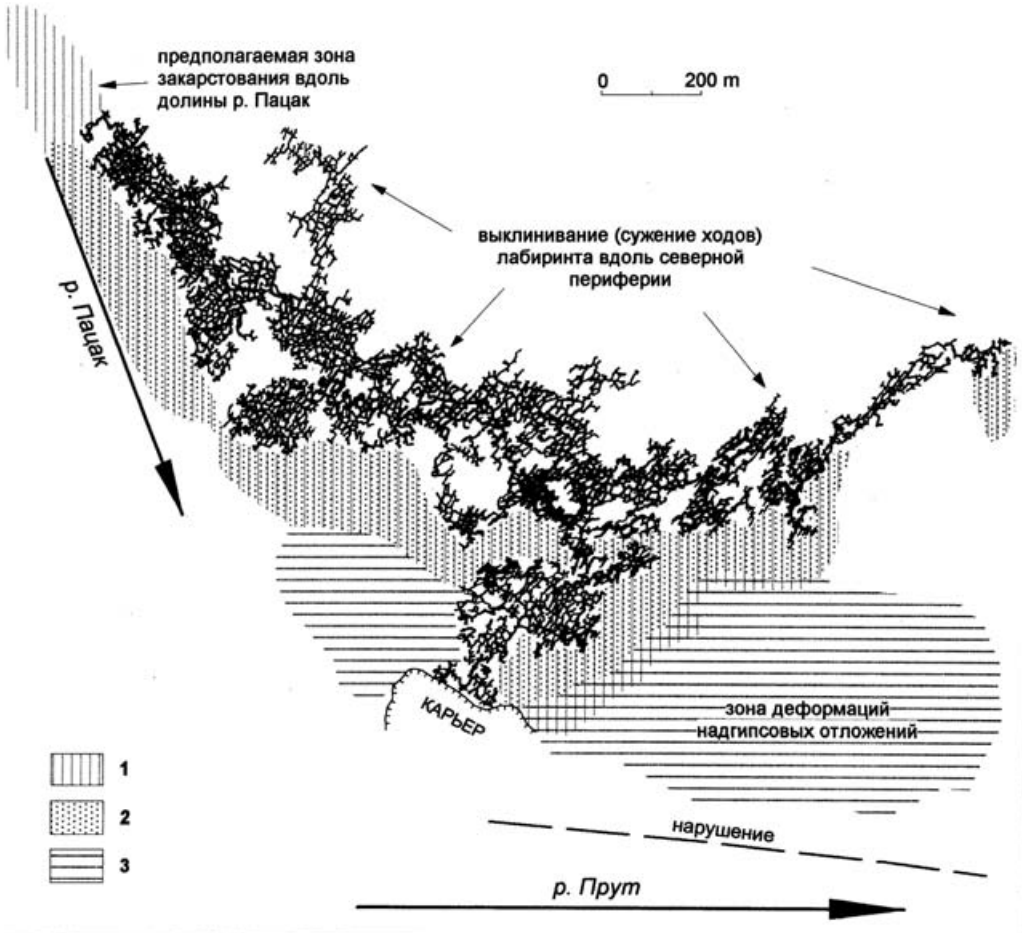


Рис. 11.4. Зонирование участка пещеры по характеру закарстования гипсового слоя:

1 – зона предполагаемого развития полостей вдоль разломной долины р.Пацак, 2 – зона наложения крупных галерей (участков сосредоточенной разгрузки) и периферийной части зоны надгипсовых деформаций, преимущественно заполненная, 3 – зона карстобусловленных пластических деформаций надгипсовых пород, тяготеющая к нарушению

этом этапе наиболее проницаемые из них, равно как и зоны микроблоковых нарушений, получили определенное коррозионное раскрытие.

В отличие от смежных с нарушением участков, непосредственно в зоне нарушения, где сосредотачивалась восходящая разгрузка подземных вод, гипсы подвергались весьма существенному разрушению. Карстование происходило как по трещинам, так и, главным образом, в основании слоя. В связи с этим имело место медленное оседание глинистых подрусловых толщ - синхронно растворению гипсов под ними. Оседание ускорило процесс углубления днища в верхней части разреза, а в нижней привело к заполнению проседающими глинами зоны нарушения (часто с ненарушенным или слабонарушенным залеганием). Такие участки на современных разрезах, пересекающих зону нарушения, выглядят «нелогично» с точки зрения

геологов и служат поводом для предположений о палеодолинах и т.п. На **рис. 2.15** приведен упрощенный геологический разрез, составленный по материалам разведочного бурения вдоль железной дороги (**рис.2.14,** *глава 2*). Разрез повторяет изгибы пути, поэтому, несмотря на продольный (согласный с простиранием нарушения характер) «подсекает» его в нескольких местах, выявляя участки полного прокарстования гипсов до подошвы. Такие участки – это своеобразные заполненные осевшими глинами «окна», в месте которых сосредотачивалась разгрузка напорных вод в зоне нарушения. В одном из них (в левой части рисунка), возможно связанным с поперечным нарушением (*см. главу 2*), глины лежат на 8-10 м ниже подошвы гипсов, т.е. среди разрушенных карстом известковистых песчаников. Мощность глин в «окнах» составляет 20-27 м и может указывать на минимальную мощность толщи под днищем реки в момент гидравлического открытия водоносного комплекса.

В условиях замедления глубинной эрозии русло Прута постепенно смещалось к югу, формируя аллювиальный комплекс отложений II-ой террасы (**рис. 11.2–3**), постепенно погребающий следы предыдущего этапа. Как следует из рисунка, заполненные окна в гипсах (в зоне нарушения) перекрыты аллювием II-ой террасы (2-5 м гравийно-галечных и 3-5 м илистых образований), который «запечатал» сверху осевшие в зоне нарушения фрагменты баденской глинистой толщи в местах коррозионного уничтожения гипсов снизу.

На фоне продолжающихся поднятий русло Прута не только смещалось к югу, но и постепенно углублялось, увеличивая мощность песчано-гравийного материала. Под водонасыщенным аллювием продолжается карстование гипсов «сверху», в результате чего их поверхность снижается (под II-ой террасой мощность гипсового слоя на 3-5 м ниже, чем под III-ей). Покров ратинских известняков здесь также отсутствует - размыт и превращен русловыми водами в глыбово-галечный компонент гравийно-галечной смеси. Площадное разрушение кровли гипсов компенсируется обильным осаждением глинистого и илистого материала, формирующего пойменную фацию, включая илистый материал стариц (**рис. 11.2–3**).

Таким образом, в момент формирования второй террасы, несмотря на гидродинамическое функционирование комплекса (восходящая разгрузка напорных вод), имели место процессы заполнения (кольматации) зоны нарушения. Из наиболее проницаемой (по вертикали) зоны она превратилась для горизонтально движущихся к нарушению подземных вод в своего рода прерывистый барраж. Поскольку днище Прута все еще располагалось над самой кровлей гипсов, но сместилось на 100-300 м к югу от погребенной зоны нарушения, в толще гипсов к северу от нее (в сторону пещеры) водообмен несколько замедлился.

Новый этап активизации карста начался с момента врезания днища Прута в кровлю гипсов и формирования уступа II-ой террасы (**рис. 11.2–3**). Достигнув кровли гипсов ниже нарушения, где гипсы залегают на 5-7 м ниже, чем в пещерном блоке, русло Прута оказалось на уровне галерей верхнего (еще существенно не расширенного) яруса пещеры, создав идеальную предпосылку для новой активизации водообмена. Частичное закрытие зоны нарушения оставило подземным водам две возможности для разгрузки – через гипсовые «коридоры» - целики между заполненными глинами участками и более предпочтительную - поверху – через аллювий второй террасы. В таких условиях мощный гидродинамический импульс получил латеральный вектор разгрузки: восходящие по гипсам подземные воды по достижению уровня верхних галерей (расширенные сечения) могли перемещаться горизонтально, разгружаясь непосредственно в русловый аллювий II-ой террасы, а через него – в днище Прута (**рис. 11.2–3**). Частично воды разгружались, по-видимому, и по целикам-коридорам (на это указывают карстовые формы на

поверхности, т.е. на II и I террасах), однако по мере проработки верхних каналов стока, значение этой составляющей уменьшалось. Именно в этот период - конец неоплейстоцена – имела место основная фаза спелеогенеза на участке «современной» Золушки, связанная с возникновением весьма благоприятных условий для разгрузки вод. При движении напорных вод по трещинам происходило дальнейшее разрушение частично раздробленного (при тектонических подвижках) и дезинтегрированного растворением (первый этап активизации – при гидравлическом вскрытии комплекса) заполнителя трещин – кулис. По мере коррозионной проработки трещин и формирования полостей песчано-глинистый материал кулис (с частично выщелоченным известковым цементом) накапливался в основании трещин и днищах ходов, формируя первый, нижний слой пещерных отложений – карбонатных суглинков (*см. Главу 8*).

В голоцене (**рис. 11.2–4**), в связи со стабилизацией тектонических поднятий, русло Прута постепенно смещается к югу, удаляясь от зоны нарушения и пещеры, меандрирует, формируя I-ую террасу. Процесс этот продолжается и в настоящее время. Паводковый характер реки время от времени обусловливает затопление не только формирующейся поймы, но и первой надпойменной террасы. Связь реки с пещерным блоком (гидродинамическая) ослабевает как вследствие глинистых барражей в зоне нарушения, так и за счет разобщения гравийно-галечного слоя–проводника (II-ой террасы) старичными формами, заполненными илом. От поверхностного излияния разгружающиеся в галечники воды изолирует 3-5 метровый поверхностный слой илистых отложений пойменной фации II-ой террасы. Наступает замедление водообмена в пещерном блоке и пещера превращается в грандиозный коллектор карстовых вод с застойным режимом. В это время воды пещеры приобрели свободную поверхность, т.е. потеряли напор. В связи с замедленным водообменом минерализация вод стала повышаться, они потеряли агрессивность. Вследствие обрушения сводов пещера стала заполняться глинистыми отложениями, кольматирующими нижние части сечений пещерных ходов. Коррозионные процессы проявляются локально – в местах вывалов покровных отложений и проникновения грунтовых вод из террасовых отложений. В застойных условиях накапливается сероводород. В пещеру снизу свободно проникает метан, радон и другие эманации, пещера становится своеобразным геохимическим «накопителем». На этом – современном, пассивном - этапе развития, коллектор был вскрыт карьером и осушен откачкой, что вызвало целый ряд весьма впечатляющих преобразований и ознаменовало собой начало нового весьма интересного этапа в его развитии. Особенности периода развития пещеры в условиях вскрытия карьером описаны в соответствующих главах при характеристике тех или иных особенностей пещеры – обводнения, отложений, микроклимата и т.д.

11.3. Размеры пещеры

В связи с предложенной выше моделью спелеогенеза возникает закономерный и важный вопрос: как велика пещера по своей площади – протяженности? Является ли она локальным образованием, тяготеющим к нарушению и Пруту, предопределившими гидродинамическую активизацию комплекса в зоне-радиусе нескольких километров или разведанной частью более крупной системы? Если так, то насколько более крупной?

Однозначно ответить на данный вопрос пока невозможно. Несомненно, пещерный лабиринт имеет существенно бóльшие размеры, чем известная на сегодняшний день закартированная его часть. Часть пещерной сети недоступна из-за глинистого заполнения и обвалов, непроходимых сужений и т.д., часть уже «съедена» карьером. Но если представленная в модели генетическая связь пещеры с нарушением и рекой справедлива, то вряд-ли лабиринт простирается далеко вглубь междуречья, на север. Скорее всего, он выклинивается в этом направлении, что собственно и наблюдается. Есть, однако, обстоятельство, позволяющее предполагать значительное развитие его северо-западного крыла (*см. план пещеры*), вытягивающегося вдоль долины р.Пацак.

Сопоставление данных разведочного бурения, данных по карьеру, материалов бурения вдоль железной дороги и нескольких скважин в пойме Пацака с привязкой кровли гипсов и другие признаки указывают, что долина этого притока Прута тяготеет к поперечному (к Пруту) нарушению – грабенообразному понижению (*см. главу 2*). Указанное нарушение могло сыграть роль дрены, активизировавшей водообмен в зоне, прилегающей к нему (районы – Веселый, Голландский Сыр, Геохимический, Дикий Запад и другие, еще не открытые). Явление это могло иметь место на рубеже неоплейстоцена и голоцена, когда дренаж системы Прутом замедлился. Имея на своем пути барраж (в зоне припрутского нарушения) они двигались к боковому нарушению, а по нему – в аллювий II-ой террасы. Так можно объяснить ассиметрию пещерного плана и «вытягивание» его северного крыла вдоль р.Пацак. Если отмеченное нарушение простирается далеко вглубь Прут-Днестровского междуречья, вполне возможно, что оно «работает» с конца неоплейстоцена по сегодняшний день как зона разгрузки вод в гипсах и подстилающих породах, формируя пещерную сеть под днищем Пацака и в прибортовых частях (**рис.11.4**). Развитию сети-коридора могут способствовать наклонное залегание гипсов (в сторону Прута), гидравлический уклон, наличие в верховьях прутских притоков форм-поглотителей стока (даже у прут-днестровского водораздела), дренирующее влияние карьера и другие факторы. На активность карста в разломных зонах прутских притоков указывают наличие старых карстовых форм в их днищах, например возле сс. Биливцы, Балковцы, а также периодическое появление новых провалов. Один из них – возле с.Данковцы – удалось детально обследовать (**рис.11.5**).

Проникновение в полость, спровоцировавшую его образование, показало, что морфологически она является частью обводненного лабиринта и физиономически в значительной степени напоминает полости Золушки. Это же подтвердили данные геофизических исследований, проведенные на участке провала (**рис. 11.6).**

Таким образом, не исключена возможность, что лабиринт Золушки протягивается вдоль разломной зоны Пацака далеко к северу. Ясно, что по мере удаления от карьера полости пещеры, будут все менее проходимы как из-за уменьшения размеров, так и, прежде всего, за счет обводнения.

Насколько эти соображения верны покажут дальнейшие исследования. В любом случае представляет большой интерес изучение закарстования и современных карстовых процессов под днищами прутских притоков. Вопрос этот имеет не только местное, практическое, но и большое научно-теоретическое значение - для развития теории спелеогенеза в платформенных условиях.

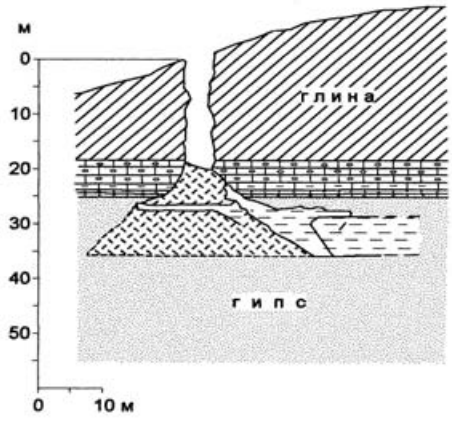


Рис. 11.5. Геологический разрез через Данковецкий провал (*по материалам А. Климчука, с упрощениями*)

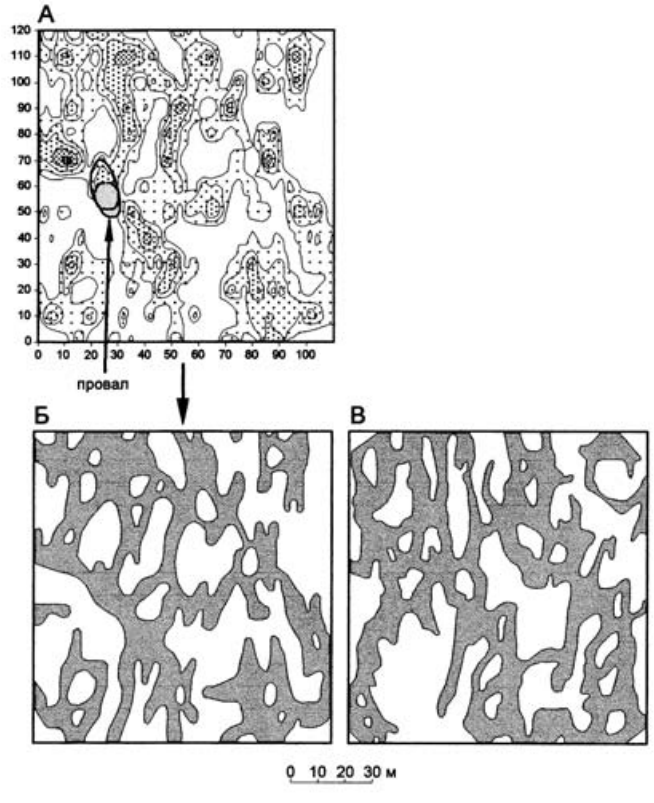


Рис. 11.6. Результаты геофизических исследований на участке Данковецкого провала и их интерпретация (*по материалам А. Климчука*):

А – картосхема карстовых аномалий, Б – интерпретированный образ аномалий на рис. А, С – фрагмент плана пещеры Золушка (для сравнения)

11.4. Золушка и региональные аспекты спелеогенеза

Большинство крупных лабиринтовых пещер Подольско-Буковинского региона, таких как Оптимистическая, Озерная, Золушка, Кристальная, Вертеба, Атлантида, Славка, Буковинка, Гостри Говды сформировалось в условиях артезианского режима напорными водами. Активный этап спелеогенеза в них связан связан с восходящим водообменом через гипсы в зонах пьезоминимумов, соответствующих существенным топографическим понижениям, главным образом - речным долинам, разрабатывающимся в слабопроницаемой глинистой покровной толще (Климчук, 1990 и др.работы)

Формирование лабиринтов происходило, главным образом, путем проработки каналов восходящими водами, характер и механизм которой, а в конечном результате – морфология лабиринта определялись структурными предпосылками - особенностями трещинного пространства гипсов. Эта спелеогенетическая модель в явном виде впервые была сформулирована для региона А Б. Климчуком и получила название «артезианской». Ее основные положения освещены упомянутым автором в ряде публикаций, обозначенных в начале главы. Указания на напорно-восходящий генезис полостей-лабиринтов региона, в частности Золушки, имеются также в публикациях автора (Андрейчук, 1984,1987, 1988), в том числе, в соавторстве с А. Климчуком (Климчук, Андрейчук, 1988, Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995, и другие).

Региональная концепция спелеогенеза в закрытых условиях пришла на смену существенно менее аргументированной концепции перетока вод по гипсам между речными долинами В.Н.Дублянского и «маршрутной», ошибочной, известного венгерского карстоведа Л. Якуча (Климчук, 1998). Проводимые в регионе исследования предоставляют новые и новые доказательства правильности этой концепции. Ими являются спелеогенетические модели, разработанные более или менее обстоятельно для отдельных пещер ранее (Атлантида - Климчук, Рогожников, 1982, Оптимистической – Климчук, Андрейчук, Турчинов, 1995). Предложенная в настоящей работе модель спелеогенеза Золушки также вписывается в артезианскую модель, хотя и не до конца следует некоторым ее важным положениям (см. *Проблемные вопросы генезиса пещеры*).

Насколько различаются между собой предложенные конкретно-пещерные варианты общей модели? Вопрос этот будет обстоятельно рассмотрен в отдельной совместной работе по карсту и пещерам региона, готовящейся к печати. Здесь же ограничимся констатацией факта различий и утверждением, что они обусловлены спецификой конкретных условий спелеогенеза в каждом отдельном случае. Главные отличия спелеогенеза Золушки от подольских пещер-лабиринтов, заключаются в следующем:

1. Структурные предпосылки спелеогенеза

На развитие пещерной сети Золушки и ее морфологию большое влияние оказала кольматация первичных трещин в гипсах (кулисы), а также их последующее тектоническое оживление, выразившееся в «тектонизации» сетей и формировании вторичной проницаемости определенных направлений (трещин первичной сети). В этой связи можно говорить о бóльшей роли тектонического фактора в формировании трещинного пространства в гипсах. Это подтверждается фактом меньшего удельного веса трехлучевых смыканий пещерных ходов в Золушке по сравнению с подольскими пещерами, а также согласуется с очевидным тезисом возрастания тектони-

ческой активности территории (в т.ч. блоково-дифференцированных движений) по мере приближения к карпатскому орогену.

В отличие от подольской части региона, в районе Золушки гипсовый слой менее стратифицирован в литоструктурном и текстурном отношениях, отличается бóльшей однородностью и меньшей структурно-текстурной вариабельностью разреза. В нем отсутствуют прослои инородных отложений (как, например, бентонитовый слой на участке Оптимистическая-Озерная), разделяющих гипсовую толщу на части. Это обстоятельство имело свои следствия в том, что на участке Золушки в слое гипсов не оформилась в столь явном виде ярусность трещин, которая характерна для Подолии. В Золушке трещиноватость имеет, прежде всего, двучленное строение (*см. Главу 4*): верхняя зона (~10-15 м) более плотной трещиноватости (проникающие в слой первичные трещины) и нижняя, менее плотной – тектонически углубленных первичных трещин и собственно тектонических разрывов. Естественно, граница зон нечеткая, так как первичные трещины проникали вглубь гипсов на разную (хотя и сходную) глубину. На участках развития подольских лабиринтов, ярусность трещин в гипсах выражена более отчетливо и коррелирует со структурно-текстурными различиями разреза. Например, в районе пещеры Оптимистической одной из четко выраженных поверх-ностей раздела ярусов является бентонитовый слой. Он явился ограничителем развития первичных трещин вглубь и сыграл большую роль в перекристаллизации гипсов. Ярусность сетей трещин в подольском регионе сыграла весьма значитель-ную роль в предопределении механизма спелеогенеза и его морфогенетических следствий, существенно больше, чем на участке Золушки.

2. Механизм спелеогенеза

Исследования в пещерах Атлантиде, Озерной, а частично и в Оптимистической, равно как и общая модель спелеогенеза в артезианских условиях, предполагают рассеянное питание и одновременное формирование сетей различных ярусов.

Это нашло свое морфогенетическое выражение в характере сообщения ходов смежных ярусов через узкие проходы и колодцеобразные углубления. В Золушке, где ярусность трещин выражена гораздо хуже и не имеет четкого раздела, отсутствует структурно-предопределенная морфологическая ярусность как таковая, зато имеется псевдоярусность (3 уровня в сечении «замочной скважины»), отражающая гидродинамические и эволюционные обстоятельства циркуляции вод. По всему разрезу полости пещеры имеют (в случае реализации) сквозной характер и линейную структуру питающих очагов (от подошвы слоя). Морфологическое же разнообразие и неоднородность пещеры на разных масштабных уровнях (от отдельных элементов до сетей) обусловлены не только структурными неоднородностями водопроводящего пространства, но и явлением гидродинамической конкуренции.

3. Возраст

Золушка – существенно моложе своих подольских «сестер». Если возраст последних (главной фазы спелеогенеза) связывается с началом эоплейстоцена (Климчук, 1990, Климчук, Шестопалов, 1990), то Золушка сформировалась лишь в конце неоплейстоцена. Таким образом, главные фазы спелеогенеза в подольском регионе и на участке Золушки разделяет, по меньшей мере, 1.5 млн. лет. Кроме того,

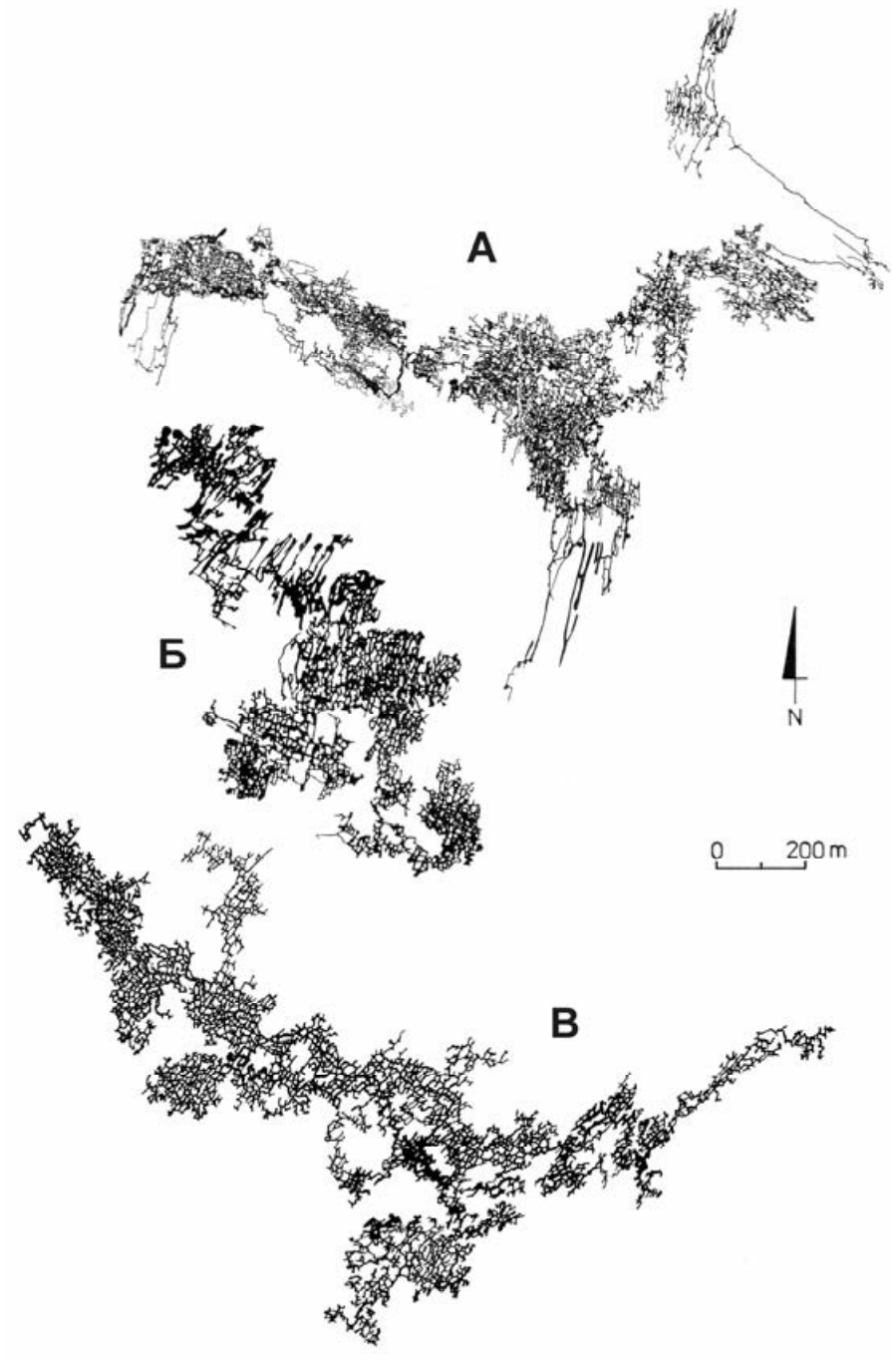


Рис. 11.7. Сравнительные размеры Золушки и крупнейших гипстовых пещер Подолии – Оптимистической и Озерной:
А – Оптимистическая, Б – Озерная, В - Золушка

Золушка оказалась пещерой, вскрытой, причем искусственно, на этапе обводнения, в то время как подольские лабиринты давно развиваются в субаэральных условиях. Естественно, они совершенно отличаются по этой причине по своему облику, характеру происходящих процессов (аккумуляции, вторичной кристаллизации и т.д.), особенностям микроклимата и т.д.

4. Размеры

По сравнению с подольскими лабиринтами, Золушка в целом отличается более крупными размерами полостей **(рис. 11.7).** Возможно дальнейшие исследования в подольских пещерах, например, в Озерной, опровергнут этот вывод, но на сегодняшний день это остается фактом.

Бóльшие размеры пещеры возможно обусловлены следующими обстоятельствами:

- тяготением к крупной речной артерии, к региональной дрене, что предполагает бóльший масштаб водообмена, чем в зонах притоков главных рек;
- наличием разломной зоны, предопределившей двуцикловую активизацию водообмена на участке пещеры;
- техногенным ускорением водообмена на современном этапе.

Подольские лабиринты формировались в эоплейстоцене, характеризующимся интенсивными поднятиями общей амплитудой 80-90 м. Поэтому, главная фаза спелеогенеза в их развитии, равно как и нахождение в обводненных условиях, была, по-видимому, существенно менее продолжительной, чем в Припрутье.

11.5. Проблемные вопросы генезиса пещеры

Предложенная модель формирования Золушки на фоне геологической истории региона базируется на представлении автора о наличии в целом двух важнейших этапов в развитии пещеры: весьма длительного, *подготовительного* – с начала верхнебаденского времени и до начала неоплейстоцена, и *собственно спелеогенетического* – геологически весьма кратковременного, двухфазного, но ответственного в целом за формирование решающего (более 90%) объема полостей (понятно, что оценка весьма условная).

На подготовительном этапе (доспелеогенном) формируется (изменяется, развивается) структурное пространство гипсового слоя, но ничего спелеосущественного в аспекте формирования пустотности (а не проницаемости!) на этом этапе не происходит. В гипсовом слое постепенно-этапно развивается (изменяется) сетевая проницаемость, достаточно неравномерная – с участками как прерывных, так и непрерывных сетей (на участке прутского разлома). Обводнение гипсов весьма слабое, слой ведет себя как водоупорный, разделяющий проницаемые подстилающие породы (мергели, песчаники, известняки) и перекрывающие трещиновато-плитчатые, также проницаемые, ратинские известняки. Отдельные (наиболее раскрытые, тектонические) трещины в гипсах, а также – разломы, «работают» в гидродинамическом плане, однако без существенных – ввиду высокой минерализации подземных вод – коррозионно-пустотных следствий.

Существенные события начинают происходить в процессе гидравлического раскрытия напорного комплекса – предположительно на этапе формирования III террасы. Ввиду неравномерного (по эволюционным причинам – разная степень разрушения кулис в трещинах, наличие зон приразломной трещиноватости, залегание гипсов на слабопроницаемых мергелях или более проницаемых

песчаниково-карбонатных породах и т.д.) раскрытия сетей, на начальном этапе имеет место явление гидродинамической конкуренции, но оно довольно быстро теряет свое значение ввиду активного роста каналов (высокая растворимость гипсов) в условиях стабильного напора и улучшающихся условий разгрузки карстовых вод. Тем не менее, задав пространственную канву роста полостного пространства, она предопределяет определенную инерционность в расширении полостей (по мере расширения полостей эффект конкуренции резко ослабевает) и оставляет по себе явные «унаследованные» морфологические следы в виде пространственной неравномерности закарстования (см. *главу 4*). Этот период, геологически короткий, но динамичный (с серией стадиальных изменений и механизмов, в том числе начальной стадией, когда конкуренция действует) ответственен за спелеогенез Золушки как таковой. В это время сформировалась основная (более 50%) часть объемов пещеры. По мере снижения напора и перехода комплекса (на границе неоплейстоцена и голоцена) в «режим свободной поверхности» рост полостей продолжался, но, главным образом, в верхней части слоя. За счет коррозионного воздействия вод, движущихся горизонтально к Пруту, здесь происходило расширение «головок» вертикальных ходов и, окончательное оформление их поперечного – «замочно-скважинного» профиля.

В голоцене пещерный лабиринт превратился в коллектор-накопитель подземных вод с высокой минерализацией, восстановительными (сероводород) условиями и наличием в воде большого количества растворенных (миграционно-активных) соединений, прежде всего, железа и марганца.

Соответствуя концепции о ведущей роли в формировании пещеры напорных (артезианских) вод и образовании пещеры (в основном) до вскрытия гипсов эрозионной сетью, предложенная модель содержит положения, не соответствующие некоторым базовым положениям теории артезианского спелеогенеза как таковой. Согласно последней (Климчук, 2004), формирование полостей (коррозионное расширение трещин) может происходить геологически эволюционно, на протяжении достаточно длительного времени (ранняя артезианская стадия), что допускают как модели водообмена в платформенных условиях (Водообмен..., 1989, Климчук, Шестопалов, 1990), так и некоторые механизмы и особенности кинетики растворения гипсов (Климчук, 1997, 2004). При раскрытии водонапорной системы и активизации водообмена имеет место существенное, в том числе - скачкообразное, увеличение размеров каналов (поздняя артезианская стадия), однако структура каналовой системы при этом принципиально уже не изменяется. Т.е. спелеогенез имеет эволюционную природу, хотя эволюция характеризуется наличием качественных скачков, связанных с теми или иными кинетическими или гидродинамическими причинами.

В предложенной модели спелеогенеза Золушки, ранняя артезианская стадия принимается автором как подготовительная, на которой происходит, главным образом, «созревание» структурной проницаемости. Водопроницаемое пространство слоя, несмотря на возможное присутствие воды в трещинах, остается функционально (как проводник) пассивным (отсутствие (?) агрессивности и условий разгрузки). Спелеогенез как таковой начинается в момент активизации водообмена, связанный с гидравлическим вскрытием напорного водоносного комплекса (не путать со вскрытием карстующихся пород – что наступает гораздо позже и характеризует финальную стадию спелеогенеза !).

Согласно теории артезианского спелеогенеза, при эволюционном функционировании водонапорной системы, в условиях рассеянного и равномерного питания (снизу), в стабильной гидродинамической обстановке (напор) с ограниченной

разгрузкой практически отсутствуют условия для конкурентного самоускоряющегося развития каналов. Имеет место медленное коррозионное «проявление» структурной предпосылки, которая и определяет принципиальные черты морфологичексой структуры будущего пещерного лабиринта. При изменении гидродинамических условий (вскрытие комплекса) происходит активизация водообмена и рост каналов, однако их пространственная (морфологическая) структура изменяется незначительно (количественные, а не качественные изменения).

Исходя из построений для Золушки, автор допускает гидродинамическую конкуренцию водопроводящих каналов в *начальном этапе* активизации водообмена (вскрытие комплекса), так как, согласно представлениям о гидродинамической пассивности подготовительного этапа, структурное пространство еще почти не проявлено коррозией, а условия для разгрузки вод складываются, в то же время, благоприятно. Структурная предпосылка (неравномерность раскрытия трещин, разная степень из заполнения карбонатами, разная глубина проникновения в гипсы – первичные и тектонические и т.д.) создает при этом существенные фильтрационные неоднородности, что в условиях значительного напора вод, высокой водообильности подстилающих пород и благоприятных условий разгрузки позволяет проявиться конкурентному механизму. Влияние (роль) последнего прогрессивно уменьшается, довольно быстро сходя на нет по мере расширения каналов. Однако, заданные конкуренцией параметры роста и пропорции, в определенной мере сохраняются, так как после формирования трещинно-полостного пространства процесс расширения полостей (в неизменных гидродинамических условиях) протекает с одинаковой скоростью. Последнее, однако, справедливо лишь для расширяющихся трещин-ходов с неизменяющейся площадью контакта воды и породы. В нелинейных морфологических структурах типа каминов, колодцев, куполов может наблюдаться дальнейшее прогрессирующее увеличение пустотного пространства, связанное с возрастанием площади контакта воды и породы. Таким образом, допускается участие в спелеоморфогенезе гидродинамической конкуренции – как производной от структурной неоднородности слоя гипсов и резкой активизации водообмена.

Теория артезианского спелеогенеза предполагает наличие важного механизма полостеобразования – на контакте питающего коллектора и гипсов – за счет свободно-конвективной циркуляции, движимой плотностными (термальными или солевыми) градиентами (Klimchouk, 1997). Этот механизм может обеспечивать развитие контактных пустот, а также «слепых» потолочных полостей при отсутствии принудительного поперечного водообмена через слой.

В Золушке широко развиты полости нижнего контактного этажа. Однако они изучены очень слабо. Элементы же типа слепых каминов и куполов приурочены, как правило, к сводам пещерных ходов нижнего яруса и их образование логично объясняется моделью линейного подъема вод по трещинам до кольматирующего основания трещинного заполнителя. Это обстоятельство, безусловно, не исключает действия в пещере упомянутого механизма и наличия (объяснения) его морфологических следствий.

Насколько обоснованы отмеченные выше расхождения покажут дальнейшие углубленные исследования.

Глава 12. Научное и практическое значение пещеры

Как известно, пещеры представляют собой исключительно информативные полигоны для геологических, гидрогеологических и т.д. исследований. В отличие от скважин и обнажений они позволяют производить наблюдения в гораздо бóльших масштабах, при этом – в объемном измерении, а не в точке (скважина) или на плоскости (обнажение). Площадные лабиринты типа Золушки делают возможным не только уточнение локальных особенностей геологической среды, но и содействуют решению научных проблем регионального характера. Самостоятельную ценность представляют также многочисленные содержательно-тематические вопросы и проблемы, проявляющиеся в процессе исследований. Остановимся подробнее на некоторых из них.

12.1. Проблема геохимии Fe и Mn в карстовых полостях

Железо и марганец - элементы-спутники - не являются редкостью в карстовых полостях и пещерах. Скорее наоборот: трудно найти элементы, кроме входящих в состав карстующихся пород, которые были бы столь характерными для них. Как правило, Fe и Mn находятся в пещерах в виде оксидов. Они окрашивают стены полостей, натечные образования в желтые, красноватые тона, образуют черные пленки на поверхности известняков. Рыхлый заполнитель пустот в известняках часто обогащен железом до состояния железной руды. Железо - важный компонент нерастворимого остатка известняков, предопределяющий красноватый цвет почв на карбонатных породах (терра росса). Темно-коричневые, черные, бурые массы вадов - оксидов марганца, также часто заполняют трещины и пустоты в известняках. Нередко окислы Fe и Mn образуют прослои в толщах водно-механических осадков, а подземный аллювий покрыт желтой пленкой железистых окислов. Минеральные формы и агрегаты Fe и Mn в пещерах довольно разнообразны. Вопросам железо-марганцевых образований в пещерах посвящена довольно значительная литература.

Тем не менее, гидроксиды Fe и Mn, обнаруженные в Золушке, представляют особый интерес. В главе 8 описаны их формы, состав и образование. В данной главе автор хотел бы обратить внимание на иные аспекты проблемы.

Гидроксиды Mn как техногенное месторождение [1]

Расчеты показывают, что на изученной площади лабиринта за короткое время седиментировало по меньшей мере несколько сотен тонн гидроксидов Mn. Механизм формирования гидроксидов и их приуроченность к эвапоритовым породам позволяют поставить вопрос о *новом типе рудных месторождений (рудопроявлений) Mn.* По кларку концентрации марганца (КК = 63) пещерные гидроксиды являются богатой марганцевой рудой.

Установлено, что подавляющее количество месторождениий марганцевых руд относится к осадочным морским, подразделяемым в зависимости от источника рудоносных растворов на *собственно осадочные* и *вулканогенно-осадочные*

[1] В данном случае термин *месторождение* употреблен в логическом смысле, как место образования рудных концентраций того или иного элемента. С точки зрения запасов рудного сырья золушкинское месторождение следует называть *рудопроявлением*

(Чайковский и др., 1972). Марганцевые руды накапливаются также в коре выветривания, и в этом случае их относят к *вторичным образованиям*. Карстовые скопления марганца в Золушке являются вторичными.

С учетом выявленного сульфатно-карстового типа марганцеворудных месторождений, их классификация, предложенная вышеупомянутыми авторами, приобретает следующий вид:

Первичные месторождения	*Вторичные месторождения*
А. Осадочные	В. Выветривания (остаточные)
1. Морские	а) марганцевые шляпы
а) собственно осадочные	б) инфильтрационные
б) вулканогенно-осадочные	**в) карстовые (карстово-пещерные)**
2. Континентальные	
а) озерно-болотные	
Б. Постмагматические (гидротермальные)	Г. Метаморфизованные
а) контактово-метасоматические	а) слабометаморфиризованные
б) жильные	б) сильнометаморфизованные

Следует также дополнить перечень разновидностей марганцевых руд гидрооксидными рудами:

Первичные руды	*Вторичные руды*
а) оксидные	1. Измененные гипергеными процессами
б) гидрооксидные	а) окисленные
в) окисно-карбонатные	б) полуокисленные
г) карбонатные	2. Измененные в зоне метаморфизма
д) гидросиликатные	а) окисные
е) карбонатно-гидросиликатные	б) карбонатные
	в) силикатные

Фациальные условия марганцеворудного процесса - морские, прибрежно-морские, лагунные, континентальные, озерные, равнинные, аллювиальные и другие могут быть дополнены *пещерными.*

Особенностью описанного карстового месторождения является его молодой, голоценовый возраст и то, что формирование руд связано с техногенным фактором. Однако чисто техногенным его считать нельзя, поскольку сам марганцеворудный процесс протекает по известным в природе законам, под контролем соответствующих геохимических условий и закономерностей, Более того, не исключаются естественные варианты подобного железо-марганцевого рудогенеза, о чем свидетельствуют находки в гипсовых пещерах Атлантида и Оптимистическая (Климчук, Рогожников, 1982). Речь идет о слое черного сажистого порошка (5-8 см), обнаруженного в разрезе шурфа пещеры Атлантида, а также черных и оранжевых пятнах и пленках, обнаруживаемых в других гипсовых пещерах Подолии.[1] Поэтому,

[1] Железо-марганцевые отложения (проявления) в этих пещерах, по всей видимости, связаны с этапом естественного гидравлического вскрытия карстового водоносного горизонта в гипсах и его переходом из фреатического состояния в вадозно-аэрируемое. В этом смысле они могут являться естественными стратиграфическими маркерами, указывающими на смену гидрогеологического режима в пещерах и иметь, поэтому, большое значении при проведении спелеогенетических реконструкций.

правильнее, на наш взгляд, относить золушкинское месторождение к вторичным, *гипергенным*, а не выделять в особый техногенный тип.

Следуя логике всестороннего анализа факта обнаружения марганцеворудного проявления в гипсовой пещере, а также возможное обнаружение гидрооксидов в других карстовых полостях, район развития эвапоритовой формации Прикарпатья следует считать *потенциально марганцеворудным*. Представляет интерес, в данном случае, также факт, что марганецсодержащей формацией является толща осадочных глинистых (морских) образований, а марганцеворудной - залегающие под ней гипсы эвапоритовой формации.

Анализируя вопрос о марганценосности различных формаций В.К Чайковский, В.П.Рахманов, Ю.Л.Ходак (1972) выделяют следующие марганценосные формации: 1) кварцево-песчано-глинистые формации; 2) карбонатные формации в составе известняково-доломитовых формаций в геосинклинальных зонах; 3) джеспилитовые формации; 4) вулканогенно-осадочные формации; 5) различные формации с наложенным оруденением. При таком разделении описанное карстовое месторождение относится к формации *с наложенным орудением*.

Следует отметить, что марганцевые бернесситовые руды пещеры Золушка отличаются своеобразием текстуры: в отличие от характерных оолитовых, желваковых, пизолитовых, корковых, конкреционных и т.д. текстур они образуют *сложный текстурно-морфологический комплекс* в виде пленок, сталактитов, слоев, порошков и т.д.

Марганец в пещере образует выраженную парагенетическую ассоциацию с рядом других элементов (Ni, Co, Cu, Zn, Mo), содержание которых в железо-магрнанцевых скоплениях значительно превышает кларк их концентрации в горных породах. Кларк концентрации молибдена составляет 260, и по этому показателю отложения бернессита являются бедной молибденовой рудой. Содержание никеля в отложениях достигает 0,7% (КК=120), что также позволяет отнести месторождение в разряд рудных по никелю.

Проблема форм нахождения гидрооксидов Fe и Mn

Как показано в главе 8, многие формы нахождения гидрооксидов в пещере (сталактиты, сталагмиты и т.д.) весьма своеобразны, а в случае железо-гидрооксидных сталагмитов уникальны. Механизм формирования агрегатов неясен. Необходимы тщательные минералогические и микробиологические исследования, которые, возможно, принесут настоящие открытия.

Океанический характер гидрооксидов

Минералогические исследования показали, что описанные пещерные гидрооксиды железа, и особенно, марганца, по особенностям своего минерального состава более близки к океаническим, чем к континентальным, образованиям. В Fe-Mn корках и конкрециях океана основными марганцевыми минералами также являются асболан-бузерит и бернессит. Как и в железо-марганцевых осадках Золушки, в них наблюдаются повышенные концентрации Ni, Co, Cu, Zn, V и других микроэлементов. Сами конкреции и им подобные агрегаты обладают зонально-концентрическим строением.

По нашему мнению, представляет значительный интерес сравнительное изучение условий образования гидрогенных железо-марганцевых осадков пелагической зоны океанов, а также дна морских акваторий с Fe-Mn образованиями пещеры.

12.2. Проблемы палеокарста и палеогеографии региона

Как отмечалось в главе 4, гипсы содержат литологически чужеродные образования - карбонатные кулисы. Если кулисы – «слепки» первичных трещин, то это указывает на их закарстование на самом раннем этапе. Проблема эта тесно переплетается с другой важной проблемой региональной палеогеографии - существовал ли после отложения гипсов кратковременный континентальный перерыв? Проблемность данного вопроса уже отмечалась нами в предыдущей главе. В настоящем - обзорном разделе представлены факты, которые, возможно, окажутся полезными для решения важных проблемных вопросов палеогеографии региона, в том числе, наличия или отстутствия доратинского палеокарста.

Между гипсами и известняками в пределах распространения эвапоритовой формации в западно-украинском регионе существуют разные пространственные соотношения. Л.Н.Кудрин (1955) различает в составе среднебаденской эвапоритовой формации 3 одновозрастные фации, замещающие одна другую по простиранию: гипсо-ангидритовую (фация осолоненных заливов); 2 - карбонатную (ратинские известняки - фация слабоопресненных лагун); 3 - песчаную (пески и песчаники - фация верхней части сублиторали). Действительно, известняки, относимые Л.К.Кудриным к хемогенным образованиям, занимают обширный ареал к северу от границы распространения гипсов, замещая их фациально. В отдельных случаях (например, в районе Львова), мощность известняков достигает 10 и более м.

В то же время, в пределах всей платформенной части ареала сульфатных пород гипсы также перекрыты маломощным (до 1 м) слоем известняков, также относимых к ратинским (в т.ч. в районе пещеры Золушка). В ряде случаев (особенно, в районах серных месторождений Предкарпатья) известняки также залегают над гипсами, однако имеют значительную (10-15 м и более) мощность. Выяснилось, что в последнем случае резкое увеличение карбонатной фации связано с метасоматическим преобразованием гипсов в специфических условиях. Несомненная метасоматическая природа известняков серных месторождений позволила предположить, что известняки образовались за счет замещения гипсов в пределах если не всего региона, то, по крайней мере, его обширных частей.

Более поздние (70-80-годы) исследования позволили установить, что среди известняков следует различать две главные разновидности: собственно ратинские известняки (термин Ломницкого, введенный им в 1897 году) и метасоматические известняки.

Первые имеют характерное седиментогенное происхождение – хемогенный осадок мелководных осолоненных лагун. На седиментогенное образование известняков указывают обширность ареала их распространения, находки фауны (правда, весьма редкие), а также характер изотопов углерода и кислорода (Сребродольский, 1994, Peryt i in., 1994). Литологическая изменчивость осадка, а также наличие в нем фауны позволяет приурочивать часть ареала ратинских известняков к приливно-отливной зоне бассейна. Собственно ратинские (морские) известняки на бóльшей части территории (за исключением северо-восточной ее части) маломощны и покрывают гипсы «бронирующим» слоем.

Вторые – метасоматические - известняки имеют вторичную (гипергенную, карстогенную) природу и возникли путем преобразования гипсов. На вторичный характер пород указывают особенности их взаимоотношения с гипсами (наличие литологических взаимопереходов), наличие псевдоморфоз по гипсу, невыдержанная мощность, а также изотопные данные. Метасоматические известняки имеют в регионе широкое, но не повсеместное (?), как ратинские, распространение. В ряде

случаев, просесс метасоматоза гипсов сопровождался выделением самородной серы и осернением новообразующихся известняков. С такими участками связаны серные месторождения. Роль карста в формировании серных месторождений региона рассматривается А.Б.Климчуком (2006) в обобщающей более ранние работы публикации.

В северо-западной части эвапоритового ареала в разрезах среднебадеской толщи можно наблюдать все три литологические составляющие сульфатно-карбонатного разреза (сверху вниз: ратинские известняки, метасоматические известняки, гипсы) или их укороченно-производные варианты. Район пещеры Золушка характеризуется, как уже неоднократно упоминалось, более простой ситуацией: гипсовая толща покрыта маломощным (0.5-0.8 м) слоем исключительно(?) морских (ратинских) известняков.

Тем не менее, в пределах пещерного поля имеются участки, где наблюдаются своеобразные «раздувы» надгипсовых известняков. Один из них располагается в привходовом районе пещеры. Раздув в нижней части слоя внешне почти неотличим от верхней, однако менее плитчат и более массивен (**рис. 12.1, А,Б**). Локальный характер и отсутствие выраженной плитчатости-слоистости могли бы указывать на его метасоматическую природу.

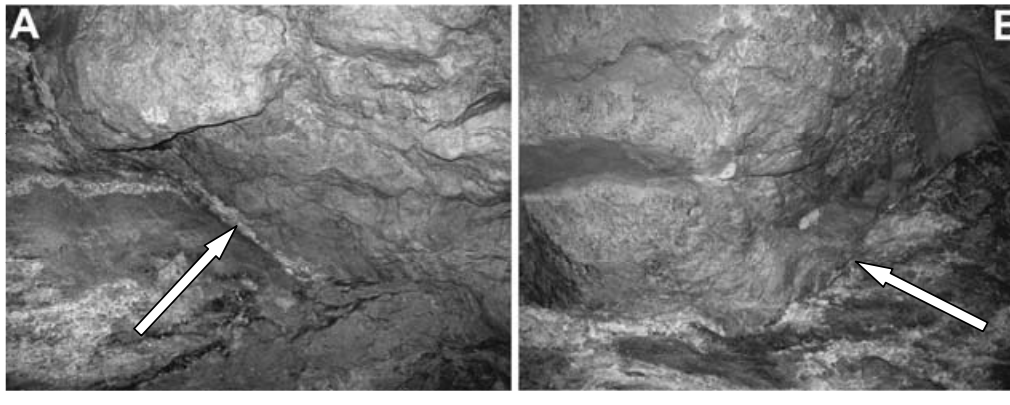


Рис. 12.1. Раздув основания ратинских известняков в Привходовом районе пещеры (стрелка указывает на контакт гипсов с карбонатной массой): А – левая часть, Б – правая часть (*фото В. Андрейчука*)

Если литологическая (литолого-фациальная) картина распространения хемогенных фаций среднего бадения в последние десятилетия более-менее прояснилась, то вопрос о *трансгрессивной* или *эвапоритово-регрессивной* природе покрывающих гипсы ратинских известняков остается во многом дискуссионным. Ранее считалось, что ратинские известняки являются хемогенной карбонатной фацией, согласно завершающей эвапоритовый цикл (последний этап эволюции солеродного бассейна), что в принципе (хотя и не обязательно) предполагает отсутствие перерыва в осадконакоплении. В настоящее время большинство исследователей считает, что ратинские известняки – трансгрессивное образование, что может означать наличие между их формированием и образованием гипсов значимого, в ряде отношений, перерыва.

Наиболее существенным возможным признаком перерыва, с которым связан первый этап закарстования гипсов, являются карбонатные кулисы Золушки. Возникновение первичных трещин в гипсах могло иметь место только после завершения в целом процесса литификации гипсов. Их закарстование, в свою очередь, могло происходить только в условиях проникновения в них (инфильтрации) атмосферной влаги.

Данные минералогических исследований указывают на определенную литологическую близость известняков и кулис. Сравнение данных таблиц 2 (*серия 2*) и 3 (*серия 3*) *Приложения 4* позволяет проследить определенную общность их состава: главным компонентом тех и других являются кальцит (82-85% в ратинских известняках и 80-88% в материале кулис) и целестин (6-15% в известняках и 8-20% в кулисах). Среди примесей, в тех и других преобладают кварц и глинистые минералы. Среди тех и других имеются подобные «отклонения» в содержании целестина: в материале одной из кулис его содержится до 40%, так же как и в одном из образцов (размягченный – см. *приложение 4*) содержание целестина достигает 30%. В составе ратинских известняков и в материале кулис обнаружен в рассеянном виде родохрозит - в той же минеральной форме и в сходных концентрациях. Анализ парагенезисов элементов в них не дает однозначного ответа в пользу идентичности известняков и кулис. Однако, это может быть объяснено присутствием в материале кулис нерастворимого остатка гипсов, а также причинами седиментологического характера. Вопрос нуждается в дополнительном исследовании.

Если принятая в настоящее время среди карстологов, изучающих западноукраинский гипсовый карст, концепция о кулисах как заполнителе первичных трещин в гипсах верна, то карбонатные кулисы в пещере и хемогенные известняки, перекрывающие гипсы, могут являться стадиально-последовательными седиментогенными образованиями, связанными с очередной трансгрессией баденского бассейна, обусловленной формированием Предкарпатского прогиба. События при этом могли развиваться следующим образом.

В первую фазу обводнения (мелководье) происходило перераспределение (волновыми колебаниями) рыхлого материала (главным образом, нерастворимого остатка и эоловой пыли) по поверхности гипсов и дозаполнение корродированных ранее трещин и неровностей (*см. предыдущую главу*). Одновременно с механическим процессом заполнения подводных трещин рыхлым песчано-суглинистым материалом из морской насыщенной карбонатами воды происходило осаждение карбоната кальция, способствовавшее цементации рыхлого заполнителя в трещинах.

Литологическая неоднородность кулис, фракционированность и разная карбонатность их материала, наличие пористых и монолитных (как ратинский известняк) разностей и другие признаки указывают на неравномерноый и неоднородный характер заполнения трещин рыхлым материалом. Наблюдения в пещере показывают, что нижние части кулис более пористы и неоднородны, а в верхней – более монолитны и близкие по виду к ратинским известнякам. В других случаях, состав кулис однороден до кровли гипсового пласта.

Отмеченные особенности строения кулис указывают, что трещины в гипсах могли быть заполнены рыхлым материалом в разной степени (на разную глубину), что могло зависеть от неровностей (рельефа) кровли гипсов, подвергшейся денудационным процессам. При отсутствии „материалосборного" ареала трещины выполнялись хемогенно однородным карбонатным веществом (цементирующим терригенно-органическую взвесь), идентичным по составу ратинским известнякам.

В следующую фазу собственно и произошло (продолжилось) образование известняков, согласно дозаполнивших трещины, но стратиграфически несогласно перекрывших гипсы.

Нарисованная выше картина стадиального формирования известняков и цементации кулис является, конечно же, гипотетической. Если в процессе дальнейших геохимических и изотопных исследований выяснится, что карбонатный цемент кулис имеет «глубинную» природу, т.е. связан с поступавшими снизу напорными водами, предложенная гипотеза должна быть пересмотрена. Карбонатные кулисы в этом случае должны быть тщательно изучены на предмет их возможного «инъекционно-стилолитового» происхождения – снизу, под давлением насыщенных карбонатами вод (В этом случае получает объяснение их часто имеющая место кривизна, а также наличие тонких туфоподобных образований). Естественно, подтверждение такой гипотезы поставит под сомнение ряд построений, предпринятых в настоящей работе, базирующихся на предположении о кулисах как заполнителе первичных трещин.

В пользу перерыва может свидетельствовать и выраженная, часто неровная (**рис. 12.2-А**) граница между гипсами и известняками, наличие на их контакте различных литологических образований (**фотоприложение 3**). Однако, в свете артезианской гипотезы, выраженность контакта (**рис. 12.2-Б**), равно как и плитчатость, трещиноватость, блочная отдельность ратинских известняков может быть объяснена их промывом напорными водами. Вопрос также требует тщательного изучения.

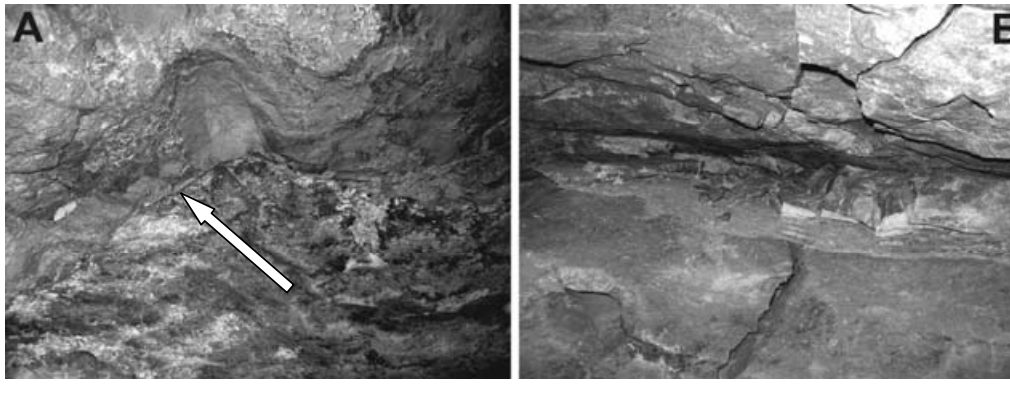


Рис. 12.2. Неровный характер контакта гипсов и залегающих над ними ратинских известняков по наблюдениям в пещере: А – неровная граница контакта, Б- коррозионная ниша на контакте известняков и гипсов

Таким образом, пещера предоставляет дополнительные факты для анализа проблемы перерыва в осадконакоплении, с которым могут быть связаны палеокарстовые явления - кулисы в гипсах и литифицированный заполнитель углублений в их кровле. Однако, в силу отмеченных выше обстоятельств, на данном этапе вопросы эти не могут быть решены однозначно.

12.3. Консолидация гипсового осадка и образование первичных трещин

К сожалению, вопрос о формировании миоценовых гипсов западно-украинского региона относится к слабо разработанным. При том, что гипсы изучены достаточно неплохо с точки зрения их химического состава и минералогии, вопросы седиментологического и диагенетического характера остаются весьма дискуссионными.

В 50-60-х годах XX века доминировало представление, что гипсы на бóльшей части западно-украинского региона представляют собой результат гидратации первично осажденных ангидритов. Гипсотизация ангидритов имела место, прежде всего, на участках тектонических нарушений, в зонах повышенной трещиноватости и в эрозионных врезах (Дромашко, 1955, Рипун, 1961). Предположение о вторичной природе гипсов было в целом поддержано рядом известных геологов и карстологов (И.Д.Гофштейн, В.Н.Дублянский), которые гидратацией объясняли псевдоскладчатость (гофрировку) в гипсах, а также неравномерность подземного закарстования (растворимость гипса выше, чем ангидрита). В 70-е годы гипотеза вторичности гипсов уступила место общепринятому сейчас представлению о первичном характере гипсов, отлагающихся в мелководных лагунах или озерах типа *себха*, а наличие в Предкарпатском прогибе ангидритов объяснялось обратным процессом – дегидратацией гипсов, связанной с их погружением на значительные (сотни метров) глубины. Таким образом, в платформенной части региона, в т.ч. в районе Золушки, от момента образования и до настоящего времени литология сульфатных пород оставалась неизменной.

В отличие от вопроса о первичности-вторичности гипсов, который решился более-менее однозначно, не получили до сих пор удовлетворительного объяснения вопросы условий осаждения гипсов и, главное, их структурная неоднородность. Польские исследователи (Peryt T., Ryka W., Bąbel M. и другие), опираясь на опыт собственных исследований в бассейне р.Ниды (Польша), а также наблюдений в некоторых натурных условиях, считают подольско-буковинские гипсы образованиями мелководных лагун и заливов, а структурно-зональную стратификацию их разреза производной от изменения концентрации рассолов (Peryt T. и др., 1994). В последние годы к ним осторожно присоединяются молодые украинские исследователи (Побережский А., Петриченко О.). Согласно иной точке зрения (Smirnov и др., 1994), по крайней мере часть западно-украинских гипсов (например, в Бильче-Волицкой зоне Предкарпатского прогиба) образовалась в глубоководных условиях, на что приводятся соответствующие доказательства. Нет согласия и в вопросе обстоятельств хемогенной седиментации: проблемой является отсутствие аридного климата в период садки и, соответственно, причин засоления водоема. Как альтернатива, предлагается гипотеза эксгаляционного поступления рассольных компонентов в условиях орогенеза активных окраин континента (Джиноридзе, 1994), активным сторонником которой был известный польский геолого Е.Лишковский.

Не лучше обстоит дело с объяснением структурного разнообразия гипсов, а главное – наличия мегаструктурных образований – гигантских «сфер», «глобул», «ооидов», «купольных форм» и т.д., характерных для верхней части гипсового слоя. Польские исследователи, например, М.Бомбель (1990, 1994; и др.), считают раскристаллизацию гипсов первичной, сингенетичной их формированию в условиях очень мелководных (под тонким слоем воды), при значительном участии органических соединений, влияющих на размер и морфологию кристаллов. Органика в большом количестве поставлялась в бассейн реками из суши, где господствовал теплый и влажный климат, а берега покрывала обильная растительность. Бомбель предполагает, что именно органика контролировала изменчивость морфологии кристаллов в

слоях-составляющих эвапоритового цикла, а смена секвенций, слагающих изменчивый профиль толщи, отражает изменения солености, содержания кислорода и сульфат-иона в расслоенных по плотности рассолах. Эти предположения как бы подтверждаются обнаружением в составе гипсов включений водорослей и других микроорганизмов (Побережский, 1994). В целом же, польские исследователи подчеркивают большую, если не исключительную, роль в предопределении структурного разнообразия гипсов органики, прежде всего, сине-зеленых водорослей. При этом считается, что раскристаллизация гипсов имела место при их (гипсов) образовании.

При всей правдоподобности выдвигаемых предположений о большой роли организмов в садке гипсов (что, по-видимому, так и было в условиях теплого и влажного климата миоцена) и раскристаллизации породы непосредственно при ее образовании остаются необъясненными:

1. Наличие мегаструктурных шаровидных образований в гипсах с закономерной концентрической зональностью (на Подолии, на участке Золушки отсутствуют) – гигантских (0,5-3 и более м в диаметре) шаров и полушаров, прежде всего, в верхней части гипсового слоя.

2. Очень высокая химическая чистота гипсов (98-99%), небольшое содержание в них органических и глинистых примесей (если учесть, что материал обильно «поставлялся» с суши).

3. Структурная неоднородность разрезов, наличие «обращенных» серий (например в бассейне Ниды и на Подолии), пространственная дифференцированность структурных типов и т.д.

Эти и другие особенности структур гипсов и их пространственных вариаций труднообъяснимы с позиций их «первичной раскристаллизации», т.е. свободного роста в субаквальных условиях. Вместе с тем, отмеченные особенности (1-3) вполне объяснимы с позиций «вторичной кристаллизации» (перекристаллизации) гипсов или кристаллизации на этапе консолидации пласта. Согласно гипотезе перекристаллизации, гипс первично осаждался из раствора в виде рыхлого осадка, состоящего из мелких кристаллов частиц. Осаждение имело место на дне, где плотность рассолов (следовательно, концентрация) была наиболее высокой. Осаждение происходило достаточно быстро (по оценке А. Побережского – 1 м за 1000-3000 лет), вследствие чего осадок оставался нелитифицированным на всю свою мощность. Быстрое увеличение мощности осадка увеличивало давление в основании толщи и способствовало отжатию рассолов вверх. Такие условия благоприятны для кристаллизации вещества и могут объяснить вертикальную ориентировку структур, например, в «шклицовых» гипсах района Ниды (образуют основание разреза). Образование мегаструктур проще объяснить направленным движением (естественно очень и очень медленным) рассолов в кристаллизующейся среде (или распределением сопутствующих напряжений в осадке), чем предполагать, что под тонким слоем воды «растут» трехметровые шары и полусферы, причем за период их роста (тысячи лет!) условия в водоеме остаются неизменными. Перекристаллизация объясняет также химическую чистоту гипсов. Как известно, в процессе кристаллизации происходит очищение первичного субстрата: механические примеси отжимаются растущими кристаллами и скапливаются на их контактах. На **рис. 12.3** показаны контакты нескольких крупных сфероидальных структур гипсового слоя в пещере Кристальной. Контактное пространство заполнено глинисто-карбонатным веществом, представляющим собой, по нашему предположению, остаточный материал – результат очищения гипсов в процессе перекристаллизации. Главным компонентом вещества является кальцит (80%), целестин (10%), а также кварц и глинистые минералы – монтмориллонит, иллит и галуазит (вместе с кварцем около 10%).

Главными факторами, стимулировавшими процесс кристаллизации осадка (литификации), были его уплотнение (отжатие жидкой фазы) в нижних слоях или потеря влаги (испарение H_2O), сопровождавшаяся повышением концентрации рассола-взвеси с кристалликами гипса – в верхних. Усложняли процесс кристаллизации гипса перерывы в его накоплении (границы слоев), образование терригенных прослоев (например, бентонитового), разделяющих среды кристаллизации и другие факторы, что в сумме обусловило выраженную структурную стратификацию гипсовой толщи.

Кристаллизация гипсов в виде ныне наблюдаемых структурных и мегаструктурных разностей имела место не в процессе образования гипсового осадка, а в процессе его преобразования под влиянием разных факторов и обстоятельств. Раскристаллизация (перекристаллизация) осадка не была при этом значительно отдалена по времени от садки гипса, а происходила с некоторым запаздыванием или синхронно. Например, в нижних слоях толщи, находящихся под давлением, началась раскристаллизация, в то время как в верхних слоях продолжала формироваться гипсовая взвесь. В любом случае, процессы первичной садки и последующей кристаллизации, несмотря на свою асинхронность, имели место в самой начальной стадии консолидации гипсовой породы. Что касается сфероидальных мегаструктурных образований в верхней части гипсового слоя, как это имеет место на Подолии, здесь перекристаллизация могла быть связана с испарением влаги с поверхности обнаженного осадка, а также из стенок образующихся первичных трещин, что предполагает радиально-центрическое движение растворов от центра структур наружу. Ограничение сфероидальных структур верхней зоной связано с ограничением роста (углубления) первичных трещин бентонитовым слоем.

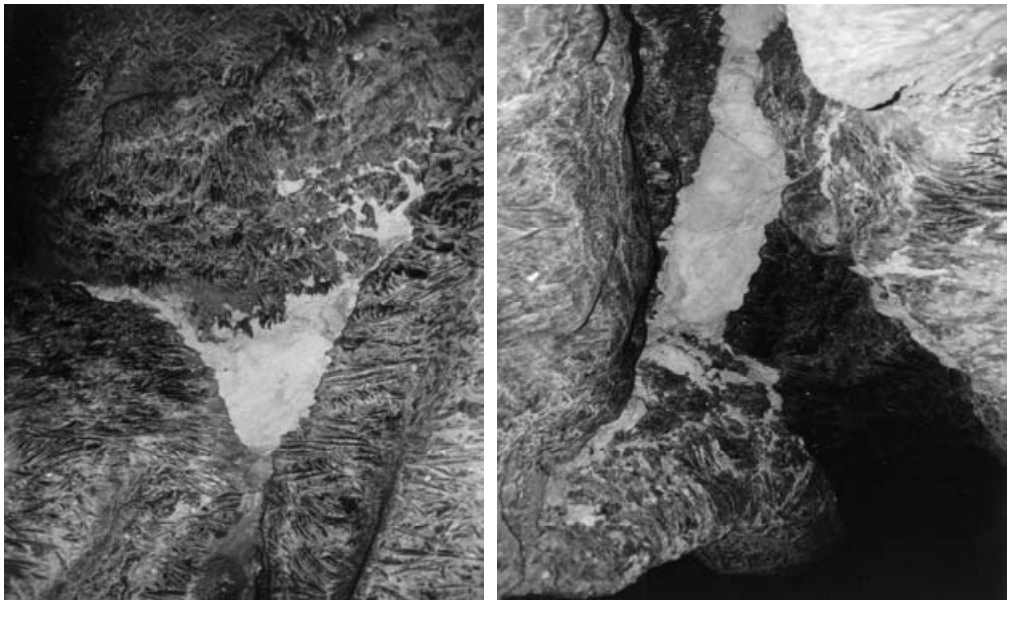


Рис. 12.3. Скопления карбонатного материала на контакте сфероидальных структур (пещера Кристальная)

Таким образом, характер разреза гипсового слоя на участке Золушке, как и в целом, в Подольско-Буковинском регионе, указывает скорее на раннедиагенетическую, а не сингенетическую природу кристаллического строения гипсов.

12.4. Охрана и рациональное использование пещеры

С первых лет исследования стало ясно, что Золушка является уникальной по своим размерам и особенностям (происхождению, морфологии, газовому составу воздуха, отложениям и т.д.) пещерой. Поэтому, в свое время закономерно был поставлен вопрос о необходимости ее охраны. Уже в 1979 году, благодаря усилиям В.П.Коржика, пещера была объявлена геологическим памятником природы местного, а в 1981 – республиканского (Украина) значения. Однако, эффективность этой меры оказалась весьма низкой. Главная проблема заключалась в том, что пещерный лабиринт располагается по обе стороны границы между разными государствами - Украиной и Молдовой. Юридический статус охраняемого законом объекта распространялся только на украинскую половину пещеры. В то же время, вход в лабиринт (карьер) располагался на молдавской стороне, где и происходило разрушение привходовых частей пещеры добычными работами в карьере. Активная деятельность черновицких спелеологов при поддержке союзных (еще при СССР) и международных органов и общественных организаций, позволила повлиять на Министерство строительных материалов Молдовы, в чьем ведении находился Кривский карьер и добиться смещения в 1985 году фронта добычных работ к востоку от лабиринта. При этом удалось сохранить от засыпки отвалами вход в пещеру. Над входным отверстием периодически, по мере отсыпки отвала, наращивалась колонна защитных бетонных сегментов квадратного сечения **(рис. 12.4).** Глубина бетонного колодца с металлическими лестницами превысила 20 м. Таким образом, проблема разрушения пещеры карьером и доступа в нее была решена.

В 1999 году под влянием собственного веса, а также бокового давления произошло деформирование основания бетонной шахты и оседание всей конструкции. Входное отверстие в лабиринт в кровле гипсов закрылось. Ремонтные работы, осуществленные в 2006 году, снова открыли доступ в пещеру. Вследствие рекультивационных работ, осуществленных на протяжении последнего десятилетия, входной колодец в настоящее время находится среди молодых древесных насаждений (**рис. 12.5**).

Наличие бетонного входного колодца решает вопрос доступа в пещеру как такового, однако вариант этот далек от оптимального. Закрытый (щитом) и вертикальный характер отверстия (глубиной около 30 метров) с одной стороны, защищает пещеру от случайных посетителей, что, несомненно, является положительной стороной вопроса, но не способствует проветриванию лабиринта. В случае прекращения функционирования вентилирующих щелей в карьере, сообщающихся с полостями Золушки, концентрация углекислого газа в ее атмосфере вновь может достигнуть критических значений и пещера станет недоступной – на этот раз по причине загазованности. Выход – в сооружении нового входа, сочетающего резервные, вентиляционныке и т.д. функции. Вопрос этот должен встать на повестку дня по обеих сторонах украинско-молдавской границы.

Некоторый оптимизм вселяет в этом отношении весьма реальная возможность сооружения искуственного входа с украинской стороны – на левом склоне р.Пацак (**рис. 12.6**). В 1990-1991 гг. усилиями спелеологов, в основном черновицких, в этом месте удалось прокопать через 10-метровую толщу глин колодец, удачно вскрывший пустоту в гипсах. Таким образом, удалось проникнуть в карстовую систему, но в еще

Рис. 12.4. Северная стена карьера с бетонным колодцем (искусственным входом в пещеру Золушка) у ее основания. Справа – отвальные массы, перекрывшие гипсовые уступы с естественными входными отверстиями в пещеру

Рис. 12.5. Современный, закрытый металлическим щитом, входной колодец в пещеру

неизученную ее часть. Спелеологическое соединение вновь вскрытой и известной частей пещеры осуществить пока не удается из-за обилия глинистого заполнителя (необходимы прокопы), а также по причине частичного обрушения неустойчивых стен колодца. Чтобы вновь проникнуть в пещеру необходима чистка и соответствующее укрепление этого малого инженерного сооружения.

Не менее важным вопросом сохранения лабиринта является то обстоятельство, что пещера в доступном (осушенном) виде может существовать только при условии непрерывной откачки из карьера подземных вод. Это значит, что с прекращением добычи гипса в карьере и, соответственно откачки, пещерный лабиринт вновь окажется затопленным и недоступным. Эксплуатация кривского месторождения гипса продлится, согласно планам, еще 20-30 лет. Следовательно, на протяжении этого времени пещера будет оставаться потенциально доступной.

Рис. 12.6. Каптаж входного колодца с украинской стороны на левом оползневом склоне долины Пацака

Ясно, что затопление лабиринта окажется для науки невосполнимой потерей. Не выяснены размеры этой грандиозной карстовой системы, не расшифрованы многие процессы, происходившие и происходящие в ней. Пещера представляет собой весьма динамичную систему, позволяющую наблюдать за техногенно ускоренной эволюцией карстового водоносного горизонта в сдренированном состоянии и многочисленными эффектами (гидродинамическими, геохимическими, гравитационными, литогенетическими, газодинамическими, микробиологическими и др.), сопровождающими переход полостей из обводненного состояния в сухое. Лабиринт, развитый на значительной площади, позволяет детально проследить и исследовать вариации геологического строения гипсов и перекрывающих пород, изучить артефакты, недоступные при скважинном изучениии недр, выяснить многие вопросы, важные с региональной, общенаучной и практической точек зрения. Установлены спелеотерапевтические и бальнеологические свойства подземной среды. Все это определяет необходимость сохранения пещеры.

Учитывая большое научное значение пещеры идеальным выходом была бы организация при ней небольшого научного стационара Украинского института спелеологии и карстологии, который бы действовал некоторое время и после прекращения добычных работ. Однако, его содержание, учитывая необходимость откачки вод, обходилось бы существенно дороже, чем в обычном случае. Снизить расходы, вплоть до самоокупаемости стационара, можно было бы при разумном использовании пещеры. Для этого существует несколько существенных предпосылок.

В связи с крупными размерами и необычностью подземного ландшафта Золушка может быть использована как туристический обьект. Ее расположение в густонаселенном регионе Европы, на границе трех государств, в пределах рекреационной зоны Карпат, доступность (0,4 км от шоссе международного значения) и другие геопространственные факторы обеспечили бы пещере хорошую посещаемость. Весьма благоприятны технические предпосылки оборудования пещеры: прикарьерные сооружения располагают станциями высокого напряжения, они вживлены в энергетические системы Украины и Молдовы, действует система откачки вод из карьера. Особенности самой пещеры (крупные размеры, лабиринтовое строение, горизонтальное заложение галерей) позволяют проложить здесь многочисленные подземные тропы и минимизировать затраты на техническое оснащение. Монолитность гипсового пласта, в котором развит лабиринт, и специфика провального процесса над пещерой (локализованность) предопределяют безопасность подземных экскурсий с точки зрения обрушений сводов. Повышенное содержание CO_2 в пещерном воздухе также не представляет проблемы, поскольку его концентрация в центральной, наиболее аттрактивной и легкодоступной части пещеры невысока (до 1%) и практически не ощущается. Кроме того, оборудование входа в пещеру решило бы вопрос с ее вентиляцией.

Вместе с тем, углекислый газ в подземной атмосфере предопределяет еще одну возможность рационального, экономически выгодного использования пещеры - в качестве спелеотерапевтического обьекта. В дальних западных районах лабиринта, например, Веселом или Голландском Сыре, можно было бы разместить подземную лечебницу-профилакторий. По мненю В.Коржика и Б.Ридуша (1989) в разных частях лабиринта можно устроить шампинарии (для этого в пещере имеются благоприятные условия - постоянная температура (11-11.5 °С) и высокая (100 %) влажность), а на поверхности – завод по разливу минеральных вод, а также – бальнеологическую лечебницу.

Идея разноцелевого использования пещеры нашла свое отражение в принятой в 1990 году *Концепции развития международного туризма в Черновицкой области,* предусматривающей, в числе прочих, создание рекреационно-туристического комплекса «Попелюшка» (Коржик, 2002).

Таким образом, пещера может быть использована в нескольких направлениях, что позволило бы не только сохранить уникальный обьект природы для дальнейших исследований, но и сделать его рентабельным.

Среди проблем охраны и рационального использования пещеры необходимо также отметить проблему ее загрязнения при посещениях. Спустя 3-5 лет после открытия, пещера стала местом паломничества спелеологов. В конце 70-х годов в ней имела место серия массовых топосъемочных экспедиций, а в начале 80-х неоднократно проводились соревнования спелеологов по подземному ориентированию. Маркировка подземных троп и распространение карт пещеры сделали лабиринт практически общедоступным, по крайней мере, в ближней и центральной частях. В 90-х годах посещаемость пещеры резко упала, главным образом, в связи с социальными и политическими причинами (усиление пограничного режима, распад

спелеологических клубов, смена поколений и т.д.). С 1999 года пещера не посещается. Однако с 2006 года пещера вновь стала доступной.

Многочисленные посещения пещеры, имевшие место в 80-х годах, оказали определенное деструктивное влияние на ее экологическое состояние. Главный ущерб нанесен подземным водоемам, которые оказались загрязнены органическими веществами. Во многих местах, в трещинах глинистого пола, можно обнаружить отработанный карбид. Глинистые днища ходов вытоптаны, в значительной мере разрушены карбонатные кулисы.

Следует, однако, отметить, что в целом подземный ландшафт Золушки сохраняет свои первозданные и неповторимые черты. Не разрушены участки с глинистыми сталактитами, сохранились покровы железо-марганцевых образований. Привнесенные в пещеру вещества на органической основе (обрывки ткани, бумага, экскременты и т.д.) оказались „съеденными" микроорганизмами. Посещения пещеры в 2006 и 2007 годах показали, что процессы ее высыхания замедлились. Этому в большой мере содействовало отсутствие в 1999-2005 годах входного отверстия.

Таким образом, сохранить пещеру для науки и для массового посетителя можно лишь при условии ее обустройства для многоцелевого использования, и это обстоятельство следует считать важнейшей задачей.

Заключение

Эта книга писалась довольно долго, с большими перерывами. Многие ее вопросы созревали вместе с автором. Предпринятое обобщение страдает, поэтому, разной глубиной анализа описываемых вопросов и проблем, некоторые представления возможно устарели (с 80-ых годов), некоторые существенно проблематичны. Тем не менее, книга является обобщением целостным, концептуальным, своего рода моделью, комплексно характеризующей процессы и явления, сопровождающие переход полостей из обводненных фаз (напорно-артезианской, фреатической и вадозной) в субаэральную, описывающей яркие особенности последнего «революционного» периода в эволюции карстового водоносного горизонта в гипсах. В этом смысле, изложенные в ней представления выходят из локальных рамок и приобретают некоторое универсальное значение.

При всем многообразии проведенных в пещере исследований, длительности созревания идей и итоговом характере работы, главный научный результат, к которому пришел автор может быть сформулирован следующим, несколько парадоксальным образом: теперь, после многолетнего вхождения в проблематику пещеры стало ясно - что, собственно, нужно делать в плане дальнейщего изучения пещеры, в каких направлениях двигаться, чтобы решить множество весьма и весьма интересных научных вопросов. Пришло адекватное понимание научной проблемы и способов ее решения. В этом смысле данная работа является для автора определенной стартовой площадкой для будущих исследований.

Дальнейшие исследования требуют все более глубокого и специализированного подхода к широкой проблематике пещеры и, соответственно, привлечения специалистов разных отраслей знания, новых методов и т.д. Нужнó сотрудничество со специализированными учреждениями, в том числе за границей. Нужна координация исследований, формирование исследовательских групп, изыскание средств на исследовательские работы. Параллельно нужно решать вопросы возможного рекреационно-хозяйственного использования пещеры. Нужны, одним словом, объединение усилий и их разумная координация. В этом смысле первостепенной задачей является налаживание конструктивных контактов между Украинским институтом спелеологии и карстологии, украинскими специалистами, с одной стороны, и Академией наук Молдовы, молдавскими специалистами, с другой. Хорошим примером для обеих сторон может служить в этом отношении, многолетняя дружба и сотрудничество украинских и молдавских спелеологов, бок о бок работающих как в Золушке, так и в других пещерах и регионах СНГ и мира.

Литература

Литература, на которую имеются ссылки в работе

1. Аксем С.Д. Изучение интенсивности растворения гипсов в пещерах Запада Украины // V Всесоюзн. совещание «Проблемы изучения, экологии и охраны пещер». Тез. докл. – К., 1987. – С. 47-48.
2. Аксем С.Д., Климчук А. Б. Изучение интенсивности и динамики растворения гипсов в пещерах Запада Украины // Пещеры. Пещеры в гипсах и ангидритах: Межвуз. сб. науч. тр. - Пермь: Перм. ун-т, 1988. - С. 75-85.
3. Алексеенко И.И. Сера Предкарпатья. - М.: Недра, 1967. - 304 с.
4. Андрейчук В.Н. Бронированный карст, подземные пустоты и провалообразование // Современное состояние инженерно-геологической изученности и совершенствование методов исследования процессов на территории Украины: Тез. докл. - Черновцы, 1985. – С. 77.
5. Андрейчук В.Н. Гидрогеологическая роль разломных нарушений в развитии карста блочно-пластовых структур (на примере Буковины) // Проблемы гиброгеологии и карста. Тез. докл. – Пермь, 1984. – С. 61-62.
6. Андрейчук В.Н. Закономерности развития карста на юго-востоке зоны сочленения Русской платформы с Предкарпатским краевым прогибом: Автореф. дисс… канд. геолого-минералог. наук. – Пермь, 1984. – 23 с.
7. Андрейчук В.Н. Изучение карста в зоне сочленения платформы и краевых прогибов (на примере юго-западной окраины Русской равнины) // Всесоюз. науч.- техн. совещание “Методика изучения карста”. Тез. докл. – Пермь, 1985. – С. 154-155.
8. Андрейчук В.Н. Изучение микроблокового тектонического строения крупных лабиринтовых пещер в гипсах // Методы геологических исследований: Тез. докл. - Пермь, 1984. - С. 81-82.
9. Андрейчук В.Н. Исследование гипсовых пещер в инженерно-геологических целях // Совещание «Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства». Тез. докл. – Пермь, 1987. – С. 14-16.
10. Андрейчук В.Н. Картографическое изучение техногенного карста // VI респ. науч. конф. «Картографическое обеспечение основных направлений экономического и социального развития Украинской ССР и ее регионов». Тез. докл. – Черновцы, 1987. – С. 41.
11. Андрейчук В.Н. Некоторые закономерности спелеогенеза на юге Подольско-Буковинской карстовой области // Пещеры. Методика изучения. –Пермь. – 1986. – С. 17-24.
12. Андрейчук В.Н. Некоторые особенности карстового рельефа в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Предкарпатским кораевым прогибом // Матер. 3 конференции молодых ученых ин-та геолог. и геохим. горючих ископаемых АН УССР. – Львов, 1986. - Деп. в ВИНИТИ 25. 03. 86 № 1960-В.
13. Андрейчук В.Н. Образование колонных залов путем слияния пещерных ходов // Вопросы физической спелеологии: Межвед. сб. - М.: Изд-во Моск. физико-технического ин-та, 1994. - С. 192-195.
14. Андрейчук В.Н. Образование провалов над пещерой Золушка. - Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1991. - 51 с.
15. Андрейчук В.Н. Пещера Золушка // Вопросы физической спелеологии. - М., 1994. - С. 124-141.
16. Андрейчук В.Н. Природоохранный режим пещеры “Золушка” и пути его совершенствования // Проблемы выявления, исследования и сохранения памятников природы: Тез. докл. - М., 1983. - С. 64-65.
17. Андрейчук В.Н. Тектонический фактор в развитии сульфатного карста Буковины: (Подземный карст, развитие карста, устойчивость территории). - Свердловск, 1988. - 50с.

18. Андрейчук В.Н. Тектонический фактор и особенности сульфатного карста Буковины: Геология, геоморфология и гидрогеология карста. - Свердловск: УрО АН СССР, 1988. - 66 с.
19. Андрейчук В.Н. Техногенная активизация обвально-провальных процессов над карстовой пещерой “Золушка” // Научн-техн. совещание “Комплексны исследования недр Западного Урала - путь ускоренного развития народного хозяйства региона”. Тез. докл. – Пермь , 1988. – С. 80-81.
20. Андрейчук В.Н. Техногенный карстогенез в горнодобывающих районах. Автореф. дис... д-ра геол.-мнерал. Наук. - Екатеринбург, 1995. - 45 с.
21. Андрейчук В.Н., Волков С.Н. Активные (контактные) поверхности и их роль в карстовых процессах // Эффективные методы инженерно-геологических исследований Урала: Тез. докл. - Пермь, 1986. - С. 75-76.
22. Андрейчук В.Н., Волков С.Н. Геохимический феномен карстовой системы «Золушка» // IV международная школа по актуальным проблемам карста и спелеологии. – Резюмета-Марциганица, 1987.
23. Андрейчук В.Н., Волков С.Н. Железомарганцевые сталагмиты в пещере “Золушка” // Пещеры. Пещеры в гипсах и ангидритах. - Пермь, 1988. - С. 128-130.
24. Андрейчук В.Н., Волков С.Н. О карстовом типе рудопроявлений марганца // Сб. докл. IV конф. молодых ученых ИГ и ГГИ АН УССР. - 9 с. – Деп. в ВИНИТИ 20.11.86, № 7881-3.
25. Андрейчук В.Н., Волков С.Н. Тектонический контроль мощности гипсоангидритов на юго-западе зоны сочленения Русской платформы с Предкарпатским прогибом // Материалы III конф. молод. ученых и специалистов. Львов, 5-6 июня 1984 г. – 6 с. –Деп. ВИНИТИ 25.03.86, № 1961-В.
26. Андрейчук В.Н., Дорофеев Е.П., Лукин В.С. Органные трубы в карбонатно-сульфатной кровле пород // Пещеры. Проблемы изучения: Межвуз. сб. науч. тр. – Пермь, Перм. ун-т. – 1990. – С. 16-23.
27. Андрейчук В.Н., Коржик В.П. Исследование пещеры “Золушка” продолжается // Пещеры. Методика изучения. - Пермь, 1986. - С. 109-110.
28. Андрейчук В.Н., Коржик В.П. Некоторые методы морфоструктурного анализа закарстованых территорий // Всесоюз. науч.-техн. совещание “Методика изучения карста”. Тез. докл. – Пермь, 1985. – С. 7-9.
29. Андрейчук В.Н., Коржик В.П. Пещерная система Золушка // Пещеры. Типы и методы исследования. Межвуз. сб. научн. трудов. - Пермь: Перм. ун-т, 1984. - С. 25-29.
30. Андрейчук В.Н., Коржик В.П., Куница М.Н. О новом генетическом типе и классификации пещерных отложений. - 7 с. - Деп. в УкрНИИНТИ 14.06.83, № 486 Ук-Д83.
31. Андрейчук В.Н., Куница М.Н. Роль тектонического фактора в развитии карста Мамалыжского карстового района // Физическая география и геоморфология: Респ. межвед. науч. сб. - К., 1985. - Вып. 32. - С. 50-57.
32. Андрейчук В.Н., Печеркин А.И., Катаев В.Н. Влияние тектонической трещиноватости на развитие пещер “Золушка” и “Буковинка” // Научн.-техн. семинар “Инженерно-геологичиеские исследования в карстовых районах”. Тез. докл. – Пермь, 1984. – С. 21-22.
33. Батоян В.В., Королев В.Н. Гидрохимические аномалии над дизъюнктивными нарушениями в акватории Каспийского моря // Материалы 3-й науч. конф. аспирантов и молодых ученых. Сер. Гидрогеология. – М.: МГУ, 1976. – С. 36-44.
34. Батугин С.А. Статистическое изучение распределения трещиноватости вы массиве горных пород // Проблемы механики горных пород. – Алма-Ата: Наука, 1966. – С. 41-49.
35. Бобровник Д.П.. Головченко Ю.К. К изучению карста в сероносных известняках и гипсах Предкарпатских серных месторождений самородной серы // Геология месторождений самородной серы. - М.: Недра. - С. 238-245.
36. Богаченко Н.Н. О характере распределения амплитуды разрывных тектонических нарушений на примере Селезневской синклинали. – Донбас. науч.-исслед. лаб. Мингео СССР. - 1971. – Вып. 3. – С. 29-38.
37. Богданов А.А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта // Сов. геология. – 1947. – № 6. – С. 32-41.

38. Бондарик Г.К. Трещины донного отпора и зоны разгрузки в речных долинах // Разведка и охрана недр. – 1959. – № 10. – С. 42-46.
39. Букринский В.А. Исследование связи трещинноватости горных пород с разрывными структурами горного массива // Проблемы инженерной геологии. – М.: Изд-во МГУ, 1970. – С. 327-332.
40. Варга А. А. Некоторые вопросы применения метода симметрии к инженерно-геологическому изучению трещиноватости. – Инж. геология, 1980, №3, с. 88-97.
41. Верина В.Н., Ботнарь В.Б. Подземные пустоты и перспективы их хозяйственного освоения // Природные ресурсы Молдавии и их рациональное использование. - Кишинев: Штиица, 1985. - С. 134-138.
42. Верина В.Н., Ботнарь В.Б., Данилеску И.К. Результаты нивелирования 1979 г. фрагмента Кривской пещеры // Географические исследования и территориальная организация хозяйства. - Кишинев: Штиица, 1983. - С. 133-137.
43. Верина В.Н., Ботнарь В.Б., Цариградский В.В. Минеральный состав вод Кривской карстовой пещеры // Географические исследования и территориальная организация хозяйства. - Кишинев: Штиица, 1983. - С. 125-132.
44. Верина В.Н., Прока В.Е., Спыну Н.И., Науменко С.А. Карстовая пещера «Золушка» // Известия АН МССР. Сер. физ.-техн. и матем. наук. - Кишинев: Штиинца, 1978. - Вып. 2. - С. 76-82.
45. Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 165 с.
46. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в естественных условиях (под ред. В.М.Шестопалова). - Киев: Наук.думка, 1989. 288 с.
47. Волков С.Н. Геохимические изменения среды при техногенном воздействии на карстовую пещеру Золушка // Геохимия. - 1990. - № 5. - С. 741-751.
48. Волков С.Н. К вопросу гидрогеохимической зональности в пещере Золушка // Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства: Тез. докл. - Пермь, 1987. - С. 22-23.
49. Волков С.Н. Карстовые геохимические системы, проблемы их выделения и интерпретации // Геохимические системы: методы выделения и интерпретации: Тез: докл. – Львов, 1987. - С. 44-45.
50. Волков С.Н. Методика геохимического изучения карстовых пещер-лабиринтов // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер: Тез. докл. - К.: ИГН АН УССР, 1987. - С. 56-58.
51. Волков С.Н. Проблемы гидрохимического изучения пещеры “Золушка” // Материалы III-й конференции молодых ученых Ин-та геологии и геохимии горюч. ископаемых АН УССР. – Львов, 1984. – С. 161-167.
52. Волков С.Н. Проблемы гидрохимического изучения пещеры Золушка // Матер. III Конф. мол. учен. ИГГГИ АН УССР. - Львов, 1984. - С. 161-167 – Деп. ВИНИТИ 25.03.1986, № 1960-В.
53. Волков С.Н., Андрейчук В.Н. К вопросу гидрохимической зональности в пещере «Золушка» // Совещ. «Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства». Тез. докл. – Пермь, 1987. – С. 22-23
54. Волков С.Н., Андрейчук В.Н. Физические свойства отложений крупнейших гипсовых пещер (на примере пещерной системы Золушка) // Современное состояние инженерно-геологической изученности и совершенствование методов исследования экзогенных процессов на территории Украины: Тез. докл. - Черновцы, 1985. - С. 79-80.
55. Волков С.Н., Андрейчук В.Н., Янчук Э.А. Находка бернессита в гипсовой пещере // Пещеры. Методика изучения. - Пермь, 1986. - С. 113-114.
56. Волков С.Н., Андрейчук В.Н., Янчук Э.А., Смирнов Б.И. Современные железомарганцевые образования пещеры Золушка // Минералогический сборник. - Львов, 1987. - № 41. - Вып. I. - С. 79-83.
57. Волков С.Н., Смирнов Б.И., Янчук Э.А. Железомарганцевые образования пещеры Золушка // Докл. АН СССР 1987. - Т. 292. - № 2. - С. 451-454.

58. Вольфсон Ф. И. Некоторые вопросы трещинной тектоники. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 66 с.
59. Воропай Л.И., Коржик В.П., Костюк Л.С. Антропогенная активизация карста. Проблемы его хозяйственного использования // Физ. география и геоморфология, сб. - К., 1985. - Вып. 32. - С. 84-91.
60. Газиев Э. Г., Тиден Е. Н. Определение параметров систем трещин вероятностным методом. – Инж. геология, 1980, №4, с. 99-105.
61. Геренчук К.И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. - 240 с.
62. Гершлинг Б. М., Литов Ю. Н., Лопушняк А. Г. Исследование процесса залечивания одиночной трещины в глинистой породе при фильтрации воды. – В кн.: Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1966, с. 77-86.
63. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
64. Голодковская Г.А., Шаумян Л.В. Влияние тектонической трещиноватости на свойства и состояние массивов скальных пород // Влияние геологических факторов на свойства и состояние массивов скальных пород. – Апатиты, 1975. – С. 53-60.
65. Горбунова К.А., Андрейчук В.Н. Эпигенетическая трещиноватость в глинах пещеры “Золушка” // Методика изучения карста: Тез. докл. - Пермь, 1985. - С. 128-129.
66. Горбушина Л. В., Рябоштан Ю. С. Картирование зон современных тектонических движений с помощью радиометрии. Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, №6, с. 176-178.
67. Горецький В.О., Перцович М.Т. Деякі нові дані про стратиграфію міоцену Роздольського родовища сірки // Геол. журнал, 1964. – Т. 24. – Вип. 2. – С. 58-63.
68. Гофштейн И.Д. О размахе новейших тектонических движений в Приднестровье. – Докл. АН СССР, 1959. – Т. 126. – № 1. – С. 138-141.
69. Гофштейн И.Д. О террасах Днестра и новейших движениях в Приднестровье // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, 1960. – № 25.
70. Гофштейн И.Д. Тектоническая трещиноватость и гипсовый карст Подолии // Изв. ВГО. - 1967. - Т. 99. - № 6. - С. 501-505.
71. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. - К.: Изд-во АН УССР, 1964. - 183 с.
72. Гофштейн И.Д. Неотектоника Западной Волыно-Подолии. - К.: Наукова думка, 1979. - 153 с.
73. Джиноридзе Н.М. Карпато-Средиземноморская соленосная провинция: геодинамика солеродных бассейнов и особенности миоценового галогенеза в них // Міоценові евапорити Центрального Паратетісу: фації, корисні копалини, проблеми екології. Тези допов. – Варшава. 1994. – С. 44-45.
74. Джиноридзе Н.М. Карпато-Средиземноморская соленосная провинция: геодинамика солеродных бассейнов и особенности миоценового галогенеза в них // Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy: facje, surowce mineralne, ekologia. Warszawa, 1994. – S. 44-46.
75. Достовалов Б. Н. Некоторые закономерности температурного и диагенетического растрескивания пород и образование полигональных отдельностей и структур. – В кн.: Тр. 2-го совещ. по подземным водам и инж. геологии Вост. Сибири. Иркутск: Кн. изд-во, 1959, вып.2, с. 33-43.
76. Дромашко С.Г. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 2: Изд-во Львовского ун-та, 1955.
77. Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. М. Наука, 1984. 127с.
78. Дублянский В.Н., Ломаев А.А. Карстовые пещеры Украины. - К.: Наукова думка, 1980. - 180 с.
79. Егоров А. Я. Опыт применения углекислогазовой съёмки при трассировании локальных разрывных тектонических нарушений в центральной части Молдавии. Экспресс-информация ВИЭМС. Гидрогеология и инж. геология. М., 1981, вып. 6, с. 6-10.
80. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 310 с.
81. Иванов Б.Н. Карстовые явления на территории Украины и их народнохозяйственное

значение // Труды 1-го Укр. Гидрогеол. Совещ. – К., 1961. – С. 53-62.
82. Иванова Н. Б., Чернышев С. Н. Обработка на ЭВМ массовых измерений параметров трещиноватости. – Тр. ПНИИИС, 1974, вып. 26, с. 186-193.
83. Калачева В. Н. Некоторые данные о развитии тектонической трещиноватости горных пород на глубине. – Тр. ВНИГРИ, 1970, вып. 290, с. 106-121.
84. Климчук А.Б. О генезисе гипсовых пещер Подолии (О статье Л.Якуча, Г. Мезеши «Генетические особенности гипсовых пещер Подолии») // Геоморфология. 1998.- №1 - С. 120-123.
85. Климчук А,Б. Основные особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход. Сообщение 2: Развитие каналовой проницаемости (спелеогенез). // Пещеры, межвуз. сб.научн.трудов, Пермск. ун-т, Пермь, 2004. С.15-29.
86. Климчук А. Б., Андрейчук В. Н. Геолого-гидрогеологические условия развития и генезис крупных гипсовых пещер Запада Украины // Пещеры. Пещеры в гипсах и ангидритах: Межвуз. сб. науч. тр. Перм. ун-т. - Пермь, 1988. - С. 12-25.
87. Климчук А.Б, Аксем С.Д, Шестопалов В.М, Рудько Г.И. Режимное изучение активности гипсового карста западных областей Украины // Препринт ИГН АН УССР. – Киев, 1989. – 55с.
88. Климчук А.Б, Аксем С.Д. Методика изучения интенсивности и динамики локального растворения в сульфатных породах // Методика изучения карста. Тез докл. Всес. Науч.-техн. Совещ. - Пермь, 1985.
89. Климчук А.Б. Артезианское происхождение крупных лабиринтовых пещер в миоценовых гипсах западных областей Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. - 1990. - № 7. - С. 28-32.
90. Климчук А.Б., Андрейчук В.Н. Пещеры запада Украины и их многоцелевое использование // Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства: Тез. докл. Пермь, 1987. – С. 27-28.
91. Климчук А.Б., Андрейчук В.Н., Турчинов И.И. Структурные предпосылки спелеогенеза в гипсах Западной Украины. - К.: Украинская спелеологическая Ассоциация, 1995. - 104 с.
92. Климчук А.Б., Рогожников В.Я. Разновозрастность систем трещин в гипсах Подолии и спелеогенез // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР: Тез. докл. - М., 1982.
93. Климчук А.Б., Рогожников В.Я. Сопряженный анализ истории формирования пещерной системы (на примере пещеры Атлантида). - К.: Препринт ИГН АН УССР, 1982. - 58 с.
94. Климчук А.Б., Шестопалов В.М. Крупные лабиринтовые пещеры в гипсах Западной Украины. Спелеогенезис в артезианских условиях // Геол. журнал. - 1990. - № 5. - С. 93-104.
95. Климчук А.Б., Яблокова Н.Л., Ольштинский С.П. Формирование газового состава воздуха карстовых пещер Подолии и Буковины // Докл. АН УССР. – Сер. Б. 1984. – № 2. – С. 19-22.
96. Ковтуняк Н.А., Костюк Л.С., Коржик В.П. Гидрологические условия формирования и химический состав минеральных вод Кривского гипсового карьера // Курортология и физиотерапия. – 1985. - Вып. 18. - К. – С. 8-11.
97. Количко А. В. Опыт оценки блочности трещиноватого массива скальных пород. – Тр. Гидропроекта, 1966, вып. 14, с. 122-128.
98. Корженевский Б.А., Рогожников В.Я. О значении контракционной трещиноватости в формировании карстовых лабиринтовых систем в гипсах Подолии // Вопросы генезиса, динамики, формирования подземных вод и водно-физические свойства пород УССР. – К.: Наукова думка, 1978. – С. 147-152.
99. Коржик В.П. Нова велика гіпсова печера Попелюшка // Доповіді АН УССР. - 1979. - Серія Б. - № 11. - С. 895-897.
100. Коржик В.П. Пещера Золушка // Геологические памятники Украины. Справочник-путеводитель. К.: Наукова думка. 1985. С.139-140.
101. Коржик В.П. Ландшафтообразующая роль пещерных отложений // Совещание «Минералы и отложения пещер и их практическое значение». Тез. докл. – Пермь, 1989.

– С. 13-14.
102. Коржик В.П. О геохимической детерминации морфогенеза пещеры “Золушка” // Материалы Международного симпозиума по физическому, химическому и гидрогеологическому исследованию карста. –Кошице, 1988. – С. 35-38.
103. Коржик В.П. О факторах карбонатной седиментации в гипсовой пещере Золушка // Минералы и отложения пещер и их практическое значение: Тез. докл. - Пермь: Пермский Дом науки и техники, 1989. - С. 38-39.
104. Коржик В.П. Основные задачи рационального природопользования Черновицкой области // Науч.-практ. конф. «Направления становления и развития социалистического хозяйственного механизма в условиях экономической самостоятельности региона». Тез. докл. - Черновцы, 1990. – С. 49-51.
105. Коржик В.П. Пещеры Буковины как полигон для решения иженерно-геологических задач // Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства: Тез. докл. - Пермь, 1987. - С. 16-17.
106. Коржик В.П. Предпосылки и перспективы развития сети межгосударственных особо охраняемых природных территорий Буковинского приграничья // Матер. междун. семинара «Развитие системы межгосударственных особо охраняемых природных территорий». – К., 1996. –С.64-68.
107. Коржик В.П. Ресурсогенерирующая роль техногенного карста // Проблемы изучения техногенного карста. - Кунгур, 1988. - С. 92-93.
108. Коржик В.П. Спелеологія на Буковині // Історико-краєзнав. конф. “50 років воз’єднання Північної Буковини і Хотинського повіту Бесарабії з Радянською Україною у складі СРСР”. Тези допов. – Чернівці, 1990. – С. 210-108.
109. Коржик В.П. Туристские возможности использования пещер Черновицкой области // Исследование карстовых пещер в целях использования их в качестве экскурсионных объектов. – Тбилиси: Мецниереба, 1978. - С. 64-67.
110. Коржик В.П., Минькевич И.И. К вопросу разработки критериев пригодности пещер для освоения // II регион. карст-спелеолог. совещание «Карстолого-спелеологические исследования, использование и охрана закарстованных территорий и пещер Западного Кавказа». Тез. докл. – Сочи, 1988. – С. 66-67.
111. Коржик В.П., Андрейчук В.Н. Новые данные о пещере Золушка // Пещеры. - Пермь, 1981. - С. 125-126.
112. Коржик В.П., Андрейчук В.Н. Особенности микроклимата пещеры Золушка и возможности его практического использования // Аккумуляция зимнего холода в горных породах и его использование в народном хозяйстве: Тез. докл. - Пермь, 1981. - С. 92-95.
113. Коржик В.П., Андрейчук В.Н. Особенности режима охраны пещеры Золушка и пути его совершенствования // Науч.-метод. Совещ. «Проблемы выявления, исследования и сохранения памятников природы». Тез. Докл. – Воронеж, 1983. – С.81-83.
114. Коржик В.П., Андрейчук В.Н., Рудько Г.И. К вопросу методики прогнозирования размеров глубинного карста (на примере пещеры Золушка) // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР: Тез. докл. - М., 1982. - С. 185-186.
115. Коржик В.П., Волков С.Н. О возможности спелеокартографического метода выявления современных тектонапряженных зон (на примере лабиринтовой пещеры Золушка) // Картографирование и районирование карста в связи с освоением территорий: Тез. докл. IV Всесоюз. карст.-спелеолог. совещ., 15-18 апр. 1986 г. - Владивосток, 1986. – С. 59-60.
116. Коржик В.П., Минькевич И.И. Карстовые воды в эволюции геологической среды Буковины // Всесозн. семинар “Роль подземной гидросферы в истории Земли”. Тез. докл. – Ленинград, 1989. – С. 89-90.
117. Коржик В.П., Минькевич И.И. О возможностях полифункционального использования пещер в сульфатах // Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства: Тез. докл. - Пермь, 1987. - С. 24-25.

118. Коржик В.П., Минькевич И.И. О путях диагностирования размеров карстовой системы «Золушка» // Совещание «Новые методы поисков, разведки и анализа месторождений полезных ископаемых в связи с комплексным изучением недр Западного Урала». Тез. – Пермь, 1987.
119. Коржик В.П., Минькевич И.И. О спелеогенезе карстовой системы Золушка // Пещеры. Пещеры в гипсах и ангидритах: Межвуз. сб. науч. тр. - Пермь: Перм. ун-т, 1988. - С. 25-31.
120. Коржик В.П., Минькевич И.И. Основные задачи охраны пещер гипсового карста // Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства: Тез. докл. - Пермь, 1987. - С. 6-8.
121. Коржик В.П., Минькевич И.И. Стадийно-зональные аспекты техногенного карстогенеза (на примере пещеры Золушка) // Проблемы изучения техногенного карста: Тез. докл. совещ. (Кунгур, 6-8 дек. 1988). - Кунгур. - С. 92-93.
122. Коржик В.П., Ридуш Б.Т. Проблемы освоения “свежей” пещеры “Золушка” / Korszik V., Ridush B. T. “Fresh” cave “Zolushka” Assimilation Problems // Proceedings of IX Congress UIS. [Международный Спелеологический Конгресс: Сборник докладов. - Budapest, 1989. - Т. II. - С. 366-367.
123. Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В., Розанов Ю. А. Эксперименты деформации гипса и их геологическое значения. – Бюл. МОИП. Отд. Геол., 1949, №2, с. 13-19.
124. Крамаренко Л.С. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. – Л., Недра, 1983.
125. Красилова Н. С. Анализ характера трещиноватости скальных пород при мелкомасштабной инженерно-геологической съёмке. - Инж. геология, 1979, №4, с. 38-46.
126. Кригер Н. И. Трещиноватость и методы её изучения при гидрогеологической съёмке. М.: Металлургиздат, 1951. 152 с.
127. Кудрин Л. Н. Гипсы верхнего тортона юго-западной окраины Русской платформы // Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол. - 1955. - Т. 35. - Вып. 8.
128. Кудрин Л.М. До геології Роздольського родовища сірки (західні області УРСР) // Геол. журн., 1957. – Т. 17. – Вип. 4. – С. 76-78.
129. Кудрин Л.М. До геології Роздольського родовища сірки (західні області УРСР) // Геол. журнал, 1957. – Т. 17. – Вип. 4. – С. 76-78.
130. Кудрин Л.Н. Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. – Львів: Изд-во Львовськ. Ун-та, 1966.
131. Куница Н.А. Природа Украины в плейстоцене (по данным малакофаунистического анализа). Черновцы: Рута. 239с.
132. Куница Н.А., Андрейчук В.Н. Провалообразование и его прогноз в Мамалыжском карстовом районе (Подольско-Буковинская карстовая область). - 9 с. - Деп. в УкрНИИНТИ 14.06.83, № 485 Ук-Д83.
133. Кучерук О.Д. Карст західної частини Поділля і маршрути туристських походів в райони його поширення. – Львів: Вид-во Львівськ. держ. ун-ту, 1954.
134. Ломаев А.А. Геология карста Волыно-Подолии. – К.: Наукова думка, 1979. – 132 с.
135. Ломаєв О.О. Геологічні умови розвитку карсту на території УРСР // Фіз. Географія і геоморфологія, 1970, вип. 4. с.3.
136. Лыкошин А. Г. Трещины бортового отпора. – Бюл. МОИП, 1953, т. 28, №4, с. 53-70.
137. Маклашин А. В. Растворимость гипса района пещеры Золушка // Пещеры. Пещеры в гипсах и ангидритах: Межвуз. сб. науч. тр. – Пермь, Перм. ун-т, 1988. – С. 86-89.
138. Маклашин А. В. Связь размеров карстовых полостей и мощности глинистых отложений (на примере пещеры Золушка) // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер: Тез. докл. – Киев: ИГН АН УССР, 1987. – С. 39-40.
139. Маринич А.М. Про походження врізаних мандрів р. Дністер // Наук. зап. Київського ун-ту. - 1950. - Т. VI. - Вип. 1. - С. 27-31.
140. Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа./ Под. Ред. Е. М. Смехова. Л.: Недра, 1969. 129 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 276).
141. Минькевич И.И., Коржик В.П. К проблеме изучения и освоения пещер в гипсах //

Совещание “Эффективные методы инженерно-геологических исследований Урала”. Тез. докл. – Пермь, 1986. – С. 76-77.
142. Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 132 с.
143. Найдин Д.П. К вопросу об условиях образования и стратиграфическом положении гипсов Приднестровья // Бюллетень Моск.Об-ва Испытателей природы, Отд. геологии, Т.XXVI (3), 1951. -С.79-81.
144. Одинцов И.А. О геоморфологических особенностях юго-восточной окраины приднестровской гипсовой полосы // Науч. ежегодник Одесского ун-та. Географ. ф-т. - Одесса, 1960. - Вып. 2. - С. 61-68.
145. Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. - Геотектоника, 1965, №1, с. 30-37.
146. Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. – Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1956, №6. -С. 11-19.
147. Перцович М.Г. К вопросу о возрасте карста в отложениях верхнего тортона Роздольского месторождения // Геология месторождений самородной серы. - М.: Недра. 1969. - С.246-250.
148. Петриченко О.Й., Перит Т., Каспшик А., Побережський А.В. Включення мікроорганізмів у кристалах гіпсу міоценових евапоритів Передкарпаття // Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy: facje, surowce mineralne, ekologia. Warszawa, 1994. S. 67-68.
149. Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. Изд-во Иркутского университета. Иркутск, 1986. 169 с.
150. Печеркин А.И. Связь крупных пещерных систем сульфатного карста с распределением тектонической трещиноватости // Пещеры. Методика изучения. – 1986. – Пермь – С. 48-57.
151. Печеркин А.И., Катаев В.Н., Андрейчук В.Н. Влияние тектонической трещиноватости на развитие пещер Золушка и Буковинка // Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. - Пермь, 1984. - С. 25-29.
152. Печеркин А.И., Катаев В.Н., Андрейчук В.Н. Влияние техногенной трещиноватости на развитие пещер Золушка и Буковинка // Инженерно-геологические исследования в карстовых районах: Тез. докл. - Пермь, 1984. - С. 21-22.
153. Печеркин И.А. Влияние минерального состава на скорость растворения сульфатных пород // Материалы Международного симпозиума по физическому, химическому и гидрогеологическому исследованию карста. – Кошице, 1988. – С. 39-42.
154. Печеркин И.А., Андрейчук В.Н. Структурно-тектонические условия развития карста на юго-востоке зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Предкарпатского прогиба // Известия вузов. геология и разведка. – 1986. - № 10. – С. 18-24.
155. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии (Закономерности распространения и формирования подземных вод). М. Наука, 1977. 196с.
156. Побережский А. В. К вопросу о закономерностях смен хемогенной седиментации в баденском эвапоритовом бассейне Предкарпатья // Міоценові евапорити Центрального Паратетісу: фації, корисні копалини, проблеми екології. Тези допов. – Варшава. 1994. – С. 69-70.
157. Побережський А.В. К вопросу о закоеомерностях смен хемогенной седиментации в баденском эвапоритовом бассейне Предкарпатья // Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy: facje, surowce mineralne, ekologia. Warszawa, 1994. S. 69-70.
158. Пономарев В.Е. Карбонатные породы серных месторождений Прикарпатья // Міоценові евапорити Центрального Паратетісу: фації, корисні копалини, проблеми єкології. Тези допов. – Варшава. 1994. – С.72-73.
159. Порошин Ю.А. К вопросу о скорости растворения гипса подземными водами // Ежемесячник Горьковского управления Гидрометслужбы СССР, 1934, № 2-3.
160. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 152 с.
161. Рац М. В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоев. – ДАН СССР, 1962, т. 114, вып. 3, с. 622-626.

162. Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 160 с.
163. Ридуш Б. Т. Основные направления охраны спелеосистемы “Золушка” // Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана : Тез. докл. совещ. (Пермь, март 1987). - Пермь, 1987. - С. 39-40.
164. Ридуш Б. Т., 1988: О спелеологическом диагностировании депрессионных гидрогеологических воронок техногенного карста // Проблемы изучения техногенного карста: Тез. докл. совещ. (Кунгур, 6-8 дек. 1988). - Кунгур. - С. 49-50.
165. Ридуш Б. Т., Коржик В. П: Карбонатные новообразования гипсовых пещер Буковины // Минералы и отложения пещер и их практическое значение: Тез. докл. - Пермь: Пермский Дом науки и техники, 1989. - С. 59-60.
166. Ридуш Б.Т. Отчет об инженерно-геологических изысканиях для строительства туристко-рекреационого комплекса на базе пещеры «Золушка» в с. Подвирное Новоселицкого р-на. - Черновцы: Черновицкий отдел ин-та «УкрЗападГИИНТИЗ», 1991. - 51 с.
167. Рідуш Б.Т. Звіт про інженерно-геологічні розвідування на ділянці будівництва митного посту “Мамалига” Новоселицького р-ну, Чернівецької обл. - Чернівці: Чернівецький відділ ВАТ “УкрЗахідДІІНТР”, 1995. 19 с.
168. Савчин М.П.. Остьянова Н.Н. Оптимистическая – одна из длиннейших пещер мира // Пещеры, 1972, вып. 12/13. - С.197.
169. Саломатин В.Н., Рудько Г.И., Андрейчук В.Н., Коржик В.П., Мастов Ш.Р. Изучение микроблоковой тектоники карстовых районов геофизическим методом // Инженерная геология. - 1984. - № 6. - С. 91-95.
170. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 112 с.
171. Толмачева К.Н. Отчет по инженерно-геологическому обследованию карстового участка земляного полотна 60 - 64 км лини Черновцы - Окница львовской железной дороги. - Ленинград: Ленинградский филиал ГИПРОТРАНСПУТЬ, 1971.
172. Турчинов І.І., Андрійчук В.Н. Літолого-текстурні особливості міоценових гіпсів Придністровського Поділля та їх вплив на розвиток карстових процесів // Міоценові евапорити Центрального Паратетісу: фації, корисні копалини, проблеми екології: Тези доповідей. Львів, 1994. – С. 80-81.
173. Чайковский В.К. Рахманов В.П., Ходак Ю.А. Принципы составления прогнозно-металлогенических карт марганценосных формаций. - М.: Недра, 1972.
174. Чернышев С.Н. Трещины горных пород. – М.: Наука, 1983. – 240 с.
175. Чоп В.И. Карст Новоселицкого Припрутья // Материалы XIX научн. сессии Чернов. гос. ун-та. - Черновцы, 1963. - С. 20-23.
176. Чухров Ф.В., Сахаров Б.А., Горшков А.И., Дриц В.А., Диков Ю.П.. Структура бернессита из Тихого океана // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1985. – №8. - С. 66-73.
177. Шульц С.С. Планетарные трещины. – Геотектоника, 1971, №3, с. 18-34.
178. Яблокова Н.Л. Методика изучения и закономерности формирования газового состава воздуха карстовых пещер Подолии и Буковины // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста в СССР: Тез. докл. III Всесоюз. карст.-спел. сов. 1-3 окт. 1982 г. – М., 1982. - С. 184-185.
179. Яблокова Н.Л. Углекислый газ в воздухе пещер запада Украины // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер: Тез. докл. – К.: ИГН АН УССР, 1987. – С. 51-52.
180. Bąbel, M. (1994) Geneza i morfologia kryształów gipsu w badeńskich ewaporatach Ponidzia. w: Streszczenia referatów międzynarodowego sympozjum we Lwowie, Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy, facje, surowce mineralne, ekologia. Warszawa, s.3-4.
181. Klimchouk A.B. genesis and development history of the gypsum caves in the Western Ukraine // La Grotte d’Italia, (4), XIII, Bologna, 1986. – P. 51-71.
182. Klimchouk A.B. Genesis and development history of the large gypsum caves in the Western Ukraine // La Grotte d`Italia, (4), XIII, Bologna, 1986. – P. 51-71.
183. Klimchouk A.B. Large Gypsum Caves in the Western Ukraine and their Genesis // Cave Science, vol. 19? No. 1, 1992. – P. 3-11.
184. Klimchouk A, Cucci F.,Calafora J., Aksem S., Finocciaro F., Forti P. Dissolution of gypsum field observations // Gypsum karst of the world. International Journal of Speleology. V. 25,

1996. – P. 37-48.
185. Klimchouk A.B. 2000. Speleogenesis under deep-seated and confined settings. In: A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt, Eds: Speleogenesis: Evolution of karst aquifers. Huntsville: Natl. Speleol. Soc. 244-260.
186. Klimchouk A.B. and Ford, D.C. 2000. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings. In: A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt, Eds: Speleogenesis: Evolution of karst aquifers. Huntsville: Natl. Speleol. Soc. 45-53.
187. Klimchouk A.B. 2003. Conceptualisation of speleogenesis in multy-storey artesian systems: a model of transverse speleogenesis. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 1 (2), www.speleogenesis.info, 18 pages
188. Peryt, T.M., Jasionowski, M., Pobereżski, A., Petriczenko, O. (1994) Facje i środowisko sedymentacji badeńskich gipsów Bukowiny. w: Streszczenia referatów międzynarodowego sympozjum we Lwowie, Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy, facje, surowce mineralne, ekologia. Warszawa.- S. 25.
189. Peryt, T.M., Peryt, D., Pobereżski, A., Jasionowski, M., Ryka, W. (1994) Geneza wapienia ratyńskiego. w: Streszczenia referatów międzynarodowego sympozjum we Lwowie, Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy, facje, surowce mineralne, ekologia. Warszawa. - S. 25-27.
190. Peryt, T.M., Pobereżski, A., Petriczenko, O., Ryka, W., Jasionowski, M. (1994) Facje i środowisko sedymentacji badeńskich gipsów Podola. w: Streszczenia referatów międzynarodowego sympozjum we Lwowie, Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy, facje, surowce mineralne, ekologia. Warszawa. - S.27-28.
191. Smirnov, S.E., Samarsky, E.V., Smogolyuk, N.V., Trochimovich, N.A. (1994) Deep-water Tyrassian gypsum – a link of continuous Miocene sequence in the Precarpathians. w: Streszczenia referatów międzynarodowego sympozjum we Lwowie, Neogeńskie ewaporaty środkowej Paratetydy, facje, surowce mineralne, ekologia. Warszawa.- S. 33-24.
192. Toth, J. 1995. Hydraulic continuity in large sedimentary basins. Hydrogeology Journal 3 (4): 4-15.

Дополнительная литература, касающаяся пещеры

1. Андрейчук В.Н. Гидрогеологическая роль разломных нарушений в развитии карста блочно-пластовых структур (на примере Буковины) // Проблемы гиброгеологии и карста. Тез. докл. – Пермь, 1984. – С. 61-62.
2. Андрейчук В.Н. Изучение карста в зоне сочленения платформы и краевых прогибов (на примере юго-западной окраины Русской равнины) // Всесоюз. науч.- техн. совещание “Методика изучения карста”. Тез. докл. – Пермь, 1985. – С. 154-155.
3. Андрейчук В.Н. Кадастр пещер Западно-Украиснского региона // V Всесоюзн. совещание «Проблемы изучения, экологии и охраны пещер». Тез. докл. – К., 1987. – С. 68.
4. Андрейчук В.Н., Рудько Г.И. Некоторые особенности инженерно-геологического картирования техногенного изменеия приповерхностной геосреды в пределах зоны контакта юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы с Предкарпатским краевым прогибом //Всесоюзн. науч.-тех. семинар “Состояние и перспективы инженерно-геологического картирования и съёмки”. Тез. докл. – М., 1983. – С. 79-80.
5. Воропай Л.И., Андрейчук В.Н. Структура закарстованных ландшафтов (на примере Прут-Днестровской лесостепной области) // Физическая география и геоморфология. - 1983. – Киев - С. 25-31.
6. Екологічні проблеми Буковини. Навчальний посібник / За ред. В.П.Коржика. – Чернівці, Вид-во “Зелена Буковина”, 2002. – 168 с.
7. Климчук А.В., Голод В.М., Коржик В.П., Ридуш Б.Т. Практические проблемы охраны пещер и пути их решения // V Всесоюзн. совещание «Проблемы изучения, экологии и охраны пещер». Тез. докл. – К., 1987.- С. 152-154.

8. Коржик В. Буковина для всіх. Маршрутами екотуризму: Довідник-путівник. – Чернівці: Зелена Буковина, 2002. – 122 с.
9. Коржик В., Заремська О. Техногенна активізація карсту як індикатор розмірів карстових геосистем // Наук. вісник Чернівецького ун-ту. – Вип.120. Географія. – Чернівці, 2001. – С.10-17.
10. Коржик В.П. Антропогенные изменеиния ландшафтов Северной Буковины и актуальные задачи рационального природопользования. – Научн. доклад к защите канд. дисс. – К., 1992. – 24 с.
11. Коржик В.П. Географія Чернівецької області. Навчальний посібник – Чернівці, 1993. – Розділи: 11 – Територіальні проблеми раціонального природокористування. – С. 84-91; 20 – Пізнаємо рідний край. – С. 177-188.
12. Коржик В.П. Деякі аспекти створення міжнародних природно-заповідних територій (на прикладі Буковини) // Матер. міжнар.наук.-практ.конф. “Міжна-родні аспекти вивчення та охорони біорізноманіття Карпат. – Рахів, 1997. – С. 285-287.
13. Коржик В.П. До питання комплексного використаннярекреаційної складової спелеоресурсного потенціалу Буковини // Матер. конф. з міжнар. участю “Оздоровчі ресурси Карпат і прилеглих регіонів”. – Чернівці, 1999. – С. 200-206.
14. Коржик В.П. До питання охоронних зон карстово-спелеологічних об’єктів природно-заповідного фонду // Матер. міжнар. наук.-практ. конфер. “Національні природні парки: проблеми становлення і розвитку” – Яремче, 2000. - С.157-161.
15. Коржик В.П. Качественная трансформация водных ресурсов: карстовый аспект // Науч. чтения IV Всеуральского совещан. по подземным водам Урала. – Пермь, 1994. – С. 39-40.
16. Коржик В.П. О понятиии и сущности техногенного карста // Регион. совещание “Проблемы изучения техногенного карста”. Тез. докл. – Кунгур, 1988. – С. 15-16.
17. Коржик В.П. Об экономико-правовом механизме охраны спелеоресурсов // Науч. тения IV Всеуральского совещан. по подземным водам Урала. – Пермь, 1994. – С. 127-128.
18. Коржик В.П. Основные задачи охраны пещер западных областей Украинской ССР // Пещеры. - 1988. – Пермь. – С. 115-117.
19. Коржик В.П. Основные задачи рационального природопользования Черновицкой области // Науч.-практ. конф. «Направления становления и развития социалистического хозяйственного механизма в условиях экономической самостоятельности региона». Тез. докл. - Черновцы, 1990. – С. 49-51.
20. Коржик В.П. Печера Попелюшка: чверть століття у нашому житті // Вісник УСА. – №1 (31). – 2002. – С. 9 -11.
21. Коржик В.П. Принципы выявления ценных карстовых объектов // Научн-методич. совещ. “Проблемы выявления, исследования и сохранения памятников природы”. Тез. докл. – Воронеж, 1983. – С. 42-44.
22. Коржик В.П. Про економічну оцінку спелеоресурсів // І респ. Наук. Конференція “Проблеми раціонального використання, охорони та відтворення природно-ресурсного потенціалу Української РСР”. Тези допов.– Чернівці, 1991. – С. 26.
23. Коржик В.П. Ресурсно-екологічна безпека Буковини: реальні шанси // Наук. вісник Чернівецького ун-ту. Вип. 109 – 110, Економіка. – Чернівці, 2001, - С.77-81.
24. Коржик В.П. Спелеологічний аспект геолого-екологічного моніторингу // Наук. праці міжнар.наук.-практ.конф. “Геоекологічні дослідження: стан і перспективи”. – К., 1995. – С.83-86.
25. Коржик В.П. Спелеоресурсний потенціал України: постановка проблеми // Туристські ресурси України. – К., 1996. – С.36-49.
26. Коржик В.П. Спелеоресурсознавство: сучасний стан, напрямки, перспективи // Тез. допов. наук. конф. “Фундаментальні географічні дослідження (стан, перспективи, напрямки)”. – К., 1994. – С. 97-99.
27. Коржик В.П. Теоретические основы спелеосресурсоведения // Совещание

«Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства». Тез. докл. – Пермь, 1987. – С. 31-34.

28. Коржик В.П. Техногенна активізація карсту: екологічні, економічні та правові аспекти // Сб. научн. трудов «Экологическая и техногенная безопасность» – Харьков, 2000. - С. 90-94.
29. Коржик В.П. Черновицкая область // Геологические памятники Украины. Справочник-путводитель. – К.: Наук. думка, 1985. – С. 137-141.
30. Коржик В.П. Чернівецький спелеоклуб «Троглодит»: 30 років поступу // Чернівці, Зелена Буковина, 2005. - 179 с.
31. Коржик В.П., Волков С.Н. Принципы карсто-спелеологического районирования для целей выявления и охраны ценных карстовых обьектов // IУ Всесоюз. карстово-спелеолог. совещание. Тез. докл. – Владивосток, 1986. – С. 151-152.
32. Коржик В.П., Заремська О.М. Карстові води Буковини: наукові проблеми оцінки ресурсного потенціалу // Тези II всеукр. науково-метод. конференція “Проблеми раціонального використання, охорони і відтворення природно-ресурсного потенціалу України”. – Чернівці, 2000. – С. 125-127.
33. Коржик В.П., Заремська О.М. Карстові ландшафти – віртуальна реальність? // Фізична географія та геоморфологія. – Вип. 41. – К.., 2001. – С. 120 – 123.
34. Коржик В.П., Масікевич Ю.Г. До екологічної і техногенної безпеки експлуатації Дністровського комплекса ГЕС та ГАЕС // Сб. научн. трудов «Экологическая и техногенная безопасность» – Харьков, 2000. - С. 85-89.
35. Коржик В.П., Минькевич И.И. Задачи комплексного использования спелеоресурсов // Научн.-техн. совещание “Геологическая среда и рациональное использование минеральных ресурсов”. Тез. Докл. – Пермь, 1986. – С. 54-55.
36. Коржик В.П., Минькевич И.И. К вопросу оценки спелеоресурсного потенциала карстовых полостей // Научн-техн. совещание “Комплексны исследованияч недр Западного Урала - путь ускоренного развития народного хозяйства региона”. Тез. докл. – Пермь , 1988. – С. 79-80.
37. Коржик В.П., Минькевич И.И. Карстовые воды в эволюции геологической среды Буковины // Всесозн. семинар “Роль подземной гидросферы в истории Земли”. Тез. докл. – Ленинград, 1989. – С. 89-90.
38. Коржик В.П., Минькевич И.И. О возможности использования картографического метода при изучении спелеоресурсов // Науч.- техн. совещание «Новые прогрессивные способы комплексного изучения недр Урала – путь ускоренного развития народного хозяйства региона». Тез. докл. – Пермь, 1989. – С. 53-54.
39. Коржик В.П., Минькевич И.И. О природоохранном статусе карстоспелеологических обьектов // Регион. Совещание “Туризм и охрана природных рекреационных ресурсов”. Тез. докл. – Свердловск, 1988. – С. 19-21.
40. Коржик В.П., Минькевич И.И. О спелеоресурсном подходе в изучении, освоении и охране пещер // Доклады X Международн. спелеолог. конгресса. – Будапешт, 1989. – С. 452-453.
41. Коржик В.П., Минькевич И.И. О теоретических основах спелересурсоведения // V Всесоюзн. совещание «Проблемы изучения, экологии и охраны пещер». Тез. докл. – К., 1987. – С. 149-151.
42. Навчально-краєзнавчий атлас Чернівецької області. – Львів, 2000 р. // Карти потенційної екологічної небезпеки; охорони природи (с.15), оздоровчо-відпочинкового комплексу; туризму (с.20-21)
43. Про економіко-правовий механізм використання деяких об’єктів природно-заповідного фонду // Респ. семінар “Економічний механізм природокористування і охорони навколишнього природного середовища в умовах переходу економіки України до ринкових відносин”. Тези допов. – Івано-Франківськ, 1992. – С. 72-74.
44. Forti P. Le grotte in gesso dell'ukraina // Speleologia 17. – p. 55-56.

Литература по спелеомедицине, касающаяся пещеры (составлено А.В.Бобылевым)

1. Билецкий С.В. Кардио-ренальные механизмы в норме и при ишемической болезни сердца (клинико-экспериментальное исследование): Автореф. дис… д. м.н. - Одесса, 1994. - 43 с.
2. Билецкий С.В., Бобылев А.В., Каленюк В.И., Билецкий С.С. Морфофункциональное состояние сердца, почек и эритропоэз у крыс в условиях гипоксии-гиперкапнии //Формакология водно-солевого обмена: Тез. докл. IV Всероссийской науч. конф. - Чебоксары: Изд-во Чувашского ун-та, 1993. - С.16-17.
3. Билецкий С.В., Бобылев А.В., Менчиц Е.А. Влияние микроклимата пещеры «Золушка» на показатели гемодинамики и утилизации кислорода у здоровых людей // Немедикаментозные методы лечения в клинике внутренних болезней: Тез. докл. Республ. науч.-практ. конф. - Харьков, 1991. - С.74.
4. Билецкий С.В., Бобылев А.В., Цапу В.В. О возможности использования микроклимата пещер для профилактики и лечения заболеваний сердечно-сосудистой системы // Акт. вопр. гигиены и экологии транспорта: Тез. докл. тематич. науч.-практ. конф. - Ильичевск, 1992. - С.18.
5. Билецкий С.В., Гоженко А.И., Лобенко А.А., Бобылев А.В., Тащук В.К., Каленюк В.И., Менчиц Е.А.. Возможности использования микроклимата карстовых пещер с гипоксически-гиперкапническим газовым составом воздуха для профилактики и лечения заболе-ваний сердечно-сосудистой системы // Медицинская реабилитация, курортология, физиотерапия. - 1996. - №4. - С.18-25.
6. Билецкий С.В., Каленюк В.И., Бобылев А.В., Билецкий С.С., Гавлюк С.А.. Адаптация почек, миокарда и эритропоэза к гипоксии-гиперкапнии в эксперименте // Акт. пробл. медицины транспорта: Тез. докл. Украинской межвед. науч.-практ. конф. – Часть I. - Одесса, 1993. - С.25.
7. Билецкий С.В., Тащук В.К., Мещишен И.Ф., Полянская О.С, Кошара Т.О.. Гипоксически-гиперкапнические тренировки и перекисное окисление липидов в эксперименте // Фізіологія и патологія перекисного окислення, гемостазу та імуногенезу. - Полтава, 1995. - С.8.
8. Билецкий С.В., Триняк Н.Г., Каленюк В.И., Бобылев А.В., Сирота В.Е.. Физиологическое обоснование применения гиперкапнической гипоксии карстовой пещеры «Золушка» в лечебно-профилактических целях // Оздоровчі ресурси Карпат і прилеглих регіонів: Матеріали конференції з міжнародною участю (Чернівці, 5-6 жовтня 1999 р.). - Чернівці, 1999. - С. 198-199.
9. Билецький С.В., Гоженко А.И., Бобылев А.В., Триняк Н.Г., Волошин А.И., Мещишен И.Ф., Каленюк В.И., Сирота В.Е., Демешко Н.И., Билецкий С.С.. Перспективы развития спелеотерапии в карстовых пещерах Буковины // Проблемы екології та медицини. - 1998. - №3-4. - С.19-20.
10. Билецький С.В., Гоженко А.І., Волошин О.І., Каленюк В.І., Сирота В.Є.. Можливості використання спелеотерапії і гіпоксично-гіперкапнічних тренувань в реабілітації захворювань серцево-судинної системи // Фундаментальные и клинические аспекты современной реабилитации: Тез. докл. республ. науч.-практ. конф. 18-19 мая 1995. - Полтава, 1995. - С. 156.
11. Билецький С.В., Мещишин И.Ф., Волошин А.И., Каленюк В.И., Бобылев А.В.. Влияние адаптации к гипоксии-гиперкапнии на состояние оксидантной и антиок-сидантной систем печени и капилляризации миокарда в эксперименте // Укр. кардіологічний журнал. - 1995. - № 6. - С. 60-62.
12. Білецький С.В., Бобилев О.В., Каленюк В.І. Оздоровчі властивості карстових печер Буковини та можливості їх використання // Оздоровчі ресурси Буковини / під ред. О.І.Волошина, В.П.Пішака – Чернівці: Прут. - 1999. - С. 184-195.

13. Білецький С.В., Бобилев О.В., Менчиць Є.А., Каленюк В.І. Використання мікроклімату печер Буковини з лікувально-профілактичною метою // Зелена Буковина. - 1995. - № 1 - 2. - С. 29-33.
14. Білецький С.В., Гоженко А.І., Тащук В.К,, Бобилев О.В., Білецький С.С., Сирота В.Є., Цапу В.В., Поліщук О.Ю.. До обгрунтування гіпоксично-гіперкапнічних тренувань серцево-судинної системи в умовах мікроклімату печери «Попелюшка» // Тез. доп. VI Конгресу світової федерації українських лікарських товариств 9-14 вересня 1996 р. - Одеса, 1996. - С.104.
15. Білецький С.В., Мещишен І.Ф., Волошин О.І., Каленюк В.І., Білецький С.С.. Вплив мікроклімата печери «Попелюшка» на васкуляризацію міокарда і стан пероксидного окислення ліпідів у щурів // Оздоровчі ресурси Карпат і прилеглих регіонів: Матеріали конференції з міжнародною участю (Чернівці, 5-6 жовтня 1999 р.). - Чернівці, 1999. - С. 212-213.
16. Бобилев О.В. Обґрунтування використання клімату карстових печер з гіпоксично-гіперкапнічним газовим середовищем з реабілітаційними цілями. Автореф. дис... канд. мед. наук. - Одеса, 1997. - 24 с.
17. Бобилев О.В., Білецький С.В., Триняк М.Г., Менчиць Є.А., Каленюк В.І.. Вплив мікроклімату печер Буковини на вегетативну регуляцію серцевого ритму та показники гемодинаміки у здорових осіб // Тез. доп. IV з'їзду кардіологів України. - Дніпропетровськ 15-17 вересня 1993. - Київ, 1993. - С.79.
18. Бобилев О.В., Гоженко А.І., Білецький С.В., Демешко М.І.. Спелеотерапія у карстових печерах: стан та перспективи розвитку на Буковині // Оздоровчі ресурси Карпат і прилеглих регіонів: Матеріали конференції з міжнародною участю (Чернівці, 5-6 жовтня 1999 р.). - Чернівці, 1999. - С. 195-198.
19. Бобылев А.В., Билецкий С.В. Возможности использования микроклимата пещеры «Золушка» для профилактики и лечения гипертонической болезни // Оздоровчі ресурси Карпат і прилеглих регіонів: Матеріали конференції з міжнародною участю (Чернівці, 5-6 жовтня 1999 р.). - Чернівці, 1999. - С. 210-211.
20. Бобылев А.В., Билецкий С.В., Гоженко А.И., Каленюк В.И.. Особенности адаптации к «высотной» гипоксии пещеры «Золушка» // Гипоксия. Механизмы, адаптация, коррекция: Матер. Всерос. конф. 2-4 дек. 1997 г. - Москва, 1997. - С. 15-16.
21. Бобылев А.В., Менчиц Е.А., Билецкий С.В. Состояние вегетативной регуляции сердечного ритма при адаптации к гипоксически-гиперкапнической газовой среде //Акт. пробл. медицины транспорта: Тез. докл. Украинской межвед. науч.-практ. конф.. – Часть I. - Одесса, 1993. - С.26.
22. Волошин А.И., Шашко Н.Б., Сенюк Б.П., Гащишин П.А. Влияние минеральной воды «Золушка» на желудоное кислотообразование у больных хроническим гастродуоденитом и язвенной болезнью // Гнойно-септические осложнения в хирургии. - Тез. конф. - Черновцы, 1992. - С. 152-153.
23. Волошин О.І., Каленюк В.І. Вплив адаптації до гіпоксично-гіперкапнічного мікроклімату печери «Попелюшка» на стан травної системи людини та експериментальних тварин // Актуальні питання реабілітації гастроентерологічних хворих: Мат. симп. (Чернівці, 17-18 квітня 1996). – Чернівці. - 1996. - С.159.
24. Гоженко А.И., Кирилюк М.Л., Бобылев А.В., Билецкий С.В., Менчиц Е.А., Арутюнов С.Г. Физиологическое обоснование использования микроклимата пещер в реабилитации сердечно-сосудистой системы // Материалы пленума проблемной комиссии, посв. пробл. реабилитации и рекреации плавсостава. - Владивосток, 1991. - с. 18-19.
25. Кабашнюк В.А., Бобылев А.В., Коробка К.И. Влияние микроклимата пещер с раз-личным содержанием CO2 на физиологические системы и работоспособность человека // Междунар. спелеологический конгресс: Сб. докл. - Будапешт, 1989. - С.426-429.
26. Кабашнюк В.А., Бобылев А.В., Рошка А.В. Сравнительная характеристика показателей гемодинамики и деятельности почек в пещерах «Золушка» и «Атлантида» // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер: Тез. докл. V Всесоюз. сов. по спелеологии и карстоведению, октябрь 1987. - Киев, 1987. - С. 136-137.

27. Кабашнюк В.А., Коробка К.И., Бобылев А.В. Влияние микроклимата пещеры «Золушка» на показатели внешнего дыхания и гемодинамики // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер: Тез. докл. V Всесоюз. сов. по спелеологии и карстоведению, октябрь 1987. - Киев, 1987. - С.135-136.
28. Кабашнюк В.А., Коробка К.И., Бобылев А.В. Влияние микроклимата пещеры «Золушка» на гемодинамику и деятельность почек // Пещеры. Методика изучения: Межвузовский сб. науч. тр. Пермский ун-т. - Пермь, 1986. - С. 86-94.
29. Каленюк В.І. Вплив гіпоксично-гіперкапнічних тренувань на стан мікроциркуляторного русла міокарду в експерименті // Ювілейна наук. конф.: Молоді науковці охорони здоров'я. Тези доп. - Чернівці, 1994. - С. 49.
30. Каленюк В.І. Вплив циклічних гіпоксично-гіперкапнічних тренувань на стан кардіореспіраторної і травної систем здорових та хворих на ішемічну хворобу серця (клініко-експериментальне дослідження): Автореф. дис... канд. мед. наук. - Івано-Франківськ, 1998. - 19 с.
31. Каленюк В.І. Стан кровопостачання міокарду щурів в процесі адаптації до різних режимів гіпоксії-гіперкапнії // VI Конгрес світової федерації Українських лікарських товариств 9-14 вересня 1996 р.: Тези доп. - Одеса, 1996. - С. 230.
32. Каленюк В.І. Функціональний стан нирок у інтактних щурів і з адреналіновою міокардіодистрофією в процесі адаптації до гіпоксії-гіперкапнії // Ювілейна наук. конф.: Молоді науковці охорони здоров'я. Тези доп. - Чернівці, 1994. - С.49-50.
33. Каленюк В.І., Кізлик С.В. Вплив циклічних гіпоксично-гіперкапнічних тренувань в умовах печери «Попелюшка» на функціональний стан дихальної системи людини // Оздоровчі ресурси Карпат і прилеглих регіонів: Матеріали конференції з міжнародною участю (Чернівці, 5-6 жовтня 1999 р.). - Чернівці, 1999. - С. 211-212.
34. Лобенко А.А., Гоженко А.И., Билецкий С.В., Бобылев А.В., Каленюк В.И.. Использование спелеотерапии, в том числе, микроклимата карстовых пещер для профилактики и лечения заболеваний сердечно-сосудистой системы // Медицинская реабилитация, курортология, физиотерапия. - 1996. – №1. - С.39-42.
35. Сирота В.Є. Моделювання газового середовища печери «Попелюшка»: використ-тання для реабілітації хворих на інфаркт міокарду // Оздоровчі ресурси Карпат і прилеглих регіонів: Матеріали конференції з міжнародною участю (Чернівці, 5-6 жовтня 1999 р.). - Чернівці, 1999. - С. 209-210.
36. Триняк Н.Г., Бобылев А.В., Билецкий С.В. Спелеотерапия и преспективы ее развития на Буковине // Врачебное дело. - 1990. - № 9. - С. 79-82.
37. Триняк Н.Г., Бобылев А.В., Билецкий С.В. Типы реагирования сердечно-сосудистой системы, аэробного и анаэробного обмена у спортсменов в пещере «Золушка» // Экстремальная физиология, гигиена и средства индивидуальной защиты человека: Тез. докл. III Всесоюз. конф. - М., 1990. - С. 183-184.
38. Чернявська Н.Б. Клініко-патогенентичне обґрунтування реабілітаційно-етапного лікування вторинного холецистогенного гастродуоденіту. Автореф. дис... канд. мед. наук. - Івано-Франківськ, 1994. - 20 с.
39. Шашко Н.Б., Волошин О.І. Застосування мінеральної води печери «Попелюшка» в комплексному лікуванні хронічного холецистогенного гастродуоденіту // Ювілейна наук. конф.: Молоді науковці охорони здоров'я. Тез. доп. - Чернівці, 1994. - С.134.
40. Gozhenko A., Bobylev A., Biletsky S., Lobenko N., Efremenko N., Kalenjuk V. Experimental Justification for the Use of Karst Caves of North Bukovina (Ukraine) Mikroclimate for Speleotourism and Speleomedicine // First International conference on travel medicine: Program and Abstracts. - Geneva, 1997. - №98.

Публикации о пещере в средствах массовой информации

1. Андрійчук В. Президент захоплюється „Попелюшкою" // Молодий Буковинець. – 1987. – 31 січня. – № 14 (5268).
2. Загадки „Попелюшки" // Будівник комунізму. – 1978. – 08 березня. – № 30 (4548).

3. Коржик В. Загадочная «Золушка» // Известия. – 1985. – 06 серпня. – № 218.
4. Коржик В. „Попелюшка” – це диво // Радянська Буковина. – 1984. – 15 серпня. – № 158 (10629).
5. Коржик В. „Попелюшка” забрала двох // Буковинське віче. – 1999. – 09 жовтня. – № 73(1004).
6. Коржик В. „Попелюшка” зростає // Дніпро – Славута. – 1994. – № 6.
7. Коржик В. „Попелюшка” працюватиме на економіку // Радянська Буковина. – 1990. – 20 квітня. – № 77 (12048).
8. Коржик В. „Попелюшка” просить допомоги // Джерела Буковини. – 1990. – 07 вересня. – №5.
9. Коржик В. „Попелюшка” просить допомоги // Джерела Буковини. – 1990. – 18 жовтня. – №7.
10. Коржик В. „Попелюшка” просить допомоги // Джерела Буковини. – 1990. – 20 вересня. – №6.
11. Коржик В. „Попелюшка” просить допомоги // Джерела Буковини. – 1990. –21 листопада. – №8.
12. Коржик В. „Попелюшка” розкриває таємниці // Молодий Буковинець. – 1977. –11 грудня. – № 148 (1841).
13. Коржик В. «Золушка» - пещерный феномен // Новая жизнь. – 1983. – 25 жовтня. – №11 (2773).
14. Коржик В. Богатый потенциал // Турист. – 1986. – № 9.
15. Коржик В. В гостях у „Попелюшки // Радянська Буковина. – 1985. – 20 листопада. – № 222 (10943).
16. Коржик В. Відкриваємо таємниці печер // Молодий Буковинець. – 1978. – 05 лютого. – № 16 (1865).
17. Коржик В. Відкриття... на дні криниці // Радянська Буковина. – 1987. – 01 серпня. – № 147 (11368).
18. Коржик В. Дослідження печери тривають // Радянська Буковина. – 1984. – 24 липня. – № 142 (10613).
19. Коржик В. Експеримент під землею // Радянська Буковина. – 1983. – 14 грудня. – №238 (10450).
20. Коржик В. Жубилеул «Ченушэресей» // Зориле Буковиней. – 1987. – 13 березня. – № 51 (10900).
21. Коржик В. З картою і компасом у пітьмі // Радянська Буковина. – 1983. –25 січня. – № 17 (10238).
22. Коржик В. Карст не дає спокою // Буковинське віче. – 1998. – 24 січня. –№7 (836).
23. Коржик В. Карстові печери: проблеми використання // Радянська Буковина. –1980. – 01 серпня. – №146 (9518).
24. Коржик В. Лабіринти „Попелюшки” // Радянська Буковина. – 1978. – 27 червня. – № 126 (8993).
25. Коржик В. Нове відкриття спелеологів // Молодий Буковинець. – 1977. – 22 травня. – № 61.
26. Коржик В. Нові горизонти „Попелюшки” // Радянська Буковина. – 1981. – 06 березня. – № 49 (9671).
27. Коржик В. Нові загадки „Попелюшки” // Радянська Буковина. – 1986. – 07 січня. – №5 (10976).
28. Коржик В. Нові таємниці „Попелюшки” // Радянська Буковина. – 1983. – 09 липня. – № 130 (10351).
29. Коржик В. Пештериле – монументе униче // Зориле Буковиней. – 1980. – 31 грудня. – №250 (9456).
30. Коржик В. Підземні галереї „Попелюшки” // Радянська Буковина. – 1978. – 04 лютого. – № 25 (8892).
31. Коржик В. Повноліття „Попелюшки” // Буковинське віче. – 1995. – 15 березня. – № 16 (542).
32. Коржик В. Позначки „Попелюшки” // Молодий Буковинець, – 1981. – 04 березня. – №27

(2345).
33. Коржик В. Про що попереджає „Попелюшка” // Буковинське віче. – 2002. – 13 березня. – № 19 (1230).
34. Коржик В. Спелеолог П.Форти: „Бажаю Вам успіху” // Радянська Буковина. – 1987. – 13 вересня. – № 117 (11398).
35. Коржик В. Спеотуризмул: спорт сау штиинцэ? // Зориле Буковиней. –1980. – 07 травня. – № 88 (9293).
36. Коржик В. Сэ ведем «Ченушэряса» // Зориле Буковиней. – 1984. – 07 серпня. – №152 (10255).
37. Коржик В. Сюрпризеле „Ченушэресей” // Зориле Буковиней. – 1979. – 26 вересня. – № 184 (9139).
38. Коржик В. Сюрпризи „попелюшки” // Радянська Буковина. – 1979. – 22 серпня. – № 161 (9283).
39. Коржик В. Таємниці підземних лабіринтів // Радянська Буковина. – 1978. – 07 січня. – № 5 (8872).
40. Коржик В. Точність і швидкість // Радянська Буковина. – 1984. – 09 жовтня. – № 194 (10665).
41. Коржик В. Цікаве дослідження Чернівецьких спелеологів // Радянська Буковина. – 1977. – 11 червня. - № 114 (8723).
42. Коржик В. Ювілей „Попелюшки” // Радянська Буковина. – 1987. – 04 серпня. – № 149 (11370).
43. Коржик В., Солодкий В. Чи стане „Попелюшка” принцесою? // Радянська Буковина. – 1985. – 09 лютого. – №28 (10749).
44. Коржик В.П. Вивчати надра // Молодий Буковинець. -1981. - 6 лютого. - № 16.
45. Коржик В.П. Змагання з… предками // Радянська Буковина. - 1978. - 29 вересня. - № 117.
46. Коржик В.П. Монументе прециоасе // Зориле Буковиней. - 1981. - 14 серпня. -№ 155.
47. Коржик В.П. Попруття // РБ. - 1977. – 12 листопада. - № 224.
48. Коржик В.П. Призи… з-під землі // РБ. - 1984. - 25 грудня. - № 226.
49. Коржик В.П. Продовжимо відкриття Буковини // Молодий Буковинець. - 1980. - 19 жовтня. - №
50. Коржик В.П. Се ынтрек спеоложий // Зориле Буковиней. - 1979. - 30 жовтня. - № 208.
51. Коржик В.П. Сьогодні і завтра - пошук // Молодий Букоинець. - 1979. - 26 жовтня. - № 128.
52. Королюк В., Коржик В. Під охороною, але без захисту // Радянська Буковина. – 1990. – 06 червня. – №109 (12080).
53. Л.Костюк. Традційні? Нетрадиційні? Найнеобхідніші // Радянська Буковина. – 1990. – 24 серпня. – № 160 (12131).
54. Павлович В. *(Коржик В.)*. Гостинно запрошує „Попелюшка” // Молодий Буковинець. – 1986. – 19 липня. - № 87 (3185).
55. Покотило В. *(Коржик В.)*. Пропав ставок // Радянська Буковина. – 1988. – 17 липня.
56. „Попелюшка” вбила двох хлопців// Час. - 1999. – 15 жовтня. - № 25.
57. Рідуш Б. Бар’єри на шляху до Попелюшки // Чернівці. - 1998. - 17 липня. - №29(398).
58. Свінцицький О. „Троглодит” і „Попелюшка” // Спортивна газета. – 1987. – 27 жовтня. – № 128.
59. Сюрпризы «Золушки». // Комсомольское знамя. – 1988. – 17 липня. – № 138 (12183).
60. Чередарик Л. На Буковині, як не повзе, то провалюється... // Молодий Буковинець. – 1998. – 27 лютого. – №9 (10057).

Приложения

Приложение 1. Названия пещеры

Золушка – первое, русскоязычное название пещеры, начавшее функционировать в советские времена. С начала 80-х годов в Украине функционирует его смысловой украиноязычный аналог – *Попелюшка*. В литературе о пещере, встречаются, поэтому, оба названия. В англоязычных и др. изданиях функционирует первично данное пещере название, подаваемое в транскрипции – Zoloushka, без перевода на язык публикации.

В середине 90-х годов в молдавских изданиях появилась еще одна версия названия пещеры – *Пещера Эмиля Раковице*. Такое нововведение неоправдано ни с какой точки зрения (этической, правовой и т.п.) и вносит ненужную путаницу. Кроме политического мотива (к тому же Э. Раковицэ – румынский исследователь, а не молдавский) оно не имеет никакой содержательной подоплеки.

Ниже в таблице приведены основные названия пещерных галерей, залов, подземных озер и их этимология. Авторство названий принадлежит спелеологам, картировавшим лабиринт. Большинство названий «получило жизнь» в 1977-1984 годах. Встречающееся обозначение «грот» означает применительно к пещере «небольшой зал», купольный свод.

Главные спелеонимы пещеры Золушка (составители: В.Андрейчук, П.Куприч, Б.Ридуш)

№	Спелеоним	Этимология
1	Форпост	Шкуродер во входной части пещеры. Длительное время на стене была приклеена обложка брошюры «Куба – форпост социализма в западном полушарии»
2	Упадина Ломанова	Углубление в привходовой части, в которую одноименная личность, несмотря на предупреждения, регулярно падала
3	Проспект Кобылянской	В честь известной буковинской писательницы, имя которой носит и прогулочная улица в Черновцах
4	Грот Морское Око	Обвальный, правильной формы купол в своде галереи, сложенный ракушечными глинами, перекрывающими ратинские известняки
5	Грот Лунный Дворец	Высокий, большой, правильной формы обвальный купол в своде в Привходовом районе пещеры
6	25-й пикет	Порядковый номер съемочного пикета на основной развилке «трассы» вглубь пещеры
7	Грот Китайский	Небольшой зал, морфология и отложения которого ассоциируются с архитектурными элементами китайских пагод
8	Грот Ромео и Джульетты	Небольшой зал, напоминающий склеп, с двумя обвалившимися с потолка глыбами ратинских известняков, напоминающими гробницы
9	Коридор Железная Дорога	Узкий, низкий, длинный прямой ход, продвижение по которому возможно лишь на коленях – с оставлением в глинистом днище следов в виде колеи
10	Керн-1	Место, где пробуренная над пещерой скважина вошла в свод пещерного хода, оставив в нем капающее отверстие с обломками керна под ним
11	Зал Капели	Небольшой зал, в своде которого имеется скважинное отверстие с капелью
12	Зал Античный	Большой, но невысокий зал, названый так непонятно почему (ничего античного в нем нет)
13	Зал Театр	Зал, морфология которого напоминает театральное помещение со сценой (даже больше «кинотеатр»)
14	Ход Углинка	Узкий ход, днище которого покрыто слоем порошкообразной массы

		гидрооксидов марганца
15	Лабиринт Бермудский Треугольник	Лабиринт, топографическая съемка которого была сопряжена с неоднократными ошибками
16	Зал Почтовый Ящик	Тупиковое залоподобное расширение
17	Ворота	Сужение галереи по основной «трассе» в виде ворот
18	Лабиринт Заблудших	Входной лабиринт пещеры с однообразными ходами, где неоднократно блудили новички
19	Ход Хребет	Ход с глинистым возвышением посредине, преодолевая которое приходится цеплять свод спиной (хребтом), в настоящее время раскопан
20	Унитаз	Сужение и понижение хода, которое преодолевается подобно посадке на унитаз
21	Окно в Европу	Коррозионное отверстие в стене с видом на глубокий каньоноподобный ход
22	Озеро Филипцово	В честь Александра Филипца – черновицкого спелеолога, первооткрывателя первого озера в пещере
23	Керн – 2	Место со скважинным отверстием в своде и керном под ним
24	Зал Первомайский	Зал, открытый во время экспедиции, происходившей во время Майских праздников
25	Зал Перспектив или Перспективный район	Первый крупный зал на переходе из привходовых, сравнительно небольших по объему районов пещеры
26	Большой Плафон	Уникальный по размерам кристалл пластинчатого гипса
27	Зал Зигзаг Удачи	Крупный зал, единственный ход из которого выводит в основную часть пещеры, проходится по «зигзагу»
28	Зал Стадион	Большой ход овального сечения, округлые очертания которого и значительные размеры напоминают стадион
29	Свинья	Узкая расщелина по ходу (на «трассе») с 3-х метровым уступом при преодолении которого приходилось здорово пачкаться, особенно на выходе вверх
30	Каньон	Трещиноподобный, большей частью заполненный водой ход, параллельный основному коридору пещеры. Проходится в распоре
31	Зал Увертюра	«Преддверие» Зала Черновицких Спелеологов
32	Зал Черновицких Спелеологов	Крупнейший зал в центральной части пещеры, названный в честь ее первооткрывателей
33	Коридор Гофрированный	Коридор с характерной морфологией стен – чередующимися выступами и углублениями
34	Зал Привидений	Зал, в котором корродированные выступы стен образуют причудливые фигуры
35	Зал Выставочный	Зал с примыкающими к нему боковыми ответвлениями, стены которых образуют «выставочный ряд»
36	Озеро Фрагментов (Фрагмент-1 и Фрагмент-2)	Озеро с двумя подходами к нему
37	Озеро Наутилус	В честь субмарины из романа Жюля Верна
38	Озеро Зеленый Лабиринт	Озеро с выраженным зеленоватым цветом воды
39	Окно	Сужение по ходу существовавшей ранее основной трассы на «Восток», место фотосессий
40	Керн – 3	Место под скважинным отверстием в своде хода с остатками керна
41	Озеро Крокодил	Озеро с каменным выступом днища посредине, напоминающим плывущего крокодила
42	Гильотина	Плита ратинского известняка с острым краем, расклиненная вертикально в сводовой трещине
43	Плафон Молния	Крупный красивый цветной (от белого до темномедового цвета) плафон (монокристалл пластинчатого гипса), обнаруженный в пещере, место фотосессий
44	Лабиринт Колорадо	Лабиринт (район) пещеры с широкими каньонообразными ходами в двух уровнях

45	Зал Динозавра	Впечатляющий по размерам зал пещеры с хребтообразным выступом днища посредине. Растрескавшиеся от усыхания глины придают выступу вид спины стегозавра
46	Зал Пингвина	Зал - боковой неф Зала Динозавра - с коррозионным профилем стены, напоминающим пингвина
47	Сухой Колодец	Большой, цилиндрической формы колодец с сухим дном
48	Галерейный Колодец	Колодец в днище галереи
49	Зал Готический	Высокая галерея со стрельчатыми сводами
50	Лабиринт Гигантов	Лабиринт с крупными ходами
51	Коридор Розовой Мечты	Ход ассоциирующийся с нереализованными ожиданиями перспектив дальнейшего прохождения пещеры на этом участке
52	Размытый Колодец	Колодцеобразное углубление с выположеными, сглаженными водой стенками
53	Колодец Ларисы (Зов Бездны, Мокрый Колодец)	В честь Ларисы Коржик, чуть не упавшей в него из-за плохого света. Обводненный (в отличие от Сухого колодца) Второе название обязано акустическому эффекту: волны от брошенного в колодец камня, многократно отражаются от его стен и ответвлений, издавая характерные звуки
54	Зал Величественный	Крупный зал
55	Озеро Восхождения	Озеро с вертикальной стеной, на которую нужно было «взойти», чтобы проникнуть в неизученную часть пещеры
56	Озеро Дальневосточное	По местоположению в дальней, наиболее восточной части лабиринта
57	Красный Зал	Небольшой зал, днище и стены которого покрыты ярко-оранжевой пленкой гидрооксидов железа
58	Озеро Четырех	В честь спелеологов, впервые проникших в данную часть пещеры, встав на спины друг другу
59	Лабиринт Камчатка	Небольшой по протяженности и размерам район в крайней восточной части пещеры, с многочисленными обвальными конусами, отдаленно напоминающими вулканические конуса
60	Лабиринт Аляска	Лабиринт за районом Камчатка
61	Водопад	Место разгрузки в пещеру вод четвертичного водоносного горизонта
62	Колодец Бутылка	Колодец со сужением в верхней части
63	Глыбовый Лаз	Неудобный проход среди обрушившихся со сводов глыб
64	Яйцерезка	Проход с вертикально расположенными, обрушившимися со свода острыми плитами, очень неудобными для прохождения
65	Зал Майский	Зал открытый во время одной из майских экспедиций
66	Озеро Рождественское	Озеро в конце каньона, открытое в преддверии Рождества (?)
67	Озеро Лазурное	Глубокое (не менее 4-х метров) озеро с водой цвета небесной лазури
68	Озеро Тупиц	Участок у озера, в съемке которого принимали участие два неопытных школьника
69	Озеро Нежданное	Озеро неожиданно возникшее на пути
70	Зал Надежд	Тупиковый зал с возможным продолжением
71	Стометровка	Прямая галерея, протяженностью около 100 метров, весьма удобная для передвижения (можно бегать)
72	Лабиринт Метрополитен	Участок с одноразмерно-регулярными ходами ромбовидного и овального сечения, припоминающими тоннели метро
73	Озеро Бабьи Следы	Ассоциативное название...
74	Лабиринт Венеция	Небольшая обводненная сеть ходов
75	Ход Ыкскурсионный	Узкий, трещиноподобный ход, проходимый в распоре, частично над водой, соединяющий разные районы пещеры
76	Озеро Фляга	Озеро с бутылеобразным сужением перед гладью воды
77	Озеро Мираж	Периодическое озеро
78	Озеро Чишмикиой	В переводе с гагаузского – «чистая вода». Название дано молдавскими спелеологами «первой волны» в честь населенного пункта в Молдавии
79	Озеро	Спелеологами, снимавшими пещеру, были, в основном, студенты

	Студенческое	
80	Озеро Сифон	Сифонное озеро, соединяющее две галереи
81	Перекресток Этуаль	Пятилучевая звездоподобная развилка (звезда по-французски – этуаль).
82	Озеро Длинное	Озеро удлиненной формы
83	Западный Перекресток	Заловидное расширение, перекресток пещерных ходов на пути в западную часть пещеры
84	Болото Первое Крещение	«Если хочешь быть в грязи, сквозь крещение пройди»
85	Озеро Спелунка	В честь друзей из хмельницкого спелеоклуба *Спелунка*
86	Грот Не Дыши	Небольшой грот с нависающими со сводов неустойчивыми плитами ратинского известняка
87	Зал Бумеранг	Зал на первой, неутоптанной трассе в западные районы пещеры, припоминающей по форме (на карте) оружие австралийских аборигенов
88	Грот Цилиндр	?
89	Озеро Аурела	В честь Аурела Рошки – черновицкого спелеолога, одного из первых, наиболее активных исследователей пещеры
90	Зал Анаконда	Крупная извилистая галерея
91	Факела	Конечная часть зала Анаконда, развилка между районами Веселый и Голландский Сыр с умеренной концентрацией углекислого газа, где местные ребята, посещающие временами пещеру, однажды оставили использованные факела
92	Мартовский Зал	Зал, обнаруженный в марте
93	Лабиринт (район) Веселый	Район пещеры с повышенной концентрацией CO_2. При длительном пребывании в районе у спелеологов возникал необъяснимый смех.
94	Дорога в Ад	Спиралеобразное понижение хода, сильно загазованный колодец
95	Система КГБ	Конечная часть Веселого района, необъяснимо-ассоциативное название
96	Ноздря Дьявола	Сильно загазованный колодец в Веселом районе
97	Район Ольги	Прокопанный, хорошо проходимый район за Веселым районом
98	Озеро Подарочное	Открыто и «подарено» к чьему-то дню рождения, имевшему место при топосьемке
99	Озеро Карман	Озеро характерной формы в нижней части трещины по центру хода
100	Озеро Октябрьское	Открыто во время экспедиции на Октябрьские праздники
101	Озеро Кулуар	Озеро в кулуаре пещерного хода
102	Озеро Циклопа	Названо в честь Львовского спелеоклуба *Циклоп*
103	Лабиринт Голландский Сыр	Лабиринт с ходами на разных уровнях, сложной, объемной формы
104	Озеро Целинное	Озеро с видимой за ним «целинной», не картированной частью пещеры
105	Копыта	Место с выступом на своде в виде копыт, часто «проверяемое» на прочность головой...
106	Подвалы	Участок пещеры с широкими но невысокими ходами, расположенный несколько ниже соседних ходов, сильно загазованный
107	Озеро Подвальное	Небольшое озерко в Подвалах
108	Геохимический район	Лабиринт в западной части пещеры с широким распространением гидрооксидов железа и марганца и повышенной концентрацией CO_2
109	Зал Ферсмана	В честь известного геохимика – А.Е. Ферсмана. Небольшой зал с обилием гидрооксидов и пестроокрашеным днищем
110	Зал Ёжика	В честь девушки-спелеолога Тани по кличке *Ёжик*
111	Телефон	Развилка, где спелеологи вылепили из глины телефон
112	Озеро Молдавское Море	?
113	Озеро Гнедой Кобылы	Озеро названное в честь спелеологини Любы Гнидко, учавствовавшей в топосъемка участка вокруг водоема
114	Каньон Котовского	Щелеобразный ход с гладкими («лысыми») стенами
115	Озеро Крымское	В честь работ в пещерах Крыма
116	Озеро 23 февраля и 8-го марта	В честь дня советской армии и международного женского праздника
117	Лабиринт Буковина	В честь региона
118	Зал Венеры	Один из выступов стен припоминает ... Венеру Милосскую

119	Ход Спринт	Выдержанной формы, удобный (для «забегов») ход, длиной около 60
120	Коридор К и К°	?
121	Зал Мираж	Зал, сложный в прохождении и ориентировании
122	Лабиринт Константинополь	В честь Константина Коробки – черновицкого спелеолога, главного топосъемщика этой части пещеры
123	Озеро Турецкое Болото	Ассоциативное название
124	Озеро Возникшее на Пути	Водоем на пути в район Камикадзе
125	Коридор Узкоколейка	«Лыжня» в глине, протоптанная коленями спелеологов в низком ходу
126	Озеро БИО	Озеро на пути в район Камикадзе в честь спелеологов, проводивших на участке био-спелеомедицинские исследования
127	Форточка	Узкий лаз, с которого начинается район Камикадзе, место, где неоднократно рвались гидрокостюмы
128	Лабиринт Камикадзе	Лабиринт узких каньонообразных обводненных ходов, весьма сложный для спелеологического прохождения, загазованный
129	Озеро Абис	В честь друзей из спелеологического клуба *Абис* г.Кишинев
130	Сталактитовый Коридор	Коридор с большим количеством нависающих с кулис глиняных сталактитов
131	Зал Тысячи Сталактитов	Невысокий зал с уплощенным сводом, с которого свисает большое количество небольших глиняных сталактитов
132	Сталактитовый Кулуар	Кулуар в стенке пещерного хода с плоского свода которого свисает множество глиняных сталактитов
133	Зал Никакой Фантазии	Тупиковый зал в лабиринте Заблудших
134	Ход Иерихонской Розы	Заболоченный ход с характерным запахом сероводорода, который источают глинистые отложения в днище
135	Каньон Троллей	Камин в своде хода в районе Ольги (за Веселым районом)

Приложение 2. Топографическая съемка пещеры (методический аспект)

Топосъемка, а точнее картирование лабиринтовых пещер, подобных Золушке, имеет свои особенности. Лабиринтный характер пещеры, ее развитие по горизонтали с незначительными перепадами высот (наклонами), значительные объемы галерей позволяют производить ее с довольно высокой точностью. Сущность методики заключается в следующем.

1. Съемка проводится участками-районами. Перед началом съемки того или иного района заранее определяется (визуально) наиболее перспективное направление, т.е. то, в котором протяженность лабиринта наиболее значительна. По этому направлению (придерживаясь его в целом) прокладывается «топографический ход», своеобразная «антенна», соединяющая репер (пикет) начала съемки (привязочного района) с наиболее удаленной частью картируемого района. Если морфологические условия лабиринта (разные размеры ходов, разная степень заполненности ходов отложениями, отсутствие „главных" галерей и т.д.) не позволяют при съемке придерживаться заданного направления, то съемка ведется по наиболее доступным (крупным) ходам – в соответствии с ситуацией. В этом случае проложенный топографический ход имеет извилистые очертания, изобилует поворотами и коленообразными изгибами.

Особая ситуация складывается если район одинаково развит во всех направлениях, т.е. изометричен, и образован сетью ходов примерно одинаковых размеров. В этом случае топографический, «осевой» ход целесообразно проложить по периферии района с таким расчетом, чтобы конечный пикет съемки совпал («замкнул» круг) с начальным репером. Азимутальная ошибка, накапливающаяся

при таком концентрическом, круговом ходе, не должна (при определении A^0 с предпоследнего пикета на начальный) превышать одного градуса.

2. На втором этапе осуществляется съемка галерей и ходов, прилегающих со сторон (в первом и втором случаях) к топографическому ходу, или расположенных внутри хода – круга (третий случай). Съемка проводится последовательно, «методом колец». Прокладываемый съемочный ход „ориентируется" по правой или левой стенке, и в условиях лабиринта через определенное число пикетов (обычно ние более 2-6) он выходит (замыкается) на известном пикете основного топографического хода. Происходит постепенное наращивание отснятой части ходов вдоль (слева или справа от основного хода-антенны). После съемки полосы колец, примыкающих к основному ходу, таким же образом осуществляется съемка второй и последующих кольцевых полос по обе стороны от хода, пока не будет закартирован весь район.

В случае кругового топографического хода кольца ходов привязываются к нему и съемка ведется по спирали вплоть до полного исчезновения внутреннего незакартированного пятна.

При съемке способом колец достигается достаточно высокая точность, поскольку через каждые 3-4 пикета азимут хода замыкается на репере основного хода, и таким образом, осуществляется контроль точности съемки. Возможные отклонения, возникающие при допущении неточностей в работе, легко исправить: кольца переснимаются заново, но на это уходит немного времени, так как кольцевой ход имеет незначительную продолжительность (всего 2-5 пикетов).

3. На третьем, завершающем этапе съемки осуществляется стыковка планов соседних районов (если район нужно состыковать с еще одним, боковым районом(ами) Это наиболее ответственный этап съемки. Именно здесь, в случае неточностей, допущенных при съемке того или иного района может возникнуть азимутальное несоответствие стыкующихся ходов. В таком случае производится пересъемка того пещерного района, в котором предполагается наличие неточностей в съемке (и на плане). Если между стыкующимися ходами соседних районов нет азимутального и масштабного несоответствия, то съемка лабиринта считается кондиционной для данного метода и район „причленяется" к топографическому массиву пещеры.

Для топографической съемки Золушка описанным выше способом применялась артиллерийская буссоль ПАБ-2а, точность съемки которой составляет $0{,}06^0$. В отдельных случаях, когда морфологические условия (резкие перепады высот, низкие своды, очень узкие хода) не позволяли пользоваться буссолью (раскладывать треногу) съемка производилась горным зеркальным компасом, точность которого равна 1°. Методически это допустимо, так как хода, отснятые с помощью компаса, в большинстве случаев расположены внутри того или иного пещерного района – лабиринта, который отснят с помощью буссоли.

Золушка – горизонтальная пещера. Поэтому, для ее исследования в целом не требуется снаряжение, которое используется при прохождении вертикальных пещер. Однако специфические особенности среды пещеры требуют дифференцированного использования некоторых видов специального снаряжения и применения, в ряде случаев, своеобразной техники. Ниже приводится краткий список тех видов снаряжения, которое целесообразно иметь каждому спелеологу, занимающемуся изучением пещеры.

1. Спелеологический комбинезон из плотной ткани.
2. Каска с приспособлением для крепления фонаря от аккумулятора.

3. Аккумулятор электрический (любой марки). Карбидная лампа является непригодным освещением для пещеры, так как:

- пещера является памятником природы, всякое загрязнение пещеры исключается;

- в воздухе пещеры содержится большое количество CO_2, из-за которого во многих районах свечи, карбидные лампы и т.д. не горят.

4. Прибор, показывающий или сигнализирующий о высоком (опасном) содержании углекислого газа.

5. Система из 2-х, 4-х, или 6-и батареек или любой электрический фонарь, используемые в качестве запасного источника света.

6. Гидрокостюм любого типа.

7. Сапоги резиновые или на полиуретановой подошве, кеды.

8. Шерстяной спортивный костюм (под комбинезон или гидрокостюм).

Приложение 3. Морфометрические данные по пещере и ее отдельным элементам

Углы наклона кулис

Таблица 4.1

№	Угол наклона кулисы	№	Угол наклона кулисы
1	80	15	85
2	80	16	70
3	80	17	75
4	80	18	80
5	70	19	60
6	75	20	80
7	70	21	65
8	85	22	65
9	75	23	65
10	60	24	85
11	70	25	75
12	65	26	80
13	65	27	60
14	60	28	85

Расстояния между кулисами и их толщина по данным маршрутного обследования в пещере в мае 1986 года

Таблица 4.2

№	1986-1		1986-2		1986-3		1986-4		1986-5	
	м	см	м	см	м	см	м	см	м	см
1	3,0	7-10	1	5	1	2	2	2-5	6	3-10
2	3,0	3-5	1	5	4	2	8		7	10
3	2,0	10-20	3	3	2	1-5	5	2-10	4	3
4	0,5	10-20	2	3	3		3	10	3	2
5	8,0		5	5-25	8		7		3	3-15
6	7,0	5-15	7	2-15	9	2	2	2-5	7	
7	12,0		8	2-30	1	1-5	9	2-15	3	5-20
8	10,0	2-5	3		6		1	2-15	8	3-10
9	1,0	2-5	4	3	5	2	2		1	

10	4,5		2	20	6	3	8,5	4	7	15
11	10,0		3	2	3		3	2	5	
12	6,0	10	0,5	2	5	1	7		13	15
13	1,0	10	0,5		8	2	5	2	6	
14	6,0		2	20	3	1-15	6	5	1	2
15	1,0	5	6	2	1	10	3	3-10	9	
16	4,0	5	7		4		3		1	2
17	8,0	5-10	9	2-10	5	2-10	1	5	3	3
18	2,0		3		3	2	8		1	3
19	8,0	10	1	15	1	2	9	2	4	1
20	10,0		2	3-20	2	3-10	6		7	
21	1,0	3	1		6	15	7	3	4	1
22	1,0	5-30	1	3-20	1	5-20	2	2	10	1-3
23	9,0		6		1	3	12	1	1	
24	20,0		6	3	1	3-10	6	10	6	2-15
25	6,0	3-15	9	5	5	15	7	1	2	3
26	11,0		2		4		7		8	2
27	4,0	1	1	2	3	3-10	2	2	1	3
28	6,0	3	10		4	2	7	2	1	1-3
29	1,0	3	16		11	1-25	6	1-10	4	2
30	9,0		6	1	6	3	2		4	
31	8,0	5-15	6	2	2,5	1-3	4	2	9	2
32	1,5	5	5	3	3	2-3	1	1	2	3-5
33	7,0		4		6		3	3	2	2
34	3,5	2	2	2-10	8	2-10	1	3	4	2
35	8,0		9		4		2	1-5	3	
36	1,0	25	5	5-15	3	2	4	2-5	4	2
37	1,5	5	6	2	1,5	2-5	5		17	
38	13,0		5,5	1-3	3	2	9	5-30	2	2
39	14,0	2	2		5		4	10	8	
40	16,0		**4,42**	**6,89**	4		1		10	2-20
41	3,0	20	Среднее значение	Среднее значение	4		8	3	5	2
42	9,0				9	10	2	2	6	
43	9,0	20			6	2	3		6	2
44	4,0				1	2	11	5	9	
45	5,0	5			2		14		11	3
46	6,0				13	1	16		1	1
47	17,0				8		10	5-20	6,5	1
48	6,0	3			9		5	1	1	20
49	4,0	35			8	10	6,5		2	15
50	3,0				2	2	6	3	1	1
51	14,0				3	7	7	3	6	
52	23,0				3,5	2-10	1		16	
53	14,0	10			6	3	6	5-20	6	2
54	2,0				4		6		1,5	3

55	11,0	7
56	6,0	10
57	13,0	
58	1,0	20
59	8,0	3
60	2,0	
61	2,0	5
62	9,0	2
63	1,0	5
64	2,0	
65	3,0	20
66	5,0	10-15
67	6,0	5
68	4,0	
69	7,0	2
70	3,0	
71	11,0	
72	8,0	3
73	4,0	2
74	4,0	
75	1,0	3
76	7,0	1
77	5,0	
78	3,0	
79	3,0	10
80	5,0	5
81	0,5	5
82	3,0	1
83	2,0	10
84	3,0	
85	9,0	
86	0,5	2
87	4,0	10
88	4,0	10
89	4,0	
90	2,0	10
91	1,0	10
92	4,0	1
93	4,0	1
94	2,0	1
95	4,0	1
96	3,0	10-35
97	1,0	
98	2,0	25-40

8		6	3	1	2
7	2	4		2	1
3		3	5	3	1
4,54	**4,85**	7		5	
Среднее значение	Среднее значение	5	2	8	1
		2	2-5	3	
		2		30	5
		7		1	
		8	3	2	20
		2	3	10	1
		8		4	
		6,5	3	1	3
		2		4	3-15
		5	2	19	
		10	2-10	4	3
		1		5	2
		5,29	**4,53**	3	15
		Среднее значение	Среднее значение	2	5
				1	1
				9	
				1	2
				9	5-30
				3	5
				1	
				11	3
				1	
				1	5
				3	15
				4	2-10
				1	0,5-1
				7	
				7	
				13	
				12	3-30
				2	2
				1	2
				10	
				3	2
				15	
				7	3
				1	2
				7	
				1	2
				7	10-30

99	1,0	10-15
100	2,0	2
101	3,0	3
102	6,0	2-30
103	9,0	
104	1,0	1
105	1,5	1-5
106	1,5	1-5
107	11,0	2-15
108	1,0	2-15
109	4,0	5
110	2,0	2
111	7,0	5
112	1,0	1
113	1,0	2
114	2,0	5-15
115	2,0	2
116	0,5	2
117	4,0	2
118	7,0	
119	5,0	2
120	12,0	10
121	1,0	
122	8,0	
123	**5,31**	**7,60**
124	Среднее значение	Среднее значение
125		
126		
127		
128		
129		
130		
131		
132		
133		
134		
135		
136		
137		
138		
139		
140		
141		
142		
143		

11	
16	
7	5
1	5
9	3
0,5	2
7	2-10
4	2
1	
3	2-15
11	5
4	10-30
2	2
10	2
8	1
3	2-3
11	
14	2
1	1
4	
5	2-15
6	
4	2-15
3	2
14	
6	1
5	2
2	
14	
1	2-15
11	
1,5	5-20
7	
8	2
3	1
16	
6	2-10
5	2
7	2-15
7	3
24	
8,5	2
9	3
4	
1	3-10

144		10	2
145		4	
146		1	1-5
		5,78	**5,01**
		Среднее значение	Среднее значение

Азимуты известковых кулис, толщина которых достигает 10 см по данным маршрутных (5 маршрутов) замеров в пещере в мае 1986 года

Таблица 4.3

Маршрут	№ точки	Азимут в градусах	Пределы толщины, см	Средняя толщина, см
05.1986-1	1	170	7-10	8,5
	2	10	10-20	15
	3	10	10-20	15
	4	90	5-15	7,5
	5	135	10	10
	6	135	10	10
	7	162	5-10	7,5
	8	2	10	10
	9	125	5-30	17
	10	135	15-20	17,5
	11	20	3-15	8
	12	125	5-15	10
	13	132	25	25
	14	90	20	10
	15	90	20	10
	16	150	35	35
	17	130	10	10
	18	110	10	10
	19	60	20	20
	20	165	20	20
	21	147	10-15	12,5
	22	30	10	10
	23	10	10	10
	24	20	10	10
	25	150	10	10
	26	115	10	10
	27	165	10-35	23
	28	0	25-40	33
	29	0	10-15	12,5
	30	115	2-30	16
	31	175	2-15	9
	32	135	5-15	10
	33	10	5-25	15

	34	145	10	10
05.1986-2	35	35	5-25	15
	36	162	2-15	9
	37	160	2-30	16
	38	40	20	20
	39	45	20	20
	40	30	2-10	6
	41	180	15	10
	42	180	3-20	12
	43	180	3-20	12
	44	70	2-10	6
	45	130	5-15	10
05.1986-3	46	160	1-15	8
	47	145	10	10
	48	55	2-10	6
	49	160	10	10
	50	40	15	15
	51	135	5-20	13
	52	120	3-10	7
	53	155	15	15
	54	100	10	10
	55	15	1-25	13
	56	90	2-10	6
	57	30	3-10	6,5
	58	75	10	10
	59	100	10	10
	60	150	2-10	6
05.1986-4	61	45	2-10	6
	62	155	10	10
	63	175	2-15	8
	64	80	3-10	6,5
	65	170	10	10
	66	130	1-10	5,5
	67	160	5-30	17,5
	68	105	10	10
	69	80	5-20	13
	70	165	5-20	13
	71	35	5-20	13
	72	8	2-10	6
	73	110	10	10
05.1986-5	74	40	10	10
	75	180	10	10
	76	0	3-15	9
	77	162	5-20	13
	78	90	10	10

	79	175	15	15
	80	0	15	15
	81	15	2-15	8,5
	82	5	2-20	11
	83	180	20	20
	84	47	15	15
	85	115	20	20
	86	25	3-15	9
	87	15	15	15
	88	30	5-30	17,5
	89	30	15	15
	90	30	2-10	6
	91	70	3-30	16,5
	92	165	10-30	20
	93	20	2-10	6
	94	7	2-15	8
	95	95	10-30	20
	96	155	1-10	5,5
	97	145	2-15	8
	98	0	2-15	8
	99	20	2-15	8
	100	80	5-20	13
	101	140	2-10	6
	102	65	2-15	8
	103	90	10	10

Приложение 4. Минеральный состав пород и отложений[1]

Серия 1. Нижняя часть глинисто-карбонатной толщи включая слой ратинских известняков (обнажение в обвальном куполе около озера Крокодила)

№	Проба		Минеральный состав
1	Верхний глинистый слой		Кальцит (29%), кварц (25%), монтмориллонит (20%), арагонит (15%), гипс (6%) полевые шпаты, каолинит (галуазит), иллит (в сумме 5%), аморфные примеси (органика?)
2	Слоисто-глинистая серия	Коричневый слой	Кварц (35%), кальцит (20%), монтмориллонит-бейделит (20%), целестин (7%), каолинит (галуазит), иллит (10%), калиевый и натриевый полевой шпат (8%), аморфные примеси
		Бежевый слой	Кальцит (44 %), кварц (35%), монтмориллонит (8%), полевые шпаты (8%), иллит и каолинит (галуазит) (5%)
3	Однородная красноватая масса		Диоктаэдрический монтмориллонит (97%), иллит (2%), кварц (1%), аморфные гидрооксиды железа

[1] Аналитик: Гражина Бжозовска, Силезский университет, Отдел наук о Земле, Лаборатория минералогии и геохимии

4	Однородная беловатая масса	Диоктаэдрический монтмориллонит (98%), кварц (1-2%), полевые шпаты (0,5%)
5	Глинистая линза	Кальцит (48%), кварц (22%), целестин (15%), диоктаэдрический монтмориллонит (10%), иллит и полевые шпаты (5%)
6	Ратинский известняк	Кальцит (56%), кварц (15%), целестин (15%), диоктаэдрический монтмориллонит (7%), полевые шпаты и следы иллита (6-7%)
7	«Размягченный» ратинский известняк	Кальцит (46%), целестин (30%), арагонит (10%), монтмориллонит (10%), кварц (4%)

Серия 2. Карбонатные кулисы из разных частей пещеры и карьера

№	Проба	Минеральный состав
1	Кулиса в галерее Стадион	Кальцит (87-88%), целестин (8%), кварц и иллит (?) (4-5%)
2	Кулиса в Зале Динозавра (тонкая)	Кальцит (80%), полевые шпаты и глинистые минералы (6%), кварц (5%), гипс (5%), доломит (4%)
3	Кулиса в стене хода над озером Наутилус	Кальцит (79-80%), целестин (20%), кварц и иллит (менее 1%)
4	Тонкая кулиса из полости в карьере	Кальцит (35%), целестин (40%), гипс (15%), кварц и иллит (менее 1%)

Серия 3. Контактный слой ратинских известняков и гипсов (пещера), а также ратинский известняк из пещеры и карьера

№	Проба	Минеральный состав
1	Контактный слой (20см) между гипсами и ратинскими известняками, верхняя часть	Кальцит (67-69%), целестин (20-22%), кварц и монтмориллонит (10%), гипс (3%)
2	Контактный слой (20см) между гипсами и ратинскими известняками, нижняя часть	Кальцит (62-64%), гипс (12-15%), целестин (10%), кварц (8%), монтмориллонит (5-6%),
3	Ратинский известняк (карьер)	Кальцит (84-85%), целестин (15%), кварц (0.5%)
4	Ратинский известняк (карьер) – проба из основания слоя	Кальцит (82%), гипс (8%), целестин (5-6%), кварц и каолинит (4-5%)

Серия 4. Карбонатные новообразования со сводов пещеры

№	Проба	Минеральный состав
1	Проба со свода в Зале Перспектив	Кальцит (90%), кварц (4%), монтмориллонит, иллит, галуазит (5%), гипс (2%)
2	Проба из свода полости в карьере	Кальцит (97%), гипс (6%), кварц и монтмориллонит (менее 1%)

Фотоприложения

Фотоприложение 1

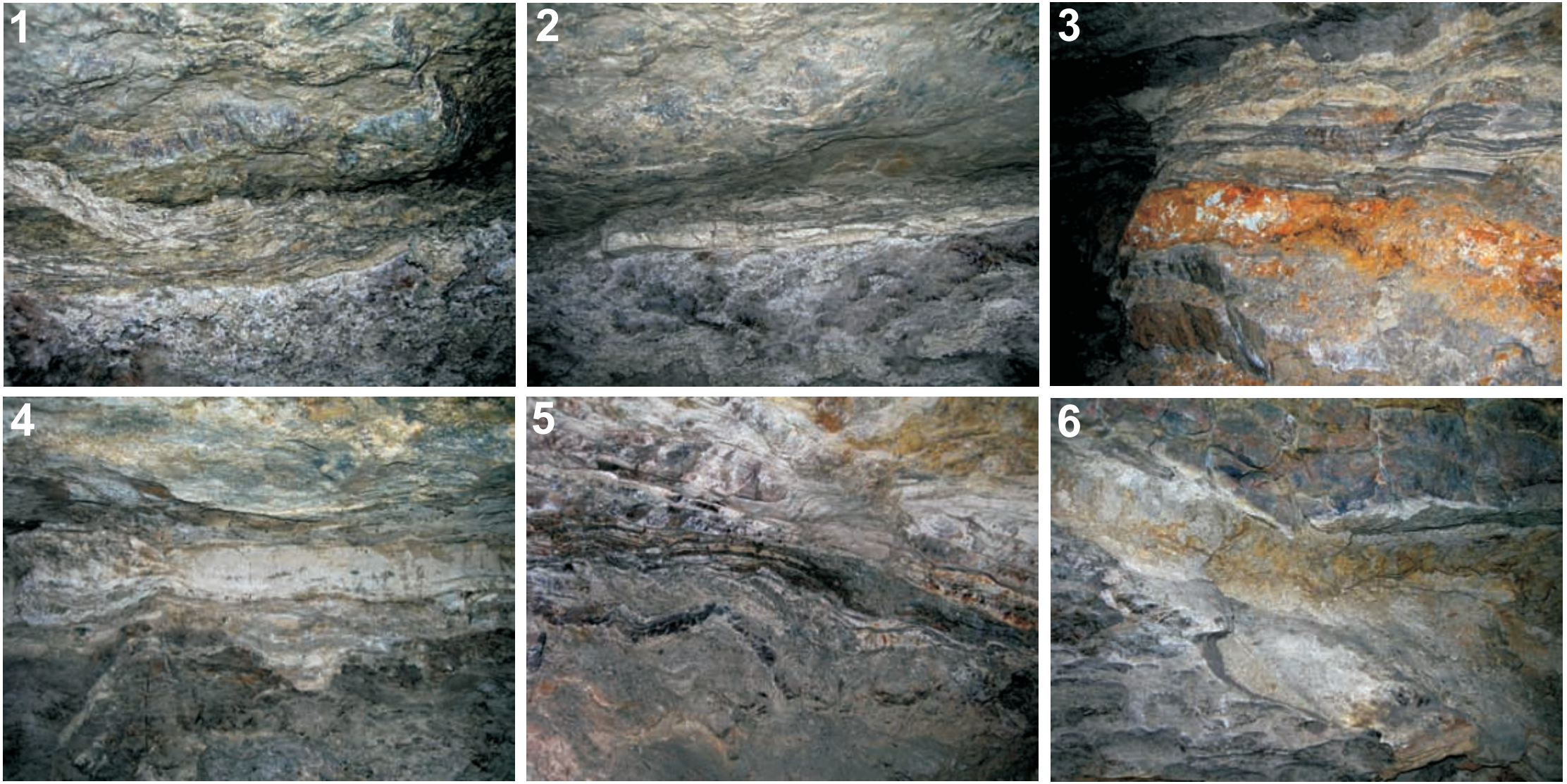
Характер сложения стен пещеры в верхней (0-10 м) части гипсового слоя:

1- 4 - текстурно-узорчатые особенности сложения гипсов, 1,2 - текстурные рисунки на стенах пещерных колонн, 3,4 - карбонатные новообразования, приуроченные к контактам слоисто-разнозернистых масс, 5 - гнездовое скопление крупнокристаллического гипса в слоисто-текстурированной массе, 6 - крупноячеистые коррозионные микроформы на поверхности крупнокристаллических гипсов

Фотоприложение 2

Сульфатно-карбонатные ритмиты - слоисто-очаговые включения в гипсах:

1 - 3 - формы ритмитовых тел, 4 - 5 - сколы ритмитовых тел в сводах пещеры: 4 - с видимой слоистостью, 5 - вдоль плоскости напластования, 6 - корродированный остаток разрушенного ритмита в форме венца на пещерном своде



Фотоприложение 3

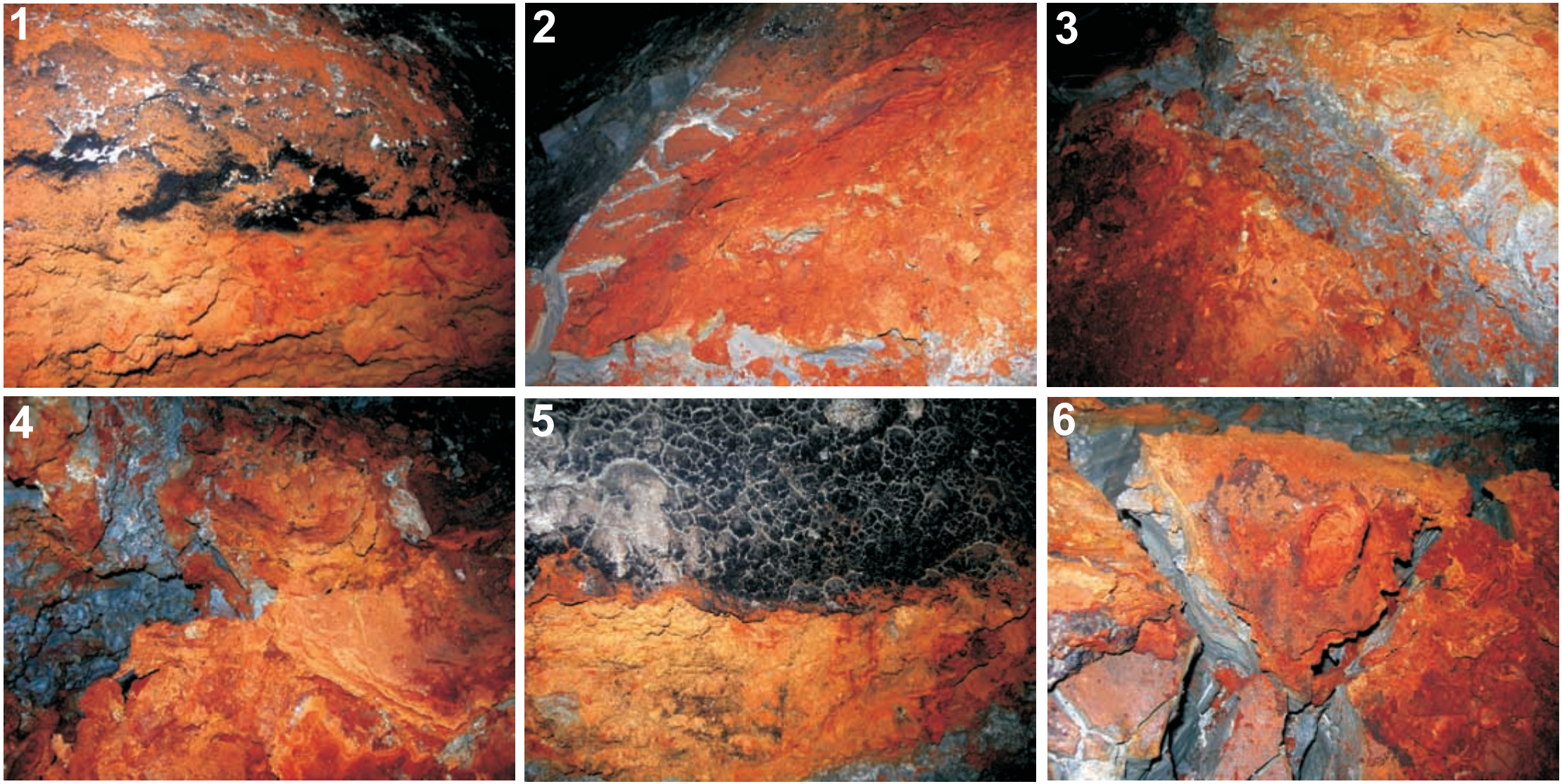
Контактная зона гипсов и перекрывающих ратинских известняков:

1- 2 - пестрослоистые глиноподобные образования (10-20см), разделяющие гипсы (снизу) и известняки (сверху), 3 - контактная линза со смектитовыми образованиями (красно-белый слой) между слоями прочного ракушечного известняка (сверху - карниз) и ратинского известняка (под красным слоем), 4 - контактный слой с "раздувом", 5 - деформации контактного слоя на неровной поверхности гипсов, 6 - углубление на поверхности гипсов и деформация слоев (контактного и ратинского) над ним

Фотоприложение 4

Глиняные покровы на выступах и поверхности пещерных стен

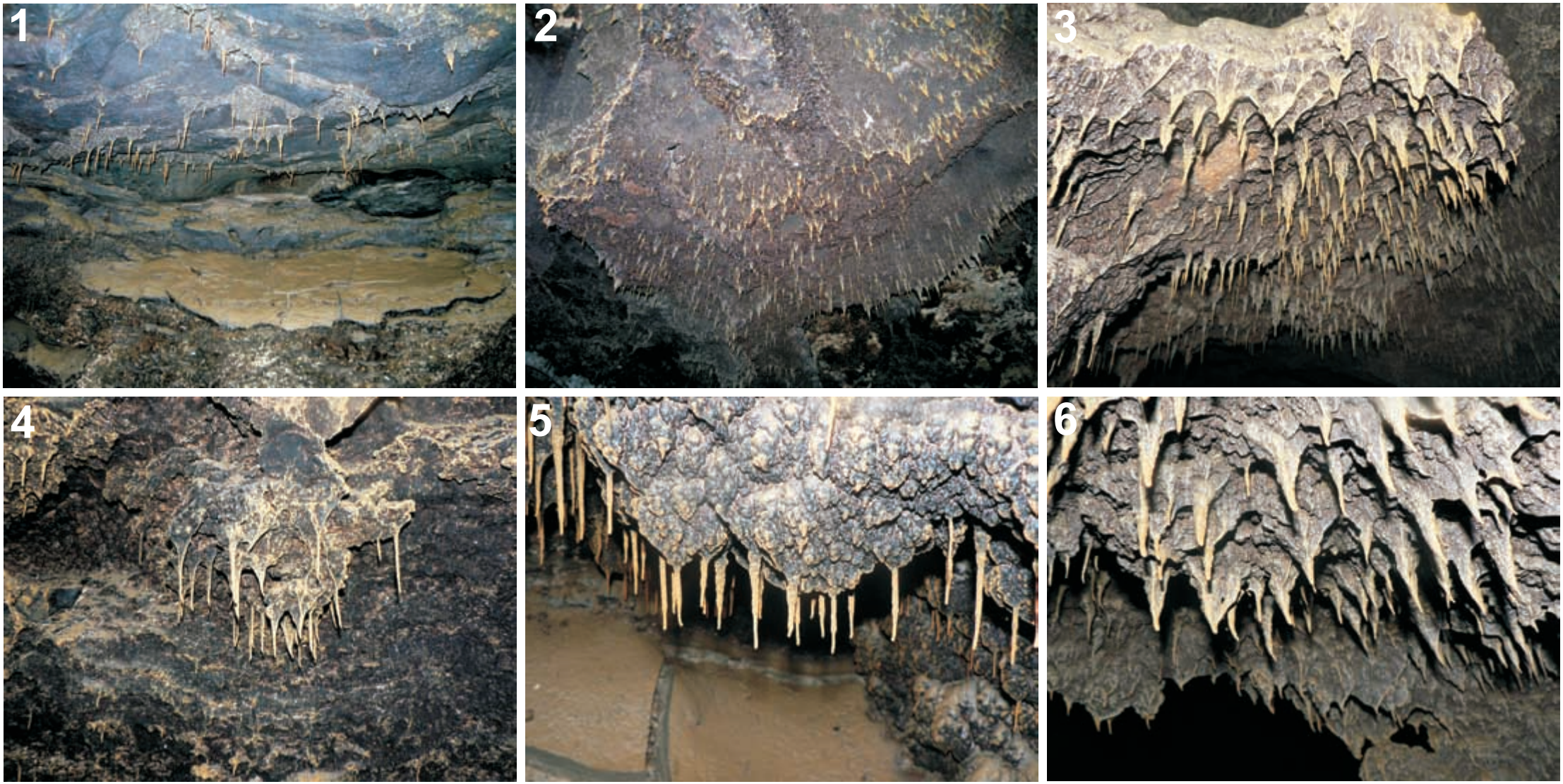
1 - покров на карнизе, 2 - сталактитоподобные формы на поверхности покрова, 3 - глиняный натек на коррозионном выступе, 4-6 - стенные натечно-глиняные образования



Фотоприложение 6

Формы залегания железо-марганцевых образований на разных морфологических элементах пещерных ходов:

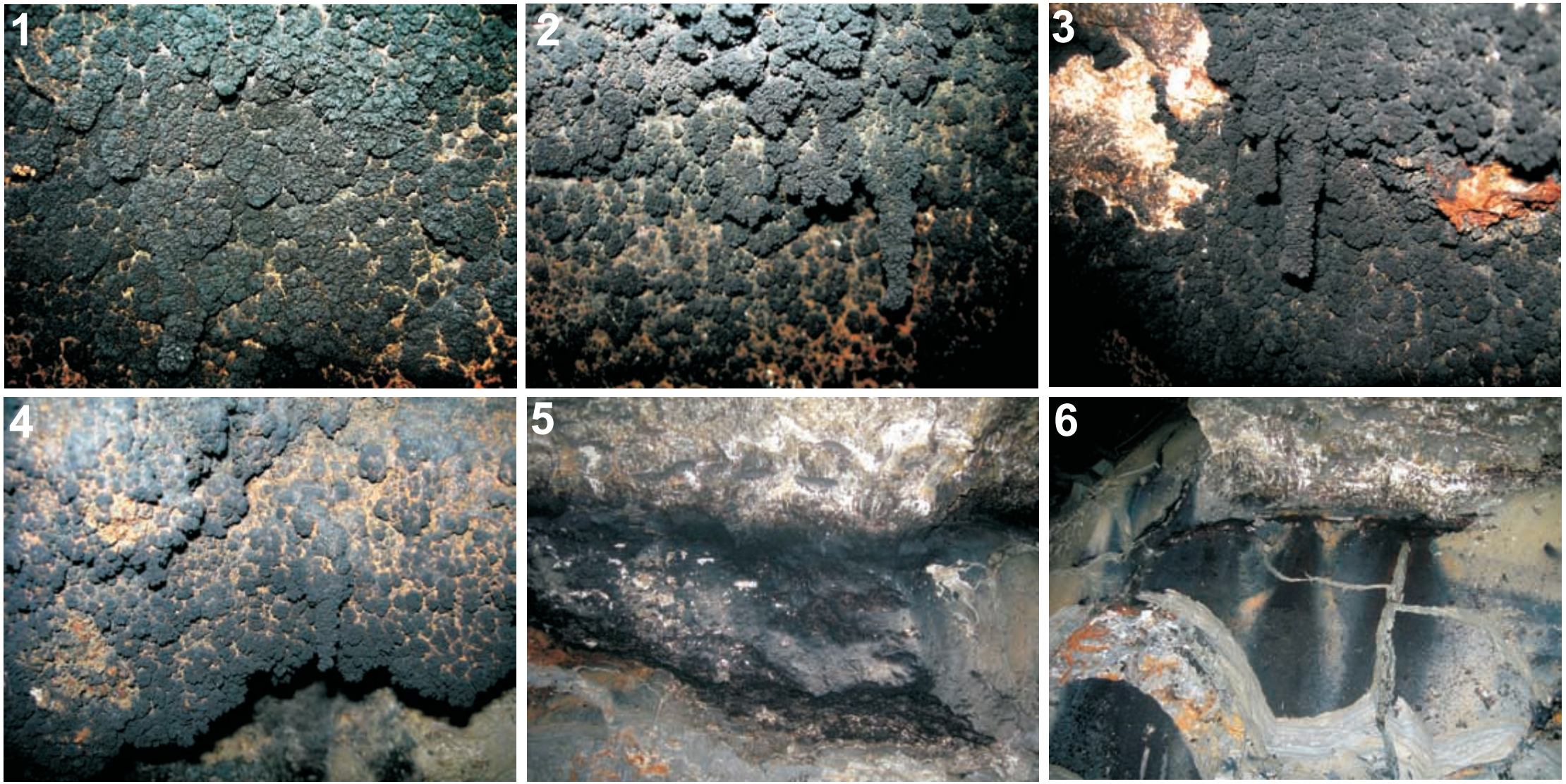
1,2 - в виде покровов на вертикальной и наклонной поверхностях стен, 3 - в виде блока, “съехавшего” вместе с глинистым основанием, 4 - в виде слоистого скопления, 5 - в виде стенного покрова, переходящего вверх в марганцево-гидроксидный покров, 6 - слоистое скопление с небольшим сталагмитом (в центре)



Фотоприложение 5

Глинисто-карбонатно-железистые сталактитовые образования:

1 - единичные сталактиты на поверхности прослоя-ритмита, 2 - сталактиты на сводовом выступе, покрытом слоем карбонатных новообразований, 3- 6 - групповые образования на выступах и сводах



Фотоприложение 7

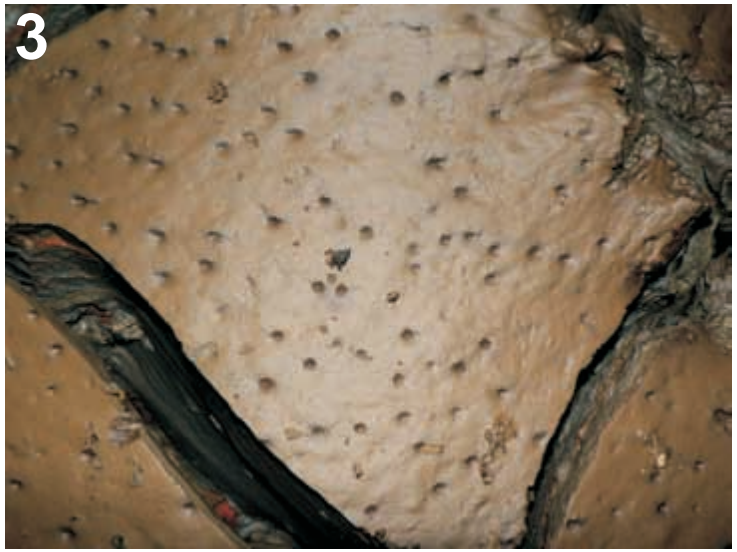
Марганцево-гидроксидные покрытия на морфологических элементах пещерных ходов:

1- 4 - конкрециевидные и почковидные агрегаты на стенах и сводовой части кулуаров-понижений, 2- 4 - со сталактитовыми формами, 5 - сыпчато-порошковидный покров в основании стены пещерного хода, 6 - пленка на поверхности пещерных глин - на месте размытого при подтоплении порошкообразного слоя

Фотоприложение 8

Карбонатные новообразования на сводах, стенах и выступах пещерных ходов:

1- приуроченность к гнездам крупнокристаллического гипса в своде пещерного хода, 2,3 - приуроченность к выступающим коррозионно-обособленным крупным кристаллам гипса, 4,5 - облекание выступов-ритмитов (4) и кулис (5), 6 - карбонатные псевдокулисы на стенах средней (каньонной) части пещерного хода



Фотоприложение 9

Трещины усыхания и деформации глинистых отложений в днищах ходов

1 - инициальная сеть трещин на поверхности глин, 2 - растрескивание и оползание маломощного глинистого покрова, 3 - микроуглубления на поверхности пещерных глин, 4 - крупные трещины усыхания, разбивающие отложения на блоки, 5 - деформации усыхания в днище тупикового хода, 6 - отрыв и сползание вниз (примерно на метр) отложений в днище хода (Фото В. Андрейчука и К.Лелька)

Фотоприложение 10

Провалы и деформации в днищах пещерных ходов и залов (Зал Античный):

1 - просадка (деформация без нарушения сплошности провального тела), 2 - провал, глубиной 0,6м в днище зала, 3 - провал при стене, 4, 6 - обрывистые стены провалов, 5 - ступенчатая провальная деформация, общей глубиной около 3м

Дополнения

Аннотация

Книга состоит из 12 глав, списка литературы, приложений, а также содержит 188 иллюстраций.

Первая глава посвящена ***истории изучения*** пещеры. Выделено 3 этапа исследований: 1 - 1977-1983 гг., 2 - 1983 - 1987 гг, 3 - 1988 – по настоящее время. Показана динамика картирования лабиринта, а также детально охарактеризованы целевые и разноплановые (в т.ч. спелео-медицинские) научные исследования, имевшие место на каждом из этапов. Охаракте-ризована библиография по пещере (около 200 работ), диссертации, посвященные ей или затрагивающие проблематику пещеры, показана динамика публикаций, перечислены главные (более 60!) авторы, писавшие о пещере.

Во второй главе рассмотрены ***природные условия и карст региона***, а также - района пещеры. Пещера расположена в Восточно-Европейском регионе, на юге Западной Украины (Северная Буковина), в месте, где соприкасаются границы трех государств: Украины, Молдовы и Румынии. Одна из границ – молдавско-украинская – проходит непосредственно над пещерой и делит ее на две части: бóльшую (северо-западную) – украинскую и меньшую (северо-восточную) – молдавскую.

Ареал гипсового карста Западной Украины, в пределах которого изучены крупнейшие в мире гипсовые пещеры-лабиринты, в т.ч. Золушка, связан с эвапоритовой толщей миоцено-вого возраста. Хемогенные гипсы и ангидриты обрамляют северо-восточную часть горной дуги Карпат от Моравии (Чехия) и Верхней Силезии (Польша), через Западно-Украинский регион до г. Липканы (Молдова) и далее на юго-восток – до г. Яссы в Румынии**.** В главе охарактеризованы тектоника, геологическое строение и подземные воды региона, особенности его рельефа и гидросети. Детально описаны специфические природные условия и карст непосредственно в районе пещеры.

В третьей главе рассматриваются вопросы, касающиеся ***геологии*** пещеры. Детально рассмотрены литологические особенности, химический и микроэлементный состав, структурно-текстурные и физические свойства пород, подстилающих гипсы, а также литофациальные комплексы, перекрывающие их. Дана комплексная литологическая характеристика самих гипсов, как карстующихся пород, включая их рентгеноструктурные характеристики, растворимость и включения, в том числе вторичные. Описаны карстообусловленные деформации в перекрывающих гипсы отложениях.

Четвертая глава посвящена вопросам ***спелеоморфогенеза***. В первой части главы рассмотрены общие морфологические особенности пещеры и специфические характеристики пещерной сети. Выделены главные группы факторов спелеоморфогенеза (структурные, гидродинамические, текстурные и др.). В увязке с главными морфогенетическими факторами, классифицированы и детально охарактеризованы морфологические элементы пещеры 4-х иерархических уровней: макро (пещерные районы), мезо (ходы, галереи, колодцы и т.д.), микро (наложенные морфологические элементы напорного генезиса – ниши, купола, камины и т.д.) и нано (коррозионный микрорельеф на стенах).

Вторая часть главы посвящена анализу связи морфологии пещеры с сетью трещин в гипсах (*структурный фактор*). Рассмотрены особенности, типы и параметры трещин в гипсах, а также история формирования трещиноватости гипсов согласно историческому принципу (первичные – литогенетические трещины, тектонические трещины, гипергенные трещины, техногенные трещины). Показано этапное и

унаследованное развитие трещиноватости, глав-ные факторы ее эволюционного преобразования от миоцена до настоящего времени, а также карсто-и спелеогенетическое значение. Особое внимание уделено вопросу тектонической геометризации литогенетических трещин, преобразованию первично-полигональных сетей во вторично-системные и спелеоморфогенетическим следствиям этого процесса.

Детально рассмотрены реликты первичной трещиноватости – литифицированный заполнитель первичных трещин, его отношение к тектоническим трещинам (коэволюция) и роль в последующем спелеоморфогенезе. Охарактеризованы тектонические трещины и нарушения, а также их преобразование и спелеогенетическое значение на гипергенном и техногенном этапах эволюции трещиноватости.

В третьей части главы анализируется роль *гидродинамического фактора* спелеоморфогенеза. На фоне раскрытия особенностей водообмена в горном и равнинном карсте детали-зируется принятая в работе спелеогенетическая концепция формирования пещеры напорными водами в результате вскрытия гидродинамически закрытого водоносного комплекса. В качестве главного фактора, ответственного за многие морфогенетические следствия, принимается обстоятельство гидродинамической конкуренции. Широкому проявлению последней способствовали как структурные обстоятельства (трещинно-структурная неоднородность гипсов), так и напорный характер подземних вод. Описаны морфогенетические следствия явления гидродинамической конкуренции на макроуровне (пещера в целом и пещерные районы – неравномерность закарстования, псевдоярусность), на мезоуровне (разнообразие и «морфопатология» мезоэлементов, развитые и неразвитые типы сечений, «слепые» и «карликовые» образования) и микроуровне (неравномерное закарстование трещин), предложены механизмы формирования тех или иных разноуровенных элементов (каньонные залы, цилиндрические колодцы, слепые купола, четковидные трещины и другие). Среди прочих гидродинамических обстоятельств спелеоморфогенеза (помимо гидродинамической конкуренции трещин) охарактеризованы латеральная составляющая движения подземных вод под кровлей гипсов, а также изоляция части сечений пещерных ходов от растворяющего воздействия вод глинистыми отложениями.

В четвертой части рассмотрено спелеоморфогенетическое значение текстуры гипсов. Показано влияние на растворимость (и ее морфоследствия) величины кристалов, слагающих гипсовую породу, а также их уложения (слоистость, концентрические структуры и т.д.). К прочим факторам-предпосылкам морфогенеза отнесены заполнитель первичных трещин в гипсах (кулисы), а также редко встречающиеся в гипсах включения.

Пятая глава характеризует ***морфологическую структуру*** пещерного лабиринта. На основании морфолого-морфометрических критериев пещерная сеть Золушки разделена на 18 районов, обоснована их автономность. Приведены комплексные характеристики и отмечены физиономические особенности всех пещерных районов. В заключительной части главы рассмотрены общие морфометрические закономерности пещерной сети (для всего пещерного поля). Проанализированы и объяснены порайонные вариации таких морфометрических показателей как: средняя высота (H) и средняя ширина (B) ходов, коэффициент изометричности хода $K_{i,}$ коэффициент площадного закарстования – $K_{s,}$ коэффициент объёмного закарстования K_v, плотность пещерных ходов – G, удельная площадь – $S_{u,}$ удельный объём – V_u и некоторые другие.

Шестая глава посвящена ***гидрологии*** пещерного лабиринта. В первой части главы раскрыты особенности водообмена в пещерном блоке (в прошлом и в настоящее время), охарактеризованы типы вод, учавствующих в циркуляции на участке пещеры. Особое внимание уделено техногенному вмешательству в режим подземных вод (откачка вод из карьера и формирование депрессионной воронки). Оценено значение и величина техногенной активизации водообмена как фактора спелеогенеза и инженерно-геологического фактора (резкое учащение провалов). Охарактеризовано обводнение пещеры (типизация и режим подземных водоемов) и влияние на него естественных и техногенных факторов. Описаны гидродинамические явления, сопутствовавшие водопонижению и их морфологические следствия (эрозионные каньоны в глинистых днищах ходов).

Во второй части главы охарактеризован химический и микроэлементный состав пещерных вод, а также закономерности его изменения в связи с техногенно обусловленной деградацией водоносного горизонта. Описаны геохимические свойства вод (содержание органического углерода, растворенных форм железа, Eh и pH), гидрохимическая стратификация вод пещерных озер, их сульфатная агрессивность. Показана гидрогеохимическая эволюция водоемов на фоне постоянно действующего техногенного фактора (откачка вод).

В седьмой главе раскрываются вопросы, связанные с гравитационными процессами над пещерой **- *обрушение сводов пещеры и образование провалов*** над ней. Рассмотрена стадийность обрушений, механизм образования провалов в естественном и техногенно-активизированном режиме, факторы, влияющие на обрушение сводов. Описаны закономерности распространения обрушений на пространстве пещерного поля, техногенная активизация провального процесса, осуществлена оценка опасности провалов над пещерой.

Восьмая глава посвящена ***отложениям*** пещеры. По своему генезису они разделены на 4 типа: остаточные и деструкционные, водные механические, водные хемогенные и обвально-осыпные. Описаны литология отложений, их химический и микроэлементный состав, гранулометрия, физико-механические свойства, условия образования и закономерности распространения по пещере. При характеристике водно-механических образований значительное внимание уделено пещерным глинам (с оригинальными физико-механическими свойствами - исключительной пластичностью и высокой водоемкостью), представляющим собой продукт дезинтегрирации, переотложения и диагенеза обвальных верхнебаденских отложений.

Особое внимание в главе уделено хемогенным железо-марганцевым образованиям, которые, учитывая их большое количество и разнообразие, являются одной из наиболее интересных особенностей пещеры, ее «визитной карточкой». Железо-марганцевые гидрооксиды Золушки - яркое седиментологическое следствие техногенно-спровоцированных гидрогеохимических нарушений. Вскрытие пещеры карьером и откачка подземных вод привели к изменению химического состава карстовых вод, геохимических свойств (Eh, pH) среды и, соответственно, условий миграции и накопления химических элементов. Описаны формы нахождения гидроксидов Fe и Mn в пещере (пленки, слои, пластовые тела, сажистые скопления, порошковые покрытия, гроздьевидные, почковидные, сталактитоподобные и сталагмитоподобные агрегаты), их минералогические особенности и химический состав, специфика (схожесть с океаническими формами), а также – образование. Fe- Mn гидроксиды Золушки – очень молодые образования (техногенного этапа). Активная фаза их осаждения длилась от нескольких месяцев до нескольких лет. «Сброс» водами карстового горизонта растворенных форм железа и марганца был

связан, главным образом, с проникновением в пещеру кислорода (вскрытие карьером) и резкой сменой восстановительной геохимической обстановки окислительной.

То, что произошло в Золушке можно рассматривать как техногенно ускоренный и хемо-(оксидо)катализированный эксперимент, продемонстрировавший в "гиперболизированном" виде характер и механизм геохимических преобразований, сопутствующих переходу карстового коллектора из фреатического в гидродинамически новое состояние. Отмеченное обстоятельство позволяет предполагать, что слои железо-марганцевых образований, встречаемые в разрезах отложений других лабиринтовых пещер региона и не только, можно рассматривать в качестве гидрогеохимического (гидродинамического) маркера (маркируют этап перехода карстового горизонта-коллектора из замкнутого фреатического режима, часто с восстановительными анаэробными условиями, в гидродинамически открытое - со свободной поверхностью и доступом кислорода - состояние).

В конце главы описаны отложения проблемного генезиса - рыхловато-скелетные карбо-натные образования на сводах пещерных ходов, формирование которых связывается со сни-жением напора карстовых вод и дегазацией коллектора в момент его гидравлической «раскупорки».

Завершает главу описание морфологических изменений и деформаций пещерных отложений в результате их обезвоживания и усыхания в новых суб-аэральных условиях.

В девятой главе описан ***микроклимат*** пещеры. В первой части охарактеризован ее воздухообмен с поверхностью, осуществлено микроклиматическое зонирование пещерного поля, описаны особенности термического и влажностного режима подземной атмосферы. Во второй части рассмотрен газовый состав пещерного воздуха: его специфика, вариации в пределах пещерного поля, вертикальная стратификация, а также причины и механизмы накопления CO_2.

Десятая глава посвящена ***жизни*** в пещере. Отмечена экологическая специфика пещерной среды Золушки. Особое внимание уделено микроорганизмам. Описаны главные типы и виды бактерий, присутствующих в пещере, их связь с различными элементами пещерной среды, функциональная специфика и физиологическая активность. Детально рассмотрена геохими-ческая роль микроорганизмов, их участие в накоплении сероводорода, образовании сульфатных и сульфидных соединений, продуцировании углекислого газа и азота, образовании железо-марганцевых осадков. Показаны главные типы и циклы биогеохимических реакций, имевших место в подземной среде пещеры на техногенном этапе ее развития.

В одинадцатой главе детально рассмотрены вопросы ***генезиса и возраста*** пещеры. Золушка – «детище» напорно-восходящего транзита подземных вод через гипсовый слой к местному эрозионному базису – днищу р.Прут. Находящиеся под большим напором, стагнирующие в трещинах подземные воды в момент гидравлического вскрытия Прутом экранирующей глинистой покрышки резко активизировались, что привело к сравнительно быстрому коррозионному расширению трещинного пространства (основная фаза спелео-генеза) и образованию крупных полостей.

Опираясь на ряд принципов спелеогенетического анализа (историко-геологический, принцип унаследованного развития и принцип локальности) рассмотрена история развития карста региона, выделен ряд этапов (среднебаденский, верхний бадений – нижний сармат, средний сармат – мезоплейстоцен, неоплейстоцен – голоцен, современный) в его развитии и охарактеризованы важнейшие со

спелеогенетической точки зрения события. Основная фаза спелеогенеза имела место в первой половине неоплейстоцена.

В последних частях главы анализируются вопросы потенциальных размеров лабиринта, а также его отличия от остальных пещерных лабиринтов Западной Украины (условия и меха-низм спелеогенеза, возраст и т.д.).

Последняя **двенадцатая глава** посвящена ***научному и практическому значению*** пещеры. Рассмотрен ряд теоретических вопросов (палеогеографии региона, формирования месторождений, седиментогенеза гипсов), в решении которых могут помочь данные исследований в Золушке. Отдельно рассмотрены аспекты охраны пещеры, а также целесообразности, возможностей и перспектив ее многоцелевого использования (памятник природы, научный стационар, туризм, рекреационно-бальнеологический комплекс, хозяйственный объект и т.д.).

Streszczenie

W marcu 2007 roku minęła 30. rocznica odkrycia jednej z największych gipsowych jaskiń na świecie – Zołuszki (Kopciuszka). Do dnia dzisiejszego skartowano w niej ponad 90 km chodników o łącznej objętości około 0,65 mln m^3. Labirynt jaskiniowy został przypadkowo odsłonięty w ścianie kamieniołomu gipsów już w 1946 roku, jednak dopiero po 30 latach zaczął być penetrowany przez speleologów.

Już w pierwszych miesiącach penetracji jaskinia skupiła na sobie uwagę speleologów, a później – geografów i geologów. Stała się ona godnym uzupełnieniem „plejady" największych jaskiń gipsowych, zbadanych na obszarze sąsiedniego regionu – Podola. Okazała się jednak do nich niepodobna: w stosunku do podolskich labiryntów Zołuszka ma większą objętość, jest też w większym stopniu wypełniona utworami ilastymi. Galerie jaskini rozwinęły się przede wszystkim w górnej części warstwy gipsowej, co jest powodem istnienia w niej wielu odcinków zawalonych.

Główna cecha jaskini polega na tym, że została ona odsłonięta sztucznie (w ścianie wyrobiska) i stała się dostępna dopiero po osuszeniu gipsów drogą odpompowania wód krasowych. Wyrobisko odsłoniło niezwykle obfity poziom wód podziemnych – wielki zbiornik krasowy. Stopniowe pogłębianie kamieniołomu powodowało wzrost intensywności wypływu i zwiększenia objętości odpompowywanych wód. Pod koniec lat 1960., kiedy odsłonięto większą część (18–20 m) warstwy gipsu (całkowita miąższość 24–26 m), labirynt krasowy był już osuszony. Wody podziemne, znaczące powierzchnię leja depresyjnego, zachowały się tylko w najniższych częściach labiryntu. Zbiornik jaskiniowy stał się dostępny do badań. Zatem labirynt Zołuszki został sztucznie odsłonięty w momencie, kiedy jaskinia była jeszcze prawie całkowicie zawodniona (znajdowała się we freatycznych warunkach hydrodynamicznych). Jaskinie podolskie przeszły przez ten etap dziesiątki tysięcy lat wcześniej. Niedawne osuszenie i młodszy wiek jaskini zdecydowały o specyfice jej wewnętrznego oblicza (zwiększona wilgotność osadów, brak wtórnych form gipsowych, tak charakterystycznych dla jaskiń Podola, itp.) oraz o aktywności różnorodnych procesów (zapadanie się stropów, wysychanie osadów, przepływy wód między różnymi obszarami i in.), towarzyszących ostremu przejściu od komór wypełnionych wodą do jej pozbawionych.

Od początku stało się jasne, że został odkryty obiekt nowy, niezwykle interesujący z naukowego punktu widzenia. Stworzył on wyjątkową okazję do prowadzenia wszechstronnych badań. Z wieloma zjawiskami i procesami obserwowanymi w jaskini, speleolodzy spotkali się po raz pierwszy. Morfologiczne cechy jaskini, np. wielkie cylindryczne studnie utworzone przez wody naporowe, są niewątpliwym dowodem na freatyczne pochodzenie labiryntu i odegrały ważną rolę przy ustalaniu prawidłowości rozwoju krasu w regionie i tworzeniu nowej regionalnej koncepcji speleogenezy. Obfitość utworów żelazisto-manganowych w jaskini zwróciła uwagę geochemików i pozwoliła na stwierdzenie wielu procesów geochemicznych, jakie miały miejsce w trakcie osuszania tej formy. Jaskinia stworzyła jedyną w swoim rodzaju możliwość poznania mechanizmów rozwoju zapadlisk, co jest niezwykle istotne przy ocenie zagrożeń zapadliskowych. Występujące w niej liczne kulisy węglanowe – zlityfikowany wypełniacz reliktowych szczelin w gipsach – pozwalają na rekonstrukcję ważnych zdarzeń paleogeograficznych, paleotektonicznych i paleokrasowych.

W ciągu minionych lat udało się już dość dobrze poznać jaskinię. Niniejsza praca stanowi w pewnym stopniu podsumowanie dotychczasowych osiągnięć i ma charakter kompleksowy, uogólniający. Wiele problemów jest jednak w dalszym ciągu dyskusyjnych. Z tego względu celem książki jest nie tylko uogólnienie rezultatów przeprowadzonych badań, lecz także zwrócenie uwagi specjalistów różnych dziedzin wiedzy na potrzebę

rozszerzenia i pogłębienia badań w samej jaskini i w jej okolicach. Książka składa się z 12 rozdziałów, spisu literatury, załączników, zawiera także 188 ilustracji.

Rozdział pierwszy jest poświęcony ***historii poznania*** jaskini. Wydzielono 3 okresy badań: 1 - 1977-1982, 2 - 1983-1987, 3 – od 1988 – do chwili obecnej. Przedstawiono rozwój kartowania labiryntu, a także dokonano szczegółowej charakterystyki przeprowadzonych (w tym i z zakresu speleomedycyny) badań naukowych, realizowanych w każdym z tych etapów. Omówiono bibliografię dotyczącą jaskini (około 200 prac), rozprawy jej poświęcone lub dotykające problemów jaskini, wymieniono autorów (ponad 60 !) prac traktujących o tej jaskini.

Rozdział drugi przedstawia ***warunki przyrodnicze i kras regionu****,* a także – okolic jaskini. Występuje ona w regionie wschodnioeuropejskim, w południowej części Zachodniej Ukrainy (Północna Bukowina), w miejscu, gdzie schodzą się granice trzech państw: Ukrainy, Mołdowy i Rumunii. Jedna z tych granic – mołdawsko-ukraińska – przechodzi bezpośrednio nad jaskinią i dzieli ją na dwie części: większą (północno-zachodnią) – ukraińską oraz mniejszą (północno-wschodnią) – mołdawską.

Powierzchnia krasu gipsowego Zachodniej Ukrainy, w którego granicach poznano największe na świecie gipsowe jaskinie-labirynty, w tym i Zołuszkę, jest związana z warstwą ewaporytową wieku mioceńskiego. Gipsy i anhydryty pochodzenia chemicznego otaczają północno-wschodnią część łuku Karpat od Moraw (Czechy) i Górnego Śląska (Polska), przez region zachodnio-ukraiński do m. Lipkany (Mołdowa) i dalej na południo-wschód – do m. Jassy w Rumunii. W rozdziale dokonano charakterystyki tektoniki, budowy geologicznej oraz wód podziemnych regionu, a także rzeźby i sieci rzecznej. Szczegółowo opisano specyficzne warunki naturalne i kras w bezpośrednim sąsiedztwie jaskini.

W **rozdziale trzecim** omówiono zagadnienia dotyczące ***środowiska geologicznego*** jaskini. Szczegółowo opisano cechy litologiczne, strukturalno-teksturalne i fizyczne oraz skład chemiczny i mikroelementy utworów podścielających gipsy, a także przykrywające je kompleksy litofacjalne. Przedstawiono kompleksową charakterystykę litologiczną samych gipsów, jako skał podlegających krasowieniu, włączając w to ich cechy rentgenowsko-strukturalne, rozpuszczalność i wtrącenia, w tym wtórne. Opisano deformacje występujące w osadach nadgipsowych, uwarunkowane rozwojem zjawisk krasowych.

Rozdział czwarty jest poświęcony problemom ***speleomorfogenezy***. W pierwszej części tego rozdziału omówiono ogólne osobliwości morfologiczne jaskini oraz specyficzne cechy sieci jaskiniowej. Wydzielono główne grupy czynników speleomorfogenezy (strukturalne, teksturalne, hydrodynamiczne i in.). Nawiązując do głównych czynników morfogenetycznych, dokonano klasyfikacji i szczegółowo scharakteryzowano elementy jaskini czterech poziomów hierarchicznych: makro (obszary jaskiniowe), mezo (chodniki, galerie, studnie itd.), mikro (morfologiczne elementy nałożone o genezie ciśnieniowej – nisze, kopuły, kominy itd.) oraz nano (mikrorzeźba korozyjna na ścianach).

Druga część rozdziału dotyka analizy związków morfologii jaskini z siecią szczelin w gipsach (*czynnik strukturalny*). Omówiono cechy, typy i parametry szczelinowatości gipsów, a także rozwój szczelin zgodnie z zasadą ewolucyjno-historyczną (pierwotne szczeliny litogeniczne → szczeliny tektoniczne → szczeliny hipergeniczne (wietrzeniowe) → szczeliny technogeniczne). Zwrócono uwagę na etapowy i odziedziczony rozwój szczelinowatości, główne czynniki jej przekształceń ewolucyjnych od miocenu do chwili obecnej, a także na ich znaczenie dla rozwoju krasu oraz rolę speleogenetyczną. Szczególną uwagę poświęcono zagadnieniu modyfikacji tektonicznej (geometryzacji, pogłębienia) szczelin litogenetycznych, przekształceniu pierwotnych sieci

litogenetycznych we wtórne systemowe oraz speleomorfogenetycznym skutkom tego procesu. Szczegółowo omówiono relikty pierwotnej szczelinowatości – zlityfikowany wypełniacz szczelin pierwotnych, jego stosunek do szczelin pierwotnych (koewolucja) i rolę w speleomorfogenezie. Scharakteryzowano szczeliny tektoniczne i zaburzenia, a także ich przekształcenie i znaczenie speleogenetyczne w hipergenicznym i antropogenicznym etapie ewolucji serii gipsowej.

W trzeciej części rozdziału została przeanalizowana rola *czynnika hydrodynamicznego* speleomorfogenezy. Na tle opisanych zasadniczych różnic obiegu wody w krasie górskim i równinnym (platformowym) uszczegółowiono przyjętą w pracy speleogenetyczną koncepcję powstawania jaskini wskutek oddziaływania wód znajdujących się pod ciśnieniem (jako rezultatu odsłonięcia hydrodynamicznie przykrytego kompleksu wodonośnego). Za główny czynnik odpowiedzialny za liczne skutki morfogenetyczne, przyjmuje się zjawisko konkurencji hydrodynamicznej. Jej powszechnemu przejawieniu się sprzyjały zarówno warunki strukturalne (szczelinowo-strukturalna niejednorodność gipsów, zróżnicowanie otwartości hydrodynamicznej szczelin), jak i naporowy charakter wód podziemnych. Opisano skutki morfogenetyczne konkurencji hydrodynamicznej na makropoziomie (jaskinia jako całość i obszary jaskiniowe – nierównomierny rozwój krasu, pseudopiętrowość), na mezopoziomie (różnorodność i «morfopatologia» mezoelementów, rozwinięte i nierozwinięte typy przekrojów, formy «ślepe» i «karłowate» itd.) i mikropoziomie (nierównomierne skrasowienie szczelin), zaproponowano modele powstawania tych lub innych elementów różnopoziomowych (sale kanionowe, studnie cylindryczne, ślepe kopuły, szczeliny o kształcie różańca i wiele innych). Spośród innych sytuacji hydrodynamicznych speleomorfogenezy (pomijając hydrodynamiczną konkurencję szczelin) opisano lateralną składową ruchu wód podziemnych pod pokrywą gipsów, a także izolację części przekrojów chodników jaskiniowych przez utwory ilaste od rozpuszczającego wpływu wód.

W części czwartej rozdziału omówiono speleomorfogenetyczne znaczenie tekstury gipsów. Pokazano wpływ na rozpuszczalność (i jego skutki morfologiczne) wielkości kryształów budujących gipsy oraz ich ułożenia (warstwowanie, struktury koncentryczne itd.). Do innych czynników-przesłanek morfogenezy zaliczono wypełniacz pierwotnych szczelin w gipsach (kulisy), a także rzadko pojawiające się w tych utworach wtrącenia.

Rozdział piąty charakteryzuje ***strukturę morfologiczną*** labiryntu jaskiniowego. Na podstawie kryteriów morfologiczno-morfometrycznych sieć jaskiniową Zołuszki podzielono na 18 autonomicznych obszarów. Przedstawiono kompleksową charakterystykę i przedstawiono cechy fizjonomiczne wszystkich wspomnianych obszarów jaskiniowych. W końcowej części rozdziału omówiono ogólne prawidłowości morfometryczne sieci jaskiniowej, dotyczące całej jaskini. Przeanalizowano i wyjaśniono zmienność: średniej wysokości (H) i średniej szerokości (B) chodników, współczynnik izometrii chodnika $K_{i,}$ współczynnik skrasowienia powierzchniowego – $K_{s,}$ współczynnik skrasowienia objętościowego K_{v}., gęstość chodników jaskiniowych – G, powierzchnię właściwą – S_{u} , objętość właściwą – V_{u} i inne.

Rozdział szósty jest poświęcony ***hydrologii*** labiryntu jaskiniowego. W pierwszej części rozdziału omówiono cechy obiegu wody w masywie jaskiniowym (w przeszłości i obecnie), scharakteryzowano typy wód uczestniczących w cyrkulacji jaskiniowej. Szczególną uwagę zwrócono na antropogeniczne zmiany reżimu wód podziemnych (odpompowywanie wód z kamieniołomu i formowanie się leja depresyjnego). Oszacowano znaczenie i wielkość antropogenicznej aktywizacji obiegu wody jako czynnika speleogenezy oraz czynnika inżynieryjno-geologicznego (gwałtowny wzrost liczby zapadlisk). Scharakteryzowano charakter zawodnienia jaskini (typologia i reżim zbiorników podziemnych) oraz jego uwarunkowania naturalne i antropogeniczne. Opisano

zjawiska hydrodynamiczne towarzyszące sztucznemu obniżeniu poziomu wody i ich skutki morfologiczne (kaniony erozyjne w ilastych dnach chodników).

Druga część rozdziału przedstawia skład chemiczny i mikroelementowy wód jaskiniowych, a także jego zmiany wskutek antropogenicznej degradacji kompleksu wodonośnego. Opisano geochemiczne właściwości wód (zawartość węgla organicznego, rozpuszczonych form żelaza, Eh i pH), hydrochemiczną stratyfikację jeziornych wód jaskiniowych, stopień ich agresywności siarczanowej). Scharakteryzowano hydrogeochemiczną ewolucję jaskiniowych zbiorników wodnych na tle trwającej ingerencji antropogenicznej (odpompowywanie wód).

W rozdziale siódmym omówiono zagadnienia dotyczące procesów grawitacyjnych nad jaskinią – ***zapadanie się stropów jaskini i tworzenie się zapadlisk*** nad nią. Zwrócono uwagę na etapowy charakter wspomnianego zapadania, opisano mechanizm powstawania zapadlisk w reżimie naturalnym i indukowanym antropogenicznie, oraz czynniki wpływające na zapadanie się stropów. Wyjaśniono prawidłowości rozmieszczenia zawalisk w obrębie jaskini, antropogeniczną aktywizację procesu zapadania się stropów, dokonano oceny niebezpieczeństwa powstania zapadlisk nad jaskinią.

Rozdział ósmy jest poświęcony ***osadom*** jaskiniowym. Pod względem genezy podzielono je na cztery typy: rezydualne i destrukcyjne (skutek kruszenia się kulis), wodne mechaniczne (osadzona zawiesina ilasta), wodne chemiczne (wytrącone związki chemiczne) oraz osypiskowe (zawaliskowe). Przedstawiono litologię osadów, ich skład chemiczny i udział mikroelementów, skład granulometryczny, cechy fizyczno-mechaniczne, warunki powstawania i rozmieszczenie na obszarze jaskini. Przy charakterystyce osadów wodnych mechanicznych szczególną uwagę zwrócono na iły jaskiniowe (wyjątkowa plastyczność i duża pojemność wodna), będące produktem dezintegracji, przemieszczenia i diagenezy górnobadeńskiego materiału osypiskowego.

Szczególną uwagę w tym rozdziale zwrócono na chemogeniczne utwory żelazisto-manganowe, które, uwzględniając ich wielką ilość i różnorodność, stanowią jedną z najciekawszych cech jaskini: jej «wizytówkę». Wodorotlenki żelazisto-manganowe Zołuszki są wyraźnym skutkiem sedymentologicznym antropogenicznie indukowanych zaburzeń hydrogeochemicznych. Odsłonięcie jaskini przez wyrobisko oraz pompowanie wód podziemnych spowodowały zmiany składu chemicznego wód krasowych, właściwości geochemicznych (Eh, pH) środowiska oraz – w konsekwencji – warunków migracji i akumulacji elementów chemicznych. Opisano formy występowania wodorotlenków Fe i Mn w jaskini (otoczki, odrębne warstwy, „przekładance" warstwowe, nagromadzenia i pokrywy proszkowe, agregaty gronopodobne, nerkowate, stalaktyto- i stalagmitopodobne), ich cechy mineralogiczne i skład chemiczny, specyfikę (podobieństwo do form oceanicznych), a także – wykształcenie. Wodorotlenki Fe i Mn Zołuszki – są formami bardzo młodymi (etap antropogeniczny). Aktywna faza ich osadzania trwała od kilku miesięcy do kilku lat. «Zrzut» przez wody krasowe rozpuszczonych form żelaza i manganu miał przede wszystkim związek z przedostaniem się do jaskini tlenu (odsłonięcie przez wyrobisko) i nagłą zmianą redukcyjnych warunków geochemicznych na tlenowe (oksygeniczne).

Zjawiska, jakie miały miejsce w jaskini Zołuszka, można traktować jako antropogenicznie przyspieszony eksperyment chemiczny, który – w "wyolbrzymionej" postaci – zademonstrował charakter i mechanizm przeobrażeń geochemicznych, jakie towarzyszyły przejściu zbiornika krasowego od freatycznego do nowego pod względem hydrodynamicznym stanu (zdrenowany horyzont wodonośny). Stwierdzona sytuacja pozwala na przypuszczenie, że warstwy osadów żelazisto-manganowych, spotykane w przekrojach utworów innych jaskiń labiryntowych nie tylko tego obszaru, można traktować

jako hydrogeochemiczny (hydrodynamiczny) znacznik-marker. Świadczą one o etapie przejścia od zbiornika krasowego, cechującego się zamkniętym reżimem freatycznym z redukcyjnymi warunkami anaerobowymi, do nowego hydrodynamicznie otwartego stanu ze swobodną powierzchnią i dostępem tlenu.

W końcowej części rozdziału scharakteryzowano osady o genezie problematycznej – luźne węglanowe utwory szkieletowe na stropach chodników jaskiniowych, których powstawanie jest wiązane z obniżeniem ciśnienia wód krasowych i odgazowaniem zbiornika w momencie jego hydraulicznego „odkorkowania".

Rozdział zamyka opis zmian morfologicznych i deformacji utworów jaskiniowych w wyniku ich odwodnienia i wysychania w nowych warunkach subaeralnych.

W rozdziale dziewiątym przedstawiono charakterystykę ***warunków mikroklimatycznych*** jaskini. W pierwszej części opisano proces wymiany powietrza z powierzchnią, dokonano podziału mikroklimatycznego jaskini, podano cechy reżimu termiczno-wilgotnościowego podziemnej atmosfery. W drugiej części zwrócono uwagę na skład gazowy powietrza jaskiniowego: jego cechy, zmienność w przestrzeni, stratyfikację pionową, a także na przyczyny i mechanizmy gromadzenia się CO_2.

Rozdział dziesiąty jest poświęcony ***przejawom życia*** w jaskini. Omówiono specyfikę ekologiczną środowiska jaskiniowego Zołuszki. Szczególną uwagę zwrócono na mikroorganizmy. Opisano główne typy i rodzaje bakterii występujących w jaskini, ich związek z różnymi elementami środowiska jaskiniowego, specyfikę funkcjonalną i aktywność fizjologiczną. Szczegółowo scharakteryzowano rolę mikroorganizmów, ich udział w gromadzeniu się siarkowodoru, tworzeniu związków siarczanowych i siarczkowych, produkcji CO_2 i azotu, tworzeniu osadów żelazisto-manganowych. Przedstawiono główne typy i cykle reakcji biogeochemicznych, jakie zachodziły w podziemnym środowisku jaskini na antropogenicznym etapie jej rozwoju.

Rozdział jedenasty szczegółowo omawia zagadnienie ***genezy i wieku jaskini***. Zołuszka jest «dzieckiem» naporowo-wstępującego tranzytu wód podziemnych przez warstwę gipsów do lokalnej bazy erozyjnej – dna doliny Prutu. Wody podziemne stagnujące w szczelinach i występujące pod dużym ciśnieniem, w momencie hydraulicznego odsłonięcia przez Prut ekranującej pokrywy gliniastej uaktywniły się, co spowodowało stosunkowo szybkie korozyjne rozszerzenie przestrzeni szczelinowych (główna faza speleogenezy), „wywołanie" sieci strukturalnej w gipsach i utworzenie wielkich komór. Opierając się na zasadach analizy speleogenetycznej (geologiczno-historyczna, zasada rozwoju odziedziczonego i zasada lokalności) omówiono historię rozwoju krasu tego regionu, wydzielono szereg etapów tego rozwoju (środkowobadeński, górny baden – dolny sarmat, środkowy sarmat – mezoplejstocen, neoplejstocen – holocen, współczesny) i scharakteryzowano najważniejsze – ze speleogenetycznego punktu widzenia – wydarzenia. Główna faza speleogenezy miała miejsce w pierwszej połowie neoplejstocenu. W ostatnich fragmentach rozdziału analizowane są zagadnienia potencjalnych rozmiarów labiryntu, a także jego odmienność w stosunku do innych gigantycznych labiryntów jaskiniowych Zachodniej Ukrainy (warunki i mechanizm speleogenezy, wiek itd.).

Ostatni **dwunasty rozdział** jest poświęcony ***naukowemu i praktycznemu znaczeniu*** jaskini. Omówiono szereg zagadnień teoretycznych (paleogeografia regionu, powstawanie złóż, sedymentogeneza gipsów), do których rozwiązania mogą się przyczynić informacje z badań Zołuszki. Zwrócono uwagę na aspekty ochrony jaskini, możliwości i perspektywy jej wielokierunkowego wykorzystania (pomnik przyrody, obiekt badań stacjonarnych, turystyka, kompleks rekreacyjno-balneologiczny, obiekt gospodarczy itd.)

Podpisy do rysunków

Rozdział 1

Ryc. 1.1. Plan jaskini na poszczególnych etapach kartowania.
Ryc. 1.2. Dynamika kartowania jaskini w okresie lat 1977 – 1999.
Ryc. 1.3. Dynamika publikacji dotyczących geologiczno-krasowej problematyki badawczej jaskini (w pionie – ilość prac).
Ryc. 1.4. Dynamika publikacji dotyczących speleomedycznej problematyki badawczej jaskini (w pionie – ilość prac) (*na podstawie listy sporządzonej przez A. Bobylewa)*.

Rozdział 2

Ryc. 2.1. Lokalizacja jaskini.
Ryc. 2.2. Położenie jaskini na tle głównych jednostek administracyjnych regionu.
Ryc. 2.3. Rozpowszechnienie badeńskich litologicznych kompleksów facjalnych w obrębie zewnętrznego przedpola łuku karpackiego:
1 – obszary bez osadów badeńskich, 2 – prawdopodobna granica basenu morskiego. Litologiczne kompleksy facjalne*:* 3 – terygeniczny, 4 – węglanowy, 5 – siarczanowy, 6 – chlorkowy, 7 – 8 – Wewnętrzna i Zewnętrzna strefy Rowu Podkarpackiego, 9 – Karpacki region górski, 10 – Platforma Zachodnio-Europejska, 11 – Płyta Mizyjska , 12 – Platforma Wschodnio-Europejska (*wg Gajdin, Rudko,1998*).
Ryc. 2.4. Rozpowszechnienie skał siarczanowych w obrębie regionu zachodnio-ukraińskiego (ryc. A. Klimczuka).
Ryc. 2.5. Lokalizacja rejonu Jaskini Zołuszka na tle głównych jednostek tektonicznych regionu karpackiego (А) oraz międzyrzecza Prut-Dniestr (Б):
1 – seria gipsowa, 2 – seria badeńsko-sarmackich, przeważnie gliniastych osadów pokrywających warstwę gipsów, 3 – podgipsowe skały kenozoiczne i mezozoiczne.
Ryc. 2.6. Budowa geologiczna i kras rejonu Jaskini Zołuszka (profil geologiczno-krasowy):
1 – gliny górnobadeńskie, 2 – gipsy, 3 – margle i utwory piaskowcowo-węglanowe dolnego badenu i cenomanu, 4 – próżnie krasowe w gipsach, 5 –skrasowiała powierzchnia gipsów wraz z osadami wypełniającymi, 6 – uskoki (ustalone i niepewne), 7 – poziom wód krasowych objęty depresją hydrauliczną wywołaną pompowaniem.
Ryc. 2.7. Miąższość osadów nadgipsowych w rejonie Jaskini Zołuszka:
1 – izolinie miąższości osadów nadgipsowych (w metrach), 2 – rzeka, 3 – przypuszczalny zasięg rozprzestrzenienia górnobadeńskich osadów gliniasto-węglanowych w dolinie Prutu, 4 –kamieniołom Kriwskij, 5 – Jaskinia Zołuszka.
Ryc. 2.8. Lokalizacja geomorfologiczna rejonu jaskini na tle głównych elementów morfostrukturalnych regionu (А) oraz międzyrzecza Prut-Dniestr (Б).
Ryc. 2.9. Szkic geomorfologiczny rejonu jaskini:
1 – terasa zalewowa Prutu, 2 – I terasa, 3 - II terasa, 4 - III terasa, 5 – skarpa III terasy, 6 - IV terasa, 7 - skarpa II terasy, 8 - skarpa I terasy, 9 – starorzecza, 10 – pagórki ostańcowe na powierzchni terasów, 11 – leje i zagłębienia krasowe, 12 – osuwiska, 13 – kamieniołom Kriwskij, 14 – hałdy, 15 – źródła, 16 – jaskinia.
Ryc. 2.10. Jaskinia Bukowinka (А – *wg Ridusza i in., 2000*) oraz jej lokalizacja w Mamalyżskim bloku tektonicznym (Б):
А: 1 – korytarze piętra głównego, 2 – korytarze piętra górnego, 3 - korytarze zawodnione.
Б: 1 – obszar rozprzestrzenienia krasu powierzchniowego, 2 – Jaskinia Zołuszka, 3 – Jaskinia Bukowinka. В: osady aluwialno-deluwialne doliny rzeki Matka (Stalniwka), 2 –

cenomańskie piaskowce węglanowe, 3 – gipsy, 4 – górnobadeńskie osady gliniaste i warstwa wapieni ratyńskich, 5 – osady teras rzecznych.
Ryc. 2.11. Skrasowienie gipsów na podstawie badań geofizycznych na obszarze pomiędzy doliną rzeki Matki oraz drogą Mamałyga-Chocim (materiały lwowskiego przedsiębiorstwa geologicznego).
1 - próżnie krasowe wypełnione osadami, 2 - próżnie krasowe bez osadów, 3 – izolinie miąższości osadów nadgipsowych, 4 – droga.
Ryc. 2.12. Zmiana charakteru i stopnia skrasowienia gipsów w Manalyżskim bloku tektonicznym w miarę oddalenia się od rzeki Prut:
1 – lessopodobne osady terasowe, 2 – aluwialne (żwirowe) osady terasowe, 3 – gliny górnobadeńskie, 4 – warstwa wapieni ratyńskich, 5 – osady gliniaste zdeformowane w wyniku osiadania, 6 – osady próżni podziemnych, 7 – margle, 8 – podgipsowe osady węglanowo-piaskowcowe.
Ryc. 2.13. Zmiany miąższości gipsów oraz ich powierzchni na obszarze położonym na południowy wschód od kamieniołomu Kriwskiego (dane z wierceń poszukiwawczych).
Ryc. 2.14. Szkic topograficzny fragmentu doliny Prutu pomiędzy kamieniołomem a rzeką (zaznaczono profil geologiczny wzdłuż linii kolejowej А-Б).
Ryc. 2.15. Uproszczony profil geologiczny wzdłuż linii kolejowej, zlokalizowanej na powierzchni drugiej terasy Prutu, u podnóża III terasy (patrz ryc. 2.14 - 2.16):
1 – gliniasto-lessowe osady terasowe, 2 – ilaste osady starorzeczy, 3 – pstre gliny, iły , lessy i żwiry facji terasowej i starorzeczy drugiej terasy, 4 – żwiry aluwialne facji korytowej i krasowej drugiej terasy, 5 – gliny górnobadeńskie (z osiadania) w miejscach korozyjnego oddziaływania naporowych wód ascensyjnych, 6 – podgipsowe osady węglanowo-piaskowcowe, 7 – gipsy.
Ryc. 2.16. Przypuszczalne uskoki tektoniczne w rejonie jaskini:
1 – duży uskok wzdłuż podnóża III terasy Prutu (amplituda zrzutu gipsów wynosi 3-6 m), 2 – przypuszczalne uskoki mniejszej rangi, 3 – strefa grabenopodobnego uskoku w dolinie rzeki Pacak.

Rozdział 3

Ryc. 3.1. Profil geologiczny kamieniołomu Kriwskiego:
1 – holocen (Q_{IV}). Gleby leśne ciemno-szare, 2 – 3: plejstocen środkowy. Osady III (Q^{1-2}_{IIal}) i IV (Q^{3-4}_{IIal}) terasy Prutu: lessy (2), żwiry (3), 4-5: neogen. Baden górny (N_1bd_3): gliny ilaste (4) z przewarstwieniami wapieni i piaskowców (w dolnej części profilu) (5), 6–7: baden środkowy (N_1bd_2): wapienie szare, płytowe, skrytokrystaliczne (6), gipsy szarobrunatne i szare, grubo-, średnio-, drobno- i skrytokrystaliczne, afanitowe (7), 8- Baden dolny (N_1bd_1): margle zielonkawo szare, zbite, 9-10: kreda. Cenoman: wapienie niebieskawo szare, afanitowe, ilaste (K_2s_2) (9), piaskowce niebieskawo szare, kwarcowo-glaukonitowe (K_2s_1) (10), 11 – wody krasowe, 12 – próżnie krasowe wraz z osadami wypełniającymi.
Ryc. 3.2. Zmiany składu chemicznego gipsów oraz zawartych w nich domieszek wzdłuż profilu pionowego warstwy gipsów(*wg Maklaszin, 1988*).
Ryc. 3.3. Pionowa zmienność składu chemicznego gipsów w kamieniołomie Mamalyżskim (na podstawie danych z tablicy 3.1).
Ryc. 3.4. Zmiana cech strukturalno-teksturalnych gipsów w profilu pionowym warstwy gipsowej (generalizacja na podstawie obserwacji w kamieniołomie i w jaskini – koło jeziora Filipcowo).
Ryc. 3.5. Rozcięta skarpą kamieniołomu - środkowa część warstwy gipsów. Falisto-warstwowy charakter budowy środkowej części profilu gipsów podkreślony jest

selektywnym rozpuszczaniem (z różną szybkością) średnio- i drobnoziarnistych odmian gipsów (*fot. B.Ridusz*).
Ryc. 3.6. Korytarz jaskini, wykształcony w środkowej (warstwowanej) części profilu gipsów (rejon jaskiniowy Kolorado) (*fot. B. Ridusz*). Nierówny, „żeberkowaty" profil ścian wskazuje na selektywny (różniący się szybkością) charakter rozpuszczania średnio- (występy) oraz drobnokrystalicznych (zagłębienia) odmian gipsów.
Ryc. 3.7. Tekstury na płaskim stropie korytarzy jaskiniowych, które uwidoczniają się w poprzecznym przekroju warstwowo-falistych struktur środkowej części warstwy gipsowej.
Ryc. 3.8. Zmiana charakterystyk rengeno-strukturalnych (А, Б, В) gipsów oraz ich rozpuszczalności (Г, Д) przy różnych szybkościach ruchu wody w profilu pionowym warstwy gipsowej (*wg Maklaszyn*, *1988*): А – stopień deformacji sieci krystalicznej skały, Б – znaczenie mikronapreżeń, В – stopień „teksturowania" skały, Г – rozpuszczalność skały przy zerowej szybkości ruchu wody (0 m/min), Д - rozpuszczalność skały przy szybkości ruchu wody 8,5 m/min.
Ryc. 3.9. Agregaty dużych kryształów gipsu szpatowego tkwiące w masie gipsów ziarnisto-krystalicznych: А – skorodowany agregat z zaokrąglonymi krawędziami (Sala Czerniowickich Speleologów), Б – krystaliczno-blokowy agregat w ścianie gipsowej kamieniołomu.
Ryc. 3.10. Monokrystaliczny agregat gipsu szpatowego w stropie korytarza jaskiniowego wypreparowany korozyjnie wskutek powolniejszego (w porównaniu z otaczającą skałą) rozpuszczania (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 3.11. Skorodowana powierzchnia monokrystalicznego płata gipsowego w stropie korytarza jaskiniowego (Stómetrówka).
Ryc. 3.12. Charakterystyczny warstwowy rytmit w masie gipsów. Prospekt Kobylańskiej.
Ryc. 3.13. Wypreparowany korozyjnie gipsowo-węglanowy rytmit w ścianie korytarza jaskiniowego (*fot. B.Ridusz*).
Ryc. 3.14. Warstwa wapienia ratyńskiego pokrywającego gipsy.
Ryc. 3.15. Zmienność litologiczna utworów na kontakcie gipsów i zalegających nad nimi wapieni ratyńskich na podstawie obserwacji w różnych punktach jaskini.
Ryc. 3.16. Profil osadów nadgipsowych w północno-wschodniej ścianie kamieniołomu.
Ryc. 3.17. Część profilu osadów nadgipsowych widoczna w kopule zapadającego się stropu (kopuła Księżycowa).
Ryc. 3.18. Aluwia III terasy Prutu odsłonięte w kamieniołomie.
Ryc. 3.19. Osuwiska na zboczu doliny rzeki Pacak, przepływającej nad jaskinią (*fot. B.Ridusz*).
Ryc. 3.20. Deformacje gliniastych osadów nadgipsowych rozwijające się pod wpływem krasu.

Rozdział 4

Ryc. 4.1. Plan Jaskini Zołuszka (zdjęcie czerniowickiego klubu speleologicznego).
Ryc. 4.2. Korytarz w rejonie Centralnym (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 4.3. Przykłady korytarzy jaskiniowych Zołuszki: А – korytarz w rejonie Sali Czerniowickich Speleologów, Б – korytarz w rejonie Metropoliten (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 4.4. Korytarz w rejonie Perspektyw (System D) (*fot. W. Kiselow)*).
Ryc. 4.5. Charakterystyczne przekroje poprzeczne jaskini, uwarunkowane stopniem ich rozwarcia korozyjnego oraz stopnia wypełnienia osadami jaskiniowymi.
Ryc. 4.6. Sala Wystawowa przylegająca do Sali Czerniowickich Speleologów. W przekroju korytarzy wyraźnie uwidacznia się przekrój typu „dziurki od klucza" (*fot. S. Wolkow*).

Ryc. 4.7. Przykłady sal rozwiniętych na skrzyżowaniach korytarzy jaskiniowych w rejonach Centralny oraz Zachodni-Anakonda.
Ryc. **4.8.** Łączenie się korytarzy górnego piętra jaskiniowego i tworzenie się sali kanionowej w rejonie jaskiniowym Kolorado.
Ryc. 4.9. Związek różnej wielkości form korozyjnych w jaskini z czynnikami speleomorfogenetycznymi
Ryc. **4.10.** Przykłady „nałożonych" form kopulastych (kotłów) o genezie naporowej w stropie jaskini (*fot. S. Wolkow*).
Ryc. 4.11. Forma naporowa – komin korozyjny pod spągiem warstwy wapienia ratyńskiego, odsłonięty podczas prac odkrywkowych w kamieniołomie Kriwskim (*fot. S. Wolkow*).
Ryc. **4.12.** Poligenetyczna szczelinowatość gipsów w ścianie kamieniołomu Kriwskiego.
Ryc. 4.13. Szkic izoliniowy (mapa izarytmiczna) długości (А) oraz ilości przecięć (Б) szczelin na 225 m^2 powierzchni pola jaskiniowego (*wg Pieczorkina A., 1986*).
Ryc. 4.14. Orientacja szczelin tektonicznych w kamieniołomie Kriwskim (А) oraz kierunków korytarzy jaskiniowych w Jaskini Zołuszka (Б).
Ryc. 4.15. Warunkowo-etapowa tektonopochodna geometryzacja pierwotnej poligonalnej sieci:
1 – poligonalna sieć pierwotnych szczelin kontrakcyjnych, 2 – „ożywienie" przez planetarno-rotacyjne naprężenia tektoniczne NW i NE elementów sieci poligonalnej oraz powstanie nowych naprężeń na podanych kierunkach, łączenie się jednakowo ukierunkowanych elementów w większe szczeliny, powstawanie nowych tektonicznie uwarunkowanych elementów w miejscach naprężeń, 3 – fragment labiryntu jaskiniowego rozwiniętego wzdłuż sieci szczelin na ryc.2, 4–5 – możliwe sposoby interpretowania (na podstawie planu 3) inicjalnej szczelinowatości: 4 – litogenetyczny, 5 – tektonogenetyczny.
Ryc. 4.16. Wypreparowana korozyjnie węglanowa kulisa w Sali Czerniowickich Speleologów (*fot. S. Wolkow*).
Ryc. 4.17. Przykłady „dziurawych" kulis-przegródek z obszaru Centralnego jaskini (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 4. 18. Przykłady wykrzywienia się cienkich kulis (obszar Priwchodowy) (*fot. W. Andrejczuk, B. Ridush*)
Ryc. 4.19. Przykłady krzyżowania się kulis w stropie korytarzy jaskiniowych (А – obszar Priwchodowy, Б – galeria Stadion) (fot. B. Ridush, S.Wolkow)
Ryc. 4.20. Orientacja węglanowych kulis w jaskini Zołuszka.
Ryc. 4.21. Rozmieszczenie stref uskokowych rozbijających gipsy na mikro-bloki na tle obszaru jaskiniowego Zołuszki (*wg Salomatina i In., 1985*):
1 – punkty pomiarów naprężenia naturalnego impulsowego elektromagnetycznego pola Ziemi, 2 – strefy uskoków mikroblocznych, 3 – mikrobloki z podobnymi (w ich obrębie) wielkościami naprężeń pola oraz ich gwałtownym spadkiem lub wzrostem na granicach mikrobloków.
Ryc. 4.22. Szczeliny hipergeniczne (wietrzeniowe) oraz technogeniczne w górnej części warstwy gipsowej w ścianie kamieniołomu Kriwskiego.
Ryc. **4. 23.** Nasilenie się korozyjnego rozszerzania się filtrującej szczeliny w trakcie oddziaływania potoku filtracyjnego (pod ciśnieniem) na jej ściany.
Ryc 4. 24. Położenie głównych stref ascenzyjnego drenażu wód (zakreskowane) w jaskini i w jej najbliższym otoczeniu.
Ryc. **4.25.** Zmiany wielkości oraz morfologii korytarzy jaskiniowych w Sali Majskiej, od jej centrum ku peryferiom. Strzałki – kierunki ascenzyjnego drenażu wód podziemnych.
Ryc. 4.26. Modele ascenzji wód podziemnych wzdłuż szczelin (В - liniowa) oraz na ich przecięciach (Б - ogniskowa).

Ryc. 4.27. Schemat powstania pionowych cylindrycznych studni jaskiniowych:
1 – predyspozycje strukturalne (połączone kulisy oraz ich głębokie przenikanie w gipsy), 2 – stadium inicjalne: szczelinowa ascenzja wód, 3 – stadium aktywne: koncentrowanie się ascenzyjnego strumienia w centralnym kanale – na przecięciu kulis, stopniowe korozyjne poszerzanie się kanału, 4 – stadium współczesne: pionowa studnia, otwierająca się górą w ścianie korytarza piętra górnego, z galeriami „korzeniowymi" u podstawy.
Ryc. 4.28. Szkic galerii odchodzących od dna Suchej Studni z dużą ślepą kopułą korozyjną w stropie (*szkic J. Smirnowa, klub speleologiczny Primus, Perm*).
Ryc. 4.29. Skutki morfologiczne szczelinowej konkurencji hydrodynamicznej:
1 – różny stopień skrasowienia pionowej szczeliny w związku z jej nierównomierną szerokością, 2 – różny stopień skrasowienia korytarzy w zależności od inicjalnej szerokości szczelin, 3 – sytuacje m
Ryc. 4.30. Fragment hipotetyczny połączenia strukturalno-próżniowego górnej (А) i dolnej (Б) sieci korytarzy jaskiniowych:
А: 1 – korytarze rozwinięte wzdłuż szczelin pierwotnych (wypełnienie szczelin zostało częściowo usunięte na etapie speleogenezy), 2 – górne korytarze, mniejszych rozmiarów, rozwinięte wzdłuż kulis, z nierozwiniętą częścią kanionową, 3 – studnia cylindryczna (ujście), linie pogrubione – kulisy w górnej części gipsów. Б: 1 – kanały ascenzyjne, połączone z 1 na ryc. А, rozwinięte wzdłuż tektonicznie aktywowanych (pogłębionych) szczelin pierwotnych (1 na ryc. А) NW - NE kierunków, 2 – dolne korytarze, które nie rozwinęły się ku górze wskutek słabego rozwarcia inicjalnego szczelin, z kulisami w stropie (krawędzie dolne kulis), 3 – studnia cylindryczna (podstawa otwarta w stropie), 4 – ślepa kopuła korozyjna. Cienkie linie – dolne krawędzie kulis (wyklinowanie się końcówek), zaznaczonych na ryc А.
Ryc. 4.31. Korozyjne wygładzanie ścian tektonicznie rozwartych szczelin z występami i nierównościami:
1 – szczelina w inicjalnym stanie, 2 – podział szczeliny na fragmenty o jednakowej długości (L_1-L_4) lecz o różnej powierzchni (S_1-S_8), czego przyczyną są nierówności ścian ($S_1=S_2$, $S_3>S_4$, $S_5<S_6$, $S_7=S_8$), 3 – zróżnicowane (koncentracja na nierównościach) oddziaływanie korozyjne wód na ściany szczeliny, prowadzące do zanikania występów i nierówności.
Ryc. 4.32. Rozwój korozyjny zamkniętej szczeliny z lokalnymi rozszerzeniami:
1-3 – stadia: 1 – inicjalne, 2 – koncentrowanie się oddziaływania korozyjnego w miejscach lokalnych rozszerzeń (mikrorozszerzeń), 3 – szczelina z owalnymi rozszerzeniami korozyjnymi.
Ryc.4.33. Sytuacja koło jeziora Filipcowo: korytarz piętra dolnego rozwinięty w pionie wzdłuż hydrodynamicznie aktywnej szczeliny do jej (szczeliny) wypełnionej (kulisa) części, otwierająca się w bocznej kanionowej części większego korytarza jaskiniowego:
1 - gips, 2 – ukryta w gipsach cześć węglanowej kulisy-wypełniacza, 3 – odsłonięta (sterczęca) cześć kulisy, 4 – zawodnienie, 5 – ilaste osady jaskiniowe.
Ryc. 4.34. Przykłady różanco-podobnych mikroform różnej wielkości w ścianach (А) oraz w stropie (Б) korytarzy jaskiniowych.
Ryc. 4.35. Wzrost szerokości szczeliny w czasie pod wpływem potoku filtracyjnego. Linia ciągła wskazuje na zmianę średniej szerokości szczeliny, przerywana – na zmianę szerokości jej różnych odcinków (*wg Czernyszowa, 1983*).
Ryc. 4.36. Przykłady korozyjnego „spłaszczenia" ściany, oddzielającej sąsiadujące korytarze z formowaniem się w niej otworów korozyjnych (А) oraz fragmenty zniszczonych przez korozję kolumn (Б) (fot. W. Andrejczuka)

Ryc. 4.37. Formowanie się sal kolumnowych przez korozyjne łączenie się korytarzy jaskiniowych:
A – przykłady sal kolumnowych jaskini: 1 – Majska, 2 – Czerniowickich Speleologów, 3 – Dinozaura. Б: umowne stadia rozwoju morfologicznego lokalnego obszaru jaskiniowego od cieci szczelinowej do labiryntu jaskiniowego (fragmenty skopiowane z różnych rejonów jaskini) .
Ryc. 4.38. Morfologia próżni podziemnych rejonu Piwnice.
Ryc. 4.39. Osiadanie-wyciśnienie plastycznych osadów ilastych z wyżej położonych korytarzy w piętro „piwniczne" rozwinięte pod warstewką wapienia krystalicznego.

Rozdział 5

Ryc. 5.1. Morfologiczno-morfometryczna regionalizacja jaskini.
Ryc. 5.2. Obszar Priwchodowy (Wejściowy).
Ryc. 5.3. Obszar Zabłudshich (Zabłąkanych).
Ryc. 5.4. Zejście do jeziora Filipcowo (*fot. W. Kiselow*).
Ryc. 5.5. Obszar Perspektiw (Perspektyw).
Ryc. 5.6. Charakterystyczne duże korytarze o specyficznym przekroju rombowym w podobszarze Sistema D (System D) obszaru Perspektiw (Perspektyw) (*fot. W. Andrejczuk, W. Kisielow*).
Ryc. 5.7. Wysoki korytarz w podobszarze Świnia (*fot. B.Ridusz).*
Ryc. 5.8. Galeria Stadion (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 5.9. Obszar Zal Czernowickich Speleologow (Sala Czerniowickich Speleologów).
Ryc. 5.10. Obszar w północno-zachodniej (kolumnowej) części Sali Czerniowickich Speleologów (*fot. B.Ridusz.)*
Ryc. 5.11. Szerokie galerie Sali Czerniowickich Speleologów, rozdzielone wąskimi przegródkami kolumnowymi (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 5.12. Gliniana Zołuszka w Sali Czerniowickich Speleologów.
Ryc. 5.13. Obszar Majskij.
Ryc. 5.14. Obszar Centralny.
Ryc. 5.15. Boczny korytarz kanionowy, przylegający do większej galerii na obszarze Centralnym, wypełniony w dolnej części osadami ilastymi (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 5.16. Ilaste stalaktyty na nierównej powierzchni kulisy węglanowej (*fot. S. Wolkow*).
Ryc. 5.17. Obszar Zapadny-Anakonda (Zachodni-Anakonda).
Ryc. 5.18. Obszar Wiesioly (Wesoły).
Ryc. 5.19. Obszar Gollandskij Syr (Ser Szwajcarski).
Ryc. 5.20. Obszar Kamikadze.
Ryc. 5.21. Obszar Metropoliten.
Ryc. 5.22. Charakterystyczny wygląd korytarzy na obszarze Metropoliten:
А – tunel o rombowym przekroju w północno-zachodniej części obszaru, Б - duży korytarz, typowy dla części południowej obszaru (*fot. W. Andrejczuk, fot. W. Kisielow).*
Ryc. 5.23. Obszar Oziorny (Jeziorny).
Ryc. 5.24. Charakterystyczne galerie i korytarze obszaru Oziorny (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 5.25. Obszar Goticzeskij (Gotycki).
Ryc. 5.26. Sala Dinozawra (Dinozaura) (А) oraz typowy korytarz, przylegający do sali (Б) (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 5.27. Korytarze kanionowe w południowej części obszaru Goticzeskij (podobszar Kolorado) (*fot. W. Kisielow*).
Ryc. 5.28. Obszar Wostoczny (Wschodni).
Ryc. 5.29. Obszar Dalniewostoczny (Dalekowschodni).

Ryc. 5.30. Obszar Kamczatka.
Ryc. 5.31. Sposób obramowania obszaru jaskiniowego w celu obliczenia jego powierzchni oraz objętości bloku nawiązującej do niej.
Ryc. 5.32. Zróżnicowanie obszaru jaskini ze względu na parametry wysokości (1), szerokości (2) korytarzy oraz ich izometryczności (3).
Ryc. 5.33. Zróżnicowanie obszaru jaskini ze względu na parametry wskaźników: powierzchniowego (1) i oobjętościowego (2) skrasowienia, oraz ilości przecięć trzypromiennych (3).
Ryc. 5.34. Zróżnicowanie obszaru jaskini ze względu na parametry wskaźników gęstości korytarzy (1), właściwej powierzchni (2) oraz objętości (3) obszarów jaskiniowych.

Rozdział 6

Ryc. 6.1. Kamieniołom z jeziorem z którego odpompowuje się wody podziemne i zrzuca je się w koryto rzeki Pacak.
Ryc. 6.2. Kierunki przepływu wód podziemnych w obrębie jaskini: А – do założenia kamieniołomu (w warunkach naturalnych, nie naruszonych antropogenicznie), Б – po założeniu kamieniołomu i rozpoczęciu pompowania wód podziemnych.
Ryc. 6.3. Sytuacja hydrogeologiczna w obrębie jaskini: А – blokdiagram bloku jaskiniowego, Б – zawodnienie labiryntu jaskiniowego (stan na rok 1981):
А: 1 – stare leje krasowe, 2 – świeże formy zapadliskowe, 3 – próżnie podziemne, 4 – przepływ wód podziemnych do kamieniołomu, 5 – kierunki przepływu wód krasowych, 6 – obniżona i zdeformowana powierzchnia zwierciadła wód podziemnych.
Б: 1 – strefa słabych (do 1m) wahań obniżonego poziomu wód podziemnych, 2 – strefa znaczących (1-3 m i więcej) periodycznych (cyklicznych i niecyklicznych) wahań obniżonego poziomu wód podziemnych, 3 – izolinie powierzchni poziomu wodonośnego (interpolacja).
Ryc. 6.4. Typowe degradujące zbiorniki (jeziora) w centralnej części jaskini: А – jezioro Nautilus, Б – jezioro Krokodyla (*fot. S. Wolkow*).
Ryc. 6.5. Wtórny kanion erozyjny powstały w ilastych osadach dennych korytarza jaskiniowego wskutek działalności erozyjnej okresowych przepływów pomiędzy zbiornikami jaskiniowymi na etapie degradacji poziomu wodonośnego.
Ryc. 6.6. Zawartość węgla organicznego w wodach zbiorników jaskiniowych (*dane S. Wolkowa*).
Ryc. 6.7. Zmiana wraz z głębokością zawartości mikroelementów w wodach jeziora Krokodyl (*dane S. Wolkowa*).
Ryc. 6.8. Zmiana wraz z głębokością pH i mineralizacji wód jeziora Krokodyl (*dane S. Wolkowa*).
Ryc. 6.9. Zmiana wraz z głębokością składu chemicznego oraz stężenia siarczanów w wodach zbiorników jaskiniowych (*wg Aksem, Klimczuk, 1988*).
Ryc. 6.10. Zmiana wraz z głębokością pH wód jezior jaskiniowych oraz zawartości w nich Fe^{2+} i Fe^{3+}.

Rozdział 7

Ryc. 7.1. Mechanizm oraz stadia rozwoju procesów zapadliskowych nad jaskinią na technogenicznym etapie jej rozwoju.
Ryc. 7.2. Zagrożenie powstawania zapadlisk w rejonie jaskini w różnych okresach roku i stanach pogodowych:
1 – nieznaczne, 2 – znaczące, 3 – duże, 4 – bardzo duże.

Ryc. 7.3. Grawitacyjne wyciśnięcie przykrywających jaskinię wilgotnych osadów gliniastych z komina grawitacyjnego (zawaliskowego).
Ryc. 7.4. Rzeźba krasowa obszaru położonego nad jaskinią (fragment, etap przed technogeniczny).
Ryc. 7.5. Mechanizm powstawania nad jaskinią lejów z osiadania. Proces ten dominował na przed-technogenicznym etapie rozwoju jaskini.
Ryc. 7.6. Związek pomiędzy ilością zawalisk oraz parametrami morfometrycznymi jaskini (w pionie – ilość zawalisk w odrębnych obszarach jaskiniowych).
Ryc. 7.7. Obszarowe rozprzestrzenienie zawalisk powstałych przed (zawaliska przed technogeniczne) oraz po (aktywizowane i nowe) odsłonięciu jaskini kamieniołomem i osuszeniu przez pompowanie wód:
1 – ogólna ilość zawalisk na obszarze jaskini, 2 – stare (przed technogeniczne) zawaliska na 2,3,4 stadium rozwoju, 3 – technogenicznie aktywizowane zawaliska na 2,3,4,5 stadium rozwoju, 4 – technogeniczne (młode) zawaliska na 2,3 stadium rozwoju.
Ryc. 7. 8. Rozprzestrzenienie w jaskini (część centralna) zawalisk przed technogenicznych, technogenicznie-aktywizowanych oraz technogenicznych.
Ryc. 7.9. Odległość różnych obszarów jaskini od wejścia oraz stosunek (K) ilości zawalisk technogenichnych (oraz technogenicznie aktywizowanych) do ilości zawalisk pre-technogenicznych (starych).
Ryc. 7.10. Projekcja na powierzchnię pola jaskiniowego kopuł grawitacyjnych nachodzących się na różnych stadiach procesu zapadliskowego (przyotworowe partie jaskini):
1 – próżnie jaskiniowe, 2 – część jaskini zniszczona przez kamieniołom, 3 - izolinie miąższości osadów przykrywających (nadgipsowych), 4 – próżnia pod spągiem wapieni, 5 – próżnia kopulasta w glinach (stadium 3), 6 – stadium 4, 7 – próżnia kopulasta w lessach (stadium 5), 8 – leje krasowe nad jaskinią, 9 – skarpa kamieniołomu, 10 – profil (patrz ryc. 7.11).
Ryc. 7.11. Przekroje do ryc. 7.10.
Ryc. 7.12. Szkic oszacowania zagrożenia zapadliskowego nad jaskinią (fragment: przyotworowe partie jaskini):
Mikroobszary: 1 – bardzo niebezpieczne, 2 – niebezpieczne, 3 – stosunkowo niebezpieczne, 4 – stosunkowo bezpieczne, 5 – bezpieczne, 6 – część jaskini zniszczona przez kamieniołom, 7 – leje krasowe nad jaskinią, 8 – skarpa kamieniołomu.

Rozdział 8

Ryc. 8.1. Rozprzestrzenienie głównych typów genetycznych osadów jaskiniowych w jaskini:
1 – osady wodne mechaniczne (warstwowane iły jaskiniowe), 2 – rezydualne oraz detrytyczne utwory (osady gliniasto-węglanowe), 3 – obszary zawodnione. Osady wodne chemogeniczne (utwory żelazisto-manganowe): obszary rozwoju powierzchniowego: 4 – przeważnie utworów żelazistych, 5 – przeważnie utworów manganowych, 6 – filmy, 7 – warstwy, 8 – warstwowo-mieszane ciała („przekładańce" żelazisto-manganowe), 9 – nagromadzenia wodorotlenków żelaza, 10 - nagromadzenia wodorotlenków manganu, 11 – podobne do stalagmitów formy z wodorotlenków żelaza, 12 – podobne do stalaktytów utwory z wodorotlenków manganu, 13 – utwory podobne do mikrostalagnatów.
Ryc. 8.2. Charakterystyczne profile osadów jaskiniowych w dnach korytarzy jaskiniowych.

Ryc. 8.3. Ulepiona z iłu jaskiniowego „gospodyni" jaskini – Zołuszka. А – figura Zołuszki w centrum Sali Czerniowickich Speleologów (obok stołu figury ludzkie – wszystkie formy ulepione z iłu) – (*fot. B. Ridush*, Б – Zołuszka - zbliżenie *(fot. S. Wolkow).*
Ryc 8.4. Naciekowo-ilaste utwory na ścianach i na stropie jaskini:
А – stalaktyty na kulisie węglanowej, obszar jeziora Fragmenty, Б – pokrywa ilasto-naciekowa na ścianie kulisy, obszar Wenecja, В – stalaktyty ilaste o długości 15-20 cm, obszar Metropoliten, Г – strop ilasty z „pokrywą stalaktytową", Stalaktytowy Kuluar, obszar Wenecja, (*fot. W. Andrejczuk)*, Д – korytarz jaskiniowy ze stalaktytami na stropie i ścianach, Korytarz Stalaktytowy, obszar Wenecja, Е – korytarz jaskiniowy ze stalaktytami w obszarze Centralnym (*fot. S. Wołkow).*
Ryc. 8.5. Przewarstwienie (laminacja) iłów jaskiniowych. W górnej 15-centymetrowej części profilu widoczne są 2 strefy: dolna z grubszymi (1-2 mm) pstrymi warstewkami oraz dolna – z bardziej jednolitymi kolorystycznie cieńszymi (poniżej 1 mm) warstewkami iłów (*fot. S. Wołkow*)
Ryc. 8.6. Warstewki ilaste pod mikroskopem (powiększenie 120X). Białe warstwy – kalcyt cementujący ziarna kwarcowe *(dane S. Wolkowa*).
Ryc. 8.7. Charakterystyczna kolorystyka krajobrazu jaskiniowego Zołuszki. Korytarz w rejonie Metropoliten.
Ryc. 8.8. Filmy wodorotlenków manganu (ciemny) i żelaza (żółta) na ścianie gipsowej.
Ryc. 8.9. Odsłonięta warstewka wodorotlenków manganu na ilastym dnie korytarza jaskiniowego.
Ryc. 8.10. Dziesięciocentymetrowa warstwa wodorotlenków żelaza na spągu korytarza jaskiniowego.
Ryc. 8.11. Stalagmity żelazisto-manganowe obszaru Wesoły:
А – podobny do rury (pusty w środku) stalagmit o wysokości 50 cm, Б – niski (do 10 cm) kopulasty stalagmit na powierzchni warstwowego ciała z wodorotlenków żelaza, В – największy z dotychczas odnalezionych w jaskini stalagmitów, widok z boku, Г – niewysoki (do 15 cm) pusty stalagmit na powierzchni warstwowego ciała z wodorotlenków żelaza.
Ryc. 8.12. Przypuszczalne modele mechanizmów powstawania stalagmitów żelazisto-manganowych:
А – ewaporacyjny, Б – gejzerowy, В – kompresyjny.
Ryc. 8.13-А, Б. Charakterystyczne formy osadzania się wodorotlenków manganu na ilastym podłożu korytarzy jaskiniowych:
А – warstwa wodorotlenków na popękanej w wyniku wysychania powierzchni szarych iłów jaskiniowych (Sala Majska), Б – proszek na powierzchni iłu (obszar Geochemiczny) (*fot. S. Wołkow, W. Andrejczuk*).
Ryc. 8.13-В, Г. Proszkowate utwory wodorotlenków manganu:
В – nagromadzenia luźnych mas wodorotlenków w sąsiedztwie z żelazistymi utworami wodorotlenkowymi (obszar Wesoły), Г – „manganowa rzeka" w dnie korytarza jaskiniowego (Sala Fersmana, obszar Geochemiczny) (*fot. S. Wołkow, W. Andrejczuk*).
Ryc. 8.14. Charakterystyczne (pierwotne i odwodnione lub dehydratacyjne) agregaty wodorotlenków manganu na gipsowych ścianach jaskini:
А – asocjacja półsferycznych, nerkowatych, groniastych oraz podobnych do stalaktytów agregatów na ścianie zagłębienia korozyjnego w Sali Antycznej, , Б – stalaktyt – w kształcie choinki, złożony z drobnych kryształów wodorotlenków (w Sali Antycznej) (*fot. S. Wołkow, W. Andrejczuk*).
Ryc. 8.15. Stalaktytowe utwory ilasto-wodorotlenkowe:

А – cienkie ilasto-żelaziste oraz manganowo-wodorotlenkowe stalaktyty w niszy ściennej (Sala Romeo i Julii), Б – stalaktyty ilaste pokryte warstwą wodorotlenków żelaza, obszar Wenecja (*fot. S. Wołkow, W. Andrejczuk*).
Ryc. 8.16. Typowe warianty wzajemnego ułożenia wodorotlenków żelaza i manganu w sąsiędstwie innych typów osadów jaskiniowych.
Ryc. 8.17. Proszek żelazisto-manganowy pod mikroskopem elektronowym (rozmiar agregatów - 2-10 mikronów, skupisk 20-50 mikronów):
1 – widok ogólny, 2 – agregat zbudowany ze zrośniętych i zlepionych „grochowin" żelazisto-manganowych, 3 – konkrecje żelazisto-manganowe na fragmencie kryształu gipsowego, 4 – konkrecje żelazisto-manganowe w zagłębieniach - «pułapkach» zaokrąglonego w wyniku rozpuszczania kryształu gipsu, 5 – konkrecja żelazisto-manganowa z wyraźnie zaznaczającą się powierzchnią „komórkową" (średnica 3 mikrony), 6 – strefowo-koncentryczna budowa konkrecji, 7 – gałęziste agregaty żelazisto-manganowe, 8 – płatkowate konkrecje żelazisto-manganowe (*fot. E. Galuskin*).
Ryc. 8.18. Schemat powstawania wodorotlenków żelaza i manganu w jaskini:
1 – wody jaskiniowe, w tym znajdujące się pod cisnieniem i geochemicznie stratyfikowane, 2 – powietrze, 3 – iły jaskiniowe, 4 – wodorotlenki żelaza i manganu, 5 – różnorodne deponowane oraz przeobrażone formy wodorotlenków żelaza i manganu, 6 – deformacje (z wysychania) ilastych osadów jaskiniowych.
Ryc. 8.19. Typowe zawalisko złożone z przykrywających jaskinię gliniastych osadów nadgipsowych (*fot. B. Ridusz*).
Ryc. 8.20. Odspojenie i odpadanie płyt ze stropowej warstwy wapienia krystalicznego (Podwały)
Ryc. 8.21. Szkieletowo-porowate utwory węglanowe na gipsowym stropie jaskini.
Ryc. 8.22. Poligonalna sieć szczelin z wysychania na powierzchni iłów jaskiniowych (*fot. L. Wejsman).*
Ryc. 8.23. Zdeformowana powierzchnia iłów ze szczelinami z wysychania w profilu korytarza jaskiniowego (*fot. W. Kiselow).*
Ryc. 8.24. Główne typy sieci spękań osadów ilastych w zależności od charakteru podłoża:
А – równomierna, poligonalna na płaskim podłożu, Б – radialno-koncentryczna na kopułowatym podłożu, В - radialno-koncentryczna w miejscach osiadań, 7 – linijno-schodkowa na podłożu nachylonym.
Ryc. 8.25. Utwory zapadliskowe (Б) oraz z osiadania (А, С) w ilastych osadach dennych korytarzy jaskiniowych:
А, Б – widok ogólny, С – lejkowate zagłębienia w dnie korytarza przy Sali Uwertura (*fot. S. Wolkow).*
Ryc. 8.26. Lejki zapadliskowe i z osiadania w Sali Antycznej: 1 – utwory zawaliskowe, 2 – stożki usypiskowe, 3 – zapadliska oraz zagłębienia z osiadania, 4 – powierzchnie dużych stożków usypiskowych.
Ryc. 8.27. Deformacje z osiadania powierzchni ilastych den korytarzy jaskini w obszarze Wesoły.
Ryc. 8.28. Kolumna ilasta powstała w wyniku wyciskania się osadów piętra górnego w niżej położone próżnie jaskiniowe. Obszar Podwały (Piwnice).

Rozdział 9

Ryc. 9.1. Profil mikroklimatyczny wejściowej części jaskini (А-Б) oraz strefy mikroklimatyczne jaskini (В) (według pomiarów 17.05.1981, 12^{00}-12^{30}).
Ryc. 9.2. Zasadniczy model obiegu powietrza pomiędzy jaskinią a zewnętrzna atmosferą w ciepłym (А) i zimnym (Б) okresie roku:

1- stosunkowo cieplejsze (+) oraz zimniejsze, chłodne (-) powietrze, 2 - kierunki cyrkulacji cieplejszego powietrza, 3 – kierunki cyrkulacji chłodniejszego oraz zimnego powietrza.
Ryc. 9.3. Tworzenie się śnieżnych stalagmitów na powierzchni skarpy kamieniołomu nad otworami (po wierceniach, drobnymi szczelinami itd.).
Ryc. 9.4. Zawartość ditlenku węgla w powietrzu jaskiniowym (*stan XI.1982*).
Ryc. 9.5. Rozkład CO_2 w pionowym przekroju atmosfery jaskiniowej – na przykładzie wybranych korytarzy.
Ryc. 9.6. Związek koncentracji CO_2 i CH_4 w powietrzu jaskini (*wg pomiarów z 1981 r*).

Rozdział 10

Ryc. 10.1. Rozprzestrzenienie głównych grup mikroorganizmów w jaskini.
Ryc. 10.2. Podobne do grzybów mikroorganizmy budujące żelazisto-manganowe stalagmity z obszaru Gollandskij Syr (fot. E. Galuskin).
Ryc.10.3. Aktywność mikrobiologiczna środowiska jaskiniowego na tle hydrodynamicznych oraz geochemicznych zmian w jaskini na technogenicznym etapie jej rozwoju.
Ryc.10.4. Główne typy i cykle reakcji biochemicznych zachodzących w środowisku jaskiniowym na technogenicznym etapie rozwoju jaskini.
Ryc. 10.5. Mikroflora glonów oraz mchy rozwijające się na gipsowych ścianach korytarzy położonych w strefie przyotworowej (5-20 m) jaskini.

Rozdział 11

Ryc. 11.1. Schemat warunków formowania się wypełnienia szczelin w gipsach oraz warstwy wapienia ratyńskiego w rejonie jaskini.
Ryc. 11.2. Etapy powstawania jaskini Zołuszka.
Ryc. 11.3. Krasowe deformacje osadów nadgipsowych:
A – fałdy krasogeniczne w północno-wschodniej skarpie kamieniołomu, Б – fałd: zbliżenie, B – fragment fałdu – skrzydło monoklinalne (*fot. S. Wołkow*).
Ryc. 11.4. Strefy o różnym charakterze skrasowienia gipsów w obrębie jaskini i jej otoczenia:
1 – strefa rozwoju próżni podziemnych wzdłuż uskokowej doliny rzeki Pacak, 2 – strefa nałożenia się dużych korytarzy jaskiniowych (miejsca koncentracji wypływu ascenzyjnego) oraz peryferycznej części strefy reliktowych deformacji nadgipsowych, przeważnie wypełniona, 3 – strefa wieloetapowych krasowych deformacji (fałdowań) związana z uskokiem.
Ryc. 11.5. Przekrój geologiczny przez zapadlisko Dankowieckie (*za materiałami A. Klimczuka*, *uproszczone*).
Ryc. 11.6. Wyniki badań geofizycznych w miejscu zapadliska Dankowieckiego oraz ich interpretacja (*za materiałami A. Klimczuka*):
A – schemat anomalii krasowych, Б – zinterpretowany obraz anomalii na ryc. A, C – fragment planu jaskini Zołuszka (dla porównania).
Ryc. 11.7. Porównanie rozmiarów Zołuszki oraz największych jaskiń gipsowych Podola – Optymistycznej i Jeziornej: A – Optymistyczna, Б – Jeziorna, B – Zołuszka.

Rozdział 12

Ryc. 12.1. „Wzdęcie" podstawy warstwy wapienia ratyńskiego na obszarze Wejściowym jaskini:
А – lewa cześć, Б – prawa cześć.
Ryc. 12.2. Nierówny charakter kontaktu gipsów i zalegających na nich wapieni według obserwacji w jaskini:
А – nierówna granica kontaktu, Б – nisza korozyjna na kontakcie wapieni i gipsów.
Ryc. 12.3. Skupienie się materiału węglanowego na kontakcie struktur sferolitowych (jaskinia Kryształowa, Podole).
Ryc. 12.4. Północna ściana kamieniołomu ze studnią betonową (będącą sztucznym wejściem do jaskini) u jej podnóża. Po prawej – hałdy, pokrywające skarpę gipsowa z otworami wejściowymi do jaskini.
Ryc. 12.5. Współczesna przykryta metalową „tarczą" betonowa studnia wejściowa do jaskini.
Ryc. 12.6. Kaptaż studni wejściowej do jaskini ze strony ukraińskiej na lewym zboczu doliny rzeki Pacak.

Podpisy do tabel

Tabela 1.1. „Przyrost" długości jaskini w okresie 1977-2002.
Tabela 3.1. Skład chemiczny gipsów z kamieniołomu Mamalyżskiego (próbki pobierane co metr od spągu do podnóża warstwy gipsów).
Tabela 5.1. Główne parametry morfometryczne obszarów jaskiniowych Zołuszki (dane na koniec roku 1999).
Tabela 5.2. Parametry pola jaskiniowego oraz bloku jaskiniowego dla obliczenia wskaźników K_s i K_v
Tabela 5.3. Stopień wypełnienia osadami próżni jaskiniowych poszczególnych obszarów Zołuszki
Tabela 6.1. Wahania poziomu wody w niektórych zbiornikach-jeziorach jaskiniowych (dane obserwacji z 08.11.1981 w porównaniu do obserwacji z 20.09. 1981).
Tabela 6.2. Mineralizacja wód występujących w kamieniołomie Krywskim, w g/l (*wg Woropaj, Korzyk, Kostiuk, 1985*).
Tabela 6.3. Skład chemiczny (zawartość różnych soli) wód podziemnych uczestniczących w obiegu wody w bloku jaskiniowym
Tabela 6.4. Skład chemiczny wód podziemnych uczestniczących w obiegu wody w bloku jaskiniowym (dane uśrednione dla każdego rodzaju wód).
Tabela 6.5. Mikroelementy w wodach podziemnych uczestniczących w obiegu wody w bloku jaskiniowym (dane uśrednione dla każdego rodzaju wód).
Tabela 6.6. Intensywność rozpuszczania gipsów w wodach jezior-zbiorników jaskiniowych *(wg Aksem, Klimczuk, 1988*).
Tabela 7.1. Ilość dużych zawalisk w obrębie wybranych obszarów jaskini (większa część jej powierzchni).
Tabela 7.2. Podział pola nadjaskiniowego na strefy według zagrożenia zapadliskowego.
Tabela 8.1. Skład granulometryczny iłów jaskiniowych w porównaniu do osadów gliniasto-węglanowych jaskini (*dane S. Wołkow*)
Tabela 8.2. Właściwości fizyczne osadów rezydualno-detrytycznych gliniasto-węglanowych oraz mechanicznych (ilastych) osadów wodnych Zołuszki (*wg Wołkow, Andrejczuk, 1985*).

Tabela 8.3. Skład chemiczny różnych typów osadów jaskini Zołuszka *(materiały S. Wołkow, W. Andrejczuk).*
Tabela 8.4. Skład spektralny (mikroelementy) różnych typów osadów jaskini Zołuszka *(materiały S. Wołkow, W. Andrejczuk).*
Tabela 8.5. Skład chemiczny związków Fe i Mn z jaskini Zołuszka (*wg S. Wołkow ,1990, zmienione, uzupełnione).*
Tabela 8.6. Średnie zawartości metali w osadach jaskiniowych Zołuszki, 10^{-2} % (*wg S. Wołkow i In*., *1987*).
Tabela 8.7. Zawartość materii organicznej w różnych typach osadów Zołuszki (*dane S. Wołkowa, 1990, uzupełnione).*
Tabela 9.1. Parametry mikroklimatyczne przyotworowej części jaskini (od wejścia do Sali Czerniowickich Speleologów) według pomiarów 17.05.1981 w godz. 12^{00}-12^{30} oraz 15^{00}-15^{30}.
Tabela 9.2. Skład gazowy powietrza jaskini, w %.
Tabela 9.3. Zmiany zawartości CO_2 (%) w powietrzu jaskiniowym w obniżonych punktach korytarzy przy jeziorach.
Tabela 9.4. Zawartość (w %) metanu oraz ditlenku węgla w różnych punktach jaskini (*dane pomiarów z 26.04.1983*).
Tabela 10.1. Względna aktywność chemiczna różnych typów mikroorganizmów w jaskini Zołuszka.

Summary

In March 2007 there was a 30th anniversary of a discovery of the Zoloushka (Cinderella) Cave, which is one of the largest gypsum caves in the world. Until now over 90 km of galleries of a total volume of 0.65 mln m^3 have been mapped. The cave labyrinth was accidentally uncovered in the wall of gypsum quarry in 1946, but it was not penetrated by speleologists until 30 years later.

From the very beginning of penetration, the cave focused the attention of many speleologists and later - geographers and geologists. It became a notable supplement of the "pleiad" of the largest gypsum caves, which were investigated in the area of the neighbouring region – Podolia. It appeared however not very similar to them: as compared to the Podolia cave systems the Zoloushka Cave shows larger volume and it is more filled with clayey sediments. The cave galleries developed mainly in the upper part of the gypsum layer, which resulted in many sections of collapsed corridors.

The main feature of the Zoloushka Cave is fact, that it was artificially uncovered (in the quarry wall) and it not became accessible until the gypsum layer was drained by pumping out karst water. The quarry exposed rich groundwater reservoir – large karst aquifer. Gradual deepening of the quarry caused the increase of outflow intensity and the increase of the volume of the pumped-out water. In the late 1960s, when the larger part (18-20m) of the gypsum layer (total thickness 24-26 m) was uncovered, the karst system had been already drained. Groundwater, marking the surface of a depression cone, was preserved only in the lowest parts of the labyrinth. The karst system became accessible to investigations.

The Zoloushka labyrinth was artificially uncovered in the moment when it was almost totally filled with water (i.e. showed phreatic hydrodynamic conditions). The caves from Podolia area underwent this stage tens of thousand years earlier. Modern draining and younger age of the Zoloushka Cave determined a specific character of its internal relief (increased moisture of deposits, lack of secondary gypsum forms which are so typical for Pololian's caves), and the activity of different processes (roof subsidence, sediment drying/draining, water flows between different areas, etc.), which accompanied a sudden conversion from water-filled chambers to empty ones.

It became clear from the very beginning that a new object, extremely interesting from a scientific point of view was discovered. It made a unique opportunity to carry out multi-sided investigations. Many phenomena and features were observed by speleologists for the first time. Morphological features of the cave, like large cylindrical wells created by confined underground water, evidence undoubtedly a phreatic origin of the cave system and they played an important role while studying problems of karst development in this region and creating new (artesian) regional conception of speleogenesis. The abundance of iron-manganese deposits in the cave attracted the attention of geochemists, who determined the presence of numerous geochemical processes which occurred when the cave became drained. The cave made it possible for speleologists to study the mechanisms of sinkhole development, which is extremely important while evaluating karst hazards. The cave sediments contain numerous carbonate insertions (lithified filler of relict fissures in gypsum), which make it possible to reconstruct important palaeogeographic, palaeotectonic and palaeokarstic events.

During all these years the cave have been well recognised. This work represents a kind of summary of all the hitherto achievements and has a general and complex character. Many problems however are still open. Therefore the aim of this work is not only to present general results of the investigations which have been carried out in the

Zoloushka Cave, but also to attract the interest of specialists of different fields in order to enlarge and intensify the investigations in the cave itself and its surrounding.

The work consists of 12 chapters, references, appendixes, and it contains 188 figures.

The first chapter concerns the ***history of the cave discovery and studies***. Three stages of investigations were distinguished: 1 – 1977-1982, 2 – 1983-1987, 3 – 1988-until now. This chapter presents the history of the labyrinth mapping and describes in details the range of scientific investigations (including speleomedicine) which were carried out in each of the distinguished stages. The bibliography concerning the Zoloushka Cave (about 200 works) is discussed and about 60 authors are mentioned.

The second chapter shows ***natural conditions and karst of the region*** including the direct surrounding of the cave. The cave is situated in Eastern Europe, in the southern part of Western Ukraine (Northern Bukovina), in the place where the borders of three countries – Ukraine, Moldova and Romania join together. One of these borders – Moldavian-Ukrainian – goes directly above the cave and divides it into two parts: larger, north-western part which belongs to Ukraine, and smaller, north-eastern part which belongs to Moldova Republic.

The area of gypsum karst of the Western Ukraine which contains the world largest cave-labyrinths including Zoloushka Cave, is connected with evaporite layer of Miocene age. Gypsum and anhydrite rocks surround north-eastern part of the Carpathian arch from Moravia (Czech Republic) and Upper Silesia (Poland), via Western Ukraine region to Lipkany (Moldova) and Jassa (Romania). This chapter presents geology, tectonics and groundwaters of this region as well as land relief and rivers system. Specific natural conditions and karst in the direct surrounding of the cave are described in details.

The third chapter describes aspects of ***geological environment*** of the cave. A detailed description includes lithological, structural-textural and physical features, chemical composition and microelements of both the sediments underlying the gypsum and overlying the lithofacial complexes. A complex lithological characteristic of the gypsum as a karstified rock is presented including its x-ray-structural features, solubility, primary inclusions and secondary changes. Deformations which developed in the sediments overlying gypsum layer conditioned by activity of karst processes are described.

The fourth chapter concerns problems of ***speleomorphogenesis***. The first part of the chapter discusses general morphological characteristics of the cave and distinctive features of the cave net. Main groups of features of speleomorphogenesis are distinguished (struc-tural, hydrodynamic, textural, etc). Taking into account main morphogenetic factors, four hierarchical horizons of cave elements have been distinguished and described in details, i.e. macro (cave areas), mezo (corridors, galleries, wells, etc.), micro (morphological imposed elements of pressure origin – niches, domes, pipes, etc.) and nano (corrosion microrelief on walls).

The second part of this chapter concerns the analysis of the genetic relationship of cave morphology with fissure net in gypsum (*structural factor*). Features, types and parameters of gypsum fissuring are described, as well as fissure development according to evolutional-historical rule (primary lithogenic fissures – tectonic fissures – hipergenic (weathering) fissures – technogenic fissures). Much attention was paid to stage character and succeeding development of fissuring, main factors of its evolutionary transformations from Miocene until now, and to its importance to karst development and speleogenetic role. A special attention was paid to problems of tectonic modifications of lithogenic fissures, transformation of primary lithogenetic polygonal net systems into secondary (systemic) ones and speleomorphogenetical results of this process.

Relicts of primary fissuring – lithified fillers of primary fissures, have been discussed in details as well as its relation to primary fissures (co-evolution) and its role in speleomorphogenesis. Tectonic fissures and faults are described as well as their transformation and speleogenetic role in hipergenic and anthropogenic stage of gypsum series evolution.

In the third part of this chapter the role of *hydrodynamic factor* of speleomorphogenesis is analysed. Basing on principal differences of water circulation in mountain karst and plain (platform) karst, a detailed speleogenetic conception is presented to explain the cave origin influenced by confined water (as a result of uncovering of hydrodynamicaly covered artesian groundwater complex). The phenomenon of hydrodynamic competition (concurrency) is assumed to be a main factor responsible for morphogenetic effects. Its common occurrence was favoured by structural conditions (fissure-structural unconformity of gypsum, differentiation of hydrodynamic openness of fissures) and also confined character of groundwater. Morphogenetic results of hydrodynamic competition within a micro level (the cave as a whole and cave areas – uneven development of karst, pseudo-horizontality), mezo level (diversity and "morphopathology" of mezoelements, developed and underdeveloped types of cross-sections, "blind" and under-sized forms, etc.) and micro level (uneven karstification of fissures). Some models of development of different multi-level corrosion elements (canyons, chambers, cylindrical wells, blind domes, rosary-shaped fissures, etc.) are proposed. Among other hydrodynamic situations of speleomorphogenesis (apart of hydrodynamic competition of fissures) a lateral component of groundwater flow under gypsum layer, and also isolation of some parts of cave corridors by clayey sediments from soluble influence of water are discussed.

In the fourth part of this chapter a speleomorphogenetic importance of gypsum texture is discussed. The influence of the size of gypsum crystals and their dislocation (bedding, concentric structures, etc.) on solubility and its morphological results are shown. Other factors/premises of morphogenesis include filler of primary fissures in gypsum (coulisses), and also rarely occurring insertions.

The fifth chapter describes ***morphological structure*** of the cave labyrinth. Basing on morphological-morphogenetic criteria, the Zoloushka cave system was divided into 18 autonomic areas. A complex characteristic and physiognomic features of all these areas are presented. At the end of this chapter, general morphometric regularities of the cave net as a whole are discussed. The following fluctuations were analysed and explained: mean height of corridors (H), mean width of corridors (B), coefficient of corridor isometry Ki, coefficient of surface karstification Ks, coefficient of volume karstification Kv, density of cave corridors G, specific surface Su, specific volume Vu, and others.

The sixth chapter discusses the ***hydrology*** of the cave system. At the beginning of this chapter the features of water circulation in the cave block are described (in the past and at present), and types of waters taking part in cave circulation are presented. Special attention was paid to anthropogenic changes of groundwater regime (pumping up the water from the quarry and development of depression cone). The importance and size of anthropogenic activation of water circulation as a speleogenesis factor and engineering-geological (rapid increase of subsidence number) factor have been estimated. The character of cave waters (typology and regime of groundwater aquifers) as well as its natural and anthropogenic influences are discussed. Hydrodynamic phenomena accompanying artificial lowering of water table and their morphological consequences (erosional canyons in the clayey floors of corridors etc.) are described.

The second part of the chapter presents chemical composition of cave waters including microelements, as well as their changes connected with human impact into groundwater complex. Geochemical properties of water (content of organic carbon,

soluble forms of iron, Eh and pH), hydrochemical stratification of lacustrine cave water, intensity of their sulphate aggressiveness are discussed. Hydrogeochemical evolution of cave water reservoirs on the background of permanent human impact (water pumping) is described.

In the seventh chapter the problems of ***cave roof collapse and development of sinkholes*** above the cave are presented. The stage character of this process is underlined. The mechanism of sinkholes development in natural conditions and under human impact is described, and factors influencing roof and surface collapse are discussed. The regularities of distribution of roof collapse points within the cave are presented, anthropogenic activation of the process of roof collapse is underlined, the hazard of sinkhole and subsidence development over the cave is estimated.

The eighth chapter concerns ***cave sediments***. Taking into account their origin they are divided into four types: residual, destructional (breaking of coulisses), water mechanical (deposited clayey suspended matter), water chemical (deposited chemical compounds) and collapse deposits. The lithology of sediments, their chemical composition and microelement content, grain-size specification, physic-mechanical features, conditions of origin and factors of distribution within the cave are described. While presenting mechanical water sediments a special attention was paid to cave clay (unique plasticity and large water capacity), which is a result of disintegration, displacement and diagenesis of upper Badenian scree material.

Special attention in the chapter is paid to chemigenic iron-manganese sediments, which, taking into account their large number and diversity, represent one of the most interesting features of the cave – they are its "label". Iron-manganese hydroxides of the Zoloushka Cave are a clear sedimentological consequence of hydrogeochemical transformations induced by human impact. The fact that the cave became uncovered by the excavation and groundwaters were pumped out caused changes in chemical composition of karst waters, geochemical properties (Eh, pH) of the environment, and – as a result – conditions of migration and accumulation of chemical elements. The following forms of Fe and Mn hydroxides occurrence in the cave are described: aureolas, individual layers, layer interbedding, powder accumulations and covers, grape-like aggregates, liver-like aggregates, stalactite-like and stalagmite-like forms; their mineralogical and chemical composition, peculiarity (similarity to oceanic forms) and development are discussed. The Fe and Mn hydroxides of the Zoloushka Cave represent very young forms (anthropogenic stage). The active phase of their deposition lasted from several months to several years. The discharge of iron and manganese forms by karst waters was mainly connected with oxygen penetration to the cave (uncovering by excavation) and rapid change of reducing geochemical conditions into oxygenic.

The phenomena which occurred in Zoloushka Cave may be treated as anthropogenically accelerated chemical experiment, which, in a magnitude form, demonstrates the character and mechanism of geochemical transformations, which accompanied the transfer of karst aquifer from a phreatic state to a new hydrodynamic state (drained water-bearing horizon). This situation makes it possible to assume that layers of iron-manganese sediments, which are found in the cross-sections of other labyrinth caves not only in this area may be treated as a hydrogeochemical (hydrodynamic) marker. They evidence the stage of the transition from a karst aquifer with typical closed confined-phreatic regime with reducing anaerobic conditions to a new hydrodynamically open state with a free ground water surface and free oxygen access.

At the end of this chapter, the sediments of a problematic genesis are also described – loose carbonate skeleton sediments at the roofs of cave corridors, which origin is associated with decrease of karst water pressure and the aquifer degasification in

the moment of its hydraulic opening (this phenomenon took place a long before anthropogenic impact on to aquifer).

The chapter is finalised with the description of morphological changes and deformation of cave sediments as a result of their drainage and drying in new subsurface conditions.

The ninth chapter concerns ***microclimatic conditions*** of the cave. In the first part, the processes of air circulation with the surface are described and microclimatic division of the cave is shown. The features of thermal-moisture regime of the underground atmosphere are discussed. In the second part a special attention is paid to gas composition of the cave air including its features, changeability in space, vertical stratification, as well as reasons and mechanisms of CO_2 accumulation.

The tenth chapter is dedicated to signs of ***life*** in the cave. Ecological specificity of the Zoloushka Cave environment is discussed. Special attention is paid to microorganisms. Main types and generations of bacteria present in the cave are discussed including their relation to different elements of cave environment, functional specificity and physiological activity. The role of microorganisms are discussed in details including their share in accumulation of sulphur hydrogen, development of sulphate and sulphide compounds, production of CO_2 and nitrogen, development of iron-manganese sediments. Main types and cycles of biochemical reactions which occurred in the underground environment of the cave during its anthropogenic stage of development are presented.

The eleventh chapter discusses the problems of the ***cave genesis and age***. Zoloushka is a “child” of pressure-ascending transition of groundwater through the gypsum layer to a local erosional base – the bed of Prut valley. The groundwater stagnated in fissures and being under a large pressure became activated in the moment when the Prut uncovered screen cover of clays. This caused relatively rapid corrosional enlargement of fissure spaces (main phase of speleogenesis), development of structural nets in the gypsum and development of columnar chambers.

Basing on the basic principles of speleogenetical analysis (geological-historical rule, succeeding development rule and rule of local conditions) the history of karst development in this area is presented and several stages of its development are distinguished (middle Badenian, upper Badenian – lower Sarmatian, Sarmatian – Mesopleistocene, Neopleistocene – Holocene, modern). The most important events in term of speleogenetic development are presented in details. The main phase of speleogenesis occurred in the mid Neopleistocene.

At the end of this chapter the problems of potential dimensions of the cave labyrinth are discussed, and its different character as compared to other huge cave labyrinths of Western Ukraine (conditions and mechanism of speleogenesis, age, etc.) is shown.

The final **twelfth chapter** discusses the ***scientific and practical importance*** of the cave. Some theoretical problems are presented (palaeogeography of the region, origin of deposits, sedimentogenesis of gypsum), which solutions may be found basing on information from Zoloushka investigations. The aspects of cave protection are discussed and perspectives of its multi-direction use are proposed (nature monument, object of stationary investigations, tourism, recreation-balneotherapy complex, economic object, etc.).

Figure captions

Chapter 1

Fig. 1.1. Map of the cave in individual stages of the mapping.
Fig. 1.2. Dynamics of cave mapping in the period 1977-1999.
Fig. 1.3. Dynamics of papers concerning geological-karst investigation problems of the cave (vertical – number of papers).
Fig. 1.4. Dynamics of papers concerning speleomedical investigation problems of the cave (vertical – number of papers) (basing on the specification prepared by A. Bobylev).

Chapter 2

Fig. 2.1. Location of the cave.
Fig. 2.2. Location of the cave on the background of main administrative units of the region.
Fig. 2.3. Distribution of Badenian lithological facial complexes within external foreland of Carpathian arch:
1 – areas without Badenian sediments, 2 – probable limit of sea basin. Lithological facial complexes: 3 – terrigenic, 4 – carbonate, 5 – sulphate, 6 – chloride, 7-8 – Internal and External zones of Sub-Carpathian Graben, 9 – Carpathian mountainous area, 10 – Western-European Platform, 11- Misian Plate, 12 – Eastern-European Platform (according to Gajdin, Rudko, 1998).
Fig. 2.4. Distribution of sulphate rocks in the Western-Ukrainian region (Fig. of A. Klimchouk).
Fig. 2.5. Location of the Zoloushka Cave at the background of main tectonic units of Carpathian region (А) and the Prut-Dniestr interfluve (Б):
1 - gypsum series, 2 – series of Badenian-Sarmatian, mainly clayey deposits overlying gypsum layer, 3 – sub-gypsum Mesozoic and Cainozoic rocks.
Fig. 2.6. Geology and karst of the Zoloushka Cave area (geological-karst profile):
1 – Upper Badenian clay, 2 – gypsum, 3 – marls and sandy-carbonate sediments of Lower Badenian and Cenomanian, 4 – karst cavities in gypsum, 5 – karstified surface of gypsum with filling sediments, 6 – faults (certain and probable), 7 – horizon of karst waters within the hydraulic depression caused by pumping.
Fig. 2.7. Thickness of over-gypsum sediments in the Zoloushka Cave area:
1 – isolines of the thickness of over-gypsum sediments (in meters), 2 – river, 3 – probably limit of Upper Badenian clayey-carbonate sediments in the Prut valley, 4 – Krivski quarry, 5 – Zoloushka Cave.
Fig. 2.8. Geomorphological location of the cave area at the background of main morphostructural elements of the region (А) and the Prut-Dniestr interfluve (Б).
Fig. 2.9. Geomorphological map of the cave area:
1 – the Prut floodplain, 2 – 1st terrace, 3 – 2nd terrace, 4 - 3rd terrace, 5 – escarpment of the 3rd terrace, 6 – 4th terrace, 7 – escarpment of the 2nd terrace, 8 – escarpment of the 1st terrace, 9 – floodplain scrolls, 10 – inselberg hillocks within terraces, 11 – karst dolines and hollows, 12 – landslides, 13 – Krivski quarry, 14 – spoil-heaps, 15 – springs, 16 – cave.
Fig. 2.10. Bukovinka Cave (А – according to Ridush et al., 2000) and its location within Mamalyzski tectonic block (Б):
A: 1- galleries of main horizon, 2 – galleries of upper horizon, 3 – flooded galleries.

B: area of surface karst, 2 – Zoloushka Cave, 3 – Bukovinka Cave. B: 1 - alluvial and deluvial sediments of the Matka (Stalnivka) valley, 2 - Cenomanian carbonate sandstones, 3 – gypsum, 4 – Upper Badenian clayey sediments and layer of Ratynian limestones, 5 – sediments of river terraces.

Fig. 2.11. Karstification of gypsum basing on geophysical investigations in the area between the Matka valley and Mamalyga-Chotin road (materials of Lvov Geological Company):
1 – karst cavities filled with deposits, 2 – deposit free karst cavities, 3 – isolines of the thickness over-gypsum deposits, 4 – road.

Fig. 2.12. Change of the character and karst intensification of gypsum in Manalyzski tectonic block together with the distance increase from the Prut river:
1 – loess-like terrace deposits, 2 – alluvial (gravel) terrace deposits, 3 – Upper Badenian clay, 4 – layer of Ratynian limestones, 5 – clayey sediments deformed as a result of subsidence, 6 – deposits of underground cavities, 7 – marls, 8 – sub-gypsum carbonate-sandstone sediments.

Fig. 2.13. Change of gypsum thickness and its surface in the area located south-east of the Krivski quarry (data from exploratory drillings).

Fig. 2.14. Topographic map of the fragment of the Prut valley between the river and the quarry (geological profile is marked along the railway А-Б).

Fig. 2.15. Simplified geological profile along the railway located on the area of the Prut's second terrace, at the foot of the third terrace (see Fig. 2.14 – 2.16):
1 – loess-like terrace deposits, 2 – clayey sediments of the floodplain scroll, 3 – motley clay, silt, loess and gravels of terrace facies and floodplain scrolls of the second terrace, 4 – alluvial gravels of channel and karst facies of the second terrace, 5 – Upper Badenian clay (from subsidence) in the places of corrosional impact of confined ascending waters, 6 – sub-gypsum carbonate-sandstone sediments, 7 – gypsum.

Fig. 2.16. Probable tectonic faults in the cave area:
1 – large fault along the foot of the Prut third terrace (downthrow range from 3 to 6 m), 2 – probable smaller faults, 3 – the zone of graben-like fault in the Pacak valley.

Chapter 3

Fig. 3.1. Geological profile of Krivski quarry:
1 – Holocene (Q_{IV}). Forest dark-grey soil, 2–3: Middle Pleistocene. Sediments of the 3rd ($Q^{1\text{-}2}_{lial}$) and 4th ($Q^{3\text{-}4}$) terrace of the Prut: loess (2), gravels (3), 4-5: Neogene. Upper Badenian (N_1bd_3): silty clay (4) with interbeddings of limestones and sandstones (in the lower part of the profile) (5), 6-7: Middle Badenian (N_1bd_2): grey, platy, aphanitic limestones (6), grey and grey-brown coarse-, medium-, fine- and aphanitic gypsum (7), 8 – Lower Badenian (N_1bd_1): compact greenish grey marls, 9-10 Cretaceous. Cenomanian: bluish grey, afanitic, clayey limestones (K_2s_2) (9), bluish grey, quartz-glauconite sandstones (K_2s_1) (10), 11 – karst waters, 12 – karst cavities with filling deposits.

Fig. 3.2. Changes of chemical composition of gypsum and their admixtures along vertical profile of gypsum layer (according to Maklashin, 1988).

Fig. 3.3. Vertical changeability of chemical composition of gypsum in Mamalyzski quarry (basing on data included in Tab. 3.1.).

Fig. 3.4. Change of textural-structural features of gypsum in vertical profile of gypsum layer (generalisation based on observations in the quarry and in the cave near Filipcovo Lake).

Fig. 3.5. The middle part of the gypsum layer cut by the quarry's escarpment. Undulated-stratified character of the middle part of the gypsum profile is underlined by selective dissolution (with different speed) of medium- and fined-grained gypsum (Photo B.Ridush).
Fig. 3.6. Cave corridor developed in the middle (stratified) part of the gypsum profile (area of Colorado Cave) (Photo B. Ridush). Uneven, ribbon-like profile of walls indicates selective (different speed) character of dissolution of medium-crystalline (convex parts) and fine-crystalline (concave parts) types of gypsum.
Fig. 3.7. Textures on flat roof of cave corridors which are shown in transversal cross-section of stratified-undulated structures of the middle part of gypsum layer.
Fig. 3.8. Changes of x-ray-structural characteristics (А, Б, В) of gypsum deposits and their dissolution (Г, Д) at different speeds of water movement in a vertical profile of a gypsum layer (according to Makłashin, 1988):
А – degree of deformation of crystal lattice, Б – importance of microtensions, В – degree of rock "texturing", Г – rock dissolution at zero speed of water movement (0 m/min), Д – rock dissolution at speed of water movement of 8.5 m/min.
Fig. 3.9. Aggregates of large crystals of gypsum located in the mass of grain-crystalline gypsum: А – corroded aggregate with round edges (Chernovitskich Speleologov Chamber), Б – crystalline-block aggregate in a gypsum wall of the quarry.
Fog. 3.10. Monocrystalline aggregate of gypsum in the roof of a cave corridor uncovered by corrosion as a result of slower (as compared to the adjacent rock) dissolution (Photo V. Kiselov).
Fig. 3.11. Corroded surface of a monocrystalline gypsum patch in the roof of a cave corridor (Stometrovka).
Fig. 3.12. A typical stratified rhythmite in a gypsum mass. Kobylanskaya Prospekt.
Fig. 3.13. Uncovered by corrosion gypsum-carbonate rhythmite in the wall of a the cave corridor (Photo B. Ridush).
Fig. 3.14. Layer of Ratynian limestone covering gypsum.
Fig. 3.15. Lithological changeability of sediments at the contact of gypsum and overlying them Ratynian limestones basing on observations in different parts of the cave.
Fig. 3.16. Profile of over-gypsum sediments in the north-eastern wall of the quarry.
Fig. 3.17. Part of the profile of over-gypsum sediments visible in a dome of a collapsing floor (Lunny Grotto).
Fig. 3.18. Alluvia of the 3rd terrace of the Prut valley uncovered in the quarry.
Fig. 3.19. Landslide at the slope of the Pacak valley flowing over the cave (Photo B. Ridush).
Fig. 3.20. Deformations of clayey over-gypsum sediments influenced by karst.

Chapter 4

Fig. 4.1. Map of Zoloushka Cave (Chernovcy Speleological Club).
Fig. 4.2. Corridor in Centralny area (photo V. Kiselov).
Fig. 4.3. Examples of corridors of Zoloushka Cave: А – corridor in the area of Chernovitskich Speleologov Chamber, Б – corridor in Metropoliten area (photo V. Kiselov).
Fig. 4.4. Corridor in Perspectiv area (System D) (photo V.Kiselov).
Fig. 4.5. Characteristic transversal cross-sections of the cave conditioned by the intensity of their corrosional opening and degree of filling by cave deposits.
Fig. 4.6. Vystavochny Chamber adjacent to Chernovitskich Speleologov Chamber. In the cross-sections of corridors a cross-section of a "key hole" type is visible (photo S. Volkov).

Fig. 4.7. Examples of chambers developed at the crossings of cave corridors in Centralny and Zachodni-Anakonda areas.
Fig. 4.8. Junction of corridors of cave upper horizon and development of canyon-like chamber in Colorado area.
Fig. 4.9. Relation of corrosional forms of different size in the cave with speleomorphogenetic factors.
Fig. 4.10. Example on imposed dome forms (kettles) of confined genesis in the cave roof (Photo S. Volkov).
Fig. 4.11. A confined form – corrosional pipe below the floor of Ratynian limestone, uncovered during excavation works in the quarry (Photo S. Volkov).
Fig. 4.12. Poligenetic fracturing of gypsum in the wall of Krivski quarry.
Fig. 4.13. Isoline map of a length (А) and number of fissures cutting (Б) at 225 m^2 of the surface of a cave area (according to A. Piechorkin, 1986).
Fig. 4.14. Relation of the direction of tectonic fissures in Krivski quarry (А) and directions of cave corridors in Zoloushka Cave (Б).
Fig. 4.15. Tectono-deriative geometrisation of primary polygonal system:
1 – polygonal system of primary contraction fissures, 2 – "animation" by planetary-rotational tectonic tensions of NW and NE elements of polygonal system and development of new tensions on these directions, jointing of elements of the same direction into larger fissures, development of new elements conditions by tectonics in tension areas, 3 – part of cave labyrinth developed along fissure system on Fig. 2, 4-5 possible methods of interpretation (basing on map 3) of initial fissuring: 4 – lithogenetic, 5 – tectonogenetic.
Fig. 4.16. Corrosionally exposed coulisse in Chernovitskich Speleologov Chamber (Photo S. Volkov).
Fig. 4.17. Example of coulisses-barriers with holes in them from the Centralny area of the cave (Photo V. Kiselov)
Fig. 4.18. Examples of twisting of thin coulisses (Privchodovy area) (Photo V. Andreychouk, B. Ridush).
Fig. 4.19. Examples of crossing of coulisses in the roof of the cave corridors (А – Privchodovy area, Б – Stadion gallery) (Photo B. Ridush, S. Volkov).
Fig. 4.20. Orientation of carbonate coulisses in the Zoloushka Cave.
Fig. 4.21. Distribution of fault zones breaking up gypsum into micro-blocks at the background of the cave area of the Zoloushka (according to Salomatin et al., 1985):
1 – measurement sites of the tensions of natural impulsive electromagnetic field of the Earth, 2 – zones of micro-block faults, 3 – micro-blocks with similar (within them) values of filed tensions and their sudden decrease or increase at the borders of microblocks.
Fig. 4.22. Hypergenic (weathering) fissures and technogenic fissures in upper part of gypsum layer in the wall of Krivski quarry.
Fig. 4.23. Intensification of corrosional widening of a filtration fissure during the impact of the filtration stream (under pressure) on their walls.
Fig. 4.24. Location of main zones of ascending drainage of waters (hatched) in the cave and its direct surrounding.
Fig. 4.25. Changes of the size and morphology of cave corridors in Maiskiy Chamber, from its centre to peripheries. Arrows – direction of ascending drainage of groundwaters.
Fig. 4.26. Models of ascention of groundwater along fissures (В – linear), and at their crossings (Б – focal).
Fig. 4.27. Scheme of development of vertical cylindrical cave wells:
1 – structural predispositions (joined coulisses and their deep penetration in gypsum), 2 – initial stage: fissure ascention of waters, 3 – active stage: concentration of ascending stream in central channel – at the crossing of coulisses, a gradual corrosional widening of

the channel, 4 – modern stage: vertical well which opens upwards in the wall of the corridor of the upper horizon, with root-like galleries at the base.
Fig. 4.28. Map of galleries going out from Suchoy Kolodec with a large blind erosional dome in the roof (map of Smirnov, Speleological Club Primus, Perm).
Fig. 4.39. Results of morphological fissuring hydrodynamic competition:
1 – different intensity of karstification of a vertical fissure because of its uneven width, 2 – different intensity of karstification of corridors according to initial width of fissures, 3 – morphological profiles connected with infilled (coulisses) fissures.
Fig. 4.30. Hypothetical fragment of a structural-space junction of the upper (A) and lower (Б) system of cave corridors:
A: 1 – corridors developed along primary fissures (fissure filler was partly removed at the stage of speleogenesis), 2 – upper corridors, of smaller dimensions, developed along coulisses, with underdeveloped canyon part, 3 – cylindrical well (outlet), thick line – coulisses in the upper part of gypsum. Б: 1 – ascending canals joined with 1 on Fig. A, developed along tectonically activated (deepened) primary fissures (1 on Fig. A) of NW-NE directions, 2 – lower corridors, which have not developed upwards because of small primary opening of fissures, with coulisses in the roof (lower edges of coulisses), 3 – cylindrical well (the base opened in the roof), blind erosional dome. Thin lines – lower edges of coulisses (endings get thinner) which are shown on Fig. A.
Fig. 4.31. Corrosional smoothening of walls of tectonically opened fissures with uneven parts:
1 – fissure in initial stage, 2 – division of a fissure into fragments of the same length (L_1-L_4) but different surface (S_1-S_8) which results from uneven walls ($S_1=S_2$, $S_3>S_4$, $S_5<S_6$, $S_7=S_8$), 3 – differentiated (concentration on uneven parts) corrosional impact of waters on fissure walls leading to vanishing of uneven parts.
Fig. 4.32. Corrosional development of a closed fissure with local dilatations:
1-3 – stages: 1 – initial, 2 – concentration of corrosional impact in places of local dilatations, 3 – fissure with oval corrosional dilatations.
Fig. 4.33. Situation near Filipovco Lake: a corridor of the lower horizon developed vertically along a hydrodynamically active fissure to its filled (coulisse) part, which is opened in the side canyon part of the larger cave corridor:
1 – gypsum, 2 – part of a carbonate coulisse-filler hidden in gypsum, 3 – uncovered (protruded) part of a coulisse, 4 – water inflow, 5 – clayey cave sediments.
Fig. 4.34. Examples of rosary-shaped microforms of different size in walls (A) and roofs (Б) of cave corridors.
Fig. 4.35. Increase of a fissure width in time caused by filtration stream. A continuous line shows the change of a mean fissure width, a dotted line shows the change of a width of its different sections (according to Czernyshov, 1983).
Fig. 4.36. Some examples of cave wall corrosion (between neighboring passages) with formation of corrosion holes in it (A) and fragments of columns destroyed by corrosion (Б) (photo V. Andreychouk)
Fig. 4.37. Development of pillared chambers by corrosional junction of cave corridors:
A - example of pillared chambers of the cave: 1 – Maiskiy, 2 – Chernovitskich Speleologov, 3 – Dinozavra, B: stipulated stages of morphological development of a local cave area from a fissure system to a cave labyrinth (fragments taken from different parts of the cave).
Fig. 4.38. Morphology of underground cavities in Pivnice area.
Fig. 4.39. Subsidence-squeezing of plastic clay sediments from the upper located corridors into a “cellar” horizon developed under the layer of crystalline limestone.

Chapter 5

Fig. 5.1. Morphological-morphometric regionalisation of the cave.
Fig. 5.2. Privchodowy (Entering) area.
Fig. 5.3. Zabludshich (Lost) area.
Fig. 5.4. Road to Filipovco Lake (Photo V. Kiselov).
Fig. 5.5. Perspectiv (Perspective) area.
Fig. 5.6. Characteristic large corridors of a specific diamond cross-section in the sub-area Sistema D (System D) of Perspectiv (Perspective) area (Photo V. Andreychouk, V. Kiselev).
Fig. 5.7. High corridor in Śvinya (Pig) sub-area (photo B. Ridush).
Fig. 5.8. Gallery Stadion (Stadium) (Photo V. Kiselev).
Fig. 5.9. Area Zal Czernovickich Speleologov (Chamber of Chernovtcy Speleologists).
Fig .5.10. North-western (pillared) part of Czernovickich Seleologov Chamber (Photo B. Ridush).
Fig. 5.11. Wide galleries of Czernovickich Speleologov Chamber divided by narrow pillared barriers (Photo V. Kiselov).
Fig. 5.12. Clayey Zoloushka in Chernovitskich Speleologov Chamber.
Fig. 5.13. Maiskiy (May) area.
Fig. 5.14. Centralny (Central) area.
Fig. 5.15. Side canyon corridor adjacent to larger gallery in Centralny area filled in lower part with clay sediments (Photo V. Kiselov).
Fig. 5.16. Clayey stalactites on the uneven surface of carbonate coulisse (Photo S. Volkov).
Fig. 5.17. Zapadny-Anakonda (West-Anaconda) area.
Fig. 5.18. Vesioly (Joyful) area.
Fig. 5.19. Gollandskiy Syr (Switzerland Cheese) area
Fig. 5.20. Kamikadze (Kamikaze) area.
Fig. 5.21. Metropoliten (Metropolitan) area.
Fig. 5.22. Typical view of corridors in Metropoliten area:
А – tunnel of diamond cross-section in the north-western part of the area, Б – large corridor typical for the southern part of the area (Photo V. Andreychouk, photo V. Kiselev).
Fig. 5.23. Oziorny (Litoral) area.
Fig. 5.24. Characteristic galleries and corridors of Oziorny area (Photo V. Kiselev).
Fig. 5.25. Goticzeskij (Gothic) area.
Fig. 5.26. Dinozavra (Dinosaur) Chamber (А) and a typical corridor adjacent to the chamber (Б) (Photo V. Kiselov).
Fig. 5.27. Canyon corridors in the southern part of Goticzeskij area (Colorado sub-area) (Photo V. Kiselov).
Fig. 5.28. Wostochny (Eastern) area.
Fig. 5.29. Dalniewostochny (Far-East) area.
Fig. 5.30. Kamchatka area.
Fig. 5.31. The method of bordering of the cave's area in order to calculate its surface and block's volume.
Fig. 5.32. Differentiation of the cave's area taking into account height parameters (1), width parameters (2) and isometric character of the corridors.
Fig. 5.33. Differentiation of the cave's area taking into account the following parameters of the following indices: surface karstification (1), volume karstification (2), and number of 3-radial cuttings (3).

Fig. 5.34. Differentiation of the cave's area taking into account the following indices: corridor density (1), specific surface (2), volume (3) of cave's areas.

Chapter 6

Fig. 6.1. Quarry with a lake, water of which is pumped out and disposed into the Pacak river channel.
Fig. 6.2. Direction of flow of underground waters within the cave:
А – before the cave establishment (in natural conditions, without human impact), Б – after the quarry establishment when groundwater had been already pumped put.
Fig. 6.3. Hydrogeological situation within the cave: А – block-diagram of the cave block, Б – water inflow to the cave labyrinth (1981):
А: 1 – old karst dolines, 2 – fresh sinkholes, 3 – underground cavities, 4 – groundwater flow to the quarry, 5 – directions of karst water flow, 6 – lowering and deformations of the surface of groundwater table.
Б: 1 – zone of small (up to 1 m) fluctuations of the lowered groundwater table, 2 – zone of considerable (1-3 m and more) periodical (cyclical and non-cyclical) fluctuations of the lowered groundwater table, 3 – isolines of the surface of groundwater aquifer (interpolation).
Fig. 6.4. Typical degradation reservoirs (lakes) in the central part of the cave: А – Nautilus Lake, Б – Krokodil Lake (Photo S. Volkov).
Fig. 6.5. Secondary erosion canyon which developed in clayey floor sediments of the cave corridor due to erosion of periodical flows between cave reservoirs in the stage of degradation of water-bearing horizon.
Fig. 6.6. Content of organic carbon in waters of cave reservoirs (data by S. Volkov).
Fig. 6.7. Change of microelement content in Krokodil lake waters according to the depth (data by S. Volkov).
Fig. 6.8. Change of pH and mineralisation of Krokodil Lake waters according to the depth (data by S. Volkov).
Fig. 6.9. Change of chemical composition and sulphate intensity in waters of cave reservoirs according to depth (according to Aksem, Klimchouk, 1988).
Fig. 6.10. Change of pH and content of Fe^{2+} and Fe^{3+} in cave lake waters according to depth.

Chapter 7

Fig. 7.1. Mechanism and development stages of collapse processes over the cave at the technogenic stage of development.
Fig. 7.2. Hazard of collapse development in the cave area in different periods of year and different weather:
1 – insignificant, 2 – significant, 3 – large, 4- very large.
Fig. 7.3. Gravitational pressing of clayey sediments covering the cave from a gravitational (collapse) pipe.
Fig. 7.4. Karst relief of the area located over the cave (part, pre-technogenic stage).
Fig. 7.5. Mechanism of sinkholes development over the cave. This process dominated during pre-technogenic stage of cave development.
Fig. 7.6. Relationship between the number of goafs (underground debris cones) and morphometric parameters of the cave (vertical – number of goafs in different cave areas).

Fig. 7.7. Lateral distribution of goafs which originated before (pre-technogenic goafs) and after uncovering (activated and new goafs) the cave by the quarry and its draining by pumping out the waters:
1 – general number of goafs in the cave area, 2 – old (pre-technogenic) goafs at 2,3,4 stages of development, 3 – technogenically activated goafs at 2,3,4,5 stages of development, 4 – technogenic (young) goafs at 2,3 stages of development.
Fig. 7.8. Distribution of pre-technogenic, technogenically activated and technogenic goafs in the central part of the cave.
Fig. 7.9. Distance of different areas of the cave from the entrance and the relationship (K) of the number of technogenic (technogenically activated) goafs to the number of pre-technogenic goafs.
Fig. 7.10. Projection of gravitational domes overlapping each other at different stages of subsidence process (parts of the cave located near the entrance) over the surface of the cave area:
1 – cave cavities, 2 – part of the cave devastated by the quarry, 3 – isolines of the thickness of covering (over-gypsum) deposits, 4 – cavity under the limestone floor, 5 – dome-like cavity in clay (stage 3), 6 – stage 4, 7 – dome-like cavity in loess deposit (stage 5), 8 – karst dolines over the cave, 9 – quarry escarpment, 10 – profile (see Fig. 7.11.).
Fig. 7.11. Cross-sections to Fig. 7.10.
Fig. 7.12. Map of the assessment of sinkhole hazard over the cave (part – near-entrance parts of the cave):
Microareas: 1 – very dangerous, 2 – dangerous, 3 – relatively dangerous, 4 – relatively safe, 5 – safe, 6 – part of the cave devastated by the quarry, 7 – karst dolines over the cave, 8 – quarry escarpment.

Chapter 8

Fig. 8.1. Distribution of main genetic types of cave sediments in Zoloushka Cave:
1 – water mechanical sediments (layered cave silt), 2 – residual and detrical sediments (clayey-carbonate sediments), 3 – areas with water inflow. Water chemogenic sediments (iron-manganese sediments): areas of surface development: 4 – mainly ferruginous sediments, 5 – mainly manganese sediments, 6 – films, 7 - layers, 8 – layered-mixed bodies (iron-manganese “layered-cakes”), 9 – concentration of iron hydroxides, 10 – concentration of manganese hydroxides, 11 – stalagmite-like forms built of iron hydroxides, 12 - stalactite-like forms built of manganese hydroxides, 13 – forms similar to microstalagnates.
Fig. 8.2. Characteristic profiles of cave sediments in the floors of cave corridors.
Fig. 8.3. The cave’s host Zoloushka (Cinderella) made of cave silt:
А – figure of Zoloushka in the centre of Chernovitskich Speleologov Chamber (next to the table there are human figures made of clay) (Photo B. Ridush), Б – Zoloushka - close-up (Photo S. Volkov).
Fig. 8.4. Dripstone-silty sediments on the wall and roof of the cave:
А: stalactites on a carbonate coulisse, area of Fragmenty Lake, Б – silty-dripstone cover on a coulisse wall, Venecja area, В – silty stalactites 15-20 cm long, Metropoliten area, Г – silty roof with stalactite cover, Stalaktitovy Kuluar, Venecja area (Photo V. Andreychouk), Д – cave corridor with stalactites on the roof and walls, Korigor Stalaktitovy, Venecja area, Е – cave corridor with stalactites in Centralny area (Photo S. Volkov).

Fig. 8.5. Lamination of cave silts. In the upper 15 cm part of the profile two zones are visible: lower with thicker (1-2 mm) motley lamines and lower with more uniform in terms of colours thinner (less than 1 mm) silt lamines (Photo S. Volkov).
Fig. 8.6. Silty lamines under microscope (magnitude 120X). White layers – calcite cementing quartz grains (data S. Volkov).
Fig. 8.7. Typical colours of the Zoloushka Cave landscape. Corridor near Metropoliten area.
Fig. 8.8. Films of manganese (dark) hydroxides and iron (yellow) hydroxides on a gypsum wall.
Fig .8.9. Exposed lamine of manganese hydroxides on the silty floor of a cave corridor.
Fig. 8.10. 10-cm thick layer of iron hydroxides on the floor of a cave corridor.
Fig. 8.11. Ferruginous-manganese stalagmites in the Wesioly area:
А – pipe-like (empty inside) stalagmite 50 cm high, Б – low (up to 10 cm) dome-like stalagmite on the surface of laminated body built of iron hydroxides, В – the largest stalagmite in the cave, Г – medium-high (up to 15 cm) empty stalagmite on the surface of laminated body built of iron hydroxides.
Fig. 8.12. Probable model of mechanisms of the origin of iron-manganese stalagmites:
А - evaporation, Г – geyser-like, В – compression.
Fig. 8.13-A. B. Characteristic forms of deposition of manganese hydroxides on silty floor of cave sediments:
А – layer of hydroxides on cracked (as a result of drying) surface of grey cave clay (Maiskiy Chamber), Б – powder on silt surface (Geochemical area) (Photo S. Volkov, V Andreychouk).
Fig. 8.13-В, Г. Powder-like sediments of manganese hydroxides:
В – concentration of loose masses of hydroxides in the neighbourhood of iron hydroxide deposits (Wesioly area), Г – “manganese river” in the bottom of cave corridor (Fersman's Chamber, Geochimicheskiy area) (Photo S. Volkov, W. Andreychouk).
Fig. 8.14. Characteristic (primary and dehydrated) aggregates of manganese on gypsum walls of the cave:
А – association of semi-spherical, liver-like, grape-like and stalactite-like aggregates on the wall of corrosional hollow in Antichny Chamber, Б - stalactite of a pine tree shape, built of tiny crystals of hydroxides (Antichny Chamber) (Photo S. Volkov, V. Andreychouk).
Fig. 8.15. Stalactite silty-hydroxide deposits :
А – thin silty-ferroginous and manganese-hydroxide stalactites in a wall niche (Romeo and Julyetta Chamber), Б – silty stalactites covered by iron hydroxides, Venecja area (Photo S. Volkov, V. Andreychouk).
Fig. 8.16. Typical variants of mutual location of iron and manganese hydroxides surrounded by other types of cave sediments.
Fig. 8.17. Iron-manganese powder under electronic microscope (size of aggregates – 2-10 microns, concentration – 20-50 microns):
1 – general view, 2 – aggregate built of from agglutinated iron-manganese “beans”, 3 – iron-manganese concretions on a fragment of gypsum crystal, 4 – iron-manganese concretions in hollows-traps developed from dissolution of a gypsum crystal, 5 – iron-manganese concretion with a distinctive “cell-like” surface (diameter 3 microns). 6 – spherical-concentric structure of a concretion, 7 – branch-like iron-manganese aggregates, 8 – flake-like iron-manganese concretions (Photo E. Galuskin).
Fig. 8.18. Scheme of origin of iron-manganese hydroxides in the cave:
1 – cave waters including confined and geochemically stratified, 2 – air, 3 – cave silt, 4 – iron and manganese hydroxides, 5 – varied deposited and metamorphosed forms of iron and manganese hydroxides, 6 – deformations (from drying) of silty clay sediments.

Fig. 8.19. Typical subsidence composed of over-gypsum clay sediments covering the cave (Photo B. Ridush).
Fig. 8.20. Loosening and falling of plates from the roof layer of crystalline limestone (Podvaly).
Fig. 8.21. Skeleton-pore carbonate sediments on the gypsum roof of the cave.
Fig. 8.22. Polygonal system of fissures caused by drying on the surface of cave silts (Photo L. Veisman).
Fig. 8.23. Deformed surface of silts with fissured caused by drying in the profile of cave corridor (Photo V. Kiselov).
Fig. 8.24. Main types of cracks system in silty sediments depending on the character of the surface:
А – regular, polygonal on flat surface, Б – radial-concentric on convex surface, В – radial-concentric within subsidence area, 7 – linear-stair on sloping area.
Fig. 8.25. Sinkhole (Б) and subsidence (А, С) forms in silty floor deposits of cave corridors: А, Б – general view, С – doline hollows in the bottom of the corridor at Uvertura Chamber (Photo S. Volkov).
Fig. 8.26. Subsidence dolines and sinkholes in Antichny Chamber:
1 – collapse deposits, 2 – debris cones, 3 – subsidences and sinkholes, 4 – large debris cones.
Fig. 8.27. Deformations caused by sinking of silty floors of cave corridors in Wesioly area.
Fig. 8.28. Silty pillar originated as a result of squeezing of the upper horizon sediments into lower located cave voids. Podvaly area.

Chapter 9

Fig. 9.1. Microclimatic profile of the entrance part of the cave (A-B), and microclimatic zones of the cave (B) (according to measurements 17.05.1981, 12.00-12.30).
Fig. 9.2. Basing model of air circulation between the cave and the outer atmosphere in warm (А) and cold (Б) seasons:
1 – relatively warm (+) and colder, cool (-) air, 2 - directions of circulation of warmer air, 3 – directions of circulation of colder and cool air.
Fig. 9.3. Development of snowy stalagmites on the surface of quarry escarpment over holes (holes after drillings, tiny fissures, etc.).
Fig. 9.4. Content of carbon dioxide in the cave air (in November, 1982).
Fig. 9.5. Distribution of $C0_2$ in vertical cross-section of the cave atmosphere – basing on selected corridors.
Fig. 9.6. Relation between $C0_2$ and CH_4 concentration in the cave air (according to measurements from 1981).

Chapter 10

Fig. 10.1. Distribution of main groups of micro-organisms in the cave.
Fig. 10.2. Micro-organisms similar to fungi which build iron-manganese stalagmites from the area Gollandskiy Syr (Photo E. Galuskin).
Fig. 10.3. Microbiological activity of the cave environment at the background of hydrodynamic and geochemical changes in the cave at the technogenic stage of development.
Fig. 10.4. Main types and cycles of biochemical reactions which occur in the cave environment at the technogenic stage of its development.

Fig. 10.5. Microflora of algae and mosses developing on gypsum walls of the corridors located at the near-entrance (5-20 m) zone of the cave.

Chapter 11

Fig. 11.1. Scheme of conditions of development of fissure fillers in gypsum deposits and the layer of Ratynian limestone in the area of the cave.
Fig. 11.2. Stages of development of Zoloushka Cave.
Fig. 11.3. Karst deformation of over-gypsum sediments:
А – karstogenic folds in the north-eastern escarpment of the quarry, Б – the fold – a close-up, В – part of the fold – monoclinal wing (Photo S. Volkov).
Fig. 11.4. Zones of different character of gypsum karstification within the cave and its surrounding:
1 – zone of deformation of underground cavities along a fault valley of the Pacak river, 2 – zone of overlapping of large karst corridors (places of concentration of ascending discharge) and peripheral part of the relict zone of over-gypsum deformation, usually filled up with water, 3 – zone of multi-stage karst deformations (folding) connected with the fault.
Fig. 11.5. Geological cross-section along Dankovieckiy sinkhole (according to material by A. Klimchouk, simplified).
Fig. 11.6. Results of geophysical investigations in the place of Dankovieckiy sinkhole and their interpretation (according to material A. Klimchouk):
А – scheme of karst anomalies, Б – interpreted picture of anomalies from Fig. A, С – fragment of a part of the Zoloushka Cave (as a comparison).
Fig. 11.7. Comparison of the dimensions of the Zoloushka Cave and the largest gypsum caves in Podolia – Optimisticheskaja Cave and Ozernaja Cave: А – Optimisticheskaja, Б – Ozernaja, В – Zoloushka.

Chapter 12

Fig. 12.1. Bulge in lower part of ratinskiy limestone bed in the Privchodowy (Entering) area of cave:
А – left part, Б – right part.
Fig. 12.2. Character of gypsum-limestone contact due to observations in the Cave: А – uneven border of the contact, Б - corrosion niche on the limestone-gypsum contact.
Fig. 12.3. Concentration of carbonate matter at the contact of spherulitic structures (Kristalnaja Cave, Podolia).
Fig. 12.4. Northern part of the quarry with concrete well (which is an artificial entrance to the cave) at its foot. On the right – waste-heaps covering the gypsum escarpment with entrances to the cave.
Fig. 12.5. Modern - closed with metallic screen - entrance well into the Cave.
Fig. 12.6. Capture of the entrance well to the cave from the Ukrainian side on the left slope of the Pacak river.

Table captions

Tab. 1.1. "Increase" of the cave's length in the period 1977-2002.
Tab. 3.1. Chemical composition of gypsum from Mamalyzski quarry (samples taken every meter from the roof to the foot of the gypsum layer).
Tab. 5.1. Main morphometric parameters of cave areas of the Zoloushka (end of 1999).
Tab. 5.2. Parameters of the cave field and the cave block necessary to calculate Ks and Kv indices.
Tab. 5.3. Degree of the infill of cave voids by sediments of the individual areas of the Zoloushka Cave.
Tab. 6.1. Fluctuations of water table in selected cave reservoirs-lakes (comparison of data from 08.11.1981 and 20.09.1981).
Tab. 6.2. Mineralization of waters present in Krivski quarry in g/l (according to Voropaj, Korzyk, Kostiuk, 1985).
Tab. 6.3. Chemical composition (content of different salts) of groundwater taking part in water circulation in the cave block.
Tab. 6.4. Chemical composition of groundwater taking part in water circulation in the cave block (data averaged for each type of water).
Tab. 6.5. Microelements in groundwater taking part in water circulation in the cave block (mean data averaged for each type of water).
Tab. 6.6. Intensity of gypsum dissolution in waters of the cave lakes-reservoirs (according to Aksem, Klimchouk, 1988).
Tab. 7.1. Number of large goafs within the area of the selected areas of the cave (larger part of its area).
Tab. 7.2. The division of the over-cave field into zones according to sinkhole formation hazard.
Tab. 8.1. Grain-size analysis of cave silts as compared to clayey-carbonate sediments of the cave (data S. Volkowv).
Tab. 8.2. Physical properties of residual-detrital clay-carbonate sediments and mechanical (silty) water sediments of the Zoloushka Cave (according to S. Volkov, V. Andreychouk).
Tab. 8.3. Chemical composition of different types of sediments of the Zoloushka Cave (materials S. Volkov, V. Andreychouk).
Tab. 8.4. Spectral composition (microelements) of different types of sediments of the Zoloushka Cave (materials S. Volkov, V. Andreychouk).
Tab. 8.5. Chemical composition of Fe and Mn compounds from the Zoloushka Cave (according to S. Volkov, 1999, changed and supplemented).
Tab. 8.6. Mean contents of metals in cave sediments of the Zoloushka, $10^{-1\%}$ (according to S. Volkov et al., 1987).
Tab. 8. 7. Content of organic matter in different types of sediments of the Zoloushka Cave (data S. Volkov, 1990, supplemented).
Tab. 9.1. Microclimatic parameters of the near-entrance part of the quarry (from the entrance to Chernovitskich Speleologov Chamber) according to measurements on 17.05.1981, at 12.00-12.30 and 15.00-15.30.
Tab. 9.2. Gas composition of the cave air (%).
Tab. 9.3. Changes of CO_2 content (%) in the cave air in the lowered part of the cave near the lakes.
Tab. 9.4. Content (in %) of methane and carbon dioxide in different parts of the cave (data from measurements made on 26.04.1983).
Tab. 10.1. Relative chemical activity of different types of micro-organisms in the Zoloushka Cave.